



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

MONTMARAUULT

par

M. TURLAND

MONTMARAUULT

La carte géologique à 1/50 000
MONTMARAUULT est recouverte par la coupure
MOULINS (N° 146)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

Hérisson	Bourbon l'Archambault	Moulins
Montluçon	MONTMARAUULT	St-Pourçain- sur-Sioule
Montargis	Gannat	Vichy



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France



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

par

M. TURLAND

avec la collaboration de P. GENTILHOMME

J.L. DUTHOU, D. d'ARCY, J.P. CARROUÉ, N. DEBÉGLIA

1991

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

– *pour la carte* : TURLAND M., GENTILHOMME P., SOSSA-SIMAWANGO M., DUTHOU J.L., DEBRIETTE P., BROUSSE J.M. (1990) – Carte géol. France (1/50 000), feuille **Montmarault** (620) – Orléans : BRGM. Notice explicative par TURLAND M. et coll. (1991), 114 p.

– *pour la notice* : TURLAND M., avec la collaboration de GENTILHOMME P., DUTHOU J.L., D'ARCY D., CARROUÉ J.P., DEBÉGLIA N. (1991) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Montmarault** (620) – Orléans : BRGM, 114 p. Carte géologique par TURLAND M. *et al.* (1990).

© 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 : 2-7159-1620-5

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE</i>	5
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	7
<i>SOCLE CRISTALLIN ET CRISTALLOPHYLLIEN</i>	7
Massif de Montmarault	7
Massif granitique de Tréban	20
Terrains métamorphiques de la série de la Sioule	30
Roches filoniennes banales	47
<i>PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR</i>	48
Sillon houiller et bassin du Montet	48
Bassin de Villefranche-d'Allier	52
<i>TERTIAIRE CONTINENTAL</i>	57
Éocène l.s.	57
Oligo-Miocène de Limagne	63
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES ET ALLUVIALES</i>	66
Épandages fluviaux plio-quadernaires	66
Arènes et limons	68
Colluvions	70
Alluvions	70
Dépôts anthropiques	73
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	73
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	73
<i>RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES</i>	79
Combustibles	79
Matériaux de carrières	81
Minéralisations hydrothermales	82
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	87
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	87
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	91
<i>DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES ET ANALYSES</i>	91
AUTEURS	91
ANNEXE 1 : DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES ET MAGNÉTIQUES	92
ANNEXE 2 : ANALYSES CHIMIQUES	105

INTRODUCTION

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE

La feuille Montmarault se situe au Nord du Massif central, en Bourbonnais. C'est pour l'essentiel une région de bocage, essentiellement vouée à l'élevage, avec peu de cultures ; seuls les calcaires de Limagne, à l'extrême Sud-Est, font exception avec l'absence de haies, la dominance des cultures et la présence de la vigne.

Du Nord-Ouest au Sud-Est, les **ensembles structuraux** suivant peuvent être distingués :

- le *bassin houiller de Villefranche-d'Allier*, au Nord-Ouest de Murat, comportant, outre les terrains stéphanien, des dépôts permien des marges du bassin de l'Aumance (feuille Bourbon-l'Archambault) et des terrains tertiaires se rattachant au bassin de Cosne-d'Allier ;
- le *massif granitique de Montmarault*, apparaissant en horst entre la faille de Murat limitant le bassin de Villefranche et, au Sud-Est, le relief de faille du Sillon houiller ;
- le *grand Sillon houiller* du Massif central, très étroit, souvent réduit à sa cicatrice, s'élargissant au Nord de Deux-Chaises pour former le bassin du Montet et Tronget, puis se poursuivant au Nord-Est sur la feuille Bourbon-l'Archambault : bassin de Fins et Noyant ;
- le vaste ensemble de roches du socle constitué du *massif de Tréban* et de son enveloppe de migmatites rattachées à la série de la Sioule ;
- les collines calcaires de la *bordure occidentale de la Limagne*.

Les **accidents cassants** principaux limitent les ensembles structuraux précédents. Ce sont, dans le même ordre (du NW au SE) :

- la *faille de Murat*, au tracé en baïonnette, qui limite le socle du massif de Montmarault des dépôts du bassin de Villefranche ;
- la *faille du Sillon houiller*, se prolongeant en limite ouest du bassin du Montet, et bordant à l'Est de massif de Montmarault ; c'est un grand accident à histoire complexe dont les rejeux tardifs d'affaissements vers l'Est ont conduit au relief actuel ;
- la *faille bordière de Limagne*, relativement tardive puisqu'elle décale les dépôts stampien qui la débordent nettement vers l'Ouest.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Les événements géologiques les plus anciens ayant affecté cette région ne sont pas tous bien connus, et l'on manque de repères sûrs pour en jaloner l'histoire.

On ne dispose d'aucune donnée concernant l'âge des terrains antémétamorphiques. L'évolution tectono-métamorphique qui les affecte comporte un métamorphisme originel de type barrovien probable (Dévonien), se poursuivant par un épisode de haute température avec développement d'une anatexie et individualisation du granite de Tréban.

Toutefois, les roches métamorphiques de la série de la Sioule, particulièrement les leptynites de Breuilly-Cesset, portent les traces d'un métamorphisme de haute pression à grenat et disthène, réputé antérieur au métamorphisme barrovien.

Le décrochement senestre du Sillon houiller, (au Westphalien ?), dont le jeu est estimé à 70-90 km au Sud de Saint-Éloy-les-Mines, n'est pas prouvé sur la feuille Montmarault ; l'essentiel de ce décrochement serait dévié par la faille Sancerre-Sancoins.

La mise en place du granite de Montmarault et des leucogranites pourrait être postérieure à ces décrochements. Le leucogranite de La Pochonnière (Nord-Ouest de Saint-Priest-en-Murat) a été daté à 300 Ma environ, et les granites à biotite de type Montmarault pourraient être sensiblement contemporains.

Des déformations tardimagmatiques affectent certains de ces granites, notamment au voisinage du Sillon houiller.

Divers accidents, actifs au Stéphanien, sont à l'origine de l'installation des bassins houillers, souvent par rejeu en failles normales ou en « pull apart » d'accidents antérieurs plus ou moins décrochants. Dans le bassin du Montet, la sédimentation s'effectue au *Stéphanien moyen*, avec un volcanisme trachy-basaltique associé.

Au *Stéphanien supérieur*, une phase de compression E-W arrête la sédimentation dans le Sillon houiller et le bassin du Montet, plisse les dépôts houillers et développe une intense cataclase du socle en bordure ouest de ces dépôts : phase orogénique bourbonnaise de J. Grolier, se traduisant par la discordance d'un Autunien subhorizontal sur un Stéphanien plissé ou redressé (bassin de Noyant), ou seulement penté (bassin de Villefranche).

Ensuite s'instaure un régime distensif, avec failles conjuguées NE-SW actives lors des dépôts de l'*Autunien* gris et rouge. Cette tectonique synsédimentaire est à l'origine de la subsidence du bassin de l'Aumance.

Aucun témoin de la transgression du *Trias* n'est connu sur le territoire de la feuille.

Jusqu'à l'*Éocène inférieur* inclus semble régner une période de calme relatif, sans dépôts connus, en situation continentale où les terrains du socle ont pu s'altérer profondément, notamment à l'*Éocène inférieur*.

Les mouvements tectoniques tertiaires débutent dans la région par la « phase pyrénéenne », à l'*Éocène moyen*, avec constitution de bassins peu

profonds dans lesquelles les altérites, dorénavant soumises à l'érosion, vont se sédimenter jusqu'à la fin de l'Éocène.

A ce moment là (*Ludien—Sannoisien ?*) un nouvel épisode calme, mais à climat sec et saisons alternées, voit l'installation de sols « tropicaux » souvent rouges, qui fossilisent la topographie de l'époque (faciès « sidérolitiques »).

Les mouvements tertiaires les plus importants interviennent au cours de l'*Oligocène* avec l'affaissement des limagnes et l'accumulation des dépôts concomitants, d'origine continentale (fluviale, palustre, lacustre, parfois lagunaire) et à dominante carbonatée. Ils sont souvent dus au rejeu d'accidents antérieurs, surtout subméridiens, occasionnés par la distension E-W qui caractérise cette période. La Limagne constitue alors une zone instable dont l'affaissement, plus ou moins discontinu, se poursuit pendant la sédimentation, chaque « phase » déterminant des épandages détritiques étendus. Cette sédimentation s'arrête au cours de l'*Aquitainien*.

Un accident subméridien postérieur aux formations calcaires oligocènes constitue la « faille bordière » de Limagne entre Bransat et Chareil-Cintrat. Il pourrait être lié au jeu de horsts et grabens qui affecte le Massif central vers la fin du Miocène.

Les dépôts suivants datent des confins *plio-quadernaires* : il s'agit d'épandages fluviaux liés à un réseau mal individualisé, à rapprocher des « Sables et argiles du Bourbonnais » très développés en Limagne.

Alors commence le *Quaternaire s.s.*, qui se caractérise par l'enfoncement des vallées, progressif mais discontinu, avec dépôt de terrasses alluviales.

DESCRIPTION DES TERRAINS

SOCLE CRISTALLIN ET CRISTALLOPHYLLIEN

Massif de Montmarault

Le massif de Montmarault, situé à l'Ouest du Sillon houiller et du bassin de Noyant, concerne le tiers nord-ouest de la feuille Montmarault ; il se termine au Nord-Est sur la feuille Bourbon-l'Archambault, s'étend vers l'Ouest sur les feuilles Montluçon et Hérisson, enfin se prolonge au Sud-Ouest par un appendice longeant le Sillon houiller, le granite de Youx (feuille Montaigut-en-Combrailles).

L'ensemble des terrains de ce massif se rattache au complexe granitique de Montmarault (Grolier *et al.*, 1984).

Sur la feuille Montmarault, ce complexe est composé de divers types de granites, granites leucocrates et monzodiorites, associés à des gneiss et

migmatites en panneaux périphériques ou enclavés. Une étroite bande de gneiss schisteux et leucogranites d'un type différent, borde le complexe granitique le long du Sillon houiller.

Déformations. Des déformations planaires affectent la bordure orientale du complexe, surtout visibles dans les leucogranites, mais la cataclase générale et parfois intense qui affecte cette bordure au voisinage du Sillon houiller masque souvent les structures planaires antérieures.

Le granite de Montmarault lui-même est sporadiquement affecté par une déformation planaire précoce (syn-à post-mise en place), vigoureuse aux environs de Saint-Hilaire (feuille Bourbon-l'Archambault) mais bien plus discrète sur la feuille Montmarault ou, sauf à proximité du bassin de Villefranche—Murat, elle ne se manifeste guère que par l'orientation préférentielle des mégacristaux. L'ensemble des structures orientées dessine un dôme allongé NNE-SSW aux flancs redressés (50 à 70°) se terminant en faible pente vers le Nord-Ouest (feuille Bourbon-l'Archambault) où existent des faciès très déformés (Barbarin *et al.*, 1985).

Les zones granitiques riches en enclaves sont parmi les moins déformées, soit en raison de propriétés mécaniques particulières, soit plus probablement du fait de leur position profonde, au cœur de la structure anticlinale.

De plus, des déformations cataclastiques affectent certaines parties du massif, parfois à l'intérieur (secteur de Rocles par ex.) mais surtout le long du Sillon houiller et, à un moindre degré, à proximité du houiller du secteur de Murat.

Particularités géophysiques (d'après Boissonas et Debégia, 1976). Des anomalies magnétiques de moyenne intensité se moulent sur la partie du massif granitique située au Nord-Ouest de la ligne Saint-Priest-en-Murat—Saint-Sornin, soit sur les faciès à tendance calco-alcaline. Elles sont accompagnées d'anomalies gravimétriques positives. Sur le terrain, la susceptibilité magnétique est moyenne, localement forte, ce qui conduit ces auteurs à interpréter ces anomalies comme affleurantes ou subaffleurantes (≤ 1 km).

Pour plus de détails, on se reportera au chapitre « Données gravimétriques et magnétiques » (en annexe).

Granite de Montmarault (s.s.)

Il constitue l'essentiel du complexe granitique ; il est formé de roches mésocrates (monzogranites à granodiorites) généralement porphyroïdes, enclavant parfois des panneaux monzodioritiques. C'est un granite intrusif, mais, dans la région concernée, d'importants panneaux gneissiques subsistent à l'intérieur, plus ou moins assimilés, tandis que, près du Sillon houiller, le caractère intrusif apparaît bien au contact de la bande gneissique, avec faciès aplitiques à granophyriques fréquents.

La roche prédominante est un *granite porphyroïde* à mégacristaux généralement de couleur rose à rose-beige. A partir de ce type, on peut distinguer

de nombreuses variantes selon l'abondance — très irrégulière — des mégacristaux, la présence d'enclaves riches en minéraux ferromagnésiens, le degré d'orientation dû à la déformation plastique, le caractère plus ou moins cataclastique. Malgré les caractères communs qui confèrent à ces différentes variétés un certain « air de famille », le granite de Montmarault présente une *importante variabilité chimique* (Bessoles, 1951 ; Sossa, 1980). Dans certains secteurs, il comporte des enclaves basiques (monzodioritiques) parfois très grandes (et alors représentées en η) ; on note aussi parfois des « schlieren » sombres. Ses caractères chimico-minéralogiques (Sossa, 1980) le rattachent aux monzogranites subalcalins et son faciès macroscopique aux « granites rouges », famille à tendance subalcaline.

Sa *mise en place* est l'une des moins profondes parmi les granites du Massif central : moins de 4 km, avec les valeurs des biotites et de la roche totale alignées sur la même isochrone (Roques *et al.*, 1980). Autres indices de la faible profondeur de mise en place :

- quantité importante de magnétite (Haslam, 1968) ;
- présence fréquente d'orthose au lieu de microcline, suggérant une cristallisation rapide à haute température et à faible profondeur (Boissonas et Debéglià 1976).

La courbe de fusion des granites implique qu'un magma granitique cristallisé près de la surface est nécessairement d'origine profonde. La présence d'enclaves plus basiques, riches en titane et en fer, indique également une *origine profonde*.

A l'intérieur du granite de Montmarault, plusieurs variétés ont été distinguées. M. Sossa (1980) définit « deux ensembles de complexes granitiques séparés par une zone hybride de transition qui partage sensiblement le massif en deux dans le sens de la longueur ».

Ensemble nord-ouest

Il est surtout constitué de granites porphyroïdes mésocrates ($\rho\gamma^{3-4}$, $\rho\gamma^{3-4}\eta$). Au voisinage du bassin houiller de Villefranche, ces granites prennent une structure orientée à l'approche des migmatites à cordiérite et gneiss catazonaux encaissants.

Vers le Nord et le Sud, ils passent à des « migmatites variées », toujours par l'intermédiaire d'une bande de granite cataclastique et hétérogène.

De Villepèze à Murat, au Nord-Ouest de Saint-Priest-en-Murat, le granite porphyroïde est associé à des aplo-pegmatites, à des leucogranites aplitiques roses et à des gneiss à deux micas, fins et microplissés. Les aplogranites s'y présentent souvent en sills (Sud de Chatignoux, Sud de Villepèze). Dans cette zone bordière, les septa gneissiques, les minuscules enclaves microgrenues sombres et le granite lui-même, présentent une orientation générale commune.

Au Nord de Chavenon, le granite présente des caractères intrusifs dans des migmatites à cordiérite associées à des diorites et syénites (subor-

données) plus ou moins microgrenues. Un ressaut morphologique se suit du Nord-Ouest de Saint-Priest-en-Murat jusqu'au-delà des Fougères (Nord-Est de Murat), séparant la zone migmatitique affaissée, au Nord-Ouest, d'une zone où le granite devient plus homogène et équant, et peut se charger d'enclaves microgrenues sombres ; le granite affleure le plus souvent en « dos d'âne » ou sous la forme de boules granitiques dégagées par l'érosion. A l'Est de Chappes (Le Saulzot, Les Hissards), un chapelet de panneaux gneissiques jalonne ce trait structural.

Les textures orientées, cataclastiques à mylonitiques, en mortier et/ou cloisonnées, sont prédominantes à proximité du houiller mais se rencontrent aussi dans le reste de l'ensemble nord-ouest.

$\rho\gamma^{3-4}$. **Granites porphyroïdes mésocrates** (regroupant des monzonites quartzifères à biotite et amphibole et des monzonites à biotite seule). Ces roches sont riches en plagioclases (« granodiorites » de M. Sossa, 1980). Ce sont des granites porphyroïdes à mésostase gris bleuté à beige, parfois blanchâtre à rosée, à mégacristsaux de feldspaths roses et abondants. Certains comportent de l'amphibole et/ou du sphène. Les teintes tendent vers le rouge brique dans les faciès cataclastiques et/ou altérés.

En *lame mince*, on note fréquemment la présence de symplectites. Les mégacristsaux de feldspath potassique sont poëcilitiques, incluant plagioclases, biotite, opaques, parfois quartz ou petits feldspaths potassiques. Les plagioclases sont souvent automorphes zonés. Les biotites sont souvent de deux sortes : soit « sombres » à opaques, peu pléochroïques (souvent grosses, démantelées, incluant apatite, sphène, magnétite, zircon,...) soit « claires », fortement pléochroïques (souvent petites, avec peu ou pas d'inclusions). Parfois, hornblende verte. Minéraux accessoires : apatite, sphène ou leucoxène, pyrite, ilménite et parfois magnétite, rutile, zircon, allanite ; hématite probable (fissurale et interstitielle) dans certains faciès.

$\rho\gamma^{3-4}$. **Granites porphyroïdes mésocrates à enclaves basiques**. Ils correspondent aux faciès les plus sombres de l'ensemble précédent, à l'intérieur de l'unité « granodioritique » de M. Sossa (1980). Ils en diffèrent par la présence d'amphibole et sphène fréquents, ainsi que de nombreuses enclaves basiques, essentiellement microdioritiques, dont la concentration, la forme et la taille (centimétrique à décimétrique) sont très variables.

Ces enclaves, d'origine plutonique, sont de type « microgrenues sombres » (Didier, 1964), mais en fait à grain fin à moyen. Arrondies, le plus souvent ellipsoïdales, leur allongement est conforme à la fluidalité magmatique des granites encaissants. Leur taille (centimétrique à métrique), leur nombre et leur forme sont variables. Leur morphologie et leurs relations avec la matrice granitique (contact enclave—granite flou ou franc, mégacristsaux à cheval sur ce contact ou en blindage autour de l'enclave) suggèrent fortement la coexistence synchrone de deux magmas non encore consolidés. (Sossa *et al.*, 1984).

En *lame mince*, elles sont riches en sphène et en allanite (à noter que certaines lames semblent montrer une incompatibilité entre d'une part le

sphène et les opaques, la biotite et l'allanite d'autre part). Structure à tendance doléritique. Andésine, biotite et hornblende sont leurs principaux constituants (plus de 70 %) ; le feldspath sodi-potassique y est discret (8 %), le quartz assez peu abondant (17 %). Leur composition chimique correspond à des monzodiorites, plus rarement à des diorites.

Ces granites à enclaves ne se rencontrent que dans la partie axiale du massif, au cœur de la structure anticlinale ; ils comportent parfois des masses basiques de même nature que les enclaves.

η^{1-2} . **Monzodiorites et diorites quartziques.** Ces roches sont de même nature que les enclaves des granites $\rho\gamma\eta$, mais leur taille décimétrique à hectométrique permet de les individualiser sur la carte. Elles sont cantonnées dans la partie axiale du massif, mais pas systématiquement liées au granite porphyroïde à enclaves ; on en rencontre même dans les migmatites près de Chavenon.

Composition : quartz rare ; feldspath potassique moins abondant que le plagioclase ; plagioclase à bordure relativement pauvre en calcium (moyenne An 42) ; biotite à inclusions abondantes d'apatite ; hornblende verte, rutile (sagénite), sphène, opaques, apatite.

La « syénite » de Chavenon (NNW du village) est une roche riche en plagioclase, sphène et opaques (probablement magnétite), contenant de l'amphibole vert-bleu (type hornblende), à structure « doléritique » avec nombreuses lattes de plagioclases automorphes dans un fond de cristaux interstitiels et plus petits de quartz et de biotite. Le feldspath potassique (orthose) se présente fréquemment sous forme de mégacristaux (parfois accompagnés de pegmatites graphiques). Le sphène et les opaques sont fréquemment automorphes mais peuvent également être interstitiels, associés à la biotite et à l'amphibole. La « syénite » de Chavenon correspond à une enclave de microgranodiorite à texture presque doléritique (Boissonas et Debéglija, 1976).

Ensemble sud-est

Il est principalement constitué par un granite porphyroïde leucocrate dépourvu d'enclaves basiques, comportant de fréquentes passées de leucogranites à muscovite. En bordure des gneiss et migmatites qui longent le Sillon houiller apparaissent des faciès leucocrates variés qui contiennent généralement un peu de cordiérite. D'importants panneaux métamorphiques subsistent à l'intérieur de ces granites, gneissiques au Sud de Saint-Sornin, migmatitiques à l'Est de Beaune-d'Allier.

A l'intérieur de cet ensemble sud-est se manifeste une certaine zonalité granulométrique avec, loin du Sillon houiller, un faciès interne fin (à moyen), devenant grossier (à moyen) à sa périphérie, avec développement du quartz notamment. Morphologiquement, les granites de cet ensemble forment la partie culminante du massif (entre 400 et 500 m), plus élevés que ceux du Nord-Ouest.

En bordure de l'ensemble nord-ouest, le passage semble progressif. Dans cette *zone intermédiaire*, les deux faciès sont associés de manière capricieuse, difficilement cartographiable : le granite est équant, à mésostase rose ou blanchâtre, à phénocristaux rares ou abondants ; il varie entre un pôle grossier hétérogène et un pôle fin ; il contient ou non des enclaves et/ou filons de granite fin, de microgranite, et de syénite finement grenue, ... ; riche ici en biotite avec ou sans muscovite (souvent rare), là pauvre en biotite sans pour autant qu'augmente la proportion de muscovite (lorsqu'elle existe), il comporte aussi localement les traces de roches métamorphiques incomplètement assimilées (notamment au voisinage des migmatites de Beaune-d'Allier).

La cataclase est peu intense à nulle : les faciès grossiers sont souvent orientés et/ou cataclastiques tandis que ceux à grain fin sont équants, isogrenus, fréquemment panxénomorphes.

L'ensemble sud-est est constitué de granites à tendance subalcaline (« faciès monzonitiques » de M. Sossa, 1980), riches en quartz et feldspaths potassiques (orthose), pauvres en plagioclases et ferromagnésiens, contenant de la muscovite en très faible quantité. Leur susceptibilité magnétique est très faible, contrairement aux granites à tendance granodioritique de l'ensemble nord-ouest (Boissonas et Debégliá, 1976).

$\rho\gamma^3$. **Granites porphyroïdes leucocrates.** Granites porphyroïdes clairs, de teinte rose à beige (parfois jaunâtre, grisâtre, ...) de grain variable, hétérométrique, à mésostase rose (en général) et phénocristaux roses, dépourvus d'enclaves basiques, comportant de fréquentes passées de leucogranites à muscovite.

Leur gisement s'allonge du Nord-Est de Beaune-d'Allier jusqu'à Deux-Chaises, avec une largeur maximale vers Montmarault et Sazeret.

A proximité de la limite sud-est, les faciès porphyroïdes tendent à disparaître tandis que les granites deviennent variables avec tendance aplitique plus ou moins marquée ; par contre, ces aplites sont rarement individualisées en filons.

M. Sossa (1980) signale l'orientation des faciès grossiers proches du Sillon houiller (où mégacristaux, quartz et biotite participent), affectant peu ou pas les faciès fins associés.

En *lame mince* : mésostase à grain fin à moyen, souvent plus ou moins cataclastique ; feldspaths potassiques subautomorphes à xénomorphes maclés, mégacristaux pœcilitiques (dans certains faciès, les feldspaths potassiques sont abondants, dominants) ; plagioclases acides souvent automorphes en grande lattes, (albite, souvent tendance oligoclase, parfois andésine) ; quartz souvent xénomorphe, parfois bourgeonnant ; parfois symplectites ; biotites parfois de deux sortes : les grosses brun foncé, peu pléochroïques, à nombreuses inclusions, et les petites (postérieures à certains feldspaths potassiques) plus claires, très pléochroïques et pauvres en inclusions ; ou bien biotites d'une seule sorte, à inclusions d'apatite, zircon,

allanite ? ; muscovite peu abondante, de petite taille, généralement secondaire ; minéraux accessoires : présence d'allanite, apatite, zircon, opaques,...

J. Boissonas et N. Debégia (1976) notent la prédominance de l'orthose sur les plagioclases, la faible proportion de biotite, la muscovite en traces mais fréquente, l'absence de sphène et d'allanite, la présence d'opaques peu fréquente. Certains faciès sont riches en quartz. Structure monzonitique fréquente ; parfois mégacristaux d'orthose avec pegmatite graphique. Deuxième phase de cristallisation microgrenue à quartz et biotite fréquente, souvent laminée, parfois mylonitique avec importantes recrystallisations.

Parmi les faciès aplitiques de la bordure sud-est, un échantillon des Augères (Nord-Est de Montmarault) montre une structure porphyrique protomylonitique à plagioclases automorphes zonés, feldspaths potassiques à bordure pœcilitique incluant biotite et quartz avec localement aspect micrographique, quartz automorphe (déformé) biotite brun-noir disséminée (incluant apatite et zircon), apatite, ilménite ?, rare sphène. Il s'agit d'un faciès de bordure du granite porphyroïde $\rho\gamma^3$.

En bordure nord-ouest du même granite, M. Sossa (1980) décrit à Parsoulet (Sud-Est de Saint-Priest-en-Murat) une roche grenue fine à microgrenue, granophyrique, avec des quartz automorphes corrodés, feldspath potassique abondant dominant, albite automorphe, biotite peu abondante, subautomorphe, à allanite et apatite, petites muscovites.

Dans la vallée du Reuillon (près Saint-Priest-en-Murat) et celle du ruisseau des Progiers (près Saint-Bonnet-de-Four), dans des secteurs étendus, les granites présentent des textures diablastiques, graphiques, dont certaines évoquent des granophyres. « Ils pourraient appartenir à des bordures figées (?) » au passage des ensembles sud-est et nord-ouest.

γ^3 . **Granites à grain moyen, non porphyroïdes ou à rares mégacristaux.** Ces granites paraissent de simples variantes des faciès porphyroïdes encaissants, localement dépourvus de phénocristaux.

On les rencontre surtout dans la « zone intermédiaire » entre les ensembles nord-ouest et sud-est. Dans les secteurs de Sazeret et Montmarault, ils se rattachent aux granites à tendance subalcaline de l'ensemble sud-est. Parmi les autres gisements, certains au moins doivent se rattacher aux faciès mésocrates de l'ensemble nord-ouest.

γ_b^2 . **Granites leucocrates à biotite** (et rare muscovite). Les gisements de ces granites, absents au cœur du massif mais présents sur ses deux flancs, sont de caractère tardif, à tendance filonienne ; M. Sossa (1980) signale des sills : Sud de Chatignoux, Sud de Villepèze (au Sud-Ouest de Murat).

Il s'agit de leucogranites aplitiques roses, de passages aplo-pegmatitiques, de granites fins. Dans certains cas, les faciès aplitiques sont associés à des septa métamorphiques, enclavés ou en bordure.

Au Nord de la feuille, des leucogranites à biotite constituent d'importants panneaux, ne présentant pas la tendance filonienne des précédents.

Roches associées au granite de Montmarault

M. Migmatites indifférenciées, généralement à cordiérite. Ces migmatites se situent entre les gneiss à biotite et le granite de Montmarault, ou en vastes panneaux à l'intérieur de celui-ci. Le faciès « anatexites à cordiérite » est le plus répandu, mais on rencontre aussi des « gneiss catazonaux » au voisinage des terrains houillers, notamment vers Chavenon.

Dans ce secteur, le contact avec le granite de Montmarault se fait par l'intermédiaire d'une « zone bordière où septa gneissiques, minuscules enclaves microgrenues sombres, et granite ont même orientation, même allongement général », orientation générale vraisemblablement originelle, effectuée à chaud (protoclase des quartz observée sur échantillons de la route D 68 entre Mauvise et Chavenon). Cette zone est hétérogène (faciès aplitiques et leucogranitiques fréquents). Une cataclase tardi- et/ou post-magmatique se surimpose souvent aux déformations « fluidales » précoces.

A l'intérieur des gneiss et migmatites apparaissent localement des passages pegmatitiques ou leucogranitiques qui n'ont pas été représentés sur la carte.

Les seules données pétrographiques précises proviennent de la carrière de Chazelette (WSW de Murat, feuille Montluçon), où les roches, à peine migmatitiques, sont constituées de « leptynites » prédominantes, grises, parfois massives avec minces intercalations de gneiss riches en biotite. Foliation N 135-180°, pendage 25-50° SW. On observe un passage de brèche mylonitique ainsi qu'une masse pegmatitique recoupante.

En *lamelle mince*, les « leptynites » sont des gneiss à biotite et grenat, à texture granolépido-blastique hétérogranulaire, avec orthose perthitique, plagioclases plus petits séricitisés, quartz très déformé, biotites plus ou moins chloritisées, grenats petits et peu abondants parfois bordés de chlorites, apatite, zircon. Un échantillon moins leucocrate est un gneiss à biotite chloritisée et cordiérite, plagioclases séricitisés, feldspath potassique peu abondant.

A l'Ouest de Chavenon, l'Aumance recoupe des faciès sombres riches en biotite, schisteux ou massifs.

ζb. **Gneiss à biotite.** Ce terme regroupe les roches de plusieurs ensembles :
— en bordure nord-ouest du massif de Montmarault, la terminaison sud-ouest de la bande gneissique qui borde les terrains houillers au Sud de Buxières-les-Mines (feuille Bourbon-l'Archambault) ;
— dans le massif lui-même, de nombreux panneaux enclavés, dont les plus vastes dépassent le kilomètre,
— en bordure orientale (Le Montet, Tronget), des panneaux plus réduits ou septa gneissiques plus ou moins modifiés.

Au Nord-Ouest de Saint-Priest-en-Murat, M. Sossa (1980) signale des « gneiss à deux micas, fins et microplissés ».

Leucogranites (I.s.)

Ils sont localisés en bordure sud-ouest du massif de Montmarault, au voisinage du Sillon houiller. Les gisements sont de deux types :

- importants panneaux au Nord (Tronget, Le Montet, Deux-Chaises) parfois enclavés dans les granites porphyroïdes ;
- gisements moins importants, étroitement associés aux gneiss et micaschistes qui longent le Sillon houiller (mobilisés?).

Ces leucogranites présentent tous une déformation protomylonitique planaire plus ou moins marquée et comportent fréquemment de la cordiérite. Leur grain est moyen à grossier, mais jamais porphyroïde.

γ_{c}^{1-2} . **Leucogranites à deux micas (ou muscovite seule) et cordiérite, à potassification des plagioclases.** Leurs gisements correspondent au premier type précédemment évoqué.

Le panneau septentrional (Tronget, Le Montet), souvent en contact avec le houiller, présente vers l'Est des faciès à muscovite seule et potassification plus discrète des plagioclases.

Le panneau méridional, à l'Ouest de Deux-Chaises, est enclavé dans les granites porphyroïdes et souvent en relation avec des panneaux gneissiques.

Vers le Nord, aux environs de Tronget, les roches, de teintes rosées, à muscovite abondante, sont relativement homogènes : les septa gneissiques y sont rares, les tendances aplo-pegmatitiques discrètes et limitées. Dans le bourg de Tronget, les leucogranites sont affectés par une intense cataclase, très fracturés à broyés.

Aux environs du Montet, au contraire, la roche est beaucoup plus hétérogène, sans muscovite apparente, avec septa et panneaux gneissiques dans un fonds granitique très variable où les passées pegmatitiques à aplitiques roses forment parfois l'essentiel de la roche. Le passage du gneiss au fond granitique se fait progressivement, par une zone de transition d'ordre décimétrique.

Vers le Sud, les leucogranites sont peu visibles et difficiles à distinguer des granites leucocrates encaissants. La muscovite est souvent présente, jamais très abondante ; la biotite est chloritisée, la cordiérite parfois visible. Les passages pegmatitiques à aplitiques sont fréquents ; la terminaison sud est essentiellement constituée de faciès aplitiques blanchâtres à rosés, parfois sans micas.

En *lame mince*, ces granites se caractérisent par l'habitus des feldspaths potassiques, xénomorphes, envahissant les plagioclases, et par l'association biotite-muscovite-cordiérite ; ils sont notablement différents par les proportions de minéraux constituants et surtout par le degré de déformation. Leur

structure est grenue hypidiomorphe et protomylonitique, affectée dans certains secteurs d'une importante cataclase. Composition : plagioclases automorphes à subautomorphes ; feldspaths potassiques xénomorphes souvent intimement associés aux plagioclases, et parfois quelques cristaux subautomorphes ; quartz interstitiel déformé et plus ou moins recristallisé ; biotite généralement planaire et chloritisée ; muscovite ; cordiérite souvent altérée ou rétrotransformée ; apatite.

Le faciès sans biotite (Nord-Est de Tronget) est riche en oligoclase à inclusions de feldspath potassique, avec microcline perthitique à taches d'albite secondaire semblant localement envahir les plagioclases, myrmékites bien développées et muscovite en grands cristaux kinkés à bordure déchiquetée.

γ^{1-2} . **Leucogranites à muscovite associés aux gneiss et micaschistes en bordure du Sillon houiller.** Ces leucogranites, assez grossiers, blanchâtres et discrètement orientés, apparaissent étroitement mêlés aux gneiss et micaschistes (ζ), en traînées ou accumulations cartographiables (exceptionnellement en filons), mais parfois aussi intimement mêlés à des gneiss en voie d'assimilation. Ce type de gisement et la constance du faciès suggèrent un mobilisat.

● Le **faciès-type** peut être pris à *Pochonnière* (Nord-Ouest de Saint-Priest-en-Murat) où le leucogranite a été pris en compte dans l'étude géochronologique de M. Roques *et al.* (1980). Son âge serait, comme celui des leucogranites du secteur de Louroux-Bourbonnais étudiés avec lui, de 301 ± 4 Ma (Westphalien) avec $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7143$.

Selon M. Sossa (1980), les roches de Pochonnière sont des leucogranites à grain fin à moyen, texture isogranulaire équante ou orientée (marquée par muscovites et feldspaths), fines recristallisations quartzo-feldspathiques, textures diablastiques, cataclase accusée avec macles cassées et décalées. Quartz abondant (35 % env.) en gouttelettes dans les plagioclases et les feldspaths potassiques, mais pas granophyrique au sens strict. « Orthose » perthitique, diablastique (3 % env.), incluant de petits cristaux de quartz et d'albite (composition OR 0,9 – AB 0,1). Albite zonée, diablastique, incluant du quartz, très abondante (50 % env.). Biotite rare à inexistante, incluse dans l'orthose ; distincte, le plus souvent, de la muscovite. Muscovite abondante (9-10 % env.) en paillettes de deux tailles, grandes et petites ; hexagonale, mais aussi flexueuse et/ou en fuseau. Cordiérite rare. Absence de minéraux opaques individualisés.

Au *Sud-Est du Montet*, on retrouve un granite du même groupe, protomylonitique et cataclastique, avec plagioclase (albite) prédominant en cristaux automorphes brisés, à taches de feldspath potassique ; microcline rare, en plages xénomorphes, disloquées ; quartz en grandes plages laminées recristallisées ; muscovite en grands cristaux kinkés, déchiquetés en bordure ; oxydes ; sulfures dans les fissures (pas trace de biotite).

● **Faciès particuliers.** Dans la même zone bordière ont été rencontrés des leucogranites d'un type différent, moins leucocrates, rappelant ceux des panneaux septentrionaux. A l'Est de L'Étang-Miquet (Sud de Montmarault), une ravine permet d'observer un leucogranite à muscovite, orienté, passant vers le Sud-Ouest à un granite étiré (linéation nette) à biotite chloritisée.

En *lames minces* ces deux roches présentent des caractères communs qui les rapprochent du γ_c^{1-2} : plagioclases automorphes à taches de feldspaths potassiques secondaires (potassification partielle des plagioclases), présence de petits pseudomorphes de cordiérite (?). La biotite est rare dans le premier, tandis que la muscovite reste bien représentée dans le second malgré les apparences. La déformation planaire, protomylonitique dans le premier, devient mylonitique dans le second, localement blastomylonitique à résidus.

De structure initiale grenue hypidiomorphe, ils sont moins leucocrates et plus riches en feldspaths potassiques que le faciès-type. Parmi les éléments accessoires : présence d'apatite (abondante en gros cristaux dans le second) et d'un peu de tourmaline dans le premier.

Petits stocks et filons

$\mu\gamma$. **Microgranites.** Un seul filon de microgranite a été individualisé à l'intérieur du granite de Montmarault, près des Laurinats (Nord-Ouest de Saint-Priest-en-Murat).

Dans les gneiss et micaschistes en bordure du Sillon houiller, un filon de microgranite porphyrique, irrégulièrement cataclasé, a été observé au Nord-Est de La Palue (Ouest de Blomard).

ν . **Lamprophyres.** Des filons lamprophyriques, de nature indéterminée, ont été notés au Sud du massif.

Σ . **Formation hypovolcanique de Saint-Bonnet-de-Four (âge indéterminé).** Les gisements de cette formation, qui paraissent jalonner une fracture transversale au massif (NNW-SSE), se retrouvent aussi suivant sa zone axiale.

Au Nord-Est de Saint-Bonnet-de-Four, une petite extraction montre une roche sombre hétérogène : souvent verte à grain fin, avec traînées brunes parfois denses et alors essentiellement constituées d'oxydes de fer ; de gros quartz apparaissent localement, en particulier dans les traînées brunes. La roche est très fracturée comme le socle encaissant. Des veines verdâtres contournées et d'épaisseur variable affectent le socle altéré au voisinage immédiat du gisement.

En *lame mince*, la roche est uniquement constituée de quartz et de chlorite. Quartz en plages polycristallines, et aussi en cristaux automorphes inclus dans les plages de chlorite. Chlorites de deux types : en agrégats fibroradiés (origine hydrothermale) et en grands cristaux représentant d'anciennes biotites, avec inclusions de zircon. Oxydes, apatite. Absence de feldspath, même à l'état de fantômes.

Analyse chimique : un échantillon attribué à la même formation, provenant de La Plumaudière (Nord de Sazeret), se caractérise par sa forte teneur en fer (7% env.), l'absence de chaux et la faible teneur en soude (voir analyse n° 53-268 de l'annexe 2).

Terrains métamorphiques

M¹⁻². Migmatites leucocrates à deux micas et silicate d'alumine. Ces migmatites, essentiellement représentées en bordure ouest du bassin de Noyant sur la feuille Bourbon-l'Archambault (Les Côtes-Matras, Meillers), se prolongent jusqu'aux environs de Tronget, affleurant très mal, peu caractéristiques et étroitement associées à des mobilisats leucogranitiques du type γ_{C}^{1-2} .

Sur la feuille Bourbon-l'Archambault, ces migmatites sont à biotite, muscovite, sillimanite et cordiérite.

Dans le secteur de Longeville (Ouest de Deux-Chaises), les gneiss sont envahis de passages aplo-pegmatitique et passent au granite encaissant par une zone de transition plurihectométrique où alternent granites leucocrates, passées aplo-pegmatitiques et gneiss plus ou moins assimilés.

En bordure orientale (Le Montet, Tronget), les passages gneissiques enclavés prennent souvent des aspects de migmatites ou de cornéennes vert sombre, associés à des granites aplitiques hétérogènes roses.

Les seules *lames minces* concernent cette bordure orientale. Le deux échantillons présentent un faciès de diatexite planaire à cordiérite et biotite. Les feldspaths potassiques sont présents, parfois en filonnets, ou associés au quartz en veines micropegmatitiques.

ζ. Gneiss et micaschistes à biotite et muscovite, plus ou moins rétro-morphosés. Le long du Sillon houiller, au Sud de Deux-Chaises, ces gneiss forment une bande large de 200 à 500 m en général, située à l'Ouest et au contact immédiat de cet accident tectonique majeur. La bande gneissique est interrompue sur 2,5 km aux environs de Montmarault.

Les gneiss sont étroitement associés aux leucogranites à muscovite γ^{1-2} qui s'individualisent souvent en unités étendues (exceptionnellement en filons) mais apparaissent parfois mêlés aux gneiss de façon diffuse.

Sur leur bordure orientale (contre le Sillon houiller), ces gneiss passent localement, de façon rapide, à des gneiss migmatitiques ($M\zeta$) puis même, en un point (Sud-Ouest de Blomard), à un granite à biotite (γ^{2-4}) rappelant les faciès les plus sombres du granite de Tréban.

Les faciès varient des micaschistes aux gneiss leptyniques, parfois sur le même affleurement (petite extraction près des Ribas, au Nord-Est de Montmarault), mais les gneiss et gneiss schisteux sont largement dominants et, dans certains secteurs, remarquablement homogènes d'aspect (bois de Plamont et des Boulberts au Nord de Saint Marcel-en-Murat). Ces roches sont souvent verdâtres (parfois vert franc ou vert sombre), apparemment chloriteuses, mais parfois aussi grises à noirâtres. La muscovite est peu apparente.

Malgré leur proximité du Sillon houiller, ces roches ne sont pas systématiquement cataclasées : certaines le sont beaucoup (Les Bordes, Est de Beaune-d'Allier), d'autres paraissent exemptes (bois de Plamont).

En *lame mince*, ce sont généralement des gneiss plagioclasiques à biotite et muscovite ; les termes les plus différenciés (Les Ribas) sont des gneiss alumineux ou micaschistes albitiques à muscovite et biotite d'une part, des gneiss leptynitiques plagioclasiques à biotite d'autre part. Habituellement, la structure de ces roches est granolépidoblastique planaire avec ocelles de plagioclases (albite probable) pœcilitiques, fond granoblastique à quartz et plagioclases, biotite souvent plus ou moins rétrotransformée en chlorite, muscovite fréquemment présente mais en proportions variables, apatite, zircon, oxydes Fe-Ti. Les micas, la muscovite en particulier, apparaissent orientés dans 2 directions (sur deux échantillons vers Saint-Priest-en-Murat).

Sauf exception (Les Bordes, ESE de Beaune-d'Allier) ces roches ne sont pas mylonitiques, et rarement cataclasées.

Des filonnets tardifs de feldspath potassique ont été observés sur deux échantillons, l'un très voisin du granite de Montmarault (Les Bordes), l'autre d'un leucogranite bordant ce même granite (Les Ribas).

Données structurales. La foliation, le plus souvent orientée entre N 35° et 65° E, est généralement pentée vers le Sud-Est ; parfois relativement « plate » (20 à 30° à Nomard, aux Ribas) elle présente souvent ailleurs des pendages plus forts (60 à 80°). En deux points très proches du Sillon houiller (Reuillat, Le Puy-Giraud), des pendages inclinés au NW (de 50 à 70°) ont été observés.

Mζ. Gneiss migmatitiques. Des gneiss à caractères migmatitiques plus ou moins marqués s'observent fréquemment au contact du Sillon houiller, sur une largeur d'une centaine de mètres, jusqu'à 200 m au Sud. Ils apparaissent en continuité et dérivent des gneiss précédents (ζ) ; le passage paraît progressif mais très rapide tel qu'on peut le voir au Sud-Ouest de La Palue (Est de Beaune-d'Allier) et au Sud-Est du Tilloux (Sud de Deux-Chaises).

Les faciès sont ceux d'anatexites schisteuses à granitoïdes.

γ^{2-4} . **Granitoïde sombre.** Ce faciès a été observé sur un seul affleurement à proximité immédiate de l'ancien puits de mine de Ventuile (recherche de charbon), à l'Ouest de celui-ci. C'est un granite sombre arénisé, d'aspect semblable à celui que l'on rencontre couramment à l'Est du Sillon, mais ici sa position au Nord-Ouest de l'accident paraît bien établie. Il semble constituer le terme ultime du passage aux migmatites signalé précédemment (Mζ).

Massif granitique de Tréban

La partie méridionale du massif de Tréban s'étend largement sur la feuille Montmarault, à l'Est du Sillon houiller.

Ce massif constitue un plateau entaillé vers l'Est par les cours d'eau locaux. Les affleurements sont médiocres, même dans les vallons ; sur les plateaux, les fossés, des boules résiduelles et quelques affleurements isolés permettent des observations.

Granite de Tréban (s.s.)

Le granite de Tréban, qui s'étend vers le Sud jusqu'à la latitude de Saint-Pourçain, passe dans cette direction, d'une manière diffuse, aux anatexites de la série de la Sioule.

L'hétérogénéité isotopique du strontium initial (Duthou, 1967) indique aussi un granite d'anatexite.

L'étude pétrographique du granite, de ses enclaves et ses rapports avec la série de la Sioule, ainsi que son âge, montrent de nombreuses ressemblances avec le granite de Guéret ; tous deux se sont individualisés pendant l'épisode métamorphique de haute température qui conduit aux anatexites à cordiérite.

Dans l'ensemble il s'agit d'un granite gris à grain moyen, équant, à biotite, contenant souvent des cristaux de cordiérite. J.L. Duthou (1967) distingue 3 types principaux :

- un faciès gris, équant, à grain moyen, localement à tendance porphyroïde, riche en biotite et pauvre en cordiérite : *type « Meillard »* ;
- un faciès plus clair, équant, non porphyroïde, moins riche en biotite, mais contenant une proportion notable de cordiérite visible à l'œil : *type « Chassignole »*, avec une variété plus sombre à biotite plus abondante, à tendance porphyroïde (*type « Razinière »*) ;
- un faciès gris-bleu, à grain plus fin, équant, d'aspect compact, très riche en biotite et sans cordiérite (ou très peu) : *type « La Fauchère »*.

Dans tous les cas, l'auteur les classe dans les granites calco-alcalins orthosi-plagioclasiques monzonitiques.

Les limites entre ces faciès ne sont pas tranchées et les carrières permettent parfois d'observer leur coexistence.

Des roches plus ou moins filoniennes sont associées au granite de Tréban : granites à 2 micas ou aplites, quartz, microgranites. Il convient de signaler aussi l'existence d'enclaves de « vaugnérites », plus ou moins assimilées par le granite, généralement groupées en essaims (Grolhier, 1965 ; Duthou, 1967), parfois à tendance alignée.

De grands panneaux de migmatites sont enclavés dans ce granite.

Le faciès « Meillard » constitue l'essentiel du massif de Tréban. Les levés effectués en bordure du Sillon houiller ont conduit à subdiviser les granites classés par J.L. Duthou dans le type « Chassignole ». Le faciès riche en biotite (type « La Fauchère ») n'affleure pas sur la feuille Montmarault.

$\gamma_{b,c}^{2-3}$. **Faciès à biotite et rare cordiérite (type « Meillard »)**. Ce faciès occupe à l'Est la plus grande partie du massif de Tréban sur la feuille Montmarault.

● **Aspect à l'affleurement.** Granite gris assez clair dans l'ensemble, quelquefois rose pâle (Meillard, Le Theil), couleur rosée due aux feldspaths potassiques. Texture équante, légèrement fluidale localement (Les Raisins à l'Ouest de Tréban, Bord au Nord-Est de Meillard), voire franchement planaire (Tréban, à l'Ouest). Grain moyen, mais passages porphyroïdes très nets (Meillard) ou simple tendance (Les Raisins, Le Passoux au Nord-Ouest de Tréban), par développement de cristaux de feldspath potassique. Quartz abondant, bien visible ainsi que les feldspaths. Biotite disséminée sous forme de cristaux isolés ou de petits amas. Cordiérite rare, sporadique, en petits amas verdâtres mono- ou polycristallins.

Le granite peut localement prendre une structure orientée, très discrète sur le terrain, affectant des zones très localisées de quelques m². J.L. Duthou (1967) en signale au Theil (D 36 à 1,5 km au Sud), aux Gagneux (Nord-Est de Tréban) et près des Genevriers (Nord du Theil). Au cours des levés, un cas semblable a été observé aux Raisins (Ouest de Tréban) et un faciès franchement planaire entre Tréban et Les Coupets.

Des enclaves hyperbiotitiques planaires sont visibles aux Passoux (Nord-Ouest de Tréban).

Ce granite est en général très altéré en une arène jaunâtre.

● **Lames minces** (d'après Duthou, 1967). Faciès-type près de Meillard : structure grenue, localement à cloisons de biotite et de quartz. Quartz abondant, xénomorphe. Microcline plus ou moins perthitique, pœcilitique, altéré. Plagioclase généralement subautomorphe (An 35-40), presque entièrement séricitisé. Biotites pléochroïques de formes variées, s'insinuant entre les autres minéraux. Cordiérite très altérée, fantomatique. Apatites libres ou en inclusion dans la biotite. Zircons rares, inclus dans la biotite.

La muscovite, absente dans ce secteur, apparaît discrètement sur d'autres échantillons. C'est le cas 1 km au Sud de Lafeline où elle forme de très petits cristaux isolés, invisibles à l'œil. Ce faciès montre aussi de la sagénite. La myrmékite est assez abondante. Le quartz « digère » plus ou moins les plagioclases et la muscovite. La cordiérite est très altérée, en petits amas micacés.

La N 146, près des Bordes (Sud-Est du Theil), recoupe un granite où le quartz xénomorphe forme des cloisons très nettes entre les autres minéraux, associé à la biotite non altérée pseudo-automorphe. Pas de cordiérite.

Au château des Aix (Sud-Est de Tréban), la muscovite et la cordiérite sont absentes.

Dans les échantillons prélevés au cours des levés à l'Ouest de Tréban (Les Raisins, Les Passoux), les plagioclases sont prédominants, automorphes, zonés, les feldspaths potassiques xénomorphes.

Le faciès orienté de Tréban (vers Les Coupets) présente une texture granoblastique à orientation planaire des biotites (transition avec anatexite), avec plagioclase subautomorphe prédominant (An 25-30), feldspaths potassiques subautomorphes à xénomorphes parfois maclés Carlsbad, peu perthitiques.

Les faciès orientés (Les Raisins, Tréban) ne présentent pas de caractère protomylonitique susceptible d'expliquer leur orientation ; par contre, le granite à enclaves du Passoux, qui est protomylonitique, n'est pas orienté.

Sur la bordure méridionale du massif, P. Gentilhomme (1972) distingue deux faciès, différant essentiellement par la dimension moyenne du grain : l'un grossier, l'autre à grain moyen, plus équiant, à enclaves, constituant la bordure du massif. Ce sont des granites submonzonitiques à monzonitiques, à biotite et cordiérite. Le faciès grossier se rattache au type « Meillard » de J.L. Duthou. Le second, nettement monzonitique, est moins riche en biotite et surtout cordiérite : la biotite est souvent interstitielle, en paquets formant cloisons ; l'apatite automorphe accompagne le zircon.

Des filons aplitiques, à cordiérite peu abondante et muscovite, sans biotite, traversent les granites.

Le faciès « Meillard » est donc caractérisé par :

- l'abondance de la biotite, en général peu altérée ;
- l'automorphie des plagioclases, qui sont basiques (andésine : An 35-40).

La structure à cloisons de biotite et de quartz est fréquente mais pas générale.

● **Analyses chimiques** (S. Couturié, univ. Clermont-Ferrand, 1967, in thèse J.L. Duthou).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
Thell	69,20	13,50	1,35	1,65	2,45	2,15	3,10	4,10	0,75	0,75	0,05	0,60	0,10
Meillard	69,90	14,10	2,05	0,60	2,30	1,35	3,00	5,10	0,30	0,50	0,05	0,85	0,15

Il s'agit donc d'un granite calco-alkalin monzonitique dans la classification de Lacroix.

Granites de type « Chassignole ». Les levés effectués en bordure du Sillon houiller ont conduit à subdiviser ces granites en plusieurs termes :

- un faciès granodioritique riche en biotite, assimilable au type « Razinière » de J.L. Duthou. Ce faciès, dont l'extension s'est avérée importante, devient hétérogène dans certains secteurs : outre les faciès leucocrates (γ_C^2), il présente, au Sud-Est de Deux-Chaises, une alternance de faciès granodioritiques (type « Razinière ») et de granites plus clairs riches en cordiérite, où a été pris l'échantillon-type de « Chassignole » ;
- le type « Chassignole » s.s. (γ_C^3), individualisé au Nord-Est de Tronget ou associé au type « Razinière » ;
- les faciès de transition aux anatexites ($M\gamma_C^3$).

γ_b^{2-4} . **Faciès à tendance granodioritique et porphyroïde riche en biotite (type Razinière)**, avec ou sans cordiérite. Ce sont des granites sombres, moyens à grossiers, à tendance porphyroïde fréquente passant parfois à de véritables faciès porphyroïdes à mégacristaux abondants mais souvent petits, blanchâtres ou rosés. La cordiérite est rarement visible, sporadique. A Razinière (ESE du Montet), par exemple, la roche varie rapidement d'un faciès peu porphyroïde à cordiérite visible, à un autre nettement porphyroïde à biotite seule.

Ces faciès occupent la bordure orientale du Sillon houiller au Sud de Tronget, sur une largeur de 1-1,5 km, se réduisant brutalement près de Saint-Marcel-en-Murat à une étroite bande (100 à 400 m en général) entre le Sillon et les migmatites.

Dans la zone déprimée d'origine tectonique qui borde le Sillon houiller, les roches du socle sont profondément arénisées, d'épaisses altérites sont souvent conservées et parfois recouvertes de sédiments. Dans cette zone, le granite est rarement visible et toujours altéré.

Des passages leucocrates de toutes dimensions se rencontrent associés à ces faciès sombres : granites clairs riches en cordiérite (γ_c^2) ou non (γ^2). Les plus grandes enclaves de vaugnérîtes se rencontrent également dans ce faciès.

Le faciès « Chassignole », riche en cordiérite, s'y associe au Sud-Est de Deux-Chaises ; la coupe de la D 235 près de Puy-Martin a permis d'observer l'alternance d'un granite sombre un peu porphyroïde, de faciès plus clairs riches en cordiérite parfois en nodules, et de passages leucocrates à cordiérite, biotite, muscovite.

En *lame mince*, la nature de ces roches varie de monzogranites à biotite et cordiérite à des granodiorites à biotite et cordiérite, ou à biotite seule. Texture grenue hypidiomorphe, parfois porphyrique. Plagioclases zonés, fréquemment automorphes, souvent prédominants. Feldspath potassique peu abondant dans le pôle granodioritique, avec présence de cristaux plus grands, poëcilitiques, subautomorphes, dans les faciès porphyroïdes où le feldspath potassique peut être dominant (Razinière). Quartz interstitiel. Biotite d'habitus variable, souvent en amas, associée aux pseudomorphes de cordiérite lorsque cette dernière est présente, ou automorphe et disséminée (Razinière). La cordiérite, pinitisée, peut être associée aux amas de biotite, ou bien automorphe disséminée (Razinière). Un peu de muscovite secondaire apparaît parfois. Apatite parfois abondante (associée à la biotite), zircon, parfois leucoxène. A Fontariol (Nord-Ouest du Theil), la texture planaire, marquée par les biotites, est une orientation de mise en place.

γ_c^3 . **Faciès riche en cordiérite (type Chassignole s.s.)**. C'est un granite équant, gris clair, à grain moyen, caractérisé par sa richesse en cordiérite visible à l'œil, souvent fraîche : parfois en petites taches verdâtres ; surtout en amas verts qui donnent un aspect moucheté à la roche. Quartz et feldspaths abondants. Biotite plus clairsemée, disséminée.

La roche s'altère très facilement.

Le faciès typique de Chassignole occupe la bordure orientale du bassin houiller de Noyant et ne concerne la feuille Montmarault qu'à sa limite nord (Les Archimbaux). Plus au Sud, au-delà des faciès migmatitiques, la position bordière homologue est occupée par le type « Razinière » plus granodioritique, mais où l'on retrouve le type « Chassignole » associé en alternance au Sud-Est de Deux-Chaises, où l'échantillon-type a été pris (D 22, près du Venant).

Sur la feuille Montmarault, le faciès « Chassignole » n'a été individualisé que près des Archimbaux où il est bien visible au Sud-Est du hameau, avec biotite, cordiérite apparente, grain assez grossier à tendance porphyroïde locale. Dans ce secteur, de nombreux filons microgranitiques recoupent ce granite, de même que les faciès à tendance migmatitique $M\gamma_C^3$.

On le retrouve fréquemment au Sud-Est de Deux-Chaises mêlé au faciès riche en biotite.

● **Lames minces.** L'échantillon de La Chassignole (D 22 près du Venant ; Duthou, 1967) présente une structure grenue à plagioclases subautomorphes. Quartz xénomorphe ; feldspath potassique maclé Carlsbad, poëcilitique, peu altéré, riche en perthite en film ; plagioclase maclé albite, séricitisé (An 35) ; biotite xénomorphe, pléochroïque ; cordiérite généralement automorphe, en cristaux isolés, très altérée en produits micacés blancs (gigantolite) ou en matière jaunâtre peu réfringente (pinite).

● **Analyse chimique** de l'échantillon de La Chassignole (S. Couturié, univ. Clermont-Ferrand, mars 1967, *in* thèse J.L. Duthou).

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
69,70	14,90	1,30	1,35	1,90	1,65	2,90	4,55	0,40	0,20	0,05	0,75	0,20

Faciès particuliers du granite de Tréban

$M\gamma_C^3$. **Faciès riche en cordiérite, conservant localement des structures d'anatexites.** Ces granites se différencient des types « Chassignole » ou « Razinière » par la présence plus ou moins fréquente de structures fantomatiques orientées, plus rarement noduleuses, et constituent la transition avec les migmatites à cordiérite M^{1-2}_C .

γ_C^2 . **Granites leucocrates à biotite, cordiérite (\pm muscovite).** Il s'agit des faciès les plus leucocrates identifiés à l'intérieur du granite de Tréban dans sa bordure occidentale (faciès Chassignole—Razinière). Ce sont des granites relativement fins et clairs, parfois rosés, à grain variable, à cordiérite bien visible en grains disséminés, à biotite (peu abondante), parfois à deux micas. Leurs gisements sont de deux types :

— massifs d'extension hectométrique à kilométrique, fréquents aux environs de Deux-Chaises où ils affleurent au Chatelat (notés γ_C^2) ;

— petits filons de puissance réduite, parfois groupés en faisceaux (notamment près de La Jissière où ils paraissent se prolonger au Nord-Est par le massif des Manteaux) et notés γ^2 . L'aspect de la roche tend souvent vers celui des microgranites avec lesquels ils peuvent être confondus, et auxquels ils semblent passer en transition.

Lames minces. Les seules lames disponibles concernent des faciès à tendance filonienne. Aux Bruyères (NNW de Saint-Marcel-en-Murat) c'est un leucogranite à biotite, cordiérite, muscovite à texture grenue hypidiomorphe porphyrique, à phénocristaux centimétriques disséminés : feldspaths potassiques maclés microcline et Carlsbad, perthitiques, pœcilitiques, et plagioclases à cœur séricitisé. Fond grenu à feldspaths potassiques et plagioclases automorphes, quartz interstitiel, albite néoformée, biotite disséminée, cordiérite altérée en pinite, séricite et chlorite, muscovite primaire et secondaire assez abondante (souvent en résille dans les feldspaths). Présence d'apatite et rares oxydes de fer.

Des leucogranites plus classiques, blancs, relativement fins mais pas nettement filoniens, sont visibles en bordure des antexités à La Combre (Nord-Est de Voussac) : leucogranite à muscovite, cordiérite et rare biotite, à orthose perthitique subautomorphe, plagioclases automorphes zonés parfois entourés de feldspath potassique, quartz, cordiérite automorphe remplacée par pinite et séricite, biotite chloritisée rare, muscovite pœcilitique, leucoxène, zircon, apatite.

γ^2 . **Granites leucocrates à biotite**, variables de grain ; tendances aplitiques à granophyriques fréquentes. Cette unité, localisée au Sud-Est du Sillon houiller à l'Est de Montmarault, rappelle le faciès de bordure du granite de Montmarault tant par l'aspect des roches que par l'absence (apparente) de cordiérite.

C'est un granite plus ou moins fin à aplitique où, au Nord-Ouest de La Gondière, s'individualisent de nombreux petits filons à tendance granophyrique plus ou moins marquée.

η . Accidents basiques (vagnérites ?). J.L. Duthou (1967) décrit un groupe d'enclaves basiques éparées au Sud de Tréban, dont certaines déjà signalées par J. Grolier (1965). D'autres gisements ont été découverts au cours des levés, en particulier dans les granites sombres (γ^{2-d}_b) qui longent le Sillon houiller.

Selon J.L. Duthou, ces roches basiques se présentent sous la forme de boules plus ou moins anguleuses et forment des pointements au sein du granite ; ces enclaves forment des essais vaguement alignés.

Suivant les points, elles apparaissent très arénisées (autant ou davantage que le granite encaissant) ou au contraire résistantes, en affleurements à morphologie « en boules » (Sud-Est de La Jissière au Sud de Deux-Chaises).

Les rapports avec l'encaissant n'ont été observés qu'entre Tréban et Les Coupets où, dans une petite carrière, la roche basique très micacée, d'aspect

lamprophyrique, se situe au contact d'un leucogranite hétérogène à biotite voisinant avec un granite banal à biotite et cordiérite. Aux Bruyères (Nord-Ouest de Saint-Marcel-en-Murat), le contact n'est pas visible mais la proximité est immédiate entre la roche basique grenue et un leucogranite filonien à biotite et cordiérite.

La texture de ces roches est toujours équante, et J.L. Duthou distingue plusieurs faciès : roches à grain fin, isogranulaires noires, ou hétérogranulaires moins foncées ; roches à grain moyen, isogranulaires avec grandes biotites (jusqu'à 1 cm). On peut y ajouter le faciès porphyroïde (nombreux petits mégacristsaux) de La Jissière.

Toutes ces roches sont riches en biotite, parfois associée à de l'amphibole.

● **Pétrographie.** La nature de ces roches varie des monzonites, quartziques ou non, à des monzodiorites quartziques et des micromonzogranites.

La biotite, toujours bien représentée, est souvent associée à de l'amphibole, et rarement des clinopyroxènes (La Gondière à l'Est de Montmarault, Senant au SSW de Tréban).

La composition de ces roches varie non seulement d'un gisement à l'autre, mais aussi à l'intérieur d'un même gisement comme cela a été vérifié à La Gondière (monzonite à biotite et amphibole passant à monzodiorite quartzique à biotite, amphibole et clinopyroxène, puis monzonite quartzique à biotite).

En *lame mince*, les roches des environs de Tréban, étudiées par J.L. Duthou, présentent toutes une structure « doléritique » avec plagioclases en lattes. Deux familles semblent coexister : l'une pauvre en quartz et l'autre quartzique. Les plagioclases (An 45 à An 60), à la limite andésine-labrador, conduisent à rattacher l'ensemble de ces roches à des granodiorites et diorites.

Les roches rencontrées au cours des levés ne présentent pas toujours les caractères précédents ; en particulier, les plagioclases en lattes n'apparaissent que dans les roches microgrenues de Tréban tandis que les autres présentent une texture grenue hypidiomorphe, parfois monzonitique. Le quartz est quelquefois absent (monzonite de La Gondière), les plagioclases peuvent être plus acides (oligoclase), les feldspaths potassiques prédominants. Pour les micromonzogranites de Tréban, le feldspath potassique abondant et la proportion élevée de biotite les rapprochent des « vagnérites » de H. Sabatier (1980).

Les ferromagnésiens sont constitués de biotite, parfois très abondante, (pouvant provenir pour partie de la transformation des amphiboles), fréquemment accompagnée d'amphiboles souvent claires (actinote, trémolite) et rarement de clinopyroxènes (augite).

Minéraux accessoires : sphène souvent présent, parfois abondant ; apatite très fréquente, parfois abondante, quelquefois en gros cristaux, aciculaire dans les roches microgrenues ; zircon ; gros cristaux d'allanite altérée à La Gondière.

● **Rapports avec le granite encaissant.** La variabilité de composition à l'intérieur des gisements suggère un processus d'assimilation de roches basiques par le granite.

Le « faciès évolué », décrit en deux points par J.L. Duthou (1967), forme des « enclaves ayant l'aspect presque parfait d'un granite », ne se distinguant du faciès normal que par son grain plus fin et sa couleur plus sombre.

En *lame mince* : structure équate avec localement vestiges de structure doléritique ; quartz xénomorphe peu abondant ; plagioclase abondant (An 35-45) ; microcline moiré ; biotite abondante à pléochroïsme très foncé (lépidomélane ?) ; amphibole rare ; apatite, zircon, sphène, parfois allanite automorphe. Ce faciès semble bien correspondre à une assimilation poussée par le granite d'enclaves basiques doléritiques.

Ces observations sont compatibles avec l'hypothèse de la coexistence de deux magmas non miscibles, acide et basique, lors de la mise en place (Sabatier, 1980).

● **Analyse chimique** (S. Couturié, juillet 1967, univ. Clermont-Ferrand, in thèse J.L. Duthou). Échantillon de Lours (Sud de Tréban) représentant le faciès moyen le mieux représenté du type doléritique (granodiorite leucocrate en lame mince).

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
44,30	19,15	3,40	8,55	6,30	9,50	2,00	2,00	1,90	1,10	0,15	1,90	0,15

La composition virtuelle (à pyroxènes et orthose calculés et sans silice libre) de cette roche est très différente de la composition réelle, à biotite, quartzifère. Cette anomalie est un des caractères des vaugnérites.

Filons

γ^{1-2} . **Leucogranites à biotite et muscovite (parfois à cordiérite).** Ils apparaissent en gisements subfiloniens ou petits stocks comme les leucogranites à biotite mais, contrairement à ceux-ci, ils se rencontrent surtout dans le granite de Tréban et sur sa bordure, plus rarement dans les migmatites, et tendent à se grouper en champs filoniens. Ainsi un groupe important apparaît près de Tréban (orienté à l'ENE) à l'intérieur du granite, un autre plus modeste et moins ordonné aux environs de Gratteloup (Est de Tronget) en bordure de ce granite, enfin un autre vers Blomard et Vernusse au cœur des migmatites (principaux filons orienté au Nord-Est).

Comme les leucogranites à biotite, ce sont des roches leucocrates, de types variés, à grain homogène généralement fin. Elles sont le plus souvent à biotite et muscovite (en proportions diverses), parfois à muscovite seule ; la cordiérite apparaît dans quelques gisements, souvent rare en petits cristaux subautomorphes, parfois en gros cristaux automorphes ou en nids. La roche est souvent rose, parfois blanche. Certains de ces leucogranites comportent des enclaves : microgrenues mésocrates (Gratteloup) ou à grains très fins de biotite et cordiérite (moulin de La Charnay au Nord-Est de Tréban).

Les leucogranites du champ filonien de Tréban (Duthou, 1967) forment 8 alignements parallèles, la puissance des filons variant de 0,5 à 8-10 m environ. Leur contact est net avec le granite encaissant. Ce sont des leucogranites de teinte beige ou rose, à grain fin, toujours équiant. On distingue du quartz, du feldspath, de la muscovite et très peu de biotite.

En *lame mince* : structure grenue à grain fin et à plagioclases automorphes (oligoclase An 15-20).

A l'ancienne carrière près de Pacotes (2,5 km au Sud de Tréban) : quartz xénomorphe abondant ; plagioclase maclé albite (oligoclase An 20) ; feldspath potassique perthitique, pœcilitique (biotite, quartz, plagioclase) ; biotite très rare, altérée en chlorite, xénomorphe ; muscovite abondante, libre ou associée à la biotite, pseudo-automorphe, le plus souvent déchiquetée, quelquefois en éventail ; cordiérite résiduelle, sous forme d'amas micacés ; myrmékite rare.

Dans certains gisements, la cordiérite peut manquer.

Dans le champ filonien de Gratteloup, un filon près de Doulaivre (Sud-Est de Voussac) en limite du granite de Tréban, est formé d'un granite leucocrate à biotite, muscovite et cordiérite : texture grenue hypidiomorphe ; plagioclase automorphe légèrement zoné (oligoclase An 25) ; orthose perthitique xénomorphe à subautomorphe ; quartz ; biotite (1-2 %) plus ou moins chloritisée ; muscovite primaire et secondaire ; cordiérite automorphe remplacée par du mica blanc ; zircon, rares oxydes.

μγ. Microgranites de types divers. Deux groupes de roches microgranitiques se rencontrent dans le massif de Tréban et la série migmatitique de la Sioule :

— au *Nord*, nombreux filons de microgranites francs intrusifs dans le granite de Tréban, localisés à l'ENE de Tronget ; ces microgranites constituent l'extrémité méridionale du champ de filons et petits stocks, largement développé au Nord sur la feuille Bourbon-l'Archambault ;

— au *Sud* du Montet, quelques filons peu importants, souvent localisés à proximité du Sillon houiller, constitués de roches peu caractéristiques, voisines des leucogranites filoniens des mêmes secteurs.

● **Microgranites francs.** À l'ENE de Tronget et jusqu'à Comps (Nord-Est de Tréban), les microgranites, plus ou moins porphyriques, apparaissent en masses filoniennes trapues ; leur puissance, difficile à estimer, semble atteindre 20 m ou plus dans certains cas. Les affleurements sont bons mais trop discontinus pour bien définir la direction et l'extension des filons.

La roche est dure, à cassure grenue, à structure porphyrique souvent très nette sur les surfaces lisses des affleurements, avec feldspaths pouvant atteindre 2 cm et plus ; à la cassure, feldspath, quartz et biotite automorphes apparaissent dans une pâte abondante gris-vert, parfois rougeâtre.

Les caractères pétrographiques de ce type de microgranites sont donnés par J.L. Duthou (1967) et dans la notice de la feuille Bourbon-l'Archambault (Turland, 1990).

À l'Est du secteur précédent (L'Étang-Roux, Pouzeux), les microgranites présentent un faciès très différent : roches presque aphanitiques, à cassure finement grumeleuse de teinte claire, gris verdâtre, avec quelques gros

quartz rhyolitiques épars, formant de minces filons (1 m de puissance à Pouzeux) dans un granite très tectonisé de part et d'autre, hydrothermalisé, organisé en traînées cataclastiques NE-SW affectant jusqu'à 100 m de largeur à Pouzeux.

En lames minces ce sont des microgranites (*l.s.*) hydrothermalisés, à texture microgrenue porphyrique. Phénocristaux : quartz rhyolitiques à auréole dévitrifiée, feldspaths fantomatiques séricitisés. Mésostase à texture initialement felsitique ; quartz, feldspath, séricite (un peu de feldspath potassique relique dans la mésostase), oxydes de Fe-Ti. Filonnets à quartz et séricite ; hydroxydes de fer.

● **Autres microgranites.** L'aspect de ces roches à l'affleurement (dures, peu altérables, se fragmentant sans s'aréniser, paraissant plus ou moins microgrenues) a conduit à les représenter en microgranites. Quelques lames minces montrent qu'à côté de vrais microgranites on y rencontre aussi des granites fins localement micropegmatitiques.

Ces roches forment des gisements modestes, peu nombreux, plus ou moins filoniens, situés pour la plupart au voisinage du Sillon houiller auxquels ils semblent parallèles. Certains de ces gisements sont associés à des filons de leucogranite à cordiérite (de même orientation?). Ils sont généralement associés au granite de Tréban, et certains filons de leucogranite situés dans les migmatites présentent localement des structures micropegmatitiques (Est de Saint-Marcel-en-Murat). Ces microgranites ne présentent pas tous la même composition.

Les plus fréquents semblent être du type porphyrique à biotite, muscovite et cordiérite, avec texture microgrenue, ou grenue fine avec localement ébauches de texture graphique ; ils paraissent voisins des leucogranites à cordiérite plus ou moins filoniens avec lesquels ils sont parfois associés (Les Bruyères, NNW de Saint-Marcel-en-Murat).

En *lame mince*, la roche des Bruyères est un microgranite porphyrique. Phénocristaux : feldspaths potassiques maclés Carlsbad et microcline, perthitiques, pœcilitiques en bordure ; plagioclases automorphes zonés à cœur basique séricitisé ; quartz subautomorphe. Mésostase assez grossière : plagioclases en lattes zonées ; feldspath potassique automorphe ou en plages xénomorphes ; quartz interstitiel ; biotite disséminée ; cordiérite automorphe altérée en séricite et chlorite ; un peu de muscovite primaire et secondaire ; apatite en gros cristaux.

La roche observée près de La Plume (Nord-Est de Montmarault), à 50 m environ au Sud-Est du Sillon houiller, appartient à un autre type : ce grani-toïde clair, grossier, est un micromonzogranite à biotite (sans cordiérite) à texture microgrenue porphyrique. Phénocristaux (0,5-1 cm) : plagioclases automorphes à frange micrographique ; feldspaths potassiques automorphes perthitiques à frange micrographique ; quartz rhyolitiques ; biotites brun-rouge incluant zircon et apatite. Mésostase : lattes de plagioclase (oligoclase), feldspath potassique automorphe, quartz, biotite chloritisée, muscovite secondaire, zircon, apatite.

Relations du granite de Tréban avec les migmatites de la série de la Sioule

Les « anatexites à cordiérite » de la série de la Sioule constituent la limite méridionale du granite de Tréban, mais on rencontre aussi des panneaux de migmatites semblables enclavées dans le granite lui-même (cf. *infra* : “ Terrains métamorphiques de la série de la Sioule ”, p. 34) : sanatorium Mercier à l'Ouest de Tréban (8 km² env.), Le Rif au Nord-Ouest de Meillard (3 km² env.) et quelques panneaux plus modestes.

Partout où il a pu être observé, le passage du granite aux migmatites se fait graduellement. J.L. Duthou l'a constaté le long du ruisseau des Bordes (bois des Mozières au Nord de Fleuriel) et du Douzenan (Sud de Ménéilchamp, 6,5 km au Sud-Est de Tréban) : « Dans le bois des Mozières, on passe en 100 m du granite type Meillard aux anatexites à cordiérite : le grain du granite devient plus fin, la biotite plus abondante possède une orientation assez vague et peu à peu on arrive aux anatexites à cordiérite ». Le phénomène est semblable à Ménéilchamp. P. Gentilhomme (1972) signale, à L'Atelier-d'en-Haut (Nord-Ouest de Fleuriel), sur 100 à 200 m en bordure du granite type Meillard, un faciès plus fin, nettement plus équiant, avec localement septa biotitiques sombres. Des filons aplitiques, à cordiérite peu abondante et muscovite, sans biotite, traversent les granites de ce secteur.

Les panneaux enclavés passent aussi graduellement au granite, souvent en 100 ou 200 m comme précédemment (Le Passoux, Les Bordes à l'Ouest de Tréban, panneau du Rif au Nord-Ouest de Meillard), parfois bien davantage (jusqu'à 600 m vers Les Champs-Pierrots à l'Est de Deux-Chaises), par l'intermédiaire de granites migmatitiques $M\gamma^3$.

Le passage graduel des granites aux migmatites et les compositions chimiques voisines des roches de ces deux ensembles laissent penser que « le granite de Tréban représente une réutilisation sur place des migmatites... Cette granitisation sur place a provoqué une recrystallisation des migmatites » (Duthou, 1967).

Âge du granite de Tréban

L'hétérogénéité isotopique du strontium n'a pas permis de déterminer un âge par isochrone de roches totales, mais la concordance des résultats donnés par les 3 isochromes internes (biotite + roche totale) effectuées sur les 3 faciès-types du granite de Tréban, permet de lui attribuer un âge (recalculé selon les nouvelles normes) de 357 Ma ($\lambda Rb = 1,42$) (Duthou, 1967).

Terrains métamorphiques de la série de la Sioule

Migmatites

Avec ou sans cordiérite, elles constituent un vaste domaine assez monotone par leur texture et leur minéralogie. Elles passent vers l'Est aux leptyni-

tes et gneiss du groupe de Breuilly—Cesset, et vers le Nord au massif de Tréban constitué d'un granite d'anatexie.

De vastes enclaves de migmatites existent dans ce granite : secteurs du Rif (Nord-Ouest de Meillard), du sanatorium Mercier (Ouest de Tréban) et quelques autres plus réduites.

Deux types ont été distingués :

- migmatites à biotite et cordiérite (M_c^{1-2}) ;
- migmatites à biotite (M_c^{3-4}) ;

mais sont en fait étroitement imbriqués, souvent en puzzle, avec des passages progressifs à l'échelle décimétrique. Leurs faciès peuvent être très variables dans le détail.

Près de Fleuriel (au Sud-Ouest notamment), les gneiss et migmatites sont rétrotransformés dans le faciès « schistes verts » (gneiss chloriteux).

M_c^{1-2} . **Migmatites à biotite et cordiérite** (« gneiss à cordiérite » ou « gneiss d'Aubusson » de l'ancienne terminologie). Sous cette dénomination sont regroupés tous les faciès possédant les caractères communs suivants : richesse en cordiérite ; paragenèse quasi invariable à quartz, cordiérite, plagioclase, biotite (plus ou moins chloritisée) et parfois almandin ; muscovitisation et chloritisation tardives ; absence d'orthoclases ; présence constante de malacon en quantité notable.

À l'affleurement, ces roches, d'un vert brunâtre sale, sont généralement d'aspect grenu homogène. Elles peuvent se débiter en dalles grossières, selon une foliation non permanente, mais ne présentent ni litage, ni linéation.

L'altération affecte souvent très fortement ces gneiss : les grains de cordiérite brunissent, les feldspaths deviennent farineux, les grenats donnent une « éponge » ferrugineuse.

● **Pétrographie.** Si l'aspect macroscopique des roches est relativement diversifié (grain variable, foliation plus ou moins apparente), en lame mince leurs assemblages minéralogiques apparaissent plus uniformes ;

- quartz : amas de très petits grains en puzzle ;
- plagioclase rarement maclé, très altéré (oligoclase ?) ;
- cordiérite abondante, en gros grains arrondis (0,5 à 3 mm), opacifiés par altération, incluant biotite et zircon ;
- biotite d'aspect très variable : brune et fraîche, ou verdie et à demi opacifiée, ou totalement pseudomorphosée en chlorites déchiquetées avec rutile ;
- malacon (zircon métamicté) en amas granuleux diffus, brun isotrope, à reliques de zircon sain ; minéral relativement abondant et généralement présent ;
- oxydes de fer à contours carrés.

De façon moins générale on rencontre aussi :

- grenat xénomorphe, poecilitique (quartz, biotite), éclaté, à fissures remplies de phyllites ; parfois coquille biotitique partiellement chloritisée. Taille 3-4 mm, exceptionnellement 20 mm ;

— muscovite très fréquente, souvent envahissante, fraîche, xénomorphe, discordante sur tous les autres minéraux, quelquefois en amas gerbés ;
— séricitisation localement intense.

A l'intérieur du type banal on rencontre, rarement et répartis de façon quelconque, un faciès massif, non chloriteux, riche en quartz et muscovite, et un type folié à amygdales leucocrates polycristallines ; ce dernier semble constituer la transition avec les « gneiss chloriteux » amygdalaires.

● **Faciès anatectiques** (diatexites). Observés de part et d'autre du granite de Fourillette, leur composition minéralogique est semblable au type précédemment décrit mais, macroscopiquement, la roche est massive, sans trace d'organisation planaire, à texture nébuleuse avec amas (1 à 3 cm) de cordiérite à contours diffus dans un fond beige à grain plus fin.

M³⁻⁴. Migmatites à biotite. Ce terme regroupe des faciès gneissiques à biotite, parfois rétomorphosés dans le faciès « schistes verts » (« gneiss chloriteux »), et des anatexites à biotite.

Le faciès « gneiss à biotite », bien caractérisé à l'Est de Fleuriel, se singularise par sa richesse en biotite et l'absence de sillimanite et de cordiérite. On distingue des gneiss à biotite seule et d'autres à biotite et grenat.

● **Gneiss à biotite seule**, aux paragenèses simples et constantes.

Dans le faciès non amygdalaire, la foliation, fréquente, ne s'accompagne pas de délitage ; une linéation de gaufrage grossier n'est constante qu'aux environs de La Petite-Riau (Est de Fleuriel).

Des niveaux mésocrates peu épais s'intercalent parfois dans ces roches ; leur grain est très fin (0,1 mm).

En lame mince, texture granolépido-blastique à cloisons de biotite ; quartz en petits grains engrenés ; plagioclase très abondant, millimétrique, parfois automorphe (oligoclase acide) en lits subcentimétriques, parfois plissés ; microcline très peu fréquent, avec myrmékites ; biotite dominante en amas millimétriques déchetés, peu altérés ; cristaux d'apatite dans les biotites.

Dans le faciès amygdalaire, grands feldspaths bien visibles dans une « matrice » à grain plus fin.

En lame mince, texture granolépido-blastique « porphyroïde » avec quelques grands plagioclases automorphes (4-15 mm).

La paragenèse est semblable à celle du précédent avec albite calcique en éléments grenus, parfois associés au quartz dans des amygdales composites, et en grands cristaux poëcilitiques, sans microcline ; biotite abondante ; quartz ; zircon et apatite, rare sphène.

● **Gneiss à biotite et grenat.** Ces roches présentent une foliation régulièrement plane en général, mais les affleurements du chemin de Fleuriel au château des Buissonnets montrent des replis fréquents, avec nids leucocrates dans les têtes de plis. Absence de linéation.

En lame mince, la paragenèse est généralement la suivante : quartz en amas engrenés ou lentilles plates entre les biotites ; oligoclase calcique en grands cristaux subautomorphes ou en petits grains interstitiels ; microcline

parfois abondant ; myrmékites remarquables, en liseré subcontinu ; biotite en lattes irrégulières contenant des facules maclées d'albite, texture en cloisons, mais clivages sensiblement parallèles ; grenats almandins de 2 types : gros cristaux (1-5 mm) très fracturés en contact franc avec les lattes de biotite, et nombreux grains très petits, pœcilitiques (biotite, apatite) souvent inclus dans les plagioclases ; rarement muscovite ; zircon et apatite, opaques.

Dans de rares affleurements, le grenat, entouré d'une auréole sombre, se trouve exclusivement concentré dans des lits quartzo-feldspathiques minces (\approx 1cm) et continus.

● **Faciès chloriteux**, rétomorphosés en « schistes verts ». Trois sous-groupes ont été définis en fonction de l'occurrence du grenat et du caractère amygdalaire ou non de la texture :

- gneiss chloriteux sans grenats ni amygdales ;
- gneiss chloriteux à grenats, non amygdalaires ;
- gneiss chloriteux à grenats, amygdalaires. Seul ce dernier faciès est largement répandu et relativement homogène.

Ces faciès résultent de la rétomorphose dans le faciès « schistes verts » de gneiss et migmatites analogues à ceux précédemment décrits.

Faciès sans grenat ni amygdales : subsistent seulement des minéraux initiaux un peu de biotite altérée, parfois associée à de la sillimanite, ou de la cordiérite (transition aux « gneiss à cordiérite »). Chlorite et muscovite sont les minéraux prédominants.

La foliation est nette, fine, et induit une desquamation de la roche.

Faciès à grenats, non amygdalaire : feldspaths très altérés, quartz peu abondant, grenats fissurés et remplis de produits ferrugineux, pas très fréquents, pouvant parfois atteindre 4 à 10 mm.

Amas essentiellement chloriteux de quelques mm, donnant un toucher onctueux aux surfaces de foliation. Cette foliation, très fine, avec l'altération conduisent au délitage *in situ* de la roche.

Faciès à grenats, amygdalaire : c'est le plus répandu. Il présente les caractères suivants :

- concentration des minéraux leucocrates en amas centimétriques ;
- accumulation des chlorites, vert sombre, en grandes plaques abondantes, non planes (gauchissement, à l'échelle du centimètre, des surfaces de foliation).

Composition minéralogique en lames minces : minéraux peu variés où les phyllites dominent largement. Quartz en agrégats lenticulaires distincts, ou associé au plagioclase acide dans les amygdales. Grenat almandin (1 à 5 mm) fissuré, fréquemment bordé d'une coquille ferrugineuse, déformant les lits chloriteux. Chlorites en paquets flexueux subparallèles, noyées dans des amas sériciteux et formant des fuseaux isolant entre elles les concentrations leucocrates. Muscovite toujours discordante sur les autres minéraux ; amas gerbés ou sphérolithiques de chlorite vert pâle. Minéraux opaques xénomorphes abondants, rutile probable (très fin).

Quelques cristaux de cordiérite, très altérée, peuvent être présents au voisinage des migmatites à cordiérite.

Histoire métamorphique probable :

- formation de gneiss œillés (yeux polycristallins), plus ou moins riches en almandin ;
- rétro-morphose dans le faciès « schistes verts » ;
- recristallisation tardive de muscovite et rares chlorites.

● **Anatexites à biotite.** Les faciès typiques sont à biotite seule, inaltérée, rassemblée en lits sombres alternant régulièrement avec des niveaux centimétriques quartzo-feldspathiques. Le litage est donc bien marqué, mais il est intensément contourné, replissé, à l'échelle du cm et du dm.

Il n'apparaît pas de ségrégations leucocrates équantes (leucosomes). Un faciès présente de grands feldspaths étirés matérialisant une linéation d'allongement grossière.

Ces anatexites, peu répandues, se localisent de manière quelconque à l'intérieur des faciès à foliation plane (peut-être plus souvent au voisinage des « gneiss à cordiérite »).

Enclaves migmatitiques dans le granite de Tréban. Deux faciès de migmatites (cartographiés M_C^{1-2}) coexistent dans le **panneau du sanatorium Mercier** (Ouest de Tréban) :

– « *migmatites schisteuses* », nettement planaires. Elles sont très localisées. Les plus caractéristiques sont recoupées sur 200 m par la D 316 au Nord du sanatorium Mercier. La roche est massive, mais sa structure interne très planaire, avec alternance de minces lits biotitiques et de lits leucocrates d'environ 1 cm (orientation N 50 à 70° subvertical).

Aux Gougnons, près des bâtiments, un important affleurement montre une anatexite granitoïde à biotite et cordiérite grossièrement planaire et d'orientation semblable aux précédentes ;

– « *migmatites grenues* ». Ce sont de loin les plus fréquentes. Il s'agit de migmatites granitoïdes, à texture irrégulière où la foliation, quand elle subsiste, est très peu marquée par des traînées floues de biotite. Globalement, ces roches apparaissent sombres, avec souvent un aspect tacheté dû à des nodules plus ou moins importants de cordiérite se détachant sur un fond clair. La biotite, abondante, forme quelques traînées ou bien est étroitement liée à la cordiérite.

Les affleurements tendent fréquemment à la morphologie « en boules », qu'il s'agisse de faciès à traînées biotitiques (Nord-Ouest des Pins) ou à gros nodules sains de cordiérite et biotite (Sud-Est des Gougnons) ou bien complexes à nodules, traînées biotitiques et enclaves (Est des Gougnons).

En lame mince, ces roches présentent une texture variable, souvent grenue hétérogranulaire où la biotite tend localement à former des cloisons, ou bien granoblastique à tendance grenue hypidiomorphe. Quartz xénomorphe, souvent abondant ; plagioclases subautomorphes, parfois zonés (oligoclase, andésine) ; feldspath potassique perthitique ; biotite sous deux formes : associée à la cordiérite, ou en amas dans les zones plus « granitiques » ; cordiérite sous plusieurs formes : en cristaux subautomorphes plus ou moins jointifs, en traînées formant cloisons entre les autres cristaux, en amas importants, monocristallins, poëcilitiques (biotite, quartz) pouvant inclure de la sillimanite en aiguilles et un peu de grenat (la cordiérite est sou-

vent saine, localement pinitisée) ; muscovite secondaire, ou interstitielle en gerbes ; oxydes, zircon, parfois apatite.

Les analyses modales (Duthou, 1967) montrent l'hétérogénéité de ce faciès et la forte proportion de cordiérite.

Analyse chimique d'un échantillon prélevé entre la D33 et Les Raisins (Ouest de Tréban) en bordure du panneau du sanatorium Mercier (roche proche d'un granite) (analyse S. Couturié, mars 1967, univ. Clermont-Ferrand, in thèse J.L. Duthou).

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
66,15	16,80	1,30	4,20	2,10	1,35	1,80	2,85	0,65	0,45	0,10	1,55	0,30

Pour les migmatites franches du même panneau, les compositions chimiques calculées à partir des analyses modales, conduisent approximativement à 61 % de SiO₂, 20 % d'Al₂O₃, plus de 6 % de Fe₂O₃ total, 3,5 % de MgO et plus de 4 % de K₂O.

Dans les **panneaux du Rif** (Nord-Ouest de Meillard) **et du Moulin-du-Bois** (Sud-Ouest de Tréban), contrairement au panneau précédent, ce sont ici les faciès schisteux qui dominent (cartographiés M³⁻⁴).

Sur le terrain, ces roches se présentent comme des gneiss à biotite, sillimanite et grenat, à texture schisteuse ; mais le litage de la roche n'a pas la régularité et la finesse de celui des gneiss ; les zones quartzo-feldspathiques ont un grain assez gros et forment des amandes ; les lits de biotite et de sillimanite sont très sinueux et discontinus, avec les renflements où se logent des grenats généralement visibles à l'œil. A l'affleurement, la formation est hétérogène, passant de zones nettement gneissiques à des zones nébulitiques et granitoïdes.

En *lame mince*, au Moulin-du-Bois : structures granolépido-blastiques hétérogènes. Quartz xénomorphe ; plagioclase An 35 ; feldspath potassique perthitique (feldspaths parfois peu abondants, altérés) ; biotite en gerbes, chloritisée ; muscovite en gerbes ; cordiérite en proportion très variable, très altérée ; sillimanite assez abondante dans certains échantillons, en traînées dans les niveaux phylliteux, associée à quelques grenats pœcilitiques. Le passage des migmatites schisteuses aux migmatites grenues se traduit par une nette augmentation de la teneur en cordiérite et la réduction de celle de la sillimanite.

Le panneau migmatitique du Rif est plus complexe : il présente à la fois des gneiss à biotite, sillimanite et grenat typiques, des migmatites grenues (type « anatexites à cordiérite ») et des zones granitiques nettes mais orientées. Le faciès schisteux est le mieux représenté. Au Rif, près de la passerelle : structure granolépido-blastique typique ; lits foncés à biotite, sillimanite, grenat ; lits clairs à quartz, feldspath potassique, plagioclase. Quartz xénomorphe ; feldspath potassique perthitique ; plagioclase séricitisé maclé albite ; biotite peu altérée, allongée ou amiboïde, très pléochroïque (rouge brique/jaune clair) souvent envahie par le quartz ; sillimanite en paquets flexueux associés à la séricite ; grenat pœcilitique (quartz, biotite) plus ou moins éclaté ; cordiérite très rare ; apatite, zircon.

Leptynites et gneiss

λ. **Leptynites et quartzites métamorphiques** de Breuilley—Cesset, et roches associées. Cette formation s'étend, en bordure sud-est du massif de Tréban, sur une largeur pouvant dépasser 3 km, de Fleuriel au Sud-Ouest à Bransat au Nord-Est. Dans cette direction, elle se retrouve à Verneuil-en-Bourbonnais, sur la feuille Saint-Pourçain-sur-Sioule.

Les migmatites de la série de la Sioule sont en rapports étroits avec cette formation : le massif de Breuilley—Cesset apparaît enveloppé par les migmatites que l'on retrouve aussi localement à l'intérieur ; d'autre part, des panneaux ou témoins enclavés de leptynites ont été observés çà et là dans les migmatites, loin du massif (environs de Target, à l'ENE et au SW, et nombreux témoins non représentés).

Les roches du groupe de Breuilley—Cesset (Grolier, 1971) ne sont visibles qu'en affleurements dispersés et souvent médiocres, à l'exception de quelques carrières désaffectées : Est de Fleuriel, Le Bouchat, Les Bergerons et Bord aux environs de Breuilley (cette dernière étant la « carrière de Breuilley—Cesset » des publications) et de la grande exploitation de granulats concassés de Bransat (carrière Cluzel). Les roches de ce groupe comportent une importante fraction de leptynites, mais aussi des quartzites ainsi que des gneiss siliceux et alumineux. Il s'agit, comme nous allons le voir, de roches métamorphiques constituées dans le climat de « granulite facies », paradérivées (au moins pour l'essentiel), ultérieurement rétrotransformées dans le faciès amphibolite puis, tardivement, dans celui des « schistes verts ». Ces transformations sont plus accentuées dans les niveaux plus pélitiques où se réalise plus typiquement l'association particulière des roches du « groupe cristallogyllien de Breuilley—Cesset », à chlorites et grenat.

D'après l'étude de P. Gentilhomme (1975), les affleurements de la carrière de Breuilley—Cesset comprennent deux types lithologiques principaux :
— un *quartzite* blanc à rosé, massif, pratiquement inaltéré, ponctué de petits grenats rouges dispersés ;
— une *leptynite*, plus sombre, caractérisée par l'alternance de lits quartzofeldspathiques et de lits riches en disthène, grenat et, dans une moindre mesure, biotite. L'épaisseur de ces lits varie du millimètre au demi-centimètre. La rétrotransformation affecte souvent les leptynites de façon notable : biotite chloritisée, grenat remplacé par une « éponge » ferrugineuse, disthène en séricite et/ou muscovite.

● **Composition minéralogique.** Les mêmes minéraux se rencontrent dans les deux types de roches :

- matrice de quartz, associé à l'oligoclase et au microcline, peu abondants ; myrmékite ;
- grenat rarement automorphe, plus souvent creux ou pœcilitique ; inclusions solides abondantes et très diverses ; coque biotitique peu fréquente ;
- disthène : baguettes à extrémités émoussées ; quelques unes ont subi une torsion souple ;
- sillimanite exceptionnelle, en bouquets de fibres, invisible à l'œil nu ;
- rutile très disséminé, mais toujours présent ;
- apatite très rare, généralement incluse dans le grenat ; zircon rare.

● **Textures.** Les quartzites et les leptynites se différencient essentiellement par les textures réalisées par ces minéraux, et par l'abondance des ferromagnésiens.

Les *quartzites* présentent une structure engrenée à éléments très fins ; le grenat est uniformément réparti ; la biotite, rare, tend à se placer en lits parallèles ; les autres minéraux du métamorphisme ne créent, par leur orientation ou leur distribution, ni direction ni plan particuliers.

Dans les *leptynites*, il y a lieu de considérer deux textures distinctes :
— de type engrené dans les lits leucocrates (comme dans les quartzites) ;
— de type granolépido-blastique dans les lits sombres : globules de grenat (1 à 6 mm de diamètre) ; baguettes de disthène et paillettes de biotite y sont étroitement associées.

● **Figures de rétro-morphose** (dans les leptynites essentiellement) dues aux transformations minéralogiques suivantes :

- le grenat, dont les grains sont souvent fracturés, est envahi par des produits sériciteux et ferrugineux ; il est souvent recoupé de lattes de muscovite néoformée ; les coquilles biotitiques sont chloritisées ;
- la séricite remplace le disthène ; tous les intermédiaires s'observent, depuis la mince frange de séricite jusqu'à un amas allongé sans vestige de disthène ;
- les chlorites, alignées dans certains échantillons, contribuent à créer une linéation minérale nouvelle ;
- la muscovite développe ses gerbes et/ou lattes, généralement subauto-morphes, en discordance sur tous les autres minéraux.

Dans plusieurs échantillons, la biotite est nettement discordante sur le disthène et la matrice quartzo-feldspathique ; sa cristallisation est postérieure à l'individualisation du disthène, mais antérieure à la sévère rétro-morphose donnant naissance aux phyllites précédemment décrites.

A Verneuil-en-Bourbonnais, les leptynites homologues contiennent quelques reliques, très dégradées, de mésoperthites, argument minéralogique important en faveur de l'existence ancienne du « granulite facies ».

● **Éléments structuraux.** Deux familles de plis affectent la formation : plissement isoclinal, puis pli droits évasés. La première phase est marquée dans la carrière de Breuilly—Cesset par un pli souple d'ampleur métrique à axe plongeant de 10° vers N 105°E, avec une schistosité fruste de plan axial inclinée de 35° vers N 29°E ; déversement vers le Sud ; flancs longs subparallèles, redressés à 42° ; replis centimétriques déversés, affectant le litage au cœur du pli, estompés sur les flancs. La biotite a cristallisé dans le plan axial de ces petits plis.

La deuxième phase n'a été observée que dans l'ancienne carrière des Bergerons où, à un plissement du type précédent, se superposent des ondulations très molles, de direction N 15°E et de « longueur d'onde » voisine de 4 m.

● **Composition chimique** (CRPG Nancy, méth. quantométrique)

Majeurs en %										
n° éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	MgO	MnO	TiO ₂	P.F.
238 A	76,30	10,35	4,18	0,80	3,03	1,49	1,49	0,05	0,80	0,57
238 G	77,30	11,15	1,39	0,90	4,13	3,14	0,10	0,05	0,20	0,43
238 P	67,20	14,50	6,58	0,44	3,97	1,40	1,94	0,09	0,77	3,24
11	69,40	14,60	4,29	0,87	3,51	1,81	1,70	0,07	0,58	2,46

Traces en ppm							
n° éch.	Ba	Sr	V	Cr	Co	Ni	Cu
238 A	865	199	86	70	43	10	10
238 G	498	110	24	10	62	10	10
238 P	721	77	101	132	21	39	30
11	882	76	12	79	23	97	21

238 A : quartzite massif, riche en grenat, à disthène et biotite peu abondants (carrière de Breuille-Cesset).

238 G : quartzite subhololeucocrate, à petits grenats (carrière de Breuille-Cesset).

238 P : leptynite litée, rétromorphosée, riche en biotite chloritisée, disthène et grenat (carrière de Breuille-Cesset).

11 : leptynite grise discrètement litée, à disthène uniorienté, grenat et biotite (lieu-dit La Riau).

L'interprétation des diagrammes A.K.F. (de la Roche, 1965 ; Moine et de la Roche, 1968) conduit à classer trois de ces échantillons dans le champ des roches paradérivées (domaine des grès et shales quartzeux), tandis que le n° 238 G manifeste une tendance opposée et se situe dans le domaine « ortho » des rhyolites.

● **Complément d'étude lors des levés récents.** Vers le Nord de la zone d'extension de cette formation, et notamment dans la carrière de Bransat, les faciès leptyniques sont souvent moins caractérisés et associés à des gneiss, avec biotite et sillimanite, parfois muscovite, possible cordiérite rétromorphosée. Ils passent parfois à des faciès migmatitiques (métatexites).

Les *leptynites* de ce secteur présentent une texture granoblastique orientée à grain fin : assemblage granoblastique de quartz, microcline, plagioclase acide (albite-oligoclase) ; biotite orientée, chloritisée ; grenat ; silicate d'alumine (type sillimanite fibrolitique) rétromorphosée en séricite ; chlorites d'origine hydrothermale ; zircon, rutile, apatite.

Dans ces roches, les pseudomorphes de silicates d'alumine peuvent correspondre à d'anciens disthènes transformés en sillimanite, puis muscovite, mais sont peu caractéristiques.

Les *gneiss* présentant une structure granolépidoblastique planaire : assemblage granoblastique de quartz et plagioclase (oligoclase) ; biotite orientée ; silicates d'alumine rétromorphosés (sillimanite et parfois disthène, peut-être cordiérite) ; parfois grenat pœcilitique, muscovite secondaire ; apatite, zircon, oxydes.

Dans la carrière de Bransat, un échantillon de métatexite leucocrate à biotite et grenat montre une oligoclase antiperthitique.

ζ_s. **Gneiss à biotite et sillimanite.** Ces roches apparaissent sur 150 m en talus de route, au Sud de Bransat, contre la faille de la Limagne. C'est une roche à foliation bien marquée se débitant en dalles, de teinte beige à traînées ferrugineuses.

La sillimanite est bien visible en paquets flexueux abondants ; on discerne aussi du grenat, altéré et en faible quantité et de la biotite en petites paillettes mordorées ; de la muscovite et des chlorites pâles forment un feu-trage discontinu dans la foliation.

A proximité des roches encaissantes (leptynites, migmatites), le faciès devient grenu, plus riche en biotite, tandis que chlorites et muscovite apparaissent plus dispersées.

En lame mince, la composition est la suivante :

- quartz fins et indentés, en files grossières ou amas ;
- plagioclases peu abondants, très altérés ;
- orthoclase probable, extrêmement altéré et muscovitisé ;
- sillimanite ;
- grenats (almandin) éclatés, assez rares ;
- biotite décolorée et chlorites associées en amas irréguliers ;
- muscovite tardive : lattes et aiguilles enchevêtrées, discordantes ;
- grands zircons, rares.

Granitoïdes intrusifs

γ³. **Granites calco-alcalins à biotite.** Granites de Chantelle (orienté) et de Fourillette. Ce sont des granites relativement sombres, riches en biotite. Le granite de Chantelle présente très souvent une orientation planaire remarquable. Ils appartiennent au « type de Blot-l'Église » défini par J. Richard (1938) comme un « granite micacé sans orthose » qui, par sa structure étirée fréquente, « semble contemporain de la fin du métamorphisme de tension ».

Le massif de Chantelle, situé pour l'essentiel sur la feuille Montmarault, s'étend vers Taxat jusqu'au Sud de Fleuriel, recoupé par la vallée de la Veauvre où il affleure largement.

Le petit massif de Fourillette (1 km² env.) semble constitué d'un granite analogue, mais sans orientation apparente.

Ces granites sont intrusifs dans les migmatites. Celui de Chantelle passe à l'Est, vers la ferme de Bourbonnais, à une zone riche en passages de microgranite ($\mu\gamma^{2-3}$) dans un environnement de granite très cataclastique ($ca\gamma$).

● **Granite de Chantelle.** Sur la feuille Gannat, aux environs de Chantelle, la composition varie notablement ; aux Eaux-Salées (ENE du bourg), ce granite contient quartz, microcline, andésine acide, biotite, apatite et zircon, tandis qu'à la bordure ouest du massif (vallée de la Bouble), le microcline est absent : on a donc alors une diorite quartzique orientée.

Dans le contexte régional, ce type de granite est associé à la fois aux termes de degré de métamorphisme le plus fort de la série de la Sioule et à la proximité d'une importante zone de laminage.

- Pour J. Grolier (1965), ce granite est défini « non seulement par son anisotropie plane bien marquée, mais aussi par l'existence fréquente d'une linéation de laminage, par sa couleur constamment grise, sa richesse relative en biotite ».

Sur la feuille Montmarault, il est bien visible dans la vallée de la Veuvre, avec des faciès assez grossiers, plus ou moins schistosés, à tendance porphyroïde fréquente (feldspaths souvent de deux tailles).

Le granite de Chantelle contient des enclaves de gneiss à biotite, bien lités, à grain plus fin que l'encaissant. La crête dite « la roche du Diable », dans le thalweg de la Veuvre, est un panneau de ces gneiss, riches en biotite, faiblement penté au Sud-Est.

En *lame mince*, ce granite présente une structure en cloisons remarquable ; quartz assez abondant, xénomorphe, parfois en amas ; rares orthoclases séricitisés ; nombreux cristaux d'oligoclase calcique, parfois très altérés, de 5 mm en moyenne ; biotite ceinturant les amas leucocrates ou les gros cristaux, en individus faiblement déformés ; chloritisation peu développée, rares inclusions d'apatite.

Au Boissonnet (SSE de Fleuriel), la roche est une diorite quartzique à biotite, à texture grenue hypidiomorphe, orientée (orientation magmatique). Plagioclase prédominant automorphe (An 40) ; feldspaths potassiques paraissant absents ; quartz en plages interstitielles polycristallines ; biotite rouge en amas interstitiels orientés ; apatite, zircon.

A l'affleurement, l'orientation de la roche se traduit par une linéation, souvent nette, généralement inclinée de 20 à 40° à N 125-135°. Une foliation (cataclastique) s'esquisse par endroits, dont les plans apparaissent parfois cannelés, micacés, pulvérulents et verdis ; cette foliation est peu pentée (6° à 44° au SF, S, SW).

Le granite de Chantelle est associé aux migmatites dans lesquelles il est nettement intrusif et que l'on retrouve en importants panneaux associés.

● Le **granite de Fourillette** forme un petit massif isolé de 1 200 x 800 m à 1 km au Nord-Ouest du massif de Chantelle, dont il ne paraît se différencier que par la moindre déformation de ses roches. Au Sud-Ouest de Fleuriel, un gisement granitique situé entre les deux massifs présente des caractéristiques intermédiaires : roche relativement fine, légèrement schistosée, comportant parfois des feldspaths automorphes de 2 à 5 mm.

Le granite de Fourillette affleure peu. C'est une roche à grain fin à moyen, riche en biotite, de teinte grise uniforme, comportant localement des enclaves sombres à grain très fin. Sa texture est franchement équante, mais un fossé orienté N-S a montré que ce type équant passe progressivement, vers le Sud, à un faciès orienté semblable au granite de Chantelle.

En *lame mince*, le granite de Fourillette présente souvent une composition comparable à celui de Chantelle. Ainsi, à l'Ouest de La Bougalerie, il s'agit aussi d'une diorite quartzique à biotite, à texture grenue hypidiomorphe orientée. Plagioclase automorphe (An 35), dont cristaux centimétriques ; quartz en plages polycristallines ; biotite rouge en amas orientés interstitiels ; apatite, zircon, quelques oxydes.

Toutefois on y rencontre aussi des roches à cordiérite. Ainsi, au Sud-Ouest de La Bougalerie, il s'agit d'un monzogranite à biotite et cordiérite, à texture grenue protomylonitique orientée. Feldspath potassique xénomorphe ou subautomorphe pœcilitique; plagioclase subautomorphe (\approx An 30); myrmékites abondantes; quartz en plages interstitielles polycristallines \pm étirées; biotite rouge orientée; cordiérite prismatique (transformée en muscovite, avec développement de biotite et autres minéraux); zircon, apatite.

Ce granite parfaitement frais, qui recoupe les anatexites à cordiérite rétro-morphosées, est donc postérieur à cette rétro-morphose.

caγ. **Granites cataclasés de La Riau.** Granites cataclasés de La Riau et microgranites porphyroïdes calco-alcalins de la Veuvre (cf. *infra*), étroitement associés, occupent une zone large d'1 km à l'Est du massif de Chantelle auxquelles ils pourraient être génétiquement liés.

A l'affleurement, on observe une alternance de passages granitiques rougêtres, grossiers, cataclasés, altérés, et de passages microgranitiques très diaclasés, peu altérés, affleurant facilement.

Les granites sont des roches non foliées, toujours chloritisées et cataclisées (voire mylonitiques), de teintes variant entre le verdâtre des chlorites et le rouge terreux dû aux oxydes de fer. Une linéation grossière marque fréquemment les surfaces de débit.

Pétrographiquement, la roche est à grain moyen le plus souvent, mais contient localement des mégacristaux opacifiés par l'altération, ou des phénocristaux plagioclasiques; l'abondance des chlorites est très variable, ainsi que leur morphologie: isolées en petits paquets déchiquetés, en files irrégulières,... Il n'y a guère de biotite conservée; aucun minéral de métamorphisme n'apparaît.

A l'Est de la ferme de Bourbonnais, deux échantillons se sont révélés être des blastomylonites à grands feldspaths arrondis ou losangiques, parfois pœcilitiques, à golfes de corrosion, parfois déterminables (plagioclases acides, microcline peu abondant) dans une matrice quartzo-feldspathique à grain très fin; fractures à chlorite et séricite divisant la roche en éléments fusiformes; apatite assez fréquente dans les phyllites, sphène rare. Amorce de recristallisation du quartz. Pigment ferrugineux colorant les lames en beige d'intensité variable. Fracturation tardive avec mise en place, dans certaines fissures, de cristaux d'adulaire maclés accompagnés d'un peu d'albite.

A l'Ouest de la ferme de Bourbonnais, il a été possible d'identifier une granodiorite à biotite, à texture mylonitique à résidus. Phénoclastes: plagioclase altéré prédominant, rare feldspath potassique, biotite. Grandes plages de quartz laminé et recristallisé; biotites altérées réorientées.

L'ensemble de ces roches paraissent d'origine granitique (*l.s.*); leurs variations de faciès semblent dues aux événements tectoniques qui les ont affectées au cours de leur histoire.

Les linéations qui affectent ces roches présentent des directions peu différentes de celles du granite de Chantelle voisin.

$\mu\gamma^{2-3}$. **Microgranites porphyriques calco-alcalins de la Veuvre** (ou microgranite de Bourbonnais). C'est une roche beige, à pâte fine, piquetée de cristaux millimétriques de quartz et de feldspath. Les affleurements sont tous extrêmement diaclasés ; les fissures, très lisses, vaguement conchoïdales, sont enduites d'une pellicule ocrée, ferrugineuse.

En *lame mince* : texture nettement porphyrique. Phénocristaux : quartz automorphe, avec golfes, assez peu abondant ; nombreuses orthoses maclées carlsbad, zonées, et microcline plus frais, rare ; fin liseré de myrmécite ; oligoclase peu zonée ; hornblende brunâtre, très altérée, ou pseudomorphosée, parfois totalement, en chlorites ; muscovite discordante en petites rosettes ; zircon rare, en inclusions. Matrice holocristalline, avec microlites jointifs, probablement feldspathiques, chargée d'un intense pigment ferrugineux, de petits amas chloriteux et sériciteux et d'opaqes.

Cette roche, caractérisée comme un microgranite porphyrique à quartz automorphe, monzonitique, présente des affinités avec le microgranite de Pouzol-Servant (20 km au Sud-Ouest : feuilles Gannat et Aigueperse).

D'autres lames minces font apparaître certaines variations de structure (de granites granophyriques à véritables microgranites) et de composition (parfois présence de cordiérite comme dans le microgranite au Nord-Ouest de Blanzat). La texture est toujours microgrenue granophyrique porphyrique. Phénocristaux : quartz rhyolitiques ; plagioclases parfois zonés, altérés ; feldspath potassique (orthose) en grands cristaux pœcilitiques dans le faciès granitique, peu abondant dans le microgranite ; biotite chloritisée ; parfois cordiérite (remplacée par de la séricite). Mésostase avec quartz, feldspaths potassiques et lattes de plagioclases en associations granophyriques, biotite chloritisée, muscovite. Apatite, oxydes Fe-Ti, zircon.

Petits stocks et filons

$\mu\gamma^4$. **Microgranodiorites**. Une roche de faciès doléritique apparaît en blocs frais dans les labours, formant deux traînées parallèles (orientées N 20° E) au Sud-Ouest des Pourrats (Ouest de Vernusse).

En *lame mince*, c'est une microgranodiorite rétro-morphosée (hydrothermalisée) à texture microgrenue peu porphyrique. Phénocristaux peu abondants : quartz rhyolitiques, plagioclases altérés. Microlattes de plagioclase séricitisé ; disposition équante ; feldspaths potassiques et chlorites interstitiels ; méats quartzeux (avec chlorites hydrothermales) ; leucoxène, épidote. Roche originelle : kersantite probable.

A La Villefranche (Sud-Est de Saint-Marcel-en-Murat), un petit dyke de roche verdâtre microgrenue s'avère de nature voisine, avec phénocristaux peu abondants : plagioclases séricitisés, biotite chloritisée. Microlattes de plagioclase séricitisé (feldspath potassique interstitiel ou lattes mixtes) ; chlorite ; quartz interstitiel ; leucoxène (souvent inclus dans les biotites), apatite, zircon.

Près de l'étang du bois de Sarre (Nord-Est de Blomard) une microgranodiorite a été signalée (subaffleurante).

γ^2 . **Leucogranites à biotite** (ou à biotites et petites cordiérites). Des gisements de granites leucocrates, à tendance filonienne plus ou moins marquée, se rencontrent fréquemment dans les migmatites de la série de la Sioule et parfois à leur voisinage dans le granite de Tréban. Le plus souvent, ils forment des « filons » de puissance variable, généralement orientés NNE à NE, s'élargissant localement, ou plus rarement de petits corps ovoïdes.

On retrouve des roches semblables fréquemment associées aux migmatites à biotite (M^{3-4}), en réseau de filonnets ou lentilles.

Ce sont des roches leucocrates, de types assez divers ; de grain homogène, fin à moyen, de teinte souvent rosée, ou jaunâtre, gris rosé dans les types les plus biotitiques.

La biotite est généralement de petite taille et peu abondante (parfois associée à de grandes lamelles de biotite : Les Chazeaux près Voussac, château de Sauget près Saint-Priest-en-Murat). Elle est souvent chloritisée, décolorée, dans les roches les plus leucocrates, parfois accompagnée d'un peu de muscovite secondaire.

La cordiérite n'est pas toujours représentée, le faciès variant sensiblement suivant les gisements. Le plus souvent, on la trouve en petits grains subautomorphes, en proportion très variable suivant les gisements.

Le granite fin à biotite de la carrière proche de Chenillat (Ouest de Breuilly) est représentatif des affleurements de cette région. Ce faciès, très constant, est caractérisé par la parfaite régularité de son grain, submillimétrique, sa texture équante, sans phénocristaux, l'absence de tout minéral coloré autre que la biotite verdie, sa couleur gris-beige homogène.

En *lame mince* : quartz assez abondant ; orthose peu perthitique, pœcilitique (quartz, rarement apatite) peu représentée, et microcline ; albite subautomorphe ; biotite en petits cristaux dispersés, à clivages fins et serrés, partiellement chloritisée ; chlorite interstitielle ; apatite.

Bien qu'il ne s'agisse plus de granites leucocrates, mentionnons ici le *granite « type de L'Arfeuille »* (Richard, 1938) que J. Grolier (1965) décrit dans la carrière située au Sud-Ouest de ce hameau (D 42 près du croisement avec la N 146, au Sud-Ouest de Saint-Marcel-en-Murat) où il forme un gisement subhorizontal épais de plusieurs mètres.

Selon J. Richard (1938), il s'agit de roches granitoïdes dépourvues de feldspaths potassiques : roches très finement cristallines, extrêmement riches en biotite que les lames minces montrent associée au quartz et à de l'oligoclase maclé péricline (granodiorite micacée d'après la nomenclature de A. Lacroix). Il les signale en abondance vers L'Arfeuille, Voussac, La Cout et Vernusse, plus rarement ailleurs, et pense qu'elles se sont mises en place « à la fin du métamorphisme général ».

Au cours des levés, des granodiorites analogues ont été recueillies en gisements locaux dont les contours n'ont pu être établis. Ces gisements sont associés à des granites inclus dans les terrains métamorphiques (granodiorite à biotite, grain fin : WNW de Chenillat à l'Ouest de Breuilly) ou dans la bordure du massif de Tréban (granodiorite porphyrique à amphibole et biotite appartenant à la lignée calco-alcaline, près de la ferme des Bordes au Sud de Lafeline ; granodiorite à biotite, planaire, à l'Est de Gratteloup, à l'Est de Target). Dans ces roches, les plagioclases sont prédominants, mais les feldspaths potassiques sont toujours représentés.

hy. Roches hydrothermalisées. Leur aspect et leur teinte verdâtre rappellent des roches basiques. En fait il s'agit de roches argilisées, avec silicification plus ou moins intense.

Près de Boussac (Est de Blomard), la roche est très cataclastique avec filonnets de quartz laiteux. En lame mince, les feldspaths sont remplacés par des produits argileux, les biotites décolorées ; plages reliques de quartz polycristallin et silicification en quartz microcristallin imprégnant les minéraux altérés. Filonnet à quartz microcristallin avec amas chloriteux et plages de quartz reliques.

Certains échantillons moins altérés conservent plus ou moins la structure et les minéraux de la roche initiale (migmatites encaissantes).

● **Roches hydrothermalisées non individualisées sur la carte.** Au Nord du château du Max (Ouest du Theil), les anatexites à cordiérite comportent de larges traînées hydrothermalisées beiges à blanchâtres. Localement on y voit aussi un réseau de veines et filonnets noir bleuâtre de tourmalinite ; ce remplissage comporte souvent des éléments flottants de l'encaissant, arrondis à anguleux, paraissant peu déplacés dans un système de fissures formé en distension sans déplacements notables (pas de mylonites). Certains échantillons de tourmalinite présentent une minéralisation visible : mouches de pyrite, ou plus souvent mispickel.

Dans le même secteur, vers La Combre, des cailloux bleuâtres apparaissent dans un contexte d'anatexites leucocrates à biotite : en lame mince, il s'agit d'une sorte de greisen à tourmaline où le granitoïde leucocrate altéré, à quartz et feldspaths remplacés par la muscovite, est plus ou moins envahi par la tourmaline.

Les traînées de roche hydrothermalisée beige sont constituées d'une diatexite à cordiérite où les feldspaths automorphes sont totalement remplacés par de la séricite imprégnée de produits ferrugineux, la cordiérite séricitisée avec taches de chlorites, avec muscovite (secondaire) en lamelles poëcilitiques ou en gerbes.

● **Albitites.** Au bord de la N 146, à 250 m à l'Ouest des Bordes, une roche rose vif (blanche en surface), avec pyrite (oxydée) dans les fissures, présente en lame mince une texture grenue hétérogranulaire à granoblastique. Plagioclase subautomorphe (albite) prédominant et feldspath potassique, en assemblage granoblastique interstitiel engrené ; muscovite, poëcilitique dans les plagioclases, ou en gerbes, ou automorphe ; un peu de quartz interstitiel ; produits d'altération argileux, sulfures transformés en goëthite.

Sur le chemin au Sud de La Pierre-Billot (Sud-Ouest de Bransat), une hydrothermalisation se traduit par de l'albite interstitielle, du feldspath potassique métasomatique et des chlorites hydrothermales.

δ. **Amphibolite et biotite de Fleuriel.** Ces roches affleurent dispersées sur un arc environ, peu en amont du pont du Vallon (D 280 au Nord-Est de Fleuriel).

● Les **amphibolites** (hornblendites) sont massives, vert sombre, mouche-tées de blanc, généralement très fraîches et dépourvues de fractures, rarement altérées et alors brun clair à mordorées, friables, moins denses. Leur texture est variable : type à plagioclases automorphes et grain fin, ou équant à grain moyen, ou à tendance pegmatitique.

Composition minéralogique (lames minces) :

- hornblende verte commune, fréquemment pœcilitique (45 à 55 % de la roche), xénomorphe sauf dans le type pegmatitique ;
- plagioclase généralement maclé mais de façon incomplète : andésine (30 à 45 % de la roche ?) ;
- sphène automorphe, fréquemment maclé. Parfois très abondant (5 à 7 % de la roche), il peut se concentrer en amas de cristaux non jointifs. Quelques individus sont visibles à l'œil nu. Inclusions solides parfois visibles ;
- apatite très localisée, généralement en nids de cristaux xénomorphes et jointifs, ou cristaux automorphes ;
- chlorite très peu abondante, dilacérée ou en petits amas fibro-radiés, produit de la rétro-morphose de biotite ou de hornblende suivant les cas ;
- biotite accidentelle, brun-roux très sombre, partiellement chloritisée ;
- minéraux opaques : cristaux automorphes rares (magnétite ?).

Textures. La texture équante à grain moyen (millimétrique) est de loin la plus répandue. Dans sa masse s'individualisent des amas décimétriques diffus pegmatitiques (amphiboles jusqu'à 3 cm et plus), ou à grain fin, ou encore à plagioclase automorphe.

Dans la texture équante banale, andésine et hornblende sont xénomorphes, souvent pœcilitiques, et ont cristallisé conjointement (« contours mutuels »).

Dans la texture pegmatitique, l'amphibole constitue de grands cristaux subautomorphes, voire automorphes, séparés par de minces trabécules polycristallins de plagioclase qui est ici interstitiel, postérieur à la hornblende (oligoclase moyen plus sodique — et plus fusible — que l'andésine).

Dans la texture à plagioclases automorphes, ceux-ci constituent deux générations : les uns de section rectangulaire, semi-centimétriques, à macles incomplètes « en peigne » (andésine ou plus calcique), les autres xénomorphes, rarement maclés, de 0,5 mm au plus, syncristallisés avec la hornblende ou légèrement postérieurs.

● La **biotite** n'est visible qu'en un point, constituant une masse reposant sur les hornblendites. Le contact est franc et plan. Les clivages du mica possèdent grossièrement une orientation commune, et la roche se débite suivant deux plans à dièdre obtus, avec surfaces irrégulièrement cannelées. L'altération est faible. Les cristaux de biotite, légèrement ondulés ou gau-chis, mesurent de 2 à 5 mm, parfois beaucoup plus (individu exceptionnel dépassant 35 mm de diamètre).

En *lame mince*, la roche est subholomélanocrate, avec 85 à 90 % de biotite, le reste étant constitué d'apatite et de plagioclase. Texture lépidoblastique parfaite. Biotite très fraîche, très pléochroïque (brun-rouge très sombre/ brun-beige très pâle), en lattes millimétriques à extrémité biseautée, ne ménageant que de petits diastèmes triangulaires occupés par le feldspath. Apatite très abondante (8 à 10 %), automorphe ou subautomorphe, dépourvue d'auréole pléochroïque. Plagioclase peu abondant (andésine) en amas, millimétriques au plus, de petits grains jointifs remplissant les rares interstices entre les biotites.

● **Origine de ces roches.** L'association hornblendite-biotite est étrangère aux roches métamorphiques voisines, tant pétrographiquement (chimisme global, minéraux exprimés) que structuralement (absence de foliation, de linéation, de schistosité, texture équante). Bien plus, les leptynites qui affleurent à quelques mètres sont intensément cataclasées, avec importante surface listrique striée, alors que les hornblendites, dans son prolongement, sont exemptes de traces de déformation ou de fracture. La mise en place de ces roches est donc postérieure non seulement au métamorphisme des unités avoisinantes, mais aussi à la tectonique cassante qui les affecte. Les hornblendites sont vraisemblablement des métadiorites (gros dyke ou apex d'un amas situé en profondeur).

ψ. **Grenatite à disthène** (en volantes au Nord de Fleuriel). Une pierre volante de roche à aspect d'éclotite a été trouvée au Nord des Ruis, près d'une petite fouille en eau dans des leptynites chloriteuses.

C'est une roche compacte, gris-vert, un peu orientée, où les grenats, de 3-5 mm en général, sont liés par une matrice blanchâtre à rousse d'aspect sériciteux.

En *lame mince*: texture granolépidoblastique, orientée. Grenats (0,75 cm) partiellement chloritisés; minéraux totalement séricitisés évoquant d'anciens cristaux de disthène; biotite fantomatique chloritisée; muscovite orientée, ou oblique par rapport à l'orientation générale; quartz; rutile.

Il s'agit probablement d'une ancienne roche du faciès granulitique de haute pression (*cf.* Ravier et Chenevoy, 1979) mais sans feldspath potassique visible (peut-être muscovitisé?).

Dans la série de la Sioule, après J. Grolier (1965), ces auteurs ont noté l'alignement de petits corps lenticulaires de grenatites à disthène suivant un axe NE-SW correspondant à un « linéament crustal ».

Λ. « **Roches vertes** » altérées. Plusieurs gisements de roches vertes altérées, plus ou moins allongés, de taille modeste (jusqu'à 600 m), se rencontrent dans les migmatites aux environs de Target.

Au Nord-Ouest du village, le gisement le plus septentrional montre, en *lame mince*, une dunite serpentinisée à orthopyroxène et spinelle: olivine et orthopyroxène reliques dans la serpentine maillée; oxydes de fer dans les cloisons; spinelle chromifère abondant.

v². **Kersantite.** Une roche sombre à grain fin, finement tachetée, affleure au Nord-Est de Fleuriel, à peu de distance au Nord des hornblendites (δ).

En *lame mince*, c'est une kersantite à texture microlitique porphyrique équante. Phénocristaux : minéraux ferromagnésiens transformés en phyllites brunes (anciens pyroxènes probables et peut-être anciennes olivines) ; biotite altérée ; rares plagioclases altérés. Mésostase : lattes de plagioclase séricitisé, biotite, feldspath potassique interstitiel, apatite très abondante, carbonates, oxydes.

Roches filoniennes banales

$a\gamma^2$. **Aplites.** Des aplites se rencontrent fréquemment en veines ou minces filons dans les granites, ou en variations locales dans certains d'entre eux. Les granites leucocrates filoniens (γ^2 , γ^{1-2}) ont souvent une tendance aplitique, surtout dans les filons les plus minces.

Le seul filon noté $a\gamma^2$, à l'Est de Montmarault, appartient à un essaim proche du Sillon houiller, à tendance microgranitique plus ou moins marquée.

P. Pegmatites. Comme les aplites, et parfois associées à elles dans les variations locales des granites, les pegmatites présentent rarement un développement suffisant pour être représentées. Leurs gisements sont des lentilles allongées plutôt que de véritables filons. Un certain nombre ont été représentés aux environs de Fleuriel, dans les granites intrusifs et les terrains métamorphiques voisins. Ces roches peuvent être classées en deux types :
— pegmatites banales, de beaucoup les plus fréquentes, à quartz, orthoclase, muscovite. La puissance de ces filons dépasse rarement le décimètre ;
— pegmatites à quartz, orthoclase, tourmaline (schorlite), muscovite, avec parfois chlorite en paquets esquilleux vert sombre atteignant 2 cm² (biotite chloritisée ?) et quelques grenats ; puissance des filons de 20 à 35 cm ;

D'autres gisements, souvent plus importants, se rencontrent à l'Ouest de Target, notamment vers Boussac ; généralement puissants de 0,1-1 m, le cœur quartzeux de l'un d'entre eux (« roche Blanche », au Nord-Ouest de Verzun), qui atteignait localement 3 m, a été exploité sur 15-20 m de long. Ce sont des pegmatites à orthose rouge, à quartz abondant concentré en masses ; peu d'autres éléments : biotite rare vers Boussac, muscovite à Verzun, avec petits minéraux accessoires indéterminés.

Q. Quartz. Des filons de quartz se rencontrent çà et là dans les terrains du socle, plus fréquents dans certains secteurs : Nord du massif de Montmarault, environs de Fleuriel. Leur puissance est généralement modeste (moins de 10 m) mais, sur les plateaux, les blocs dispersés au sol ont conduit à une représentation exagérée de la puissance de certains d'entre eux ; c'est notamment le cas au Nord de Saint-Sornin où les éléments de quartz filonien envahissent même toute la surface (S/Q).

Les filons les plus puissants reconnus par des exploitations sont ceux du bois des Mosières (Nord de Fleuriel), dépassant parfois 15 m. Il s'agit géné-

ralement de quartz blanchâtre sans beaucoup d'impuretés. Des minéralisations peuvent s'y associer : barytine dans le massif de Montmarault (secteur de Saint-Sornin, bordure nord-est du massif), antimoine à Montmalard (Nord de Meillard) et aux Jouards (Sud-Ouest du Theil), stockwerk pyriteux aux Breuzons (Est de Tronget).

PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR

Sillon houiller et bassin du Montet

On se trouve ici à l'extrémité nord du « grand Sillon houiller du Massif central », accident majeur cassant du socle, connu à l'affleurement depuis le bassin de Decazeville au Sud jusqu'à celui de Noyant—Le Montet au Nord (Letourneur, 1953). Cet accident est jalonné de bassins houillers étroits à remplissage plissé, tectonisé, dont le plus proche, vers le Sud, est celui de Saint-Éloy-les-Mines. On lui attribue un important jeu décrochant senestre à l'échelle du Massif central (Grolier et Letourneur, 1968), au Westphalien, dont l'amplitude possible est estimée de 40 à 90 km suivant les secteurs. Toutefois, C. Weber (1973) montre que, vers le Nord, ce décrochement est essentiellement dû à l'accident de Sancerre—Sancoins qui paraît prendre le relai du Sillon houiller à cette époque. S'il en est ainsi, ce dernier ne représenterait plus, sur la feuille Montmarault, le décrochement majeur décrit plus au Sud.

De fait, sur cette feuille, on ne rencontre pas de mylonites ductiles le long du Sillon houiller ; toutefois, à L'Étang-Miquet (Sud de Montmarault), 300 m à l'Ouest du Sillon, les leucogranites déformés deviennent blastomylonitiques avec linéation.

Évolution cataclastique. Le Sillon houiller présente une structure dissymétrique :

- lèvre orientale (granite de Tréban ou migmatites de la série de la Sioule) peu ou pas tectonisée ;
- lèvre occidentale (massif de Montmarault), plus ou moins cataclasée, parfois intensément et pouvant être affectée jusqu'à plusieurs hectomètres du contact. Quelques indices suggèrent un chevauchement de cette lèvre vers l'Est, au moins localement.

Des accidents transverses décrochent le Sillon houiller et le bassin du Montet, la plupart ayant un jeu senestre ; une importante cataclase leur est parfois associée (Tronget).

A Deux-Chaises, l'une de ces failles marque la limite de deux domaines : bassin du Montet au Nord, Sillon houiller (*s.s.*) au Sud.

Tectonique tardive. L'accident principal du Sillon houiller a joué en faille normale au cours du Tertiaire avec conservation d'altérites et dépôts éocènes (*e₂*, *e-g₁*) vers l'Est, au pied du talus de 30-50 m qui marque l'accident.

Enfin, un affaissement plus tardif paraît avoir affecté le secteur du Montet, au Nord de la faille de Deux-Chaises, sur une largeur voisine de 1 km, avec conservation d'arènes épaisses et de dépôts fluvio-lacustres (Plio-Quaternaire ?).

La description des terrains qui suit est reprise de P. Debriette (1985).

h5. **Dépôts stéphanien.** Conglomérats et grès feldspathiques, grès fins silteux, siltites, argiles laminées et couches de houille, constituant l'« assise de Noyant » (Stéphanien moyen probable, d'après Letourneur, 1953).

Ces dépôts différenciés sont bien représentés dans le bassin du Montet, tandis que les lanières de Stéphanien observées le long du Sillon houiller (s.s.) paraissent dépourvues de faciès grossiers.

Bassin du Montet

Limité au Sud par la faille de Deux-Chaises, il se développe à la latitude du Montet et, au Nord de Tronget, passe en continuité au district de Fins du bassin de Noyant (feuille Bourbon-l'Archambault).

Au Nord de Tronget (vers Les Champs-Regnauds), les faciès se répartissent comme à Fins, avec évolution latérale apparente de l'Ouest vers l'Est, depuis le conglomérat des Numeliers jusqu'aux couches pélitiques et charbonneuses de l'Est du bassin.

Au Sud de Tronget, le Stéphanien est très largement masqué par une couverture limoneuse et connu essentiellement par les archives des travaux miniers.

La largeur du bassin est généralement comprise entre 500 et 700 m.

● **Conglomérat des Numeliers.** La terminaison méridionale de cette formation occupe les environs des Champs-Regnauds, au Nord-Est de Tronget. Ce sont des dépôts essentiellement grésos-conglomératiques qui ont pu être étudiés près de Fins (feuille Bourbon-l'Archambault) en tranchée de chemin de fer : ils sont organisés en séquences plurimétriques ; un grès très grossier, jaunâtre, cimente des galets émoussés presque exclusivement constitués de roches identiques à celles du socle de la bordure est (massif de Tréban). Sur sa bordure ouest, l'assise des Numeliers repose en légère discordance angulaire sur des dépôts gréseux.

● **Dépôts banals,** généralement grésos-pélitiques. Stratigraphiquement, les terrains du bassin du Montet seraient entièrement compris dans le « faisceau de base » du bassin de Noyant. La « grande couche du Montet » serait l'équivalent latéral de la 1^{re} couche de schistes de Fins. Le conglomérat des Numeliers serait un faciès local correspondant au remplissage d'une gouttière, au sommet de ce faisceau de base.

Au Montet, le remplissage du bassin est grésos-schisteux, en séquences métriques, sur la bordure est : mur de 1 à 2 m de schistes, couche de charbon (0 à 4 m ; moyenne 1,5 à 2 m), toit schisteux de 30 m, très bouleversé (Letourneur, 1953), puis alternance de bancs de schistes et grès. Les bancs de conglomérats sont peu nombreux, peu puissants. La présence de gores a été signalée au travers-banc ouest du puits de La Providence.

Aux Ravauds, près de Tronget, l'association conglomérats, grès, grès silteux, suggère des dépôts en chenaux dans un environnement fluvial. Les faciès de cet affleurement, situé dans le prolongement de l'axe du conglomérat des Numeliers, pourraient correspondre à des termes distaux des épandages de cette formation.

● **Structure du bassin.** Cette structure n'est connue que grâce à des documents d'archives. Il s'agirait d'un demi-synclinal butant à l'Ouest sur la faille du Sillon houiller.

Dans l'ancienne concession des Gabeliers (Tronget), 3 coupes E-W donnent quelques indications. Ce sont, du Nord au Sud :

- coupe passant par les anciens puits Pieron et Sainte-Barbe : sur la bordure est, une couche de charbon très tourmentée, se repliant sur elle-même au puits Pieron et deux synclinaux reliés par un anticlinal assez pincé ;
- à 200 m au Nord-Est de la précédente : à l'Est, couche s'ennoyant en marches d'escalier, un synclinal très ouvert, puis 4 petits synclinaux et une bordure granitique déversée sur les dépôts carbonifères ;
- coupe passant par le village des Teilles et le puits Saint-Gilbert : un seul « synclinal » régulier ; la couche de charbon s'ennoeie régulièrement sur la bordure est et le socle chevauche les grès de la bordure ouest.

Au Sud du bois de Progne (soit bassin du Montet ?), Delafond parle d'une disharmonie, la zone supérieure étant affectée d'un pli anticlinal bordé de deux synclinaux, tandis qu'au fond du bassin un seul synclinal est visible (mais il est le seul à mentionner cette particularité).

A l'affleurement, au Nord-Est de Tronget, les couches sont sensiblement parallèles à la direction du bassin ; sur son flanc nord-ouest, elles sont inclinées de 40° environ au Sud-Est ; sur le flanc sud-est, les seules données disponibles proviennent des coupes citées en archives, avec pendages au Nord-Ouest.

● La **macroflore** est pauvre en espèces, peu variée. C'est une flore banale de bassin carbonifère qui ne permet pas de datation sûre. D'après J. Letourneur (1953), la présence de *Linopteris germari*, *Callyteridium gigas*, *C. pteridium*, *Odontopteris reichi*, laisse supposer que les assises de Noyant–Le Montet appartiennent au Stéphanien moyen.

Sillon houiller (s.s.)

A Deux-Chaises, les terrains houillers du bassin du Montet sont brusquement interrompus par une faille NW-SE entraînant un décrochement senestre de l'accident majeur du Sillon. Toutefois, un coin de terrains houillers subsiste encore au Sud de cette faille (représenté par erreur en γ^{1-2} sur la carte).

Au Sud de cette faille transverse, le schéma géologique change brutalement : une bande de gneiss et leucogranites longe à l'Ouest le Sillon, jalonnée de terrains houillers réduits à une lanière sporadique, extrêmement étroite en général (5 à 30 m), localement élargie en minuscules « bassins » (jusqu'à 150 m à Chapette).

La présence du Stéphanien est attestée par d'anciens travaux miniers et de rares affleurements (surtout fossés, mares,...) ; mais souvent quelques motes dans les labours, heureusement caractéristiques, sont le seul indice de son existence. C'est leur absence générale qui a conduit à présumer celle du Stéphanien, comme entre Deux-Chaises et Nomard, sur 2 km environ. Au Sud-Est des Tilloux, et près de Chatelus, on ne voit pas de Stéphanien malgré des fossés traversant sa position présumée avec affleurement sub-continu.

Tous les faciès rencontrés à l'affleurement sont des schistes carbonés ou des argiles noires. Dans les rares cas où ils étaient bien dégagés, ces schistes présentaient une allure redressée mais non très perturbée ou froissée. A 170 m au Nord-Est de l'ancien puits de La Font-Salée (Sud de Montmarault), le seul affleurement naturel montre des schistes gréseux noirâtres orientés NW-SE à pendage SW très fort.

La présence de charbon paraît assez constante si l'on en juge par la fréquence des puits de recherche et les indications d'archives, mais il s'agissait toujours de couches de faible puissance. Du Nord au Sud on rencontre successivement les « gisements » suivants :

● **Chapette**, où C. Boulanger (1844) signale 5 puits, le plus profond de 25 m, atteignant une veine de houille très irrégulière, inexploitable.

● **Bois des Boulberts** à l'Ouest de Reuillat (Nord de Saint-Marcel-en-Murat). Puits de recherche signalés dans ce secteur par C. Boulanger vers 1827 (8 m) et en 1836 plus près de Chapette ? (20 m), ce dernier ayant atteint une veine de houille de 1,30 m orientée NE-SW.

En 1941-44 : nouveaux travaux (sans doute près du 1^{er} puits indiqué par Boulanger ?) avec puits (35 m) et travers-banc ayant recoupé deux veines (0,40-1 m et 1,20 m) de charbon et atteint le socle à 70 m. « Couches bien stratifiées, fortement pentées et laminées ».

En 1850-57, les archives signalent un « puits Boulbert » de 66 m avec un travers-banc recoupant 3 couches de charbon.

● **Pochonnière** (commune de Saint-Marcel-en-Murat). En 1850-57 les archives signalent :

— le puits Saint-Marcel (55 m) avec travers-banc au Nord-Ouest (au niveau 50, sur 25 m) atteignant le socle après avoir recoupé 4 veines de charbon, dont l'une a été exploitée (6 500 m³ env.) ;

— le puits de La Pochonnière (60 m) dans grès durs, avec plusieurs travers-bancs recoupant plusieurs couches, parfois notables ;

— autre puits (40 m) à 600 m au Sud-Ouest du précédent, avec travers-banc recoupant une couche avec renflements jusqu'à 4 m de puissance.

Actuellement, on trouve des traces de travaux aux Bruyères, en 2 points dont un puits encore visible, et au Sud-Est de Pochonnière une accumulation de haldes. Ces travaux dateraient de 1914-1918 (renseignement oral).

● **La Font-Salée** au Sud de Montmarault. Puits de recherche de 18 m avec galerie datant de 1914-18, sans couche notable de charbon (renseignement oral).

J. Desrousseaux signale une couche de 0,60 m de houille trouvée à Tauvannais.

● **La Palue et Ventuile.** Emplacement d'un ancien puits de recherche, dont les haldes auraient été récemment dispersées (renseignement oral).

τβ. **Trachy-basalte de Froide-Fond.** C'est une roche volcanique sombre qui n'a été observée qu'à Froide-Fond (Sud du Montet), formant un petit affleurement dans le hameau et, 200 m au Sud-Ouest, dans les déblais d'un puits pour eau. Dans les deux cas, la roche est altérée, vert brunâtre. Elle est semblable à la « roche noire de Noyant ».

En *lame mince* la texture est porphyrique, microlitique fluidale. Phénocristaux ferromagnésiens de type pyroxène remplacés par des chlorites, d'autres par du quartz qui évoquent plutôt des olivines. Mésostase à fantômes de microlites fluidales dans un fond altéré en phyllites et en oxydes de fer.

La présence de « dioritine » (roches paléovolcaniques) est signalée dans certains travaux de la concession du Montet. Il s'agit probablement des mêmes trachy-basaltes.

Bassin de Villefranche-d'Allier

Au Nord-Ouest du massif de Montmarault et occupant une quinzaine de km² dans le coin de la feuille, se rencontrent des terrains sédimentaires qui constituent l'extrémité orientale du bassin houiller de Deneuille—Villefranche (feuille Montluçon) et la transition au « bassin de l'Aumance » (feuille Bourbon-l'Archambault).

L'essentiel du remplissage est constitué de dépôts stéphanien, avec localement volcanisme associé. Le Permien, réduit, occupe néanmoins une étendue importante au Nord de cette zone. Des dépôts tertiaires sont conservés çà et là, en particulier à l'Ouest de Murat ; ils se rattachent au bassin de Cosne-d'Allier (feuilles Montluçon et Hérisson).

Stéphanien et roches volcaniques associées

h5. **Dépôts stéphanien.** Les terrains houillers du Stéphanien affleurent largement à l'Ouest de Chappes et au Nord-Ouest de Murat, plus discrètement au Nord-Ouest de Chavenon où la couverture permienne est très développée. Les grès et conglomérats dominent vers le Sud, tandis que les pélites schisteuses sombres constituent l'essentiel des coupes visibles du Nord (tailles du ruisseau de Barbate et de ses affluents, NNW de Chavenon).

Les sédiments stéphaniens sont de nature détritique, souvent mal classés, de granulométrie extrêmement variable : conglomérats à galets de socle plus ou moins roulés et plus ou moins gros, grès arkosiques grossiers à fins, parfois conglomératiques, les plus fins étant souvent psammitiques ou schisteux, pélites plus ou moins gréseuses de teintes grises, ou noirâtres et carbonées avec fréquemment des traces végétales, argiles et schistes plus ou moins charbonneux avec, exceptionnellement, minces couches de charbon.

L'origine des matériaux de ce remplissage est de nature essentiellement granitique. Ces matériaux ont subi une altération plus ou moins poussée, mais il s'agit d'une arénisation ménagée : on retrouve tous les constituants du granite y compris la biotite, altérée mais reconnaissable et abondante, tandis que les produits argileux sont peu abondants.

Les grès et conglomérats sont abondants dans les secteurs de Chappes, Murat et même Chavenon, tandis que les faciès schisteux semblent se concentrer dans une bande étroite au voisinage ou au contact du socle.

Dans les terrains stéphaniens, la sédimentation est souvent très contrastée, rythmique, avec des séquences irrégulières, tronquées, souvent courtes : ainsi, on peut passer des pélites noires à des conglomérats sur un intervalle de l'ordre du mètre. Les grès et conglomérats présentent souvent une sédimentation très inclinée, et seules des intercalations pélitiques peuvent marquer le pendage avec certitude.

Cette sédimentation rythmique est souvent occultée ici par le caractère très « monopolaire » des dépôts ; c'est ainsi qu'on peut voir :

— près de Chaumont (Nord-Ouest de Saint-Priest-en-Murat), des grès arkosiques massifs à stratifiés, un peu conglomératiques, entamés sur 6-8 m de haut par d'anciennes carrières ;

— au ruisseau de Barbate (Nord-Ouest de Chavenon), vers l'amont, une assise de pélites schisteuses carbonées est visible (de façon discontinue) sur 200 m environ, sans intercalation grossière.

● **Données structurales** (C. Castaing). Le pendage moyen de la stratification est de l'ordre de 30° , dépassant rarement 45° , mais on observe d'importantes fluctuations, tant dans l'importance des pendages que dans leur orientation. Ainsi, les coupes du ruisseau de Barbate (Clozier *et al.*, 1982) montrent des pendages extrêmement variables (10 à 80°) à dominante ESE, puis WNW et W. Les couches stéphaniennes sont parfois horizontales (bois de Villiers au Sud-Ouest de Murat).

Ces fluctuations du sens et de l'inclinaison des pendages peuvent être interprétées comme indices d'une série plissée, mais l'observation des affleurements montre surtout des fractures, souvent accompagnées, dans les sédiments pélitiques, de zones froissées et parfois de petits plis.

Les pendages de la stratification font nettement ressortir la discordance de l'Autunien sur le Stéphien. Ce dernier, nettement penté en général (30° env. en moyenne) dans des directions variables, passe à l'Autunien sub-horizontale ou à faible pendage ($<10^\circ$ en général) vers le Nord ou Nord-Ouest. Dans les rares cas où le contact a été observé ou approché (ruisseau

de Barbate, sondage des Ballangers), la discordance n'est pas brutale mais transitionnelle sur quelques mètres.

L'étude de la fracturation montre que la série stéphano-autunienne est recoupée par des accidents décrochants senestres subhorizontaux dont les orientations se regroupent autour de : N-S à N25°, N 110° et N 145°.

● **L'étude palynologique**, effectuée sur 9 échantillons stéphaniens du ruisseau de Barbate (G. Farjanel) montre que deux d'entre eux sont caractérisés par des pourcentages de spores élevés (84 et 63 %), tandis que les 7 autres révèlent une microflore différente où les monosaccates prennent de l'importance (45 % env.). Bien que ce dernier critère tende à les faire assimiler à l'Autunien — compte tenu des formes observées, de leur petite taille et de l'absence ou rareté des *Potonieisporites* —, ces échantillons ont été également attribués au Stéphaniens.

τα. Trachy-andésite du Cholet et autres témoins volcaniques des environs de Murat. Le principal gisement se situe au Cholet (Nord-Ouest de Murat). Quelques témoins ont été repérés au flanc nord de la vallée du ruisseau de Barbate (près de Renardière) et 1,5 km à l'Ouest près de Moussin. Ce dernier gisement, très petit, apparaît dans des grès attribués à l'Autunien rouge.

Au Cholet, la roche a été déterminée : trachy-andésite à biotite. Des « porphyrites à biotite » d'aspect voisin ont été notées sur d'autres gisements, notamment à Moussin.

Le gisement du Cholet forme une étendue tabulaire, sauf à l'extrême Ouest où il affleure en une masse circulaire dégagée par l'érosion sur les 3/4 de son pourtour (neck ?). Généralement, la roche est dure, compacte, bien porphyrique (grandes biotites, et autres phénocristaux altérés en produits argileux vert clair) ; la pâte, sans doute initialement grise, apparaît généralement colorée : gris rougeâtre à brun violacé, ou rougeâtre à verdâtre veinée. A l'Est du gisement, les affleurements montrent de grandes fractures subparallèles ; le témoin nord-ouest (La Forêt) est formé de laves bréchiques.

En *lame mince*, la roche du gisement circulaire est une trachy-andésite à biotite à texture microlitique fluidale porphyrique. Phénocristaux : pseudomorphes en oxydes incluant des apatites, plagioclases automorphes séricitisés, quelques xénocristaux de quartz, biotite à liseré d'opaques incluant de l'apatite. Mésostase : microlites de plagioclase dans un fond microcristallin à taches de feldspath potassique, biotites aciculaires imprégnées d'opaques, zircon, oxydes de fer.

L'affleurement du Moussin montre une lave vacuolaire à biotite, verdâtre à rougeâtre.

Les gisements au Sud-Est de Renardière n'affleurent pratiquement pas : dans le plus grand on voit des roches microlitiques peu porphyriques, d'autres (à la base) scoriacées à galets de socle ; l'autre témoin ne montre que des petits fragments de « porphyrite à biotite » banale ou de laves fines à tendance scoriacée.

Permien : Autunien

Les dépôts de l'Autunien sont constitués de deux ensembles organisés en séquences positives :

- *Autunien gris* à la base : conditions génétiques héritées du Stéphanien, mais disparition du caractère rythmique des dépôts ;
- *Autunien rouge*, où existent d'importantes rubéfactions.

Ces dépôts forment une puissante série, bien différenciée, dans le bassin de Bourbon-l'Archambault et débordent le bassin de l'Aumance vers l'Ouest et le Sud-Ouest en prenant des faciès différents, souvent réduits et/ou peu caractéristiques ; ce sont eux que l'on rencontre sur la feuille Montmarault.

Au Nord-Ouest de la zone sédimentaire, l'Autunien rouge repose directement sur le Stéphanien.

Les termes d'Autunien « rouge » et « gris » n'ont ici qu'une valeur stratigraphique : l'Autunien « rouge » n'est pas coloré dans le faciès « arkose de La Mouillère » (sauf rubéfactions tertiaires), tandis que l'Autunien « gris » peut présenter des passages rougeâtres (sondage des Ballangers).

r1a. **Autunien gris : assises de Buxières l.s.** L'Autunien gris n'est représenté qu'au Nord-Ouest de la zone sédimentaire. Il affleure très peu : grès grossiers souvent conglomératiques au Nord du Tauvanet, alternance de conglomérats meubles et de pélites colorées au ruisseau de Barbate, pélites verdâtres à violacées, argiles beiges à brunes. Le plus souvent, les dépôts de cette formation, grossiers ou fins, sont meubles ou peu indurés et n'affleurent pratiquement pas : les terrains labourés apparaissent souvent sablo-argileux (sables d'arène) avec parfois de petits galets (socle, quartz et quelques grès au Sud-Est des Chaffets).

Le sondage carotté des Ballangers (angle nord-ouest de la carte) traverse la formation dans sa totalité, sur 120 m environ. Au-dessus de la discordance, on trouve successivement, de bas en haut :

- grès grossiers à moyens avec quelques passées de conglomérats à petits éléments et rares intercalations pélitiques (43 m) ;
- grès moyens à grossiers à passées conglomératiques (éléments petits à moyens) et intercalations pélitiques bien développées vers la base et vers le sommet ; teintes verdâtres à rougeâtres (54 m) ;
- grès gris surmontés d'une formation argilo-sableuse blanche et marron (23 m).

Il n'a pas été rencontré de schistes bitumineux ni de couche de houille, mais seulement des « griffes » charbonneuses en haut de la formation et des argiles ou siltites carbonées vers la base.

Par contre, des schistes noirs à traces de végétaux ont été observés au Nord-Ouest et à l'Ouest de La Forêt (Nord-Ouest de Murat). Notons aussi de fréquents fragments de bois silicifiés dans les champs au Nord-Ouest des Chaffets.

● **Structures.** Les assises de l'Autunien gris sont subhorizontales ou à penchages faibles (<10° en général). Horizontales au sondage des Ballangers, elles apparaissent nettement pentées en plusieurs points (10° env.) dans des directions variables.

● **Palynologie.** Au sondage des Ballangers, les niveaux supérieurs ont livré des microflores d'affinités stéphanienues, tandis qu'une argilite carbonneuse noire prélevée à 97,5 m environ a fourni une microflore très abondante et différente où dominent les monosaccates, suggérant un âge autunien (G. Farjanel).

● **Diffraction.** Les quelques diffractométries disponibles indiquent une fraction argileuse à illite et interstratifiés irréguliers illite-smectite, parfois associés à de la kaolinite.

r1b. **Autunien rouge : assises de Rénière l.s.** L'Autunien rouge s'étend largement au Nord de la zone sédimentaire, débordant l'Autunien gris vers le Sud-Est et reposant alors directement sur le Stéphanien. Il apparaît sous deux faciès : le plus fréquent est l'« arkose de la Mouillère » qui apparaît souvent en continuité au-dessus de l'Autunien gris ; l'autre faciès est argileux, souvent rougeâtre, et se rencontre localement en position stratigraphique élevée.

● **Arkose de La Mouillère.** Cette formation, qui constitue l'essentiel de l'Autunien rouge dans cette zone marginale et se situe à sa base, correspond vraisemblablement à l'assise de Rénière (s.s.) du bassin de Bourbon-l'Archambault.

Sa base est formée de grès arkosiques souvent grossiers, fréquemment conglomératiques (petits éléments de quartz émoussés) ; au Sud de Lariaud, (Nord de Murat), de gros galets de quartz jalonnent le contact de l'Autunien rouge sur le Stéphanien.

Le cœur de la formation est visible sur 5 m environ dans la carrière principale au Sud-Est des Bazins (Nord-Ouest de Chavenon) : ce sont des grès feldspathiques assez grossiers, organisés en bancs massifs ou plus minces ; localement apparaissent de nombreux « nodules » ovoïdes blancs, durs, localement pulvérulents (galets altérés ?). Ces arkoses sont fréquemment affectées par les pédogénèses « sidérolitiques » (voir § « Paléosols tertiaires », p. 62).

Le sondage des Ballangers (voir *supra*) débute dans des arkoses et argiles blanches et rouges d'attribution douteuse (Autunien rouge ou Tertiaire) qu'il traverse sur 12 m environ.

L'épaisseur de la formation paraît de l'ordre de 15-20 m.

● **Formation argileuse rougeâtre.** Ces dépôts sont constitués d'argiles plus ou moins sableuses, rougeâtres à verdâtres. Ils n'ont été observés qu'à Beau (ancienne exploitation) et vers Le Pou (Nord de Murat), en positions topographiques élevées. Ils représentent probablement des vestiges des assises de Rénière supérieures (Turland, 1990).

Près de l'ancienne tuilerie de Beau, un sondage (mototarière) a reconnu la formation sur 10 m : alternance d'argiles sableuses gris-vert, parfois rougeâtres (5 m env.), surmontant des argiles silteuses de teinte rouge dominante.

Dans le sondage de Beau, les diffractométries montrent, sur échantillons « tout venant », la présence, en plus du quartz et des argiles, de feldspaths potassiques à la partie supérieure et de plagioclases dans les argiles silteuses. La fraction argileuse est composée d'illite et smectite, avec kaolinite généralement subordonnée mais mieux représentée à la partie supérieure.

TERTIAIRE CONTINENTAL

Éocène *l.s.* (Éocène supérieur à Sannoisien inclus)

e-g1. **Argiles sableuses et sables argileux (parfois indurés : « arkose de Cosne », grès de la forêt de Château-Charles, de La Jissière, etc.).** Ces terrains correspondent sensiblement aux faciès « sidérolitiques » au sens large (Millot, 1964, par ex.) et ont souvent été désignés sous ce terme. Ils sont fréquemment affectés par des phénomènes pédologiques de climats chauds, avec rubéfections et silicifications (voir § « Paléosols tertiaires »).

Les sédiments éocènes se rencontrent dans trois secteurs :

- bassin de Cosne-d'Allier, sur sa bordure sud-est aux environs de Murat (Nord-Ouest de la feuille) ;
- butte des Mâts, près Saint-Bonnet-de-Four (limite ouest de la feuille) ;
- dépression au pied oriental du relief de faille du Sillon houiller (forêt de Château-Charles, La Jissière, Deux-Chaises).

D'une manière générale, les sédiments éocènes sont des sables argileux ou argiles sableuses de teinte blanc verdâtre, à éléments hétérométriques, dépourvus de classement apparent. Quelques graviers ou cailloux de quartz épars et peu usés se rencontrent parfois, plus abondants et grossiers vers la base. Des bancs plus ou moins indurés apparaissent parfois dans le corps de la formation (Les Mâts) mais, en général, c'est vers le haut que se fait cette cimentation siliceuse. Vers le sommet, la formation évolue progressivement vers des argilites ou grès, souvent arkosiques, parfois marmorisés d'ocre ou de rouge, aboutissant localement à des cuirassements rouges (voir § « Paléosols tertiaires »).

A la butte des Mâts, l'Éocène paraît dépourvu de rubéfections mais porte à son sommet une formation à silexites démantelée.

Bassin de Cosne-d'Allier

Les dépôts éocènes s'étendent largement vers Robinière et Chezelle, avec une épaisseur estimée à 10-15 m ; ils paraissent généralement indurés (argilites gréseuses, grès arkosiques blanchâtres à ocre) avec cuirassements rouges bien développés (plus de 4 m à Risseau).

Les dépôts de Pernière (de Beau à la cote 302) sont meubles, constitués d'argiles vert pâle souvent mêlées de sable ou d'arène granitique (localement consolidée en arkose).

Les autres témoins sont constitués de grès, arkoses, argilites, avec localement des faciès conglomératiques à quartz anguleux à émoussé (Sud de Lariaud et surtout butte au Sud de Renardière où des gros feldspaths s'ajoutent au quartz). Les cuirassements rouges sont fréquents.

Butte des Mâts et environs

Les dépôts éocènes atteignent une épaisseur de 40 m environ à la butte des Mâts. Les affleurements montrent surtout des grès arkosiques blanc verdâtre, très hétérométriques, souvent organisés en gros bancs mais toujours sans classement apparent, avec intercalations plus meubles, verdâtres. Aucun cuirassement n'a été observé, mais seulement de rares passages ou niveaux rouille à rougeâtres à la partie moyenne de la formation. Près des Mâts, il a été trouvé une oogone de characée probable (SNEA.P, renseignement oral). Des faciès meubles sablo-argileux, blanc verdâtre, souvent riches en éléments d'arène, apparaissent à la base de la formation.

Le plateau sommital porte des blocs et d'abondants débris de silexites brunes plus ou moins foncées, translucides, montrant de fines traces indéterminables. Localement, les faciès deviennent vacuolaires (cf. « meulrières »), et des grès-quartzites (cf. « grès lustrés ») se rencontrent parfois mêlés aux silexites dans ce cailloutis.

Bordure orientale du Sillon houiller

Les formations éocènes n'apparaissent que localement le long de cette bordure. Le lambeau le plus étendu occupe le Sud de la forêt de Château-Charles (Sud-Ouest de Blomard) et se poursuit sur la feuille Gannat (Le Gué-de-Seau) ; les sédiments bien caractérisés n'en constituent qu'une faible part, le reste consistant en altérites peu ou pas remaniées (e.∞). Du SW au NE on rencontre ensuite un autre lambeau près de Chapette et de La Jissière (Sud de Deux-Chaises) et un dernier à l'Est de Deux-Chaises. Enfin J. Letourneur (1953) signale, à La Romerie (Sud du Montet), des grès qu'il assimile à ceux des gisements précédents.

Les sédiments sont argilo-sableux, sableux ou quartzo-feldspathiques plus grossiers et parfois indurés en grès. Les cuirassements rouges ne sont bien représentés que vers le Sud (forêt de Château-Charles et surtout Gué-de-Seau sur la feuille Gannat).

● **Forêt de Château-Charles.** Si les terrains attribués à l'Éocène sont étendus, les sédiments indubitables (par opposition aux altérites e.∞) n'occupent qu'une aire réduite (30 ha environ) au voisinage de la maison forestière du Vieux-Château : ce sont les « grès de la forêt de Château-Charles » (Letourneur, 1953), autrefois exploités pour la construction et encore visibles dans quelques carrières abandonnées. Dans la morphologie, ces grès forment en entablement, plus net vers le Sud où la rupture de pente est franche, avec roche subaffleurante.

Les grès reposent sur des dépôts meubles : sables grossiers silteux très hétérométriques à graviers de quartz (sondage de la maison forestière), sables argileux verdâtres à cailloutis de quartz abondant (ravin au Sud).

L'épaisseur des dépôts varie de 4-5 m près de la maison forestière à plus de 20 m probables, plus au Sud dans le secteur des carrières.

Les grès de Château-Charles sont variables, plus ou moins grossiers et feldspathiques, parfois conglomératiques (quartz émoussés) à ciment abondant, sans classement apparent mais tendant à s'organiser en gros bancs irréguliers. De teinte générale blanchâtre à gris-beige, parfois vert bleuté, ils présentent quelques plages ou taches ocre à rousses vers le sommet de la formation. Près de la maison forestière, les grès affleurants sont plus durs, à tendance quartzitique.

Composition lithologique: structure confuse sans litage caractérisé, texture irrégulière à grains jointifs ou flottant dans une matrice argileuse. Quartz très abondants et très hétérométriques, anguleux à subanguleux. Feldspaths potassiques plus ou moins abondants. Parfois, éléments lithiques (granophyre), ou présence de muscovite ou micas altérés. Matrice argileuse bien développée emballant les éléments avec localement tapissage d'argilanes.

Ces dépôts correspondent à des roches granitiques altérées et très peu transportées, soumises à une influence pédogénétique limitée.

Nature des argiles matricielles. La fraction argileuse d'une arkose vert-bleu (probablement basale) est formée de kaolinite avec traces d'illite.

Cuirassements. Les cuirassements rouges (voir § « Paléosols tertiaires ») sont très localisés mais typiques, conservés seulement au contact immédiat de la faille du Sillon houiller. On les retrouve plus au Sud, sur la feuille Gannat, bien plus étendus, avec leur cortège de faciès « sidérolitiques » : Sud de l'étang de Rivalais, Le Gué-de-Seau.

● **Secteur de Chapette – La Jissière**. Les terrains attribués à l'Éocène s'étendent dans ce secteur sur 50 ha environ. Ils affleurent mal et la seule coupe visible est celle d'une carrière abandonnée au Sud de Nomard.

Des faciès meubles ont été observés à Chapette, à la base de la formation : argiles sableuses blanc verdâtre à éléments d'arène granitique. Les faciès plus ou moins indurés en grès paraissent les plus fréquents, affleurant très peu, mais arrachés par les labours et terrassements sous forme de « miches » ovoïdes ou arrondies, un peu mamelonnées parfois ; il ne s'agit probablement pas de grès en formation continue comme à la carrière, mais plutôt d'îlots grésifiés à des niveaux quelconques de la formation (dès la base) dans un contexte plus meuble.

La carrière, à l'extrémité nord du lambeau, montre sur 6 m des grès tendres organisés en bancs massifs mais sans classement apparent ; à la base, banc (1,2 m) de grès blanchâtre d'aspect « crayeux », puis grès semblables en bancs moins épais, puis plus tendres et verdâtres avec feldspaths blancs. Aucune rubéfaction ou trace de cuirassement n'a été observée.

Substratum. Sous la base des sédiments, au Nord-Ouest de La Jissière, le granite est fortement argilisé sur une épaisseur estimée à 5 m environ : il apparaît sous forme d'argile ou arène argileuse blanc verdâtre, ou conserve une certaine cohésion tout en étant extrêmement transformé, montrant, en

lame mince, tous les quartz finement bréchifiés en fragments anguleux, des produits argileux s'étant introduits dans le réseau fissural, les feldspaths et micas très altérés et également bréchifiés ou délités. Ces modifications semblent dues à une forte influence pédogénétique indirecte.

On peut rapprocher ce granite argilisé des altérites e. *N* situées en position homologue sous les sédiments de la forêt de Château-Charles.

Cailloutis de base. A l'Est de Chapette, la zone de contact du granite (non argilisé) avec des sédiments argileux blanc verdâtre à éléments d'arène visibles en labours, est accompagnée de cailloux et blocs de quartz épars, émoussés, polis, à patine rousse à brun-roux, probablement éolisés (les plus gros atteignent 40 cm).

Une tranchée voisine, ouverte dans les sédiments, montre l'argile sableuse associée à des grès arkosiques, des conglomérats à quartz émoussés et des cailloux de quartz plus ou moins émoussés, mais gris violacé, sans la patine et le poli de ceux qu'on observe en surface. Ces derniers caractères sont probablement dus à une évolution en surface au Quaternaire.

Composition lithologique. En lames minces, les grès de la carrière de La Jissière montrent une structure confuse, une texture jointive. Quartz très abondant, très hétérométrique (20 μ à 4 mm) ; feldspaths alcalins peu représentés ; traces de micas ; matrice argileuse peu développée, avec localement tapissage discret d'argilanes. Il s'agit de dépôts fluviatiles peu évolués dérivant de roches granitiques altérées, ayant subi ensuite une action pédologique (argilanes, éclatement de certains éléments).

Nature des argiles matricielles. La fraction argileuse des dépôts argilo-sableux de Chapette est constituée pour moitié de kaolinite, avec illite, montmorillonite à 12 Å et traces de smectite à 14 Å.

● **Secteur de Deux-Chaises.** Un lambeau de grès tertiaires a été découvert à l'Est de Deux-Chaises, au lieu-dit Les Bruyères, grâce à la tranchée du gazoduc qui les recoupe sur 400 m environ (Mergoïl, 1959) dans une zone limoneuse sans affleurement. Les blocs arrachés par les travaux restent visibles en surface.

J. Mergoïl parle d'un « grès arkosique argileux blanc ». Sur le tracé de la tranchée on peut encore voir de gros blocs arrondis de ces grès grossiers, plus ou moins ocre, roux à rougeâtres ou, localement, de conglomérats à éléments de quartz ; on rencontre aussi des argilites quartzo-feldspathiques plus ou moins marmorisées en ocre. A l'Est, près du contact du socle, des argiles claires à éléments d'arène passent à la base à un petit cailloutis de quartz. Au Brethon, le socle granitique apparaît kaolinisé, blanchâtre, sous une arène argileuse rousse à verdâtre.

Au Sud de La Gaize (lieu-dit La Rue-des-Prés), en bas de pente, le fossé recoupe le contact du granite très argilisé avec des dépôts tertiaires bariolés de brun à rougeâtre pour le grès, de rouge foncé pour l'argilite.

Pétrographie. Un échantillon fin des déblais de la tranchée est, en lame mince, une argilite quartzreuse bréchifiée. Structure très confuse, bréchoïde, quartz éclatés. Quartz regroupés en plages irrégulières, éclatés et corrodés (taille moyenne 500 μ) ; pas de feldspath reconnaissable ; éléments lithiques argileux infracentimétriques bréchifiés ; matrice phylliteuse avec parfois des argilanes. Sédiment probablement déposé en milieu fluvio-lacustre, puis intensément pédogénisé.

Diffractionométrie. La fraction argileuse de la roche précédente est formée de kaolinite avec traces d'illite.

Chronologie des événements constitutifs des terrains de l'Éocène *l.s.* et de leur évolution post-sédimentaire

● **Âge des altérites initiales.** Les matériaux qui ont alimenté la sédimentation de l'Éocène *l.s.* proviennent pour partie du remaniement des sédiments paléozoïques voisins, mais aussi, en particulier pour les témoins jalonnant le Sillon houiller, d'altérites de socle qui ont pu se former au début de l'Éocène, sans doute aussi auparavant. En effet, des altérites ont pu se constituer pendant toute la période de temps, très longue, correspondant à la continentalisation du Massif central, qui s'est probablement installée au cours du Crétacé et maintenue jusqu'au Paléogène.

● **Âge de la sédimentation.** Les mouvements tectoniques liés à la « phase pyrénéenne » (*s.s.*), à l'Éocène moyen, semblent les plus susceptibles d'avoir déclenché l'érosion et la sédimentation concomitante dans les bassins concernés, compte tenu de l'âge bartonien des « argiles, argilolites et grès de Brenne » (Donnadieu, 1976) et de la microflore des Goulonnes (Farjanel et Turland, 1985) dans le bassin de Cosne-d'Allier (feuille Hérisson).

● **Âge des phénomènes pédologiques** et diagenèses associées. Les manifestations principales de diagenèse (rubéfections, indurations, cuirassements) paraissent s'être établies en rapport avec une paléosurface, débordant d'ailleurs l'aire des dépôts de l'Éocène *l.s.* pour affecter aussi le Permien, et matérialisée par des paléosols fersiallitiques silicifiés (voir § « Paléosols tertiaires »).

Le climat du Ludien, très contrasté et à tendance aride, semble *a priori* le plus compatible avec de tels phénomènes pédologiques, mais les observations de P. Larqué (1981) dans le Velay, le conduisent à dater du Stampien basal l'horizon rouge cuirassé de La Collange (Arsac-en-Velay), semblable à ceux du Bourbonnais.

● **En conclusion**, on peut donc proposer pour les trois étapes de l'histoire de cet Éocène *l.s.* :

- altération du socle : Mésozoïque à Éocène inférieur inclus ;
- érosion et sédimentation : surtout Bartonien *l.s.* ;
- diagenèse avec cuirassements : Ludien supérieur à Stampien basal.

e.∞. **Formation argilo-sableuse fine, homogène, de la forêt de Château-Charles (altérites éocènes probables).** Les rares affleurements de cette formation rappellent les dépôts éocènes meubles par leur nature argileuse et leur teinte beige verdâtre. En sondages, des matériaux semblables ont été rencontrés sous les sédiments de l'Éocène *l.s.* (maison forestière du Vieux-Château) ou dès la surface (cote 417) ; vers le Nord-Est, les altérites de migmatites (∞M) sont toujours très épaisses et présentent parfois en sondage des faciès semblables aux précédents, jusqu'à l'Est de La Palue. Les sondages à la tarière ont pénétré de 4 à 7 m dans la formation.

Par rapport aux sédiments éocènes, cette formation se caractérise par l'absence totale de graviers ou cailloutis, son caractère très homogène et sa granulométrie fine. Le plus souvent la dominante est argileuse, parfois sableuse.

Il s'agit vraisemblablement d'altérites (*in situ* ou peu déplacées) dérivées des migmatites locales dont le grain est fin.

La formation est localement affectée par les cuirassements « sidérolitiques » (cote 417 notamment), ce qui confirme son antériorité.

Paléosols tertiaires et faciès diagénétiques liés à la paléosurface fini-éocène (ou présumée telle, voir plus haut : « Chronologie des événements constitutifs des terrains éocènes *l.s.* »).

Les phénomènes pédogénétiques concernés, souvent qualifiés de « sidérolitiques », ont plus ou moins modifié les terrains affectés, aboutissant à des faciès variés dont les plus spectaculaires sont des cuirassements rouges noduleux à aspect de latérite (\mathcal{P}) ; des phénomènes plus discrets d'induration (par opalisation) avec dépôts d'argilanes se développent plus largement et plus profondément. A l'affleurement, les faciès grésifiés dominent altimétriquement les sédiments meubles, les ferruginisations se développant souvent au sommet de ces grès.

Ces phénomènes n'affectent pas seulement les dépôts de l'Éocène *l.s.*, mais aussi ceux du Permien (arkose de La Mouillère [r1b] en particulier) et des formations superficielles anciennes jalonnant la paléosurface fini-éocène.

\mathcal{P} . **Formations rouges, indurées ou non.** Des terrains intensément rubéfiés (rouge brique à rouge vif), souvent indurés en cuirassements, ont été individualisés sur la carte. Ils tendent à passer, tant latéralement que vers le bas et de façon progressive, à des terrains plus ou moins indurés mais non rubéfiés. Le passage se fait souvent par l'intermédiaire de faciès marbrés ou tachetés de rouge ou de brun, représentés en surcharge ($\mathcal{P}_{[1]}$).

Les cuirassements rouges sont les témoins de sols fersiallitiques silicifiés : ils montrent les traces d'une phase d'altération lessivante et ferrugineuse suivie d'une silicification (Thiry *et al.*, 1983 ; Thiry et Turland, 1985).

Ces formations impliquent un climat très contrasté, à tendance aride. On peut envisager le Ludien terminal ou même, avec P. Larqué (1981), la base du Sannoisien comme âge de ces paléosols.

Pétrographie des cuirassements rouges. Les cuirassements sont dus à la silicification intense de terrains rubéfiés. Le terme le plus évolué, toujours sommital, semblable quel que soit la nature du substrat, forme une cuirasse rouge brique, noduleuse, à aspect de latérite.

Son aspect typique est dû à une organisation en « nodules », plus foncés et souvent plus durs, mal individualisés, dans une matrice peu différente et peu abondante, donnant par altération des affleurements à surface « gravillonnaire ». De gros tubules sinueux, plus clairs, apparaissent parfois.

En *lame mince*, il présente des quartz corrodés dans un liant rouge essentiellement argileux, complexe (« plasma » argilo-ferrugineux, accrétions glomérulaires d'argile ferrugineuse cimentées par dépôts de parois : argilane).

Chimie et minéralogie des cuirassements. En diffractométrie, la fraction argileuse est essentiellement kaolinique ; pigment ferrugineux constitué de goëthite (avec parfois un peu d'hématite). Il n'a jamais été décelé d'hydroxydes d'alumine (gibbsite, boëhmite).

Les teneurs en fer sont relativement faibles malgré la teinte rouge de la roche : 3 à 5,5 % de Fe_2O_3 en général.

Oligo-Miocène de Limagne

g. **Calcaire sableux à biotite des Curets.** Oligocène inférieur (« Rupélien » de R. Rey) probable. A 500 m au Nord-Est des Curets (Est de Target) une excavation profonde de 7 m environ recoupe des dépôts carbonatés détritiques insoupçonnables en surface. Au siècle dernier, cette carrière alimentait des fours à chaux (usage agricole).

L'extrême base de la fouille montre un gros banc (70 cm) massif et homogène, constitué d'un sable fin micacé à biotite, sensiblement homométrique, faiblement cimenté par de la calcite.

Sous les formations superficielles épaisses et argileuses, vers 1,5 m de profondeur, se situe le niveau le plus calcaire ; il ne forme pas de banc régulier. C'est un calcaire à tendance crayeuse, crème, un peu sableux, avec quelques vacuoles.

Le reste de la coupe, mal visible, ne paraît pas comporter de roches bien cohérentes.

En l'absence de fossiles, l'âge de la formation est inconnu, mais il s'agit probablement d'un témoin lointain des dépôts « rupéliens » de la marge occidentale de la Limagne.

g2. **Stampien. Calcaires et marnes détritiques.** (« Rupélien » de R. Rey). Il s'agit de dépôts carbonatés plus ou moins détritiques, vraisemblablement peu épais, subsistant sur le socle hors du fossé principal de Limagne, à l'Ouest. On les rencontre au Sud-Est de Fleuriel : aux environs de Tignat (faciès carbonatés) et à Bourbonnais (grès et sables).

Ils n'apparaissent qu'à la faveur de terrassements, fossés et labours.

● **Faciès carbonatés typiques.** A Tignat (Nord-Est du hameau), le fossé et le talus de la route ont permis d'observer des marnes blanchâtres à beiges, indurées en calcaire micritique plus ou moins rognonneux à la partie supérieure ; des moulages aplatis de potamides garnissent certains délits. C'est sensiblement au même endroit que P. Gentilhomme a récolté une petite faune déterminée par R. Rey (1972) : empreintes de *Pirenella plicata*, proba-

blement *Potamides laurae*, *Tympanotonos trochlearis*, *T. conjunctus* probable et d'autres espèces; R. Rey rattache cette faune au niveau à *Potamides lamarcki*, connu notamment à Saint-Germain-des-Fossés et dans les limagnes méridionales.

En *lame mince*, un banc calcaire de l'affleurement de Tignat montre une calcimicrite homogène, vaguement litée, à texture flottante très lâche, à possibles fantômes de gastéropodes (plurimillimétriques) dissous et micritisés; traces de quartz silteux et de petits micas concentrés en petites passées; matrice micritique faiblement imprégnée d'oxydes. Milieu lacustre.

La *fraction argileuse* des marnes du même affleurement est composée pour moitié d'illite avec de la kaolinite et un peu de smectite à 14 Å associée à un interstratifié illite-smectite.

● **D'autres faciès carbonatés** ont été observés :

— au Sud de Tignat, les labours montrent des marnes blanches, d'autres bleuâtres plus argileuses, et des calcaires micritiques en dalles, parfois perforés de grosses tubulures verticales;

— le fossé de la D 36 au Sud-Est de Tignat recoupe des marnes kaki comportant de minces intercalations de grès (parfois remplissage d'un réseau de fentes visibles en dessous).

● **Faciès gréseux.** Au Sud de la ferme de Bourbonnais, les labours entament une formation gréso-carbonatée subaffleurante: franchement gréseuse, grossière et parfois conglomératique (à quartz), grisâtre vers la base, passant à des faciès essentiellement carbonatés, poreux, parfois micro-conglomératiques, à moulages de gastéropodes (hydrobies?, petits cérithidés?); présence de calcaires construits (peu développés) à algues.

g3-m1a. **Oligocène supérieur et base du Miocène** des dépôts de la Limagne bourbonnaise. Faciès bordiers: calcaires, marnes et sables. Il s'agit essentiellement de dépôts fluviatiles à lacustres. Toutefois, quelques intercalations carbonatées dans des sables et argiles, vers la base de la formation, comportent une microfaune de milieu lagunaire. Ces couches inférieures appartiennent peut-être encore au Stampien.

● Les **faciès sableux de bordure** occupent un secteur important vers le Nord (La Roche, Bransat). Ils sont souvent grossiers, parfois à cailloutis, plus ou moins mêlés ou associés à des argiles vert bleuâtre. A la partie supérieure apparaissent quelques filots ou niveaux carbonatés: calcaires construits à algues, ou pulvérulents, parfois à *Cypris*, ou durs à grain fin.

● **D'autres faciès sableux**, généralement associés à des marnes se rencontrent à l'Est de Chareil-Cintrat. Ces sables marneux comportent des intercalations diverses. Ainsi, l'affleurement de La Maindronne montre des intercalations d'argile verdâtre, de fins niveaux micro-oolitiques et un calcaire organodétritique fin en plaquettes constitué de bioclastes encroûtés de bivalves, lamellibranches, avec foraminifères (miliolidés, rotalidés), ostracodes, des pellets, gravelles et petits lithoclastes micritiques, oolites fibreuses et pseudo-oolites. Ce faciès suggère un milieu lagunaire (constructions à cyanophycées associées à des foraminifères), tandis que dans les sables sous-jacents se développent de petites masses de calcaire construit à algues

et phryganes. Quelques foraminifères (quinqueloculines) ont été trouvées dans un niveau comparable, à Bransat. Cet ensemble rappelle la série stam-pienne de Saint-Germain-des-Fossés.

Ces faciès passent à des marnes ou calcaires argileux à l'Est de Chareil-Cintrat.

Des calcaires construits à algues se développent au sein de ces sables et marnes : en concrétions vers la base, plus haut en masses isolées, enfin en formation subcontinue couronnant la butte de la cote 316, attribuée à l'Oligocène supérieur.

● **Calcaires et marnes de la crête de Cesset.** Cette dorsale calcaire s'étend de la vallée de Bransat aux abords de Chareil-Cintrat et passe entre Cesset et Montord. Elle se rattache à la succession de reliefs qui jalonnent la faille bordière (« crête chattienne » de R. Rey, 1972), correspondant à l'aire de développement maximum des calcaires francs à l'Ouest de la Limagne.

Au Sud de Bransat, à la latitude de Codret, les affleurements et un sondage carotté montrent la succession suivante, de bas en haut :

– calcarénites et silts calcaires, avec présence de niveaux sableux souvent fins, passages de marnes brunes varvées, bancs de calcarénites indurées à débris osseux et parfois ostracodes (formation reconnue sur 8 m de sondage) ;

– calcaires argileux et marnes avec passées de calcarénites et silts calcaires ; fréquentes traces de radicules, niveau de lumachelle à ostracodes vers la base, niveau oolitique vers le haut ; quelques bouffées sableuses (formation traversée sur 7 m) ;

– banc principal, constitué de calcaires construits à algues avec niveaux bréchiques vers la base. Traversé sur 5 m en sondage, ce banc, exploité par les anciennes carrières de « Coderet » (*sic*) où la célèbre faune mammalogique de ce nom a été récoltée, se suit à l'affleurement sur 1 200 m environ sur le flanc ouest de la colline. Il est constitué de calcaires construits à algues typiques, en « choux-fleurs » ; les colonies de phryganes ne sont pas fréquentes ; on y rencontre parfois des calcaires tufacés à gastéropodes (hélicidés de deux formes). Ce banc forme une masse irrégulière, chaotique, comportant des panneaux stratiformes souvent très inclinés ;

– calcarénites, avec passages marneux verdâtres et quelques bancs calcaires plus durs, construits, ou palustres, ou à hydrobies ; passages sableux ou de silts micacés (formation traversée sur 8 m) ;

– nouveau banc de calcaire construit à algues, peu induré (traversé sur 4 m) ;

– calcarénites, avec passages oolitiques à la partie supérieure et crayeux ou argileux à la partie inférieure (traversées sur 7 m) ;

– calcarénites, avec quelques bancs de calcaires plus durs, à algues, ou à hydrobies, niveaux à phryganes au sommet ; apports terrigènes dans certaines couches : sables généralement fins ou silts (formation reconnue sur 11 m par le sondage).

Au-dessus, en continuité avec cette coupe, le sommet de la colline, représentant environ 5 m, montre des masses récifales de calcaires construits riches en phryganes alternant avec des calcaires pulvérulents.

La comparaison de la cote du banc principal en sondage et aux affleurements indique un pendage vers l'Est de 10-15° environ (visible aussi en

carottes sur les argiles varvées). Ce pendage affecte une largeur d'environ 200 m en bordure de la faille bordière mais ne semble pas se manifester au-delà.

Cette disposition générale, avec calcaires construits inférieurs à algues en horizons assez continus, et nouveaux niveaux construits à phryganes, plus discontinus, au sommet, se retrouve tout au long de la crête de Cesset, mais les corrélations sont hasardeuses dans le détail.

Le banc calcaire principal de calcaires à algues correspond aux « calcaires concrétionnés à *Helix ramondi* » de L. de Launay (1923) ; les dépôts sous-jacents peuvent être rapportés aux « marnes, calcaires et grès à *Cypris* et à *Nystia* » du même auteur (qui seraient ici peu caractéristiques) ou bien au Stampien, car un passage rapide à cet étage est possible en bordure de Limagne.

A la carrière de « Coderet », ce banc a livré une faune de gastéropodes à *Caseolus ramondi*, *Cepæa subsulcosa*, *Pseudamnicola arvernensis*, hydrobies, etc. (voir Rey, 1972).

Une importante faune mammalogique (« faune de Coderet ») a été récoltée dans les mêmes carrières, mais dans des remplissages argileux de paléocavités : poches irrégulières, ramifiées, aux parois lisses mamelonnées, affectant la masse des calcaires construits, et cachetées par le banc de calcaire marneux sus-jacent (Viret, 1929).

La faune malacologique correspond à l'horizon à *Helix ramondi* tandis que les mammifères de « Coderet », postérieurs, pourraient déjà se rattacher au « niveau de Moulins » des assises de Limagne, attribué à la base de l'Aquitainien. La « faune de Coderet » a été décrite par J. Viret (1929) puis par M. Huguenay (1965, 1969, 1972).

Une étude pétrographique des calcaires construits et des faciès associés a été faite par J. Bertrand-Sarfati *et al.* (1966) pour le secteur de Codret, et par M. Donsimoni (1975) pour l'ensemble de la Limagne.

FORMATIONS SUPERFICIELLES ET ALLUVIALES

Épandages fluviaux plio-quaternaires

Des épandages fluviaux, essentiellement sablo-argileux, comportant parfois des graviers et même quelques cailloutis, se rencontrent en plusieurs secteurs. Ils présentent des analogies de faciès, mais la disposition de ces dépôts ne permet pas de les corrélérer avec certitude.

Dans le bassin de Cosne-d'Allier, les témoins au Nord-Ouest de Murat se rattachent en continuité aux dépôts datés du Pliocène terminal par téphrochronologie.

Dans la vallée de l'Allier, la formation du Bourbonnais est datée à la fois par téphrochronologie (synchrone des dépôts de Cosne-d'Allier : Tourenq et Turland, 1982) et par palynologie (âge villafranchien de la microflore des argiles de Diou), mais l'âge des témoins marginaux du secteur de Fleurieu (Sud-Est de la feuille) n'est pas indubitablement établi.

Enfin, les dépôts de la dépression du Montet n'ont pu être datés.

p. **Dépôts sablo-argileux à cailloutis du bassin de Cosne-d'Allier.** Visibles aux Bouchetas et surtout de Ternière à La Forêt, ils représentent les témoins les plus marginaux conservés dans ce secteur. Dans le second gisement, ils ne sont plus en position d'interfluve comme ailleurs mais encaissés d'une dizaine de mètres dans les sédiments plus anciens.

Ils se manifestent en surface par des sables assez grossiers, limoneux ou mêlés aux sols, généralement accompagnés d'un cailloutis essentiellement quartzeux, parfois abondant, où l'on peut rencontrer quelques éléments de quartzite (Les Bouchetas) ou de socle (La Forêt).

Un échantillon prélevé près de La Forêt (Nord-Ouest de Murat) a livré des *zircons volcaniques montdoriens* assez fréquents, confirmant l'âge pliocène terminal des dépôts de ce secteur (Tourenq et Turland, 1982).

FL. **Dépôts sablo-limoneux du Montet.** Des dépôts limoneux occupent la dépression à l'Est du Montet, au pied du talus morphologique qui marque la limite orientale du massif de Montmarault et prolonge vers le Nord-Est celui qui jalonne le Sillon houiller. Cette dépression s'étend sur 1 à 3 km de large, à la fois sur les terrains houillers du Montet et le granite de Tréban.

Les dépôts limoneux passent en profondeur, et aussi latéralement vers l'Est, à des dépôts plus grossiers, sableux, parfois graveleux.

Les affleurements sont rares et restreints. Le plus souvent il s'agit de sables grossiers silteux beiges, ocre ou roux, de type arènes remaniées ; on peut y rencontrer des débris lithiques plus grossiers et de rares graviers anguleux. En plusieurs points ont été notés des dépôts d'argile plus ou moins sableuse, grise, gris-vert ou blanchâtre. Aux Archimbaux, la formation est relativement grossière, sablo-silteuse et caillouteuse, bien stratifiée (subhorizontale, onduleuse, non entrecroisée) et le cailloutis peu roulé.

RFL. **Dépôts généralement résiduels : sables limoneux, graviers, cailloutis attribués (sous réserve) à la formation du Bourbonnais.** Aux environs de Fleuriel, des placages plus ou moins résiduels attribués à cette formation jalonnent l'interfluve depuis la cote 383 au Nord-Ouest jusqu'à La Motte, au Sud-Est, vers 275 m d'altitude, vestiges probables d'un ancien glaciais.

Les témoins les plus élevés sont purement résiduels, réduits à des galets décimétriques à patine chamois, plus ou moins abondants, apparaissant en pavage ou dans les formations superficielles. Aux environs de Tignat, les dépôts sont plus substantiels : ce sont des « cailloutis des plateaux », argilo-sableux avec abondants cailloux de quartz blanc (de 5 à 40 cm) émoussés, à patine chamois et cavités superficielles, associés à de rares galets de roches cristallines.

Les témoins les plus bas (vers 275-285 m d'altitude) présentent un faciès alluvial bien plus net : sable grossier et petit cailloutis plus ou moins roulé dans une matrice à aspect d'arène ; leur cote est comparable à celle de la terrasse Fv auxquels ils semblent se rattacher si on ne retient que le critère

altimétrique ; seul le cailloutis de la cote 316 (sommet de la butte au Sud-Ouest de Chareil-Cintrat) se rattacherait vraisemblablement à la formation du Bourbonnais.

Arènes et limons

B. **Couverture limoneuse indifférenciée.** Ce terme regroupe plusieurs ensembles d'origine différente mais aboutissant à des dépôts superficiels d'aspects voisins.

● **Arènes limoneuses des plateaux.** Développées sur les plateaux granitiques, elles ont été représentées lorsqu'elles forment une couverture continue sans fragments ou débris de roches identifiables. Il s'agit probablement, pour l'essentiel, d'arènes peu ou pas remaniées, épaisses, ayant évolué en surface vers un faciès plus altéré et finement brisé, limoneux.

Toutefois, des remaniements locaux sont possibles sur les pentes et même sur les plateaux, comme en témoigne, sur la feuille Montluçon, l'existence de cailloutis de base, ailleurs d'arènes recouvrant des dépôts tertiaires.

Sur les migmatites de la série de la Sioule, les altérites \mathcal{M} sont homologues de ces arènes limoneuses.

● **Dépôts limono-sableux de la dépression du Montet.** Au pied du talus morphologique du Sillon houiller et dans la dépression du Montet, de Tronget à Deux-Chaises, des formations superficielles limoneuses recouvrent la plus grande partie de ce secteur et masquent notamment la limite du houiller avec le granite de Tréban. Par endroits, surtout vers l'Est, on peut observer le passage, souvent graduel, de ces limons au substratum. Ce dernier est souvent l'épandage sablo-limoneux FL, auquel ces limons semblent se rattacher par leur disposition dans la morphologie et dont ils pourraient dériver par évolution en surface ; mais ailleurs ces limons reposent directement sur le socle (granite de Tréban) dont l'arénisation est exceptionnellement développée dans la dépression du Montet. Des dépôts fins, colluvionnés ou non identifiés (altérites ?), sont également inclus dans cet ensemble.

Les variations de faciès sont notables : on rencontre souvent des limons argilo-sableux ocre ; le sable fin qui les compose peut se charger d'éléments d'arène plus ou moins abondants ; au voisinage des reliefs granitiques, comme à Deux-Chaises, ces éléments deviennent abondants et l'on passe à des arènes remaniées limoneuses.

● **Terres brunes sur calcaires.** Dans la région des calcaires de Limagne, certains secteurs ne montrent qu'une terre brune, épaisse. C'est parfois le cas en position de plateau (Sud de Bransat) mais le plus souvent au bas des versants (vallon de Cesset, Montord).

Ces limons sont généralement en rapports avec les colluvions calcaires CC disposées sur les pentes à l'amont et, aux environs de Chareil-Cintrat, avec les épandages alluviaux Fv auxquels ils passent à l'aval.

Ces limons sont formés de terre brune, provenant de sols, probablement remaniés pour la plupart. La présence d'éléments grossiers associés est

fonction de la position de ces limons : ils se chargent de débris calcaires au bas des pentes et de gros grains de sable apparaissent dans la zone de passage, progressif, aux alluvions Fv. Les éléments grossiers sont parfois absents (Cesset, Sud de Bransat).

Q. Arène granitique limoneuse à fragments et blocs de quartz. Ce sont des arènes argileuses, autochtones ou remaniées, évoluant en surface vers un faciès limoneux avec blocs et cailloutis de quartz s'accumulant en « pavage ».

De nombreux filons de quartz, certains minéralisés en barytine, sont connus dans le même secteur ; l'altérabilité anormale du granite est probablement liée aux hydrothermalisations associées à ces filons.

M. Altérites de migmatites (série de la Sioule). Homologues des arènes limoneuses des plateaux granitiques B (*pro parte*), les altérites de migmatites sont formées d'éléments plus fins et présentent un aspect de sable argileux passant en surface à des faciès limoneux. Comme les premières, on les rencontre surtout sur les plateaux, mais au pied du talus du Sillon houiller, dans la forêt de Château-Charles, les sondages ont montré la présence d'altérites épaisses de 4 à 8 m au total, les 2 à 4 m supérieurs sans débris de roche (arènes fines de teinte roussâtre, beige ou gris verdâtre, plus ou moins argileuses, parfois très micacées), la partie inférieure toujours de même aspect mais comportant çà et là des fragments ou débris de migmatites. Vers le Sud-Ouest, ces formations superficielles passent aux altérites anciennes e. qui s'en distinguent par leur caractère plus argileux et surtout leur teinte dominante beige verdâtre. Un héritage d'altérites anciennes subsiste probablement dans les arènes de migmatites de la forêt de Château-Charles.

Les altérites des plateaux sont probablement moins épaisses et, comme les arènes limoneuses de granites, paraissent peu ou pas remaniées. Toutefois, les parties les plus élevées de ces plateaux d'altérites ont montré par endroits (plateaux à l'Ouest de Tarjet et, sur le granite, La Juche) des « galets » de quartzite à ciment ferrugineux, constituant des niveaux minces et discontinus à la base des horizons pédologiques (profondeur : quelques dm). Ces « galets » (1 dm au plus) sont très lisses (éolisés, aspect de patine désertique), certains façonnés en « dreikanter » typiques ; leur patine varie du rouge au jaune crème ; le cœur et jaunâtre. Ils ne sont jamais abondants (« stone line »).

Ces éléments sont comparables aux quartzites résiduels de Louroux-Hodement (feuille Hérisson) et, dans une moindre mesure, au gros cailloutis du château de Fragne (feuille Montluçon) à quartz émoussés et quartzites. Dans tous ces gisements, la surface des éléments est souvent teintée de roux passant localement au rouge (rubéfaction).

C.M. Colluvions dérivées des altérites de migmatites. Les arènes fines sont fréquemment remaniées sur les pentes, masquant souvent le substratum jusqu'au fond des vallons.

F. Horizons ferrugineux des dépressions des plateaux (« mâchefer » ou « chaméron » de la terminologie locale). Il s'agit d'horizons noirâtres indurés, d'aspect noduleux à spongieux, dans des sables plus ou moins argileux d'arènes peu déplacées, se développant à faible profondeur (quelques dm) par concrétionnement ferro-humique dans des zones planes, humides, mal drainées. Ces horizons sont comparables aux alios.

Cette aliotisation, en rapport avec la morphologie actuelle et liée à un niveau phréatique saisonnier voisin de la surface du sol, est un phénomène pénécotemporain et sans doute actuel par endroits.

N'affectant jamais la surface du sol, ces horizons n'ont été observés que grâce à des travaux de drainage ; ils sont probablement bien plus étendus que ne l'indique la carte.

Colluvions

C. Colluvions indifférenciées. Représentées au Sud de Cesset, ces colluvions sont formées de débris divers provenant de dépôts alluviaux plio-quaternaires, du socle, de l'Oligocène, dans une matrice limoneuse.

CC. Colluvions dérivées des formations calcaires de Limagne. Elles sont formées de cailloux et débris calcaires plus ou moins abondants dans une matrice terreuse brun foncé.

Cy. Colluvions dérivées des formations granitiques ou métamorphiques. Ces colluvions sont constituées d'une matrice limoneuse plus ou moins chargée d'éléments d'arène et de débris de roches du socle. Au Nord de Tronget, la matrice argilo-sableuse (arène évoluée) emballe de petits fragments émoussés de roches granitiques (1-2 cm).

F-C. Alluvions et colluvions mêlées ou indifférenciées. Il s'agit principalement d'un épandage au pied du relief de faille du Sillon houiller, au débouché d'un modeste ruisseau, à l'Ouest de Vernusse. Un sondage à la tarière a traversé 3 m de sables plus ou moins fins, très peu argileux, gris-vert à beige ou roux, un peu micacé.

Dans le domaine de la Limagne, quelques placages peu importants ont été notés F-C. Formés de terre brune mêlée de gros grains de sable alluvial, disposés en bas de pente ou en fond de vallon, ils sont à dominante colluviale et bien différents de l'épandage précédent.

Alluvions

RCF. Matériaux alluviaux résiduels à colluvionnés. Ces dépôts sont composés d'éléments de la très haute terrasse Fv, sables et cailloutis, résiduels dans les sols ou associés à des limons dans des colluvions qui atteignent par endroits le bas des versants.

Fv. Très haute terrasse du val d'Allier. Sables, argiles, cailloutis Dans les environs de Chareil-Cintrat, ces dépôts, situés pour l'essentiel entre 283 et 292 m d'altitude, sont vraisemblablement des alluvions anciennes de la Bouble.

Un niveau plus élevé a été noté localement (Sud-Ouest de Chareil-Cintrat) entre 296 et 303 m, à dépôts plus grossiers que les précédents, équivalent probable de la nappe résiduelle de la ferme du Domaine-Simon (RF₁) sur la feuille Saint-Pourçain-sur-Sioule.

Les dépôts attribués à cette très haute terrasse s'étendent largement vers La Motte, occupent le goulet de Chareil-Cintrat entre deux buttes oligocènes et s'étalent sur le plateau vers le Nord-Est, constituant sur la feuille Saint-Pourçain la nappe alluviale de la Brosse, et jalonnent, semble-t-il, un ancien cours de la Bouble.

En l'absence des limons sableux qui les masquent souvent, ces dépôts se manifestent dans les sols par des sables hétérométriques à cailloutis à quartz dominant. Parfois (Nord-Est de L'Orme-Mort) on voit de gros cailloux et un sable grossier.

Près de Dujon, grâce à un fossé profond, la formation a pu être observée en coupe ; du Nord au Sud : argile plastique très sableuse gris verdâtre (cote 286), puis sable roux moyen à grossier, peu argileux, avec rares cailloutis, enfin sable plus fin, roux, mêlé de passages argileux gris-bleu.

Au Sud de Cesset, le vallon est jalonné, sur son flanc ouest, de témoins alluviaux à cailloutis souvent grossiers, de même altitude que les dépôts précédents. Ces cailloutis sont formés d'éléments de nature variée (quartz dominant, leptynite, rarement calcaire) plus ou moins émoussés à roulés, avec quelques galets.

Dans le secteur de Bransat, des dépôts de faciès alluvial ont été notés à l'Ouest de La Roche et au Nord-Est des Lozets, entre 307 et 326 m d'altitude. A La Roche, dans les sols, on observe des sables grossiers à cailloutis. Près des Lozets, les dépôts sont bien conservés et rappellent ceux de Chareil-Cintrat : sables de faciès alluvial, grossiers, hétérométriques, roux, à niveaux graveleux et quelques galets ; localement, argile sableuse stratifiée brune et grise ; en bordure nord de l'épandage, alluvions typiques à galets de socle abondants et souvent gros.

Fw. Alluvions de la haute terrasse. Des alluvions bien caractérisées, assez grossières, sont conservées au Sud de la ferme de Bourbonnais, entre 265 et 270 m d'altitude environ, formant une terrasse légèrement étagée au-dessus des alluvions Fx.

Fx. Alluvions de la moyenne terrasse de la Bouble. La cote du sommet de ces alluvions s'abaisse de 260 m à l'amont (Blanzat) à 255 m à l'aval (Corps-de-Bœuf). Près du confluent avec la Sioule (feuille Saint-Pourçain), les alluvions de cette terrasse sont essentiellement constituées de quartz et de roche du socle, avec galets de granite et de gneiss pouvant atteindre

50-60 mm, souvent altérés ; des niveaux sableux riches en feldspaths dégradés s'intercalent entre les lits de galets.

Fy-z. Dépôts des fonds de vallée des cours d'eau secondaires : basses terrasses et alluvions récentes. Cartographiés d'après la morphologie (photo-interprétation, fond topographique à 1/25 000 IGN), ces dépôts correspondent pour l'essentiel aux alluvions des fonds de vallées, mais incluent parfois des témoins peu étendus appartenant à la basse terrasse ainsi que des colluvions de bas versants.

Leur composition est très variable en fonction de la lithologie de leur bassin versant ainsi que du profil transversal et longitudinal des tronçons de cours d'eau concernés :

- les gorges dans le socle comportent des alluvions à éléments grossiers prédominants (galets et cailloutis, blocailles émoussés), d'épaisseur et de répartition très irrégulières, parfois absentes (« verrous » avec lit creusé dans la roche) ;
- à l'opposé, les petits cours d'eau peu actifs dans les sédiments fins ou les altérites donnent des alluvions dépourvues de gros éléments, formées essentiellement de sables silteux ou argileux. Le plus souvent, les alluvions des ruisseaux, visibles en coupe sur leurs berges, montrent l'association de faciès variés : sables plus ou moins grossiers, propres ou terreux, seuls ou accompagnés de galets en proportion variable.

Dans les têtes de vallons, les cours d'eau n'ont pas eu l'énergie nécessaire pour trier les apports, notamment latéraux, et les dépôts conservent un caractère essentiellement colluvial, terreux, non stratifié.

Les épaisseurs d'alluvions sont irrégulières, mais non négligeables (2 à 5 m en général, parfois plus).

Le remplissage Fy-z peut atteindre, dans certains cas, une altitude relative de 10-15 m au-dessus du cours d'eau.

Dans la *vallée de la Bouble*, les alluvions de cet ensemble sont formées essentiellement d'éléments fins, sablo-argileux, n'emballant plus que quelques galets de socle. Ces éléments proviennent du démantèlement de la nappe précédente (Fx) et des apports argileux provenant du bassin oligocène d'Ébreuil.

La cote du sommet de ces alluvions s'abaisse de 251 à 248 m environ aux environs de Cintrat. Les dépôts de la plaine alluviale, dont le sommet s'abaisse parallèlement de 249 à 246 m, sont formés de matériaux de la basse terrasse débarrassés d'une partie de leur argile et de leurs éléments altérés.

Dépôts de la basse terrasse et de la plaine alluviale de la vallée de l'Aumance. Deux niveaux distincts apparaissent bien dans la vallée de l'Aumance au Nord-Ouest de Murat.

Fya. Dépôts de la basse terrasse. Ils forment, près de Ternière, un large replat en rive gauche de l'Aumance, entre 4 et 15 m au-dessus du lit du

cours d'eau. Les fossés et petites fouilles montrent des sables hétérométriques argileux à silteux roux à gris, mais en surface l'aspect est généralement limoneux.

Cette terrasse correspond probablement à celles notées Fx dans le bassin de l'Allier. La notation Fya a été adoptée en corrélation avec celles du bassin du Cher auxquelles elle appartient (feuilles Montluçon et Hérison).

Fyb-z. **Dépôts de la plaine alluviale.** Les alluvions notées Fyb-z dans la vallée de l'Aumance correspondent à l'essentiel des dépôts notés Fy-z partout ailleurs.

Disposées de 0 à 4 m par rapport au lit du cours d'eau, elles ne sont visibles que grâce aux coupes de ses berges : sables hétérométriques souvent silteux, lits de galets, argiles sableuses noirâtres.

Dépôts anthropiques

X. **Remblais.** Les seuls dépôts anthropiques représentés, à cause de leur étendue notable, sont les remblais qui ont comblé l'ancienne tranchée de chemin de fer à La Piraube, au Sud-Est de Target.

Il existe par ailleurs des terrils au voisinage des anciens puits d'extraction de charbon. De dimensions restreintes, ils n'ont pas été représentés.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Unités géologiques

La feuille Montmarault est traversée du SW au NE par la dislocation du Sillon houiller qui ne représente en fait qu'une bande de faible largeur mais détermine un ressaut d'une trentaine de mètres dans la topographie.

La faille orthogonale de Deux-Chaises marque un fort décrochement du Sillon, qui préside au Nord à l'ouverture du bassin houiller du Montet. La zone disloquée s'élargit alors et prend une direction N20°.

A la *bordure nord-ouest du Sillon houiller*, les terrains du socle sont intensément fracturés, parfois injectés de filons microgrenus ou surtout quartzeux, ces derniers souvent drainants. Le granite s'y trouve en position culminante près de Montmarault (+ 498 m à l'Ouest de Brunatière), et la direction dominante des linéaments est N40°, quoique d'autres directions de fracturation apparaissent, plus particulièrement subméridienne et N330°.

Au Nord-Ouest, apparaissent les terrains houillers de l'extrémité orientale du bassin de Villefranche, constitués d'une série détritique assez redressée le plus souvent, recoupée par de nombreux accidents décrochant la bordure du bassin.

Le Stéphaniens est recouvert en discordance, dans l'angle de la feuille, par des dépôts gréséo-péliciques de l'Autunien et quelques placages tertiaires.

A l'Est du Sillon houiller, trois secteurs peuvent être assez nettement définis :

- l'important massif granitique de Tréban se présente sous l'aspect d'un vaste glacis, culminant à la Juche (+ 451 m) non loin de la vallée de la Veuvre ; cette vallée marque la limite d'extension méridionale du massif dont le versant est principalement ouvert au Nord-Est ;
- le domaine des migmatites gneissiques, disposées en auréole à l'Ouest et au Sud du massif granitique et dont le développement est important au Sud de la feuille ;
- le compartiment affaissé à l'angle sud-est de la feuille, appartenant déjà au graben de Limagne, limité par la faille de Bransat qui met le socle en contact avec les terrains marno-sableux oligocènes à niveaux carbonatés. A cet endroit viennent interférer les dépôts alluviaux de la Bouble, en plusieurs niveaux de terrasses étagées ou emboîtées.

Hydrographie

Le drainage est réparti de façon homogène sur l'ensemble du territoire de la feuille. La bordure occidentale du Sillon houiller forme une ligne haute séparant le bassin du Cher, à l'Ouest, de celui de l'Allier à l'Est. Les cours d'eau ne sont que de moyenne importance et voient leurs cours s'allonger indéfiniment vers l'amont ; les sources apparaissent le plus souvent au voisinage de la dislocation du Sillon houiller. C'est le cas de tous les cours d'eau du panneau occidental, dont les trajets sont orientés à l'Ouest. C'est également le cas d'une partie des écoulements du versant de l'Allier, mais ceux-ci s'orientent bientôt au Sud et rejoignent la Bouble, grand affluent transversal de rive gauche de la Sioule.

On peut noter à ce sujet que l'orientation primitive des thalwegs de ce versant semble avoir été au Sud-Est ; cependant, le cours du ruisseau du Venant paraît avoir un trajet particulier : les hauts affluents de ce ruisseau naissent bien au contact du Sillon houiller, avec l'orientation générale au Sud-Est mais, assez brusquement, son thalweg principal est dévié suivant une direction rectiligne au Sud-Ouest, comme s'il butait sur un môle culminant à Voussac. Dans le prolongement de ce môle vers le NNE, existe une ligne de crête fortement dissymétrique présentant son abrupt à l'Est. Au pied de cette côte se trouvent naître, sans exception, tous les émissaires du quart nord-est de la feuille ; ceux-ci coulent alors normalement suivant la direction primitive N 120-130° et rejoignent directement la Sioule (ou l'Allier), plus à l'Est, sur la feuille Saint-Pourçain-sur-Sioule.

Ce trait morphologique une fois noté, les écoulements d'une certaine importance s'appellent :

- à l'Ouest : rivière d'Aumance, rivière de Murat, ruisseau des Prugnes, ruisseau de Reuillon, tous hauts affluents ou sous-affluents de l'Aumance qu'ils rejoignent dans le bassin de Cosne-d'Allier ;
- à l'Est, le Venant et ses nombreux affluents rejoignent la Bouble dont on

voit une partie du trajet, contourné (est-ce à cause de la présence d'un môle Voussac-Target ?) mais globalement orienté W-E, apparaître à l'extrême Sud de la feuille.

Les cours d'eau de l'Est de la feuille sont le Vezan, le Douzenan, le Gaduet (de Bransat), affluents ou sous-affluents de rive gauche de l'Allier et de la Sioule, le ruisseau des Bordes et la Veauvre, affluents de rive gauche de la Boule.

Climatologie et hydrologie

L'altitude moyenne du plateau est d'environ 400 m. La ligne culminante allant de Montmarault au Montet avoisine les 480 m d'altitude. Celle-ci décroît progressivement vers le Nord-Ouest, où elle n'est plus que de 250 m dans les vallées et à peine de 280 m sur la glacié d'Aumance. De même, l'altitude s'abaisse assez vite au Sud-Est, vers ce qui représente déjà les zones basses d'Allier, entre Fleuriel et Bransat.

On note ainsi des écarts pluviométriques marqués entre les valeurs obtenues aux postes météorologiques de Montmarault (466 m) et du Montet (493 m), et celles officiellement retenues dans les vallées à Montluçon (versant Cher, +207 m) et à Moulins (versant Allier, +215 m). Pour la période normalisée 1931-1960, les valeurs moyennes comparées des 3 postes sont les suivantes (en mm) :

- Montmarault : 796 ;
- Montluçon : 689 ;
- Moulins : 700.

Avec une moyenne interannuelle d'environ 800 mm de pluie, la région du plateau est très arrosée. On note, en année pluvieuse (1977), 1 213 mm annuels à Montmarault et 1 138 mm au Montet.

La température moyenne mensuelle varie de 2° à 18°.

Ces résultats procèdent d'une exposition directe aux vents d'Ouest et de Nord-Ouest, sans interposition d'un écran notable depuis la côte atlantique.

Mais du même fait, la reprise par évapo-transpiration peut être importante. A la suite d'un cycle de saisons sèches, les réserves, qui restent essentiellement superficielles, peuvent être réduites à peu de chose. Le débit des grands affluents du Cher ou de l'Allier devient faible (localement nul, comme l'Aumance entre Murat et Cosne, sur terrains sédimentaires). Les ruisseaux secondaires du socle se réduisent souvent à un débit infime, voire nul sur certaines sections de leur cours. Des sources peuvent tarir.

Données hydrogéologiques

Un inventaire des ressources hydrauliques a été effectué en 1979 sur le massif de Montmarault (granite, terrains métamorphiques et bordure sédimentaire au Nord-Ouest) dans les limites de la feuille Montmarault, par R. Belkessa (1979).

Les constatations faites peuvent, dans une certaine mesure, être extrapolées au massif granitique de Tréban, mais beaucoup moins aux migmatites de la série de la Sioule (cf. *infra*).

Il convient de noter que l'étude a été réalisée à la suite d'une période d'excédent pluviométrique (1977 surtout).

Sur le reste de la feuille on dispose seulement de quelques renseignements, très inégalement répartis.

Massif de Montmarault et bordure sédimentaire

● **Sources et puits.** *En bordure nord-ouest du socle*, les grès stéphanien du bassin de Villefranche, généralement grossiers, massifs mais plus ou moins fissurés, sont relativement aquifères et donnent fréquemment des sources, notamment vers Chaumont, Chatignoux, La Feuillée, Lariaud, Le Moussin. Exceptionnellement, les grès tertiaires donnent aussi des sources (Robinière, Nord-Est des Mâts) mais leur extension est minime. Les terrains permien, trop péliques, ne donnent guère que des suintements.

En bordure des terrains sédimentaires, au Nord-Ouest, le socle est fortement cataclasté ; des sources apparaissent fréquemment tout près du contact (émergeant dans le socle ou le Stéphanien) ou à l'intérieur de la zone cataclastée. Leur débit est généralement modeste.

A l'intérieur du massif, le travail d'inventaire, qui s'est attaché à distinguer les sources « réputées pérennes », fait apparaître une zone qui en est pratiquement dépourvue : elle s'allonge de Chavenon à Rocles et s'étend largement vers le Sud jusqu'à Chappes, Rouère, Le Grand-Coudray ; cette zone est également pauvre en bons puits, ce qui confirme ses faibles possibilités aquifères. Le reste du massif est plus riche en points d'eau qui sont néanmoins irrégulièrement répartis. Leurs débits d'exploitation sont mal connus.

195 sources ont été jaugées au cours de cet inventaire, mais les mesures ont été effectuées de mars à juin, époque habituelle des hautes eaux. Les débits mesurés étaient rarement supérieurs à 2 l/s, et le plus souvent compris entre 0,7 et 1,5 l/s.

L'étiage des sources se situe généralement en fin d'été ou à l'automne, avec des débits encore inférieurs, à l'exception de quelques sources qui ne connaissent que peu de variations saisonnières.

Les puits fermiers qualifiés d'« intarissables » par les utilisateurs sont ceux qui peuvent fournir, en toutes saisons, un volume journalier de 2 à 3 m³ sans baisse importante ni prolongée du niveau d'eau. Leur profondeur varie de 5 à 14 m et l'amplitude des variations du niveau piézométrique est de 1 à 6 m.

D'autres puits, qualifiés de « mauvais » et désignés sous le terme de « pots », ne peuvent fournir que de très faibles débits : ils jouent plutôt le rôle de citernes recueillant des suintements de la roche ou des terrains superficiels.

● **Hydrogéologie.** Le massif granitique de Montmarault est assez généralement recouvert d'un manteau d'arène d'épaisseur et d'extension variables ; ces arènes renferment une nappe (plus ou moins continue) n'offrant, le plus souvent, que de faibles possibilités d'exploitation, bien que la réserve d'eau mobilisable acquière une certaine importance depuis le début de l'hiver jusqu'au milieu de l'été (d'après Belkessa, 1979).

Outre les petites nappes qui se forment dans la couverture d'arènes, les eaux circulent aussi, et s'accumulent, dans le réseau de diaclases des roches massives et le long des filons drainants, souvent quartzeux.

Le plus souvent, les sources apparaissent sur les pentes des vallées ou au fond des vallons sous les arènes ou sous le manteau colluvial ; elles émergent à l'aval d'une traînée de plantes hygrophiles, la venue d'eau étant matérialisée par un « mouvant » tourbeux (Morin, 1951).

Les rares sources à débit peu variable, situées en position basse dans la topographie, paraissent alimentées par le réseau de diaclases, avec participation éventuelle de failles ou filons drainants.

Quelques indications fournies par des travaux viennent à l'appui de ces considérations générales :

- l'ancien captage du sanatorium Marie-Mercier à Rocles (Pecoil, 1949) recoupait des arènes (colluvionnées ?) dépassant 4 m d'épaisseur. La série de puits et drainages permettait d'obtenir 40 à 60 m³/jour, mais en tarissant l'Aumance en période de sécheresse ;
- les deux puits creusés en 1964 sur la structure quartzo-barytique des Brosses exigeaient un pompage d'exhaure de 30 m³/h ;
- le captage de Sazeret pour AEP de Montmarault exploitait l'eau souterraine dans un thalweg, entre 3 et 4,50 m de profondeur, dans des alluvions et arènes recouvertes d'un colmatage de fond de thalweg pratiquement imperméable. Les 3 puits ensemble, aux essais, ont fourni 60 à 100 m³/jour ;
- le puits de 13 m de l'adduction d'eau de Sazeret atteint un granite fissuré sous des dépôts superficiels. Il aurait donné 5 m³/h aux essais, mais le rapport indique des débits journaliers de 8 à 10 m³ seulement.

Les personnes qui ont creusé elles-mêmes leur puits indiquent que l'arène (« tuf ») est généralement sablo-graveleuse sur le plateau, parfois avec des passages argileux. L'épaisseur de l'altération dépasse toujours 5 m et peut atteindre 10 m. Le granite sous-jacent est toujours altéré, fissuré. L'essentiel du débit provient toujours de ce niveau inférieur où l'eau se trouve en charge.

Massif granitique de Tréban, migmatites de la Sioule et terrains sédimentaires du Sillon houiller

● **Massif granitique de Tréban.** Les données hydrogéologiques sont rares : la carte de ce massif a été établie à partir d'un mémoire ne traitant pas l'hydrogéologie ; on ne dispose que de quelques observations locales.

En bordure occidentale du massif, seule zone pour laquelle on dispose de quelques observations, on note des sources autour des Bérauds dont certaines, au Nord-Est, sont liées à la présence de traînées quartzieuses probablement filoniennes ; on note quelques puits vers le Sud (entre Plissonnière et Mouzelon ainsi qu'à l'Est de La Bruyère).

Vers le Nord, il n'a pas été noté de sources, sauf à Combs ; quelques suintements vers La Croix-de-Courdille sont liés aux grandes structures quartzeuses. Les points d'eau semblent plus rares que dans le massif de Montmarault mais le schéma hydrogéologique est analogue ; pour les considérations générales, qualitatives, on peut se reporter à l'hydrogéologie du massif de Montmarault.

Un cas particulier est constitué par l'ancien puits de recherche d'antimoine de Montmalard qui, depuis 1914, sert de point d'eau à la ferme voisine (alimentation par gravité) : il s'agit d'une eau ferrugineuse, de minéralisation vraisemblablement anormale.

● **Migmatites de la série de la Sioule et leptynites associées.** Les données hydrogéologiques sont rares, localisées à la bordure occidentale et aussi aux confins de la Limagne.

Toutefois, une étude de la DDE (mai 1977) : « Reconnaissance géologique et géotechnique entre Saint-Marcel-en-Murat et Voussac (rectification de virages) » donne des indications précises dans ce secteur, composé d'anatexites localement injectées de filons de granite :

- manteau sablo-argileux d'arène, épais de 1 m à plus de 4 m ;
- « gneiss » sous-jacents, altérés et fissurés sur une grande épaisseur ;
- résultats hydrogéologiques de nombreux sondages :
 - dans les vallons et les parties basses, le niveau piézométrique est situé très près de la surface du sol, en relation directe avec les cours d'eau,
 - sur les buttes et parties rocheuses du tracé, se manifeste un niveau d'eau très rarement atteint par les sondages ; il se situe soit dans la partie inférieure de la couche arénisée, soit au sein des « gneiss » avec circulation dans les fissures pouvant être très importante en période humide.

Cette part importante de la circulation fissurale est un caractère spécifique au secteur, lui donnant un comportement hydrogéologique différent de celui des massifs granitiques. Les faciès les plus granitoïdes gardent néanmoins un comportement voisin de celui des granites.

● **Sillon houiller.** Contrairement à ceux du bassin de Villefranche, les sédiments stéphaniens du Sillon sont grésopélitiques et peu perméables : dans les puits de mine du bassin de Montet, les archives ne font pas état d'irruption d'eau ni de gros débits d'exhaure.

Les sables limoneux plio-quadernaires associées au Sillon ne semblent pas alimenter de sources mais doivent emmagasiner un peu d'eau.

Terrains sédimentaires de Limagne

Il s'agit de formations oligocènes plus ou moins carbonatées et de dépôts alluviaux associés, l'ensemble étant cantonné dans l'extrême Sud-Est de la feuille. L'essentiel appartient au fossé effondré de Limagne, tandis qu'à l'Ouest de la faille bordière, une mince banquette de Stampien a été conservée localement sur le socle métamorphique (secteur de Tignat).

Ces terrains sont plus ou moins perméables mis à part les faciès les plus marneux : grès, grès carbonatés, sables plus ou moins argileux, calcaires plus ou moins argileux, calcarénites et silts calcaires perméables, enfin et surtout bancs ou lentilles de calcaires concrétionnés à phryganes et/ou

algues formant des masses épaisses de 3 à 5 m, en général très fissurées, avec parfois ébauche de dissolution karstique. Des alluvions anciennes, limoneuses, recouvrent les plateaux tandis que des terrasses s'étagent dans la vaste plaine alluviale de la Bouble.

Les sources observées se situent pour la plupart à l'extrême bordure des sédiments de Limagne, ou au contact du socle : Bransat, Cesset et, sur la banquette stampienne, on note de petites sources vers Tignat. Une source importante fait exception : c'est celle du lavoir de Bellevue, au pied de Chareil-Cintrat, au Sud-Est, en relation probable avec un niveau de calcaires concrétionnés.

Captages publics d'eau potable

Les petits captages implantés dans les limites de la feuille, ceux de Montmarault et Sazeret notamment, ne sont plus utilisés.

L'eau potable distribuée par les grands syndicats régionaux provient essentiellement de la vallée du Cher, mais aussi de la nappe alluviale de l'Allier pour quelques communes au Nord, tandis que le coin sud-est de la feuille reçoit son eau du Puy-de-Dôme (chaîne des Puys).

Sources à minéralisation anormale

Il n'y a pas de source minérale classée sur la feuille Montmarault. Toutefois, P. Gentilhomme a noté deux sources de minéralisation anormale, mais sans analogie entre elles, de débit très modeste, dans le secteur de Tignat (Sud-Est de Fleuriet) :

– une *source ferrugineuse*, de débit très faible (1 l/mn env.), située en rive gauche de la Veuvre, dans le vallon au Sud-Ouest de Tignat (lieu-dit Les Chênes : $x = 665,980$; $y = 141,820$). Sa position et sa minéralisation sont vraisemblablement liées à la présence, dans ce secteur, de zones intensément cataclasées d'orientation subméridienne ;

– une *source calcaire incrustante*, pérenne, de débit un peu plus élevé que la précédente, située près de la ferme de Bourbonnais, à l'Est ($x = 666,820$; $y = 141,430$). Elle se caractérise par la formation d'abondants encroûtements calcaires. Des eaux agressives en provenance du socle, se chargeant de calcium en traversant le placage du stampien carbonaté, expliqueraient ces dépôts à l'émergence.

RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES

Combustibles

La houille a été exploitée dans le bassin du Montet et de Tronget ; des travaux de recherche le long du Sillon houiller ont extrait un peu de charbon. Dans le bassin de Villefranche, seuls de petits indices ont été signalés.

Bassin du Montet et de Tronget

Ce bassin stéphanien constitue le prolongement vers le Sud du bassin de Noyant et de Fins (feuille Bourbon-l'Archambault). Il comprend les anciennes concessions des Gabeliers (Tronget) et du Montet.

Les travaux ont débuté dès la fin du XVII^e siècle aux Gabeliers où ils se sont poursuivis jusqu'au XIX^e siècle. La concession du Montet, moins productive, n'a été exploitée qu'au XIX^e siècle.

Selon J.M. Lechevin (1973-74), les tonnages totaux de houille extraite ont été respectivement de 442 448 t pour les Gabeliers et 25 000 t pour le Montet.

Le seul niveau exploitable se situe vers la base des dépôts stéphanien ; il est très irrégulier et souvent très penté.

La qualité de la houille était bien meilleure aux Gabeliers qu'au Montet, avec respectivement 6,30 et 12 % de cendres, 23,50 et 21,80 % de matières volatiles, et un meilleur pouvoir calorifique aux Gabeliers (Boulanger, 1844).

La houille était surtout utilisée pour les besoins locaux (verrerie, tuileries et briqueteries, machines à vapeur, chauffage domestique).

De nouveaux travaux ont été effectués dans la concession du Montet de 1941 à 1943, atteignant seulement des traces de charbon de très mauvaise qualité (75 à 85 % de cendres).

Sillon houiller

Les nombreux travaux de recherche effectués le long du Sillon houiller n'ont donné lieu qu'à une seule concession, celle de Pochonnière. Près de Chapette, après des premiers travaux sans succès vers 1827, un peu de houille a été extraite de 1836 à 1838, terreuse et inutilisable (Boulanger, 1844). En 1827 également, des travaux débutent à Deux-Chaises avec de nombreux puits dont un recoupait deux couches de houille à faible profondeur.

Pour la concession de La Pochonnière, allant de Deux-Chaises à Saint-Marcel-en-Murat, les archives mentionnent de nombreux travaux, pas toujours situés : un puits en 1836, une période d'activité de 1850 à 1857 pendant laquelle 6 480 m³ auraient été dépilés. Le puits Saint-Marcel et les 2 puits de La Pochonnière ont permis d'atteindre des couches de charbon d'épaisseurs notables (0,50 à 2 m, renflements jusqu'à 4 m) qui ont fait l'objet de dépilages. En 1855-1857, le puits Boulbert (Sud-Ouest de Chapette) recoupe aussi quelques veines de charbon.

L'activité, arrêtée en 1860, reprend en 1907-1909 par un puits et travers-bancs, stériles.

Elle s'arrête à nouveau pour reprendre en 1941-1944 par un nouveau puits, près de celui de Boulbert, avec un travers-banc recoupant 2 couches de charbon. Ce sont les derniers travaux sur la concession.

Dans le secteur de La Pochonnière, les archives font état de 4 couches principales, très redressées, avec fréquents renflements et amincissements, tandis qu'une géométrie en « noyaux » isolés caractérise les travaux du puits Saint-Marcel.

Bassin de Villefranche

Les seuls indices de charbon signalés sur la feuille Montmarault sont celui de Murat où, en 1905, de petits travaux ont rencontré des veines de « houille argileuse », et celui de La Grande-Vat, en limite de la feuille Montluçon.

Matériaux de carrières

Matériaux concassés

La Société des carrières et sablières du Centre exploite, pour concassés routiers et bétonniers, l'importante carrière de Bransat (leptynites et gneiss de la formation de Breuilly—Cesset) et celle de Voussac (migmatites granitoïdes de la série de la Sioule). Principales caractéristiques techniques des matériaux produits : essais Los Angeles 17 à 19 en général, coefficient de polissage accéléré (CPA) 0,54.

Au Nord-Est de Chavenon, une carrière exploite le granite de Montmarault.

Certaines roches ont été jadis exploitées pour l'empierrement : au siècle dernier, le quartz des grands filons du bois des Mosières (Nord de Fleuriel) et les pegmatites de Verzun (Sud-Ouest de Target) ; plus tard, les leptynites de Breuilly—Cesset ont fourni quelques dizaines de mille tonnes de concassés. D'autres carrières, dans des granites leucocrates filoniens, ont probablement fourni le même type de matériaux.

Pierres de construction (anciennes exploitations)

Parmi les carrières de grès houillers exploités pour pierre de taille, C. Boulanger (1844) signale celles de Chaumont (Nord-Ouest de Saint-Priest-en-Murat), qui fournissaient quelques meules à aiguiser et les pierres de construction des villages avoisinants : grès à grain fin en général.

De nombreuses carrières, généralement peu importantes, ont fourni des moellons pour les constructions locales : grès du houiller, du Tertiaire (grès rouges « sidérolitiques » à l'Ouest de Murat : Risseau, Puymorin ; grès grossiers tendres : Les Bazins au Nord-Ouest de Murat, forêt de Château-Charles et La Jissière sur le Sillon houiller) ; roches du socle (migmatites, granites porphyroïdes et surtout granites leucocrates filoniens).

Argiles pour briques et tuiles (anciennes exploitations)

Les gisements sont rares. A Beau (Nord de Murat), des argiles de l'Autunien rouge ont été exploitées. Les alluvions argileuses de certains ruisseaux et certains «limons» argileux des plateaux (altérites évoluées) furent employées longtemps, et jusqu'à une époque récente, par des tuileries et briqueteries artisanales. La dernière à fermer fut celle de La Roussille (Sud-Ouest de Chareil-Cintrat).

Pierre à chaux (anciennes exploitations)

Les carrières de Codret (Sud de Bransat) ont fourni d'importantes quantités de pierre à chaux jusque vers 1950.

Les calcaires de la butte des Trequins (Nord-Ouest de Chareil-Cintrat) furent exploités pour la production de chaux, mais également utilisés crus comme amendement.

Le lambeau de calcaire sableux des Curets (Nord-Est de Target) a été exploité au siècle dernier pour produire de la chaux agricole.

Minéralisations hydrothermales

Barytine

Au lieu-dit *Les Brosses* (fig. 1), à 2 kilomètres au NNW de Saint-Sornin, la barytine a été recherchée dans les années 1960 au moyen d'une descenderie fondée par la Société des carrières de Montalimbert, exploitante d'un gisement voisin (cf. feuille Bourbon-l'Archambault). Un filon quartzo-barytique ou sporadiquement de barytine blanche, de puissance décimétrique à semi-métrique, occupe une structure de direction E-W à WSW-ENE localement décrochée par failles N-S, que l'on peut suivre jusqu'à l'indice *des Granges*, à 3 kilomètres à l'Est.

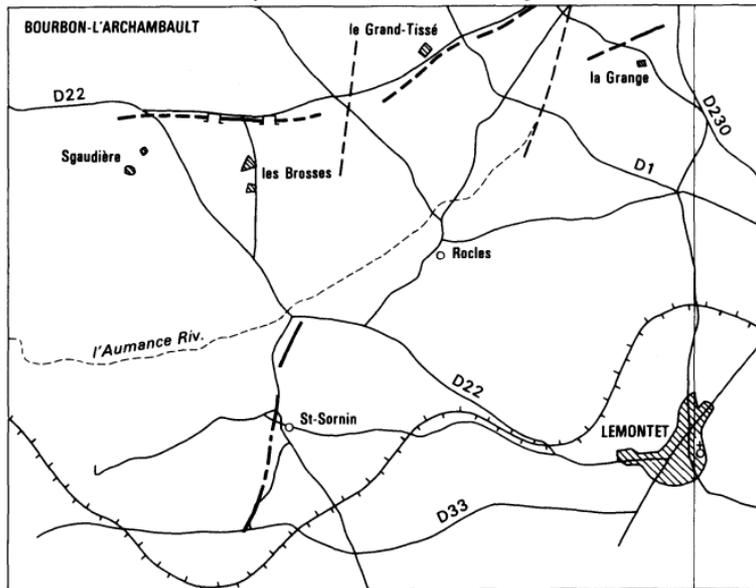
Ces indices ne présentent pas d'intérêt économique, mais il faut souligner que la structure Les Brosses-Les Granges est parallèle et comparable à la structure des Guyonnières (cf. feuille Bourbon-l'Archambault) dont un panneau décroché et plus puissant pourrait être le filon exploité à Montalimbert jusqu'en 1975.

Des tranchées foncées au lieu-dit *Le Lion* au Nord de Saint-Sornin ont également rencontré une structure occupée de façon lenticulaire par du quartz et de la barytine (puissance maximale observée 0,40 mètre). Cette structure, orientée NNE-SSW, a été suivie sur 1,5 kilomètre jusqu'au lieu-dit Les Jean-Thomas au Sud de Saint-Sornin. Cette direction est celle des «croiseurs» qui décrochent le filon de Montalimbert.

Antimoine

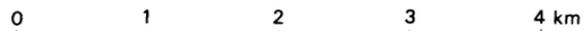
L'antimoine a été exploité au XVIII^e siècle à *Montmalard* (fig. 1), commune de Bresnay, par les Chartreux de Moulins. Une vingtaine de puits de

Indices de barytine des Brosses, la Grange, St-Sornin



Légende :

- Structure filonienne minéralisée
- - - Extension probable (minéralisée ou non)
- · - · Structure décrochante probable
- Ancien puits de mine (recherche ou exploitation)
- ┌─ Ancienne descenderie ou galerie
- ▣ la Grange Localité ayant donné son nom à un indice



Indices d'antimoine de Montmaldard, les Bergerats

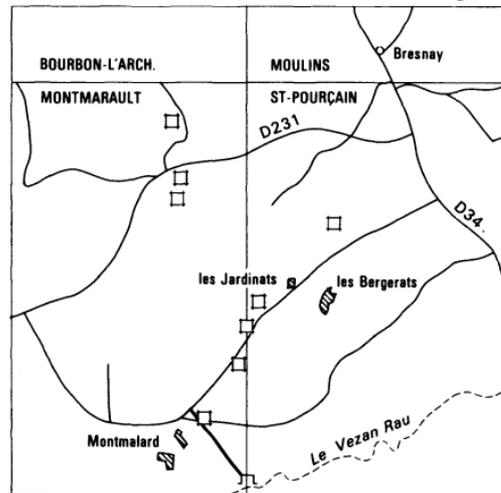


Fig. 1

TABLEAU 1 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Les Brosses Calvaire des Brosses Grand-Tissé	2.4001	Ba	Quartz, Barytine	Filon	Granite	Longue structure, 800 m, peu puissante. Les recherches en descenderie jusqu'au niveau - 20 ont reconnu un panneau de 300 m. Prospection alluvionnaire, marteau, hydrochimique.
La Grange	2.4002	Ba	Quartz Barytine	Filon	Granite	Structure quartzreuse, 200 m, reconnue par prospection marteau, alluvionnaire et hydrochimique.
Rocles	2.4003	U	Oxyde uranium	Filon	Granite	Indice de la carte métallogénique 1/320 000, non retrouvé sur le terrain, position incertaine à localiser.
Saint-Sornin—Le Lion Les Thomas	2.4004	Ba	Quartz Barytine Galène	Filon	Granite	Structure très longue, soulignée par de grosses volantes ; prospection.
Le Montet	3.4001	Cha	Houille	Stratiforme	Grès, schiste, poudingue	De nombreux puits, remblayés, ont exploité un petit faisceau. Production de quelques milliers de tonnes de charbon à 10 % de cendres et 29 % de matières volatiles.
Les Bérauds	3.4002	Cha	Houille	Stratiforme	Grès, schiste, poudingue	Petites exploitations anciennes par puits de 60 à 90 m.
Les Gabeliers	3.4003	Cha	Houille	Stratiforme	Grès, schiste poudingue	Recherche et exploitation du XIX ^e s., puits des Eaux, Jacques, Craussardière de 40 à 90 m. Puits Pieron : 104 m.

TABLEAU 1 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Montmalard	4.4001	Sb	Quartz Stibine Mispickel Sénarmontite	Filon	Granite Brèche	En 1763, une vingtaine de puits de 15 à 20 m et 2 galeries de 50 à 60 m, placées à flanc de coteau. Halles des travaux, 1907/1908, comprenant puits et tranchées. Petite production.
La Pochonnière Boulbert	6.4001	Cha	Houille	Stratiforme	Grès, schiste, poudingue	Plusieurs puits de 25 à 66 m répartis le long du Sillon houiller, 3 couches de 0,2 à 2,5 m maximum. Production 3 000 t en 1907. Abandon en 1944, remblayés.

TABLEAU 2 : INDICES MINÉRALISÉS REPÉRÉS AU COURS DES LEVÉS

Localité ou lieu-dit	Commune	Coordonnées Lambert			Description sommaire
		x	y	z	
Père	Saint-Priest-en-Murat	642,68	153,25	-	Cataclasite de granite \pm argilisé (blocs épars) minéralisée en <i>barytine</i> .
Le Levant	Deux-Chaises	654,900	155,100	+ 473	Granite cataclasé, bréchique, minéralisé en <i>fluorine</i> claire (petite carrière).
La Croix-du-Fouet	Deux-Chaises	652,85	152,13	+ 480	Quartz bréchique à géodique minéralisé en <i>barytine</i> (structure filonienne E-W probable).
Ruisseau de la Lande	Tronget	656,370	160,260	+ 408	<i>Barytine</i> abondante dans les labours.
Les Ébaudis	Cressanges	660,250	158,580	+ 445	Quartz bréchique \pm imprégné de fine <i>pyrite</i> (affleurement et blocs : déblai autoroute ; structure filonienne NW-SE probable).

15 à 20 mètres de profondeur ont été foncés. La production dut atteindre quelques dizaines de tonnes de minerai. La dernière tentative d'exploitation remonte à 1907-1908 : travaux de Péronneau consistant en un puits de 10 mètres et 2 galeries à flanc de coteau qui ont permis de mieux cerner la géométrie du gisement : chevelu de filonnets et filons de quartz antimonié dans une caisse mylonitique, d'orientation NW-SE. Le « filon des Jardinats » ou « des Bergerats » (feuille Saint-Pourçain-sur-Sioule) appartiendrait à cet ensemble. Les haldes encore visibles livrent de la stibine, du mispickel et des « oxydés » (notamment de la sénarmontite).

Uranium

Des « oxydés » d'uranium sont signalés ponctuellement dans les fractures proches du Sillon houiller.

Les gîtes et indices minéraux répertoriés sur la feuille et ceux repérés au cours des levés font l'objet des tableaux 1 et 2.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

BIBLIOGRAPHIE

BARBARIN B., BELIN J.M., FERNANDEZ A., GROLIER J., LACOUR A., TURLAND M. (1985) — Observations de pétrologie structurale sur le granite de Montmarault (Allier, Puy-de-Dôme). *Géol. de la France*, n° 4, p. 381-388.

BELKESSA R. (1979) — Hydrogéologie de la zone granitique de Montmarault (Allier). Rapport BRGM 79 SGN 626 AUV.

BERTRAND-SARFATI J., FREYTET P., PLAZIAT J.C. (1966) — Les calcaires concrétionnés de la limite Oligocène-Miocène des environs de St-Pourçain-sur-Sioule (Limagne d'Allier) : rôle des algues dans leur édification ; analogie avec les stromatolites et rapports avec la sédimentation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e série, t. VIII, n° 5, p. 652-662.

BESSELES B. (1951) — Étude géologique de la partie sud du Bourbonnais à l'Est de Montluçon. Dipl. de géologue pétrographe, univ. Clermont-Ferrand.

BOISSONAS J., DEBÉGLIA N. (1976) — Étude géophysique du granite magnétique de Montmarault (Allier) et corrélation avec la pétrographie. Rapport BRGM 76 SGN 401 GPH.

BOULANGER C. (1844) — Statistique géologique et minéralurgique du département de l'Allier. Moulins : imp. P.A. Desrosiers, édit.

CLOZIER L., GONZALEZ G., MAZEAUD N., TURLAND M. (1982) — Inventaire des ressources nationales de charbon. Gisement de Deneuille-Villefranche (Allier). Rapport de fin de campagne (1981-82). Rapport BRGM 82 SGN 508 GEO.

DEBÉGLIA N., GÉRARD A. (1975) — Apport de l'aéromagnétisme à l'étude géologique du Nord du Massif central. *Bull. BRGM*, 2^e série, n° 3.

DEBRIETTE P. (1985) — Étude géologique du bassin permio-carbonifère de la Queune (Allier). Mém. de DER, univ. Dijon.

DESROUSSEAU J. (1938) — Bassins houillers et lignitifères de la France. Mém. annexe à la Statistique de l'industrie minière. Paris : Imp. nationale.

DONNADIEU J.P. (1976) — Données nouvelles sur les formations de l'Éocène continental (Bartonien sens large) du Sud-Ouest du Bassin parisien : les dépôts de Brenne et les confins du Poitou. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XVIII, n° 6, p. 1647-1658.

DONSIMONI M. (1975) — Étude des calcaires concrétionnés lacustres de l'Oligocène supérieur et de l'Aquitainien du bassin de Limagne (Massif central, France). Thèse 3^e cycle, univ. Paris VI.

DUTHOU J.L. (1967) — Étude du massif de Tréban (Allier). Thèse 3^e cycle, univ. Clermont-Ferrand.

EDEL J.B. (1985) — Magnétisme et paléomagnétisme des roches du socle au Sud de l'anomalie magnétique du bassin de Paris. *Documents du BRGM*, n° 95-2.

FARJANEL G., TURLAND M. (1985) — Premières datations par palynologie du Paléogène du bassin de Cosne-d'Allier. *Bull. inf. géol. bassin Paris*, vol. 22, n° 4.

FAVROT J.C., GUYON A., avec la coll. de BONFILS P. (1973) — Étude pédologique de la Combraille et du bocage bourbonnais (Allier). Centre de recherches agronomiques, Montpellier. SES n° 197, mars 1973, 1 vol. 130 p., 1 vol. annexes, 1 carte des sols à 1/100 000.

GENTILHOMME P. (1972) — Contribution à l'étude géologique de la région de Fleuriel (série cristallophyllienne de la Sioule, Allier). Mém. de DEA, univ. Orléans.

GENTILHOMME P. (1975) — Leptynites et quartzites de Breuille-Cesset. *Rev. scient. Bourbonnais*, 1975, p. 82-101.

GROLIER J. (1965) — Contribution à l'étude géologique des séries cristallophylliennes inverses du Massif central français : la série de la Sioule (Puy-de-Dôme, Allier). Thèse, univ. Clermont-Ferrand et *Mém. BRGM*, n° 64, 1971, 163 p.

GROLIER J., HERZ N., DUTHOU J.L., MERGOIL J., MONIER J., RISS J., de la ROCHE H., ROQUES M., SOSSA M., STUSSI J.M., TURLAND M., VACHETTE M. (1984) — Idées actuelles (mars 1984) sur la géologie, la géochimie et la géochronologie du complexe granitique de Montmarault

(Allier, Puy-de-Dôme). Géologie profonde de la France (thème 2) : socle et socle caché en Bourbonnais. Rapp. de fin de contrat, lab. pétrologie, univ. Orléans.

GROLIER J., LETOURNEUR J. (1968) – L'évolution tectonique du grand Sillon houiller du Massif central français. XXIII International geological congress, Prague, section 1, p. 107-116.

HASLAM N.W. (1968) – The cristallisation of intermediate and acid magma at Ben Nevis. *Scotland journal of Petrology*, part 1, p. 83-104.

HUGUENAY M. (1965) – Les Chiroptères du Stampien supérieur de Code-ret–Bransat (Allier). *Doc. lab. géol. fac. sci. Lyon*, n° 9.

HUGUENEY M. (1969) – Les Rongeurs (Mammalia) de l'Oligocène supérieur de Coderet-Bransat (Allier). *Doc. lab. géol. fac. sci. Lyon*, vol. 34, 227 p.

HUGUENEY M. (1972) – Les Talpidés (Mammalia, Insectivora) de Code-ret-Bransat (Allier) et l'évolution de cette famille au cours de l'Oligocène supérieur et du Miocène inférieur d'Europe. *Doc. lab. géol. fac. sci. Lyon*, n° 50, p. 1-81.

LARQUÉ P. (1981) – Mise au point sur les paléo-altérations rubéfiées à kaolinite des bassins de l'Est du Massif central. Existence de deux périodes d'altération rubéfiante dans le Paléogène du Velay. *Sci. géol.*, bull 34, 4, p. 183-191.

LAUNAY L. (de) (1923) – Notes sur le terrain tertiaire de la Limagne bouronnaise. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 147, tome XXVI.

LECHEVIN J.M. (1973-1974) – Histoire des mines de charbon de terre du bassin de la Queune en Bourbonnais. T 1 : Le XVIII^e siècle, 247 p., Moulins, 1973. T. 2 : Le XIX^e siècle et de 1899 à 1943, 195 p., Moulins, 1974.

LEMAIRE D. (1987) – Propriétés gravimétriques et magnétiques des plutons en relation avec leur composition chimique et leur mode de mise en place. Exemples pris dans le Nord du Massif central. Thèse univ. Paris-Sud.

LEROUGE G. (1984) – Contributions à l'étude de la fracturation du NW du Massif central et du Sud du bassin de Paris (France). Thèse 3^e cycle, univ. Orléans.

LETOURNEUR J. (1953) – Le grand Sillon houiller du Plateau central français. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 238, t. LI, p. 1-236.

LUCAZEAU F., BAYER R. (1982) – Évolution géothermique et géodynamique du Massif central français depuis l'Oligocène. *Ann. Géophys.*, t. 38, pp. 3-25.

MERGOIL J. (1958) – Relevé géologique de la tranchée du feeder du gaz de Lacq. Rapports BRGM A 1498-4 et A 1450.

MORIN M. (1951) — La pédologie et les sources dans la pénéplaine granitique. *A.F.E.S.*, bull. mens. n° 20, avril 1951.

PECOIL R. (1949) — Alimentation en eau potable du sanatorium Marie-Mercier à Rocles. Rapport géologique du 8-11-1949.

PECOIL R. (1960) — Esquisse géologique et hydrogéologique du Département de l'Allier. *Bull. Inst. nat. hygiène*, t. 15, n° 2, p. 340-366.

PRUVOST P., BOUGNÈRES L., DESCHAMPS M. (1955) — L'arkose de Cosne (Allier). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 241, p. 1361-1364.

RAVIER J., CHENEVOY M. (1979) — Présence de formations granulitiques jalonnant un linéament crustal dans la série cristallophyllienne de la Sioule (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 288, sér. D, p. 1703-1706.

REY R. (1972) — Nouvelles extensions du calcaire de Moulins dans le Département de l'Allier. *Rev. scient. Bourbonnais*, 1972, p. 84-110.

RICHARD J. (1938) — Étude de la série cristallophyllienne renversée de la vallée de la Sioule aux confins de l'Auvergne et du Bourbonnais. *Rev. sci. nat Auvergne*, Clermont-Ferrand, vol. IV, fasc. I, p. 1-37.

ROQUES M., GROLIER J., SOSSA-SIMAWANGO M., TURLAND M. (1980) — Résultats des mesures géochronologiques pour le BRGM. Univ. Clermont-Ferrand (15-2-1980).

SABATIER H. (1980) — Vaugnérites et granites: une association particulière de roches grenues acides et basiques. *Bull. Minéral.*, 103, p. 507-522.

SOSSA-SIMAWANGO M. (1980) — Contribution à la pétrologie, la géochimie, la géologie structurale du massif granitique de Montmarault (Massif central français). Thèse 3° cycle, univ. Orléans.

SOSSA-SIMAWANGO M., de la ROCHE H., STUSSI J.M., GROLIER J. (1984) — Le massif granitique de Montmarault (Massif central français) dans son domaine centre-oriental. Fondements pétrographiques et géochimiques d'une hypothèse de bimagmatisme avec contamination. *Doc. BRGM*, n° 81-2, p. 107-129 (Géologie profonde de la France, thème 2).

THIRY M., SCHMITT J.M., TRAUTH N., COJEAN R., TURLAND M. (1985) — Formations rouges « sidérolithiques » et silicifications sur la bordure nord du Massif central. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, vol. 24, fasc. 5, p. 381-395.

THIRY M., TURLAND M. (1985) — Paléotoposéquences de sols ferrugineux et de cuirassements siliceux dans le Sidérolithique du nord du Massif central (bassin de Montluçon-Domérat). *Géol. de la France*, n° 2, 1985, p. 175-192.

TOURENQ J., TURLAND M. (1982) — Datation et corrélations de formations détritiques azoïques par les minéraux lourds des volcans du Massif

central. Synchronisme du Tertiaire terminal de Cosne-d'Allier et des Sables et argiles du Bourbonnais à l'aide des zircons volcaniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 294, série II, p. 391-394.

TURLAND M. (1983) – L'« arkose de Cosne » et le « sidérolithique » dans la région de Montluçon et de Cosne-d'Allier. *Géol. de la France* (2), I, n° 1-2, p. 149-154.

TURLAND M. (1990) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Bourbon-l'Archambault (597) – Orléans : BRGM, 82 p. Carte géologique par TURLAND M. *et al.* (1990).

VIRET J. (1928) – Les faunes de mammifères de l'Oligocène supérieur de la Limagne bourbonnaise. *Ann. univ. Lyon*, nouv. sér. 1, fasc. 47, p. 1-328.

WEBER C. (1973) – Le socle antétriasique sous la partie sud du Bassin de Paris d'après les données géophysiques. *Bull. BRGM* (2^e série), section II, n° 3 et 4, p. 219-343.

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. Ces documents peuvent être consultés à l'agence régionale Auvergne, BP 186, 63174 Aubière-cedex, ou bien au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES ET ANALYSES

Palynologie : G. Farjanel (BRGM).

Pétrographie : A.M. Hottin (BRGM), pour les roches du socle et volcaniques ; P. Marteau (BRGM), pour les terrains sédimentaires.

Diffractionnismes : BRGM, département Analyses.

Minéraux lourds : J. Tourenq (univ. Paris VI).

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par M. TURLAND (BRGM) avec la collaboration de :

– P. GENTILHOMME (BRGM), pour la série métamorphique de la Sioule et les roches intrusives associées ;

– J.L. DUTHOU (CNRS, Clermont-Ferrand) pour le massif granitique de Tréban ;

– D. d'ARCY (BRGM), pour l'hydrogéologie ;

– J.P. CARROUÉ (BRGM), pour les gîtes minéraux ;

– N. DEBÉGLIA (BRGM), pour les données gravimétriques et magnétiques.

ANNEXE 1

DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES ET MAGNÉTIQUES

Les interprétations gravimétriques et magnétiques à la géologie du socle ont été réalisées pour être intégrées aux notices des 4 feuilles géologiques du Bourbonnais : Hérisson, Bourbon-l'Archambault, Montluçon et Montmarault.

Origine et nature des données

Les données gravimétriques sont celles de la Carte gravimétrique de France (éditée aux échelles du 80 000^e et 1 000 000^e). Dans le Bourbonnais, la densité moyenne des mesures est de l'ordre de 0,5 à 1 station au km².

L'anomalie de Bouguer A est obtenue à partir des mesures du champ de pesanteur selon la formule suivante : $A = G - G_0 + C_z + T$. G est le champ de pesanteur mesuré dans le système dit CGF de la Carte gravimétrique de France ; G₀ est le champ de pesanteur normal calculé en fonction de la latitude du lieu (formule de Stockholm, 1930) ; C_z est la correction d'altitude calculée en fonction de la densité moyenne attribuée aux terrains superficiels et proportionnelle à l'altitude du point de mesure ; T est la correction topographique des effets du relief proche de la station.

Le calcul de l'anomalie de Bouguer permet d'isoler les variations de la gravité qui sont dues à des hétérogénéités géologiques superficielles, de celles qui sont relatives à l'altitude et à la latitude. L'anomalie de Bouguer correspond ainsi à la composante verticale de l'attraction attribuable aux différences de densité par rapport à un modèle formé de couches concentriques homogènes. Dans le cas présent, la densité des terrains superficiels de ce modèle a été prise égale à 2,7, densité moyenne habituellement admise pour les roches de socle.

La précision de la carte d'anomalie de Bouguer est estimée à 1 mGal.

Les données aéromagnétiques sont issues d'un levé réalisé en 1972 par la Compagnie générale de géophysique (CGG) pour le compte de l'Institut national d'astronomie et de géophysique (INAG). Les mesures ont été effectuées sur des lignes de vol Est-Ouest, espacées de 2 km et recoupées tous les 10 km par des traverses Nord-Sud, à une altitude de vol barométrique constante de 1200 m. Le magnétomètre à haute sensibilité utilisé pour ce levé permet, à l'issue de la compilation de l'étude, de restituer, après soustraction du champ normal, des cartes de l'anomalie du champ magnétique totale dont la précision est estimée à 1 nT.

L'anomalie du champ magnétique traduit ainsi l'effet de l'aimantation des roches induite par le champ magnétique actuel ou acquise antérieurement (aimantation rémanente). La valeur de cette aimantation dépend du pourcentage et de l'aimantation des minéraux magnétiques (principalement magnétite et pyrrhotine) contenus dans la roche.

Mesures de densité et de susceptibilité magnétique des formations du socle du Bourbonnais

On peut démontrer que la connaissance du champ gravimétrique en surface ne suffit pas pour déterminer la répartition des masses en profondeur. Théoriquement, une infinité de répartitions différentes peut être à l'origine de la même anomalie en surface. En pratique, la connaissance de valeurs vraisemblables pour la densité des roches permet de limiter cette indétermination. En magnétisme, une semblable ambiguïté existe également.

Un échantillonnage assez complet des formations du socle du Bourbonnais a été réalisé lors de l'interprétation du levé aéromagnétique de 1972 (Debéglija et Gérard, 1975 ; Boissonas et Debéglija, 1976 ; Sossa-Simawango, 1980). Les résultats des mesures de densités et susceptibilités des échantillons de la feuille Montmarault sont résumés dans le tableau 3.

Tableau 3 – Mesures de densités et susceptibilités

N° site ou nom	Nature	X	Y	\bar{d}	n	σ	Δd	$\bar{\chi}$	n	σ	$\Delta\chi$
Fleuriel	hornblendite			2,810	n	0,07	2,76 à 2,86	4	2		2 à 6
Sazeret (M3)	granite	647,7	149,5	2,560	5	0,04	2,49 à 2,59	7	5		5 à 9
Les Valaux (M4) Ruisseau des Prugnes	syénite	646,8	151,5	2,650	5	0,05	2,56 à 2,69	21	5		18 à 23
Les Valaux (M4)	granite	646,8	151,5	2,660	5	0,04	2,61 à 2,69	18	5		10 à 22
Chavenon (M15a)	syénite	646,7	158,0	2,720	7	0,03	2,69 à 2,76	1217	7	335	710 à 1 620
Murat Est (M9)	granite	645,0	156,1	2,550	4		2,50 à 2,58	7	4		3 à 10
Chemin des Forges (M10)	granite	647,8	156,2	2,540	1			81	1		
Chemin des Durands (M11)	granite	648,5	156,2	2,560	3		2,55 à 2,58	13	3		11 à 15
Chemin des Blatières (M12)	granite	650,7	156,2	2,550	1			58	1		
Chavenon (M15b)	granite	646,7	158,0	2,590	4	0,08	2,53 à 2,71	61	4		17 à 182
Chappes (M101)	granite	645,8	154,4	2,650	1			506	1		
Chappes (M102)	granite	648,7	154,2	2,560	1			174	1		
Chappes (M103)	granite	648,2	154,1	2,690	1			532	1		
Chappes (M104)	granite	647,7	155,8	2,660	1			163	1		
Chappes (M105)	granite	648,5	155,9	2,635	2		2,63 à 2,64	706	2		649 à 764
Chappes (M106)	granite	649,2	156,0	2,590	1			366	2		
Chappes (M108)	granite	650,6	157,6	2,610	1			5	1		

N° site ou nom	Nature	X	Y	\bar{d}	n	σ	Δd	$\bar{\chi}$	n	σ	$\Delta\chi$
Chappes (M111)	granite	645,0	156,8	2,615	2		2,59 à 2,64	18	2		18 à 18
Chappes (M113)	granite	650,3	160,9	2,555	2		2,54 à 2,57	29	2		3 à 56
Chappes (M114)	granite	645,4	148,2	2,500	1			3	1		
Chappes (M115)	granite	645,3	148,7	2,460	1			4	1		
Chappes (M117)	granite	644,6	151,4	2,600	1			424	1		
Chappes (M120)	granite	641,8	149,9	2,610	2		2,58 à 2,64	6	2		4 à 9
Chappes (M123)	granite	643,3	147,6	2,600	4		2,58 à 2,63	85	4		17 à 57
Chappes (M124)	granite	644,1	147,6	2,580	1			7	1		
Chappes (M127)	granite	648,8	149,7	2,610	3		2,60 à 2,62	2	3		0 à 6
Chappes (M132)	granite	649,5	153,5	2,610	1			81	1		
Chappes (M133)	granite	649,9	153,7	2,580	1			3	1		
Chappes (M134)	granite	649,9	154,1	2,570	2		2,56 à 2,58	4	2		1 à 7
Chappes (M144)	granite	646,6	152,1	2,660	2		2,60 à 2,72	86	2		4 à 168
Chappes (M145)	granite	644,3	153,8	2,580	2		2,56 à 2,60	7	2		6 à 8
Chappes (M146)	granite	643,7	153,0	2,600	1			2	1		
Chappes (M147)	granite	645,8	151,1	2,660	1			2318	1		
Chappes (M149)	granite	643,7	149,1	2,560	1			24	1		
Chappes (M151)	granite	644,6	146,2	2,550	2		2,54 à 2,56	13	2		11 à 14
Chappes (M152)	granite	645,6	146,8	2,590	1			10	1		
Chappes (M153)	granite	644,3	142,0	2,580	1			109	1		
Chappes (M158)	granite	642,5	145,2	2,565	2		2,55 à 2,58	96	2		8 à 184

X, Y : coordonnées Lambert

d : densité moyenne (g/cm^3)

n : nombre d'échantillons

σ : écart-type

Δd : amplitude de variation de la densité

$\bar{\chi}$: susceptibilité ($\times 10^{-6}$ uem CGS)

$\Delta\chi$: amplitude de variation de la susceptibilité

Ces travaux ont été complétés, dans le cadre du programme Géologie profonde de la France, par une étude paléomagnétique (Edel, 1985).

Les densités mesurées sur des échantillons prélevés en surface peuvent être, pour certains sites, affectées par des phénomènes d'altération qui minimiseront les valeurs obtenues. Il est cependant possible de classer les formations présentes en fonction de leur densité. Les leucogranites, avec une densité moyenne de 2,6 (de 2,51 à 2,69) et les formations carbonifères ont les densités les plus faibles. Granites et syénites auraient respectivement des

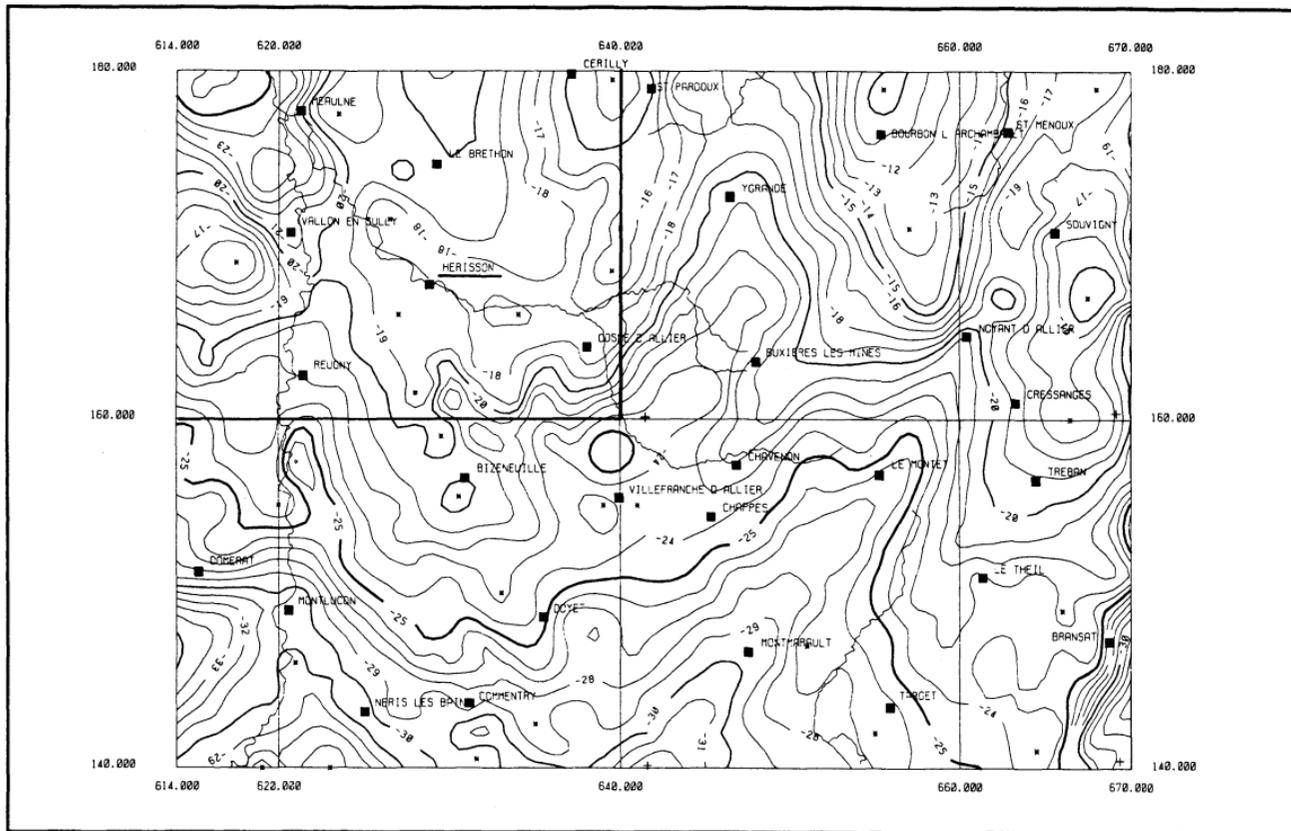


Fig. 2 - Anomalie de Bouguer (mGal)

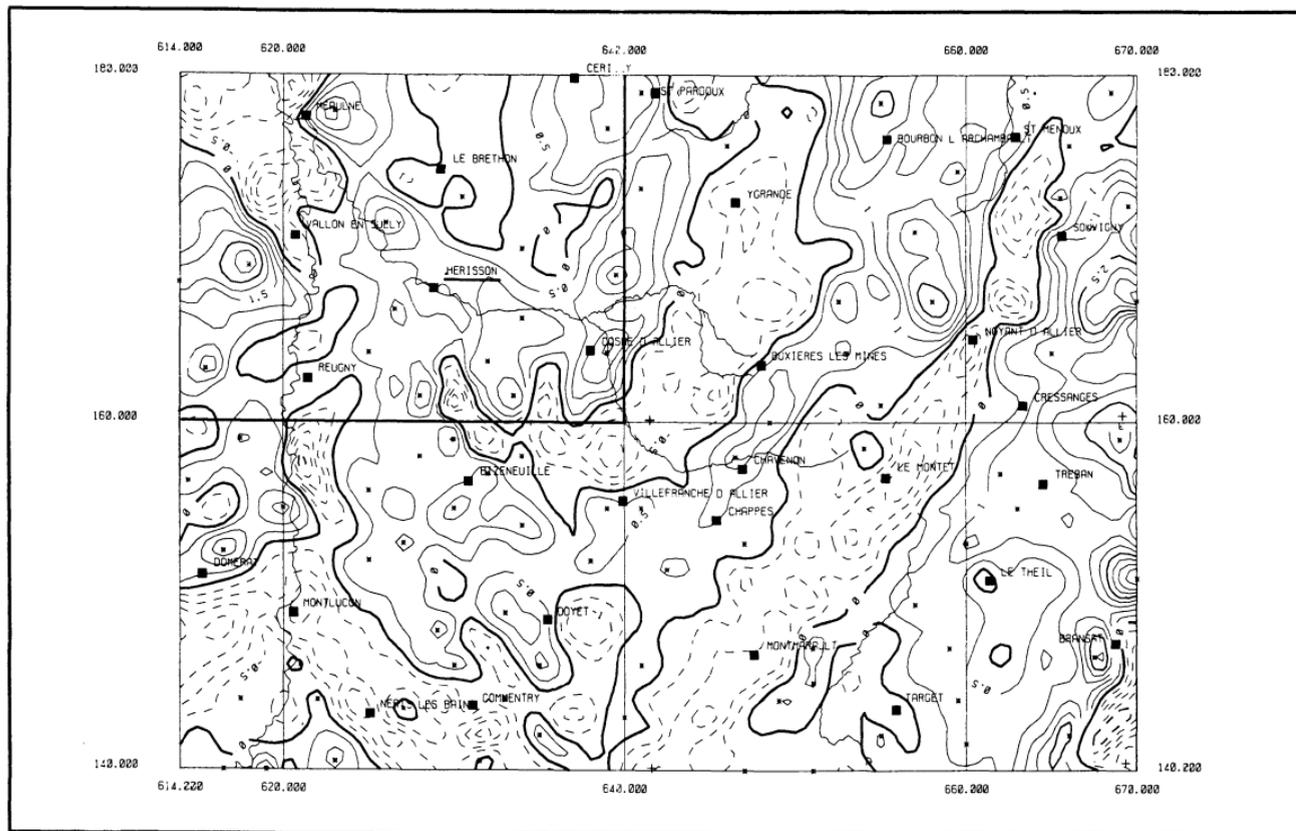
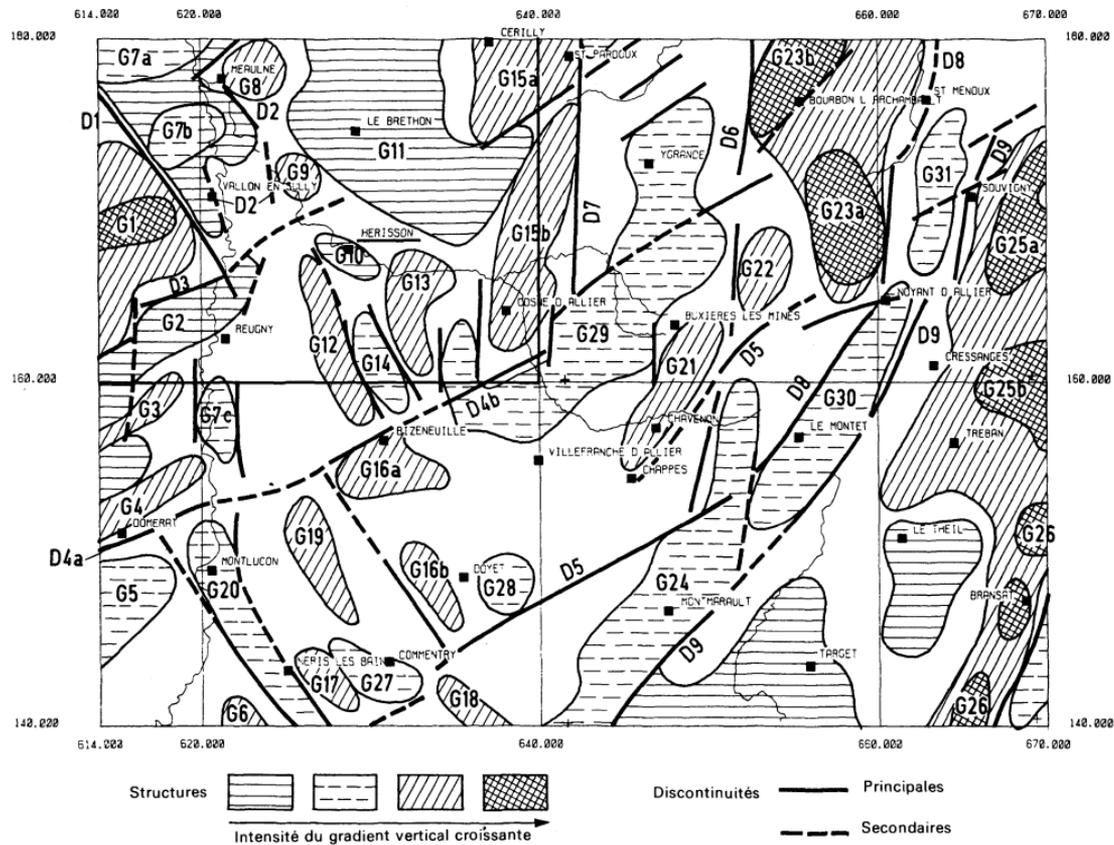


Fig. 3 - Gradient vertical de l'anomalie de Bouguer (mGal/km)



densités moyennes de 2,63 (2,5 à 2,8) et 2,69 (2,56 à 2,76). Les tufs viséens présentent des densités moyennes de 2,68 (2,65 à 2,72). Les roches denses sont les diorites avec une densité moyenne de 2,78 (2,71 à 2,90), les amphibolites avec une moyenne de 2,76 (2,64 à 2,97), et les gneiss dont la densité moyenne est 2,79 (2,67 à 3,05).

Dans les formations aimantées de manière significative, l'aimantation induite reste toujours supérieure à l'aimantation rémanente (le facteur de Koenigsberger moyen, c'est-à-dire le rapport de l'aimantation rémanente sur l'aimantation induite, serait de l'ordre de 0,25 d'après J.B. Edell). Les susceptibilités magnétiques des leucogranites (Le Brethon et Thizon) sont faibles ($< 30.10^{-6}$ uem CGS). Dans le granite de Montmarault, elles varient considérablement d'un point à l'autre, de 3 à 2318.10^{-6} uem CGS (susceptibilité moyenne: 176.10^{-6} uem CGS; écart-type: 376.10^{-6} uem CGS). La diorite de Cosne-d'Allier a une susceptibilité de 786.10^{-6} uem CGS, sa susceptibilité pouvant atteindre 1620.10^{-6} uem CGS. Les amphibolites (Fleuriel, Lavault-Sainte-Anne) ont des susceptibilités négligeables comparées aux valeurs mesurées dans les formations équivalentes du plateau d'Aigurande. Dans les gabbros-diorites du domaine de Boussac, des valeurs supérieures à 1000.10^{-6} ont été mesurées. Une valeur moyenne de 2450.10^{-6} uem CGS a même été obtenue pour le massif d'Huriel (Lemaire, 1987).

Commentaires des cartes gravimétriques

La carte d'anomalie de Bouguer (fig. 2) comporte la somme d'effets profonds attribuables aux structures lithosphériques (Lucazeau et Bayer, 1982) et d'effets superficiels relatifs aux variations lithologiques et aux accidents affectant la partie supérieure de la croûte. Afin de faire apparaître préférentiellement ces derniers effets, une carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer a été réalisée (fig. 3). Cette transformation, qui favorise les effets gravimétriques haute fréquence correspondant à des sources proches du plan de mesure, peut être plus aisément corrélée aux cartes géologiques existantes. Elle présente également l'avantage d'être directement comparable aux cartes du champ magnétique car un gradient gravimétrique est, au niveau formel, équivalent à une composante du champ magnétique (*via* une équivalence entre densité et susceptibilité magnétique).

Ces deux documents permettent d'établir un schéma structural des sources gravimétriques (fig. 4) sur lequel sont individualisées les principales structures et discontinuités gravimétriques mises en évidence dans chaque unité géologique.

● **Unités d'Aigurande et de la Marche et leur prolongement possible à l'Est du Cher.** Le socle micaschisteux subaffleurant de l'unité de Fougères se manifeste par une anomalie positive G1 dont la partie la plus intense pourrait correspondre à des niveaux d'amphibolites non affleurants sur la feuille. Les migmatites de l'unité d'Eguzon, qui présentent par rapport à l'unité précédente un contraste de densité négatif de $-0,1$ à $-0,05$ suivant les faciès (Lemaire, 1987) se traduisent par une anomalie négative G2. Dans le domaine de Boussac, des axes anomalous positifs (G3 et G4) marquent

la présence de formations granodioritiques (Trillers), de gneiss à grenat et magnétite (site de Crevant) ou des diorites quartziques jalonnant la dislocation de la Marche.

Au Sud de Domérat, une anomalie négative intense (G5) se surimpose aux affleurements du granite à tendance leucocrate de Prémilhat. Un domaine moins négatif est mis en évidence au niveau du complexe de diorites quartziques de Lavault-Sainte-Anne. Ni cet ensemble, ni le granite de Saint-Genest (peu épais) n'ont cependant d'effets gravimétriques bien individualisés. Une anomalie positive G6 apparaît dans les migmatites au niveau de Villebret.

Le fossé sédimentaire tertiaire du Cher et les formations houillères de sa rive orientale sont à l'origine d'anomalies négatives intenses (G7a, G7b et G7c). A l'Ouest, la transition entre le socle subaffleurant et le bassin serait brutale (discontinuités D1). A l'Est, elle paraît plus complexe et moins rapide (discontinuités D2).

A l'Est du fossé du Cher, les anomalies positives G8 et G9 peuvent correspondre au prolongement des formations de l'unité de Fougères. La discontinuité D3 pourrait ainsi être la poursuite du chevauchement de Chambon. Plus à l'Est, ces structures sont oblitérées par une anomalie négative G11 correspondant à l'ensemble leuco-granitique Tronçais-Theneuille. De même, les anomalies associées aux granitoïdes du groupe Montmarault ne permettent pas de suivre clairement en gravimétrie les structures des domaines de Boussac et de Guéret au-delà de la vallée du Cher. La discontinuité D4a, qui semble être en relation avec la dislocation de la Marche (Domérat), paraît cependant pouvoir être retrouvée au Sud de Cosne-d'Allier (D4b). La diorite de Cosne-d'Allier ne crée pas d'anomalie gravimétrique significative, probablement du fait de son faible enracinement.

● **Anomalies associées aux granitoïdes du groupe Montmarault.** On note la présence d'anomalies gravimétriques positives au niveau des granites monzonitiques de Louroux-Hodement-Le Maillet (G12) et de Venas (G13) tandis que le leucogranite et le fossé d'effondrement de Louroux-Hodement se marque par une anomalie négative G14. De Cérilly à Cosne-d'Allier, un groupe d'anomalies positives G15 a et b, paraît lié principalement à l'accident Nord-Sud de Theneuille. Une partie de l'anomalie G15 peut cependant être attribuée au massif de Cérilly. Dans la région de Bize-neuille et à l'Est de Doyet, les anomalies positives les plus importantes (G16 a et b) paraissent également liées au contact faillé du granite. Il en est de même en bordure du bassin de Commentry (G17, G18) et au Nord du massif de Nérès (G19). L'anomalie négative G20 semble par contre coïncider avec une zone broyée bordant au Sud le massif de Nérès. On observe cependant un contexte gravimétrique globalement plus positif au niveau des formations granitiques.

Dans la branche est du massif de Montmarault, des anomalies positives (G21 et G22) apparaissent au niveau de faciès granodioritiques (Chavenon, Chappes). Les structures G23 a et b constituent probablement le prolongement des mêmes unités sous les formations autuniennes. Les faciès granodioritiques du massif de Montmarault paraissent limités au Sud-Est par un accident gravimétrique D5. Les faciès leucocrates du massif de Montmarault se manifestent par contre par une anomalie négative (G24).

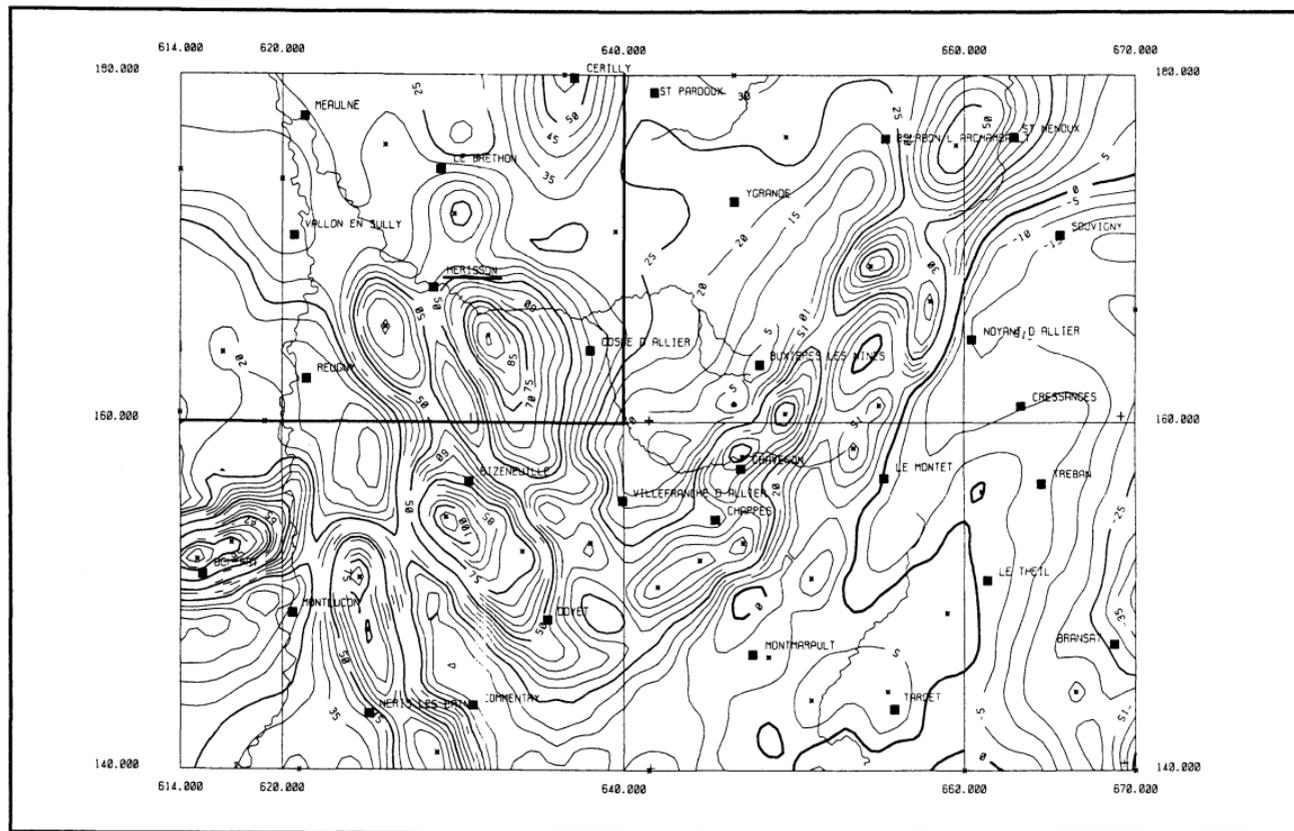


Fig. 5 - Champ magnétique réduit au pôle (nT)

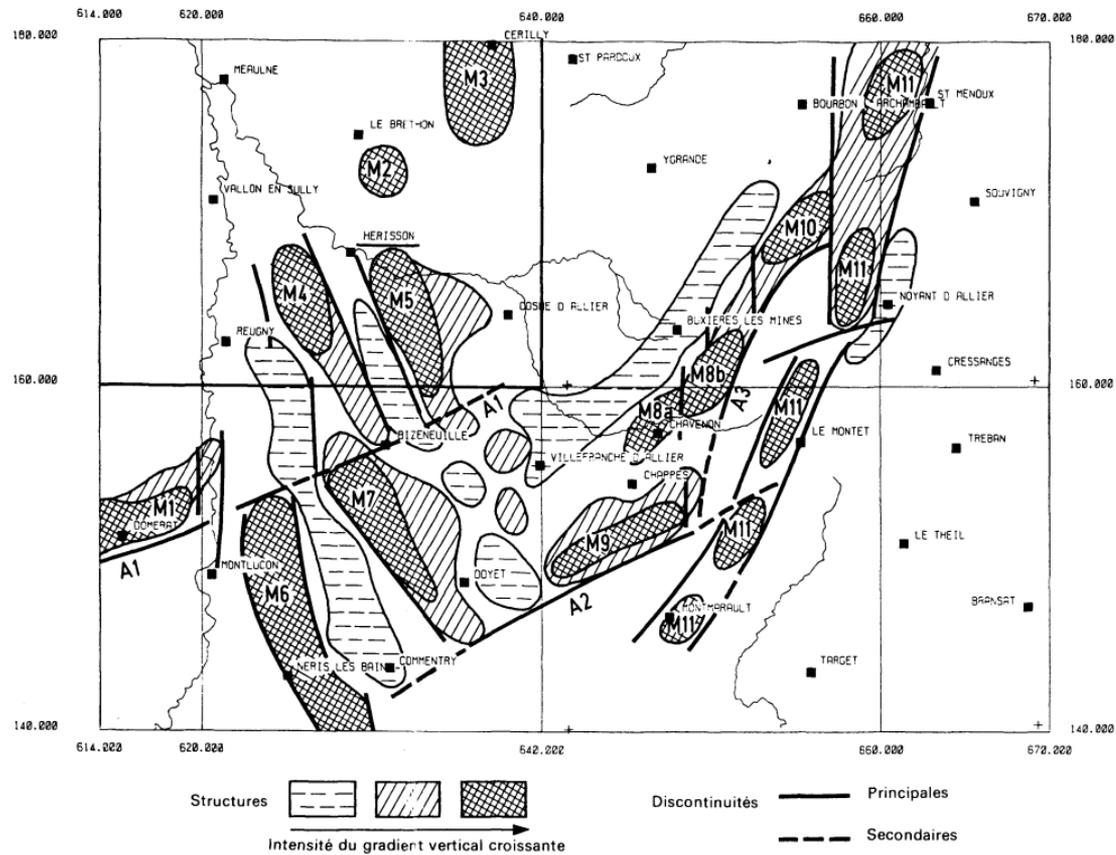


Fig. 7 - Schéma structural magnétique

● **Granite de Tréban et série de la Sioule.** Dans le granite de Tréban, à tendance granodioritique, les anomalies gravimétriques sont généralement positives (G25 a et b).

En bordure de la Limagne, un axe anomalique positif (G26) paraît correspondre à des amphibolites affleurantes au niveau de Bransat. La série métamorphique de la Sioule correspondrait plutôt à un domaine plus léger.

● **Anomalies associées à la structure des bassins carbonifères et permians.** Les formations carbonifères lorsqu'elles sont épaisses, se marquent par des anomalies négatives. On peut ainsi noter les anomalies suivantes :

— G7 a, b et c en partie pour les bassins du Cher ;

— G27 pour le bassin de Commeny ;

— G28 pour le bassin de Doyet ;

— G29 pour le bassin de l'Aumance. D'après les données gravimétriques, le bassin stéphanien se prolongerait très probablement vers le Nord sous les formations autuniennes de la symforme d'Ygrande. Les formations carbonifères paraissent limitées à l'Est par l'accident méridien de Saint-Aubin (D6). A l'Ouest, les formations autuno-stéphanien sont limitées par l'accident D7 correspondant à l'accident géologique de Saint-Pardoux. La morphologie du bassin paraît affectée par de nombreux accidents transverses d'orientation moyenne N60. A l'Est de l'accident de Saint-Aubin, le horst de Gipy-Bourbon-l'Archambault se manifeste par les anomalies positives G23 et G24 ;

— G30 pour le bassin de Noyant-Le Montet qui se prolongerait vers le Nord sous les formations du golfe de Souvigny (G31). Ce bassin est limité par les deux accidents D8 et D9. Plus au Sud, le Sillon houiller correspond à un seul accident gravimétrique D9.

Commentaires des cartes magnétiques

Les cartes du champ magnétique et du champ magnétique réduit au pôle (fig. 5) font apparaître l'opposition entre la branche ouest du massif de Montmarault, caractérisée par la présence d'anomalies intenses (jusqu'à 100 nT), et un domaine est (série de la Sioule et granite de Tréban) pratiquement amagnétique. La branche orientale du granite de Montmarault correspond à des anomalies magnétiques d'intensité moyenne (jusqu'à 50 nT). Le gradient vertical réduit au pôle (fig. 6) fait ressortir préférentiellement les effets des structures et accidents superficiels. Ces éléments ont été reportés sur le schéma structural des sources magnétiques (fig. 7).

● **Structures magnétiques en relation avec les unités d'Aigurande et de la Marche.** La structure M1, superposée au corps gravimétrique G4, est la principale structure mise en évidence. Elle est probablement attribuable à la présence des formations dioritiques et gabbroïques jalonnant la dislocation de la Marche. Cette discontinuité se manifeste par l'accident magnétique A1 qui paraît se poursuivre au-delà de la vallée du Cher.

● **Anomalies magnétiques associées aux granitoïdes du groupe Montmarault.** Les mesures d'aimantations et des profils amagnétiques réalisées au sol ont permis de montrer que les formations granodioritiques du massif

de Montmarault sont à l'origine de la plupart des anomalies observées. On peut ainsi noter les correspondances suivantes :

- anomalie M3 centrée sur le massif granitique de Cérilly ;
- anomalie M4 au niveau du granite de Louroux-Hodement dans lequel des enclaves basiques sont observées ;
- anomalie M5 en relation avec le granite de Venas. Une extension vers l'Est de cette anomalie pourrait être attribuable à l'effet de la diorite de Cosne-d'Allier. Cet effet reste cependant relativement faible ;
- anomalie M6 associée au massif de Nérès ;
- anomalie M7 en relation avec le granite de Bizeneuille ;
- anomalies M8 a et b et M9 au niveau des faciès granodioritiques de Chavenon et de Chappes. Cette structure pourrait se prolonger vers le Nord sous les formations autuniennes (M10).

Ces différentes anomalies correspondent généralement à des anomalies gravimétriques moyennes ou positives. Les faciès magnétiques et lourds du massif de Montmarault sont principalement reconnus dans la branche ouest du massif. Dans la branche est, les profils au sol ont montré que les anomalies observées, en particulier dans le secteur de Chavenon, correspondent à des structures dioritiques ou granodioritiques étroites (de l'ordre du km) dans lesquelles de fortes susceptibilités ont été mesurées (supérieures à $2\,000 \cdot 10^{-6}$ uem CGS). Les faciès magnétiques du granite de Montmarault sont limités vers le Sud-Est par les accidents A2 et A3.

● **Autres anomalies.** Un axe magnétique (M11), d'origine géologique indéterminée, est mis en évidence en bordure ouest du Sillon houiller, de Noyant à Montmarault.

Conclusion

Les données gravimétriques et surtout magnétiques sont, à l'Est de la vallée du Cher, particulièrement influencées par les phénomènes les plus tardifs : mise en place des granites du groupe Montmarault et des leucogranites associés, tectoniques cassantes et grands décrochements senestres tardi-varisques avec mise en place des bassins houillers. Il apparaît donc difficile, sauf pour les accidents les plus importants (faille de la Marche, par exemple), de suivre par ces méthodes les prolongements au-delà de la vallée du Cher, des unités des domaines Aigurande–Boussac–Marche. L'influence des accidents méridiens, qui contrôlent en particulier la mise en place du bassin autunien de l'Aumance, paraît enfin importante en gravimétrie dans le Nord du secteur étudié : on y observe en particulier un alignement des structures le long d'accidents méridiens (accident de Sancerre ; ride de Bourbon). Par contre, l'essentiel de la structuration magnétique paraît avoir été acquis antérieurement.

ANNEXE 2 : ANALYSES CHIMIQUES

d'après Sossa-Simawango (1980)

Indices	Coordonnées	Situation commune Localité, lieu-dit Coup. IGN 1/25 000	Notation sur Montmarault	Majeurs en %												Traces en ppm							
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V	Rb
1-618	641,400 149,150 + 345	St-Priest-en-Murat Font-St-Huile (E.N.E.) Montluçon 7-8		70,83	14,59	2,37	0,04	0,62	1,31	3,47	4,83	0,38	0,12	0,82	99,38	0641	30	13	<10	<10	324	039	284
2-121	642,862 148,900 + 325	St-Priest-en-Murat Tilly (N-NW) Montmarault 5-6	$\rho\gamma^{3-4}$	65,84	15,95	3,73	0,05	1,66	1,26	3,66	4,71	0,66	0,23	1,64	99,89	1073	23	25	<10	12	432	061	251
3-116	643,175 148,812 + 333,5	St-Priest-en-Murat Tilly (Rnes Chacaton) Montmarault 5-6	$\rho\gamma^{3-4}$	65,85	15,48	3,56	0,04	1,66	1,67	3,54	4,52	0,64	0,22	1,33	98,51	933	31	24	<10	14	399	064	230
4-223	649,712 149,687 + 372,5	Sazeret Le Gas Montmarault 5-6	$\rho\gamma^3$	72,53	14,49	1,76	0,03	0,45	0,68	3,31	5,16	0,32	0,20	0,94	99,87	443	<10	<10	<10	<10	152	20	317
5-18	646,850 148,725 + 398	Sazeret Sazeret (W-SW) Montmarault 5-6	γ^3	71,23	14,84	2,31	0,04	0,55	0,99	3,29	5,27	0,39	0,24	0,84	99,99	571	<10	<10	<10	<10	194	19	292
6-25	646,200 148,787 + 365	St-Priest-en-Murat Le Reuillon (R ^{nu}) Montmarault 5-6	η^{1-2}	65,16	17,00	3,40	0,04	1,11	1,40	3,34	6,56	0,52	0,34	1,01	99,88	1711	<10	21	<10	<10	569	44	280

ANNEXE 2 : ANALYSES CHIMIQUES (suite)

d'après Sossa-Simawango (1980)

Indices	Coordonnées	Situation commune Localité, lieu-dit Coup. IGN 1/25 000	Notation sur Montmarault	Majeurs en %													Traces en ppm							
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V	Rb	
7-218	648,300 149,350 + 445	Sazeret Ferme « Les Septrées » Montmarault 5-6	$\rho\gamma^3$	70,45	14,57	2,82	0,05	0,85	1,03	3,18	5,09	0,47	0,18	1,10	99,79	785	26	10	<10	11	243	37	291	
8-820	02°45'08"E 46°19'56"N + 325	Chamblet Carrière du Pont de Bord Montluçon 5-6		70,39	14,98	2,66	0,03	0,86	1,92	3,67	4,59	0,47	0,21	0,50	100,28	622	10	<10	<10	<10	337	<10	247	
9-651	650,687 149,950 + 490	St-Marcel-en-Murat Le Grand-Champ Montmarault 5-6	$\rho\gamma^3$	70,31	14,88	2,60	0,04	0,96	1,09	3,49	4,76	0,42	0,14	1,36	100,05	684	26	14	<10	<10	326	47	246	
10-821	02°42'08"E 46°27'59"N + 280 m	Louroux-Hodement Carrière de Louroux H ¹ Hérisson		57,79	16,29	6,16	0,08	3,78	5,81	3,68	2,47	1,05	0,47	2,08	99,66	633	25	74	<10	31	719	138	144	
11-767	643,525 153,962 + 295	Murat Chatignoux (SW) Montmarault 1-2	γ^2_D	73,28	12,90	1,76	0,03	0,48	0,08	2,77	5,94	0,21	0,09	1,33	98,87	581	91	15	<10	<10	309	20	316	
12-757	646,250 154,262 + 360	Chappes Ch ^{nu} de Chapette (S) Montmarault 1-2	$\rho\gamma^{3-4}$	67,11	15,83	3,39	0,03	1,54	1,12	3,52	5,01	0,65	0,21	1,80	100,21	1008	22	25	<10	10	531	76	243	

ANNEXE 2 : ANALYSES CHIMIQUES (suite)

d'après Sossa-Simawango (1980)

Indices	Coordonnées	Situation commune Localité, lieu-dit Coup. IGN 1/25 000	Notation sur Montmarault	Majeurs en %												Traces en ppm							
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V	Rb
13-810	646,475 146,612 + 468	Montmarault W, près « les Fours à Chaux » Montmarault 5-6	γ_B^2	71,35	14,37	2,26	0,04	0,62	0,62	3,27	5,16	0,40	0,14	1,29	99,52	648	25	12	<10	<10	279	28	332
14-638	650,425 148,587 + 452,5	St-Marcel-en-Murat Pochonnière Montmarault 5-6	γ^{1-2}	76,71	14,19	0,38	0,00	0,02	0,01	4,30	3,67	0,01	0,26	0,84	100,39	<10	10	<10	<10	<10	<10	<10	358
15-211	646,850 149,837 + 411	Sazeret Sazeret (NNW) Montmarault 5-6	$\rho\gamma^3$	71,03	14,73	2,26	0,03	0,39	0,68	3,16	5,21	0,38	0,19	1,26	99,32	554	28	<10	<10	<10	170	31	339
16-775	652,175 154,925 + 412	Saint-Sornin Ferme « Le Coût » (NW) Montmarault 1-2	$\rho\gamma^{3-4}$	68,70	14,80	2,91	0,06	0,91	1,78	3,46	4,42	0,46	0,16	1,20	98,86	897	56	25	<10	14	505	55	224
17-516	652,325 154,250 + 460	Deux-Chaises Ferme « Le Coût » (Sud) Montmarault 1-2	γ_C^{1-2}	74,15	14,75	0,79	0,02	0,51	0,00	2,98	5,44	0,17	0,15	1,52	100,48	286	23	<10	<10	<10	84	19	357
18-580	642,600 151,775 + 335	St-Priest-en-Murat Les Laurinats Montmarault 1-2	γ^3 ou $\rho\gamma^{3-4}$	68,28	15,24	3,16	0,05	0,85	1,65	3,44	4,54	0,54	0,21	1,35	99,81	1 046	26	21	12	16	465	51	213

ANNEXE 2 : ANALYSES CHIMIQUES (suite)

d'après Sossa-Simawango (1980)

Indices	Coordonnées	Situation commune Localité, lieu-dit Coup. IGN 1/25 000	Notation sur Montmarault	Majeurs en %												Traces en ppm							
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V	Rb
19-93	642,400 149,750 + 365	St-Priest-en-Murat Villepèze (S-SE) Montmarault 5-6	γ_6^2	77,56	12,62	0,53	0,01	0,00	0,14	3,37	4,75	0,08	0,00	0,85	99,91	59	36	<10	<10	<10	51	14	313
20-240	648,700 148,312 + 462	Sazeret Beaufort (W-SW) Montmarault 5-6	$\rho\gamma^3$	71,02	14,58	2,53	0,05	0,62	1,33	3,46	4,72	0,38	0,14	1,09	99,92	650	30	12	<10	<10	325	43	276
21-108A	642,275 149,600 + 320	St-Priest-en-Murat Villepèze (S-SE) Montmarault 5-6	γ_6^2	76,88	13,01	0,24	0,00	0,00	0,00	2,83	6,45	0,06	0,00	0,71	100,18	299	26	<10	<10	<10	158	<10	378
22-172C	643,337 147,200 + 456	St-Bonnet de Four Tilly (S) Montmarault 5-6	$\rho\gamma_n^{3-4}$	67,80	15,39	3,35	0,05	1,31	1,62	3,54	4,62	0,57	0,20	1,14	99,59	884	28	18	<10	<10	448	60	219
23-226	647,112 147,200 + 456	Montmarault Bourg (NW) Montmarault 5-6	$\rho\gamma^3$	70,89	14,33	2,65	0,03	0,85	0,93	3,24	4,96	0,47	0,18	1,27	99,80	668	32	10	<10	<10	232	40	286
24-811	650,037 149,300 + 465	Sazeret Le Champ-Rond Montmarault 5-6	$\rho\gamma^3$	69,97	14,94	2,91	0,05	0,39	0,87	3,20	5,23	0,51	0,19	1,56	99,82	827	26	15	20	<10	302	47	266
25-414M	644,550 155,712 + 310	Murat Bourg (E) Montmarault 1-2	$\rho\gamma_n^{3-4}$	66,10	15,60	4,01	0,05	1,32	2,61	3,33	4,62	0,79	0,33	1,13	99,89	1493	25	27	<10	<10	672	77	195

ANNEXE 2 : ANALYSES CHIMIQUES (suite)

d'après Sossa-Simawango (1980)

Indices	Coordonnées	Situation commune Localité, lieu-dit Coup. IGN 1/25 000	Notation sur Montmarault	Majeurs en %												Traces en ppm							
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V	Rb
26-779	653,237 154,950 + 437,5	Deux-Chaises Guyonnière (S) Montmarault 1-2	γ_c^{1-2}	77,43	13,03	0,38	0,01	0,05	0,00	3,53	4,16	0,04	0,09	1,46	100,18	161	31	<10	<10	<10	59	18	295
27-112	643,762 149,275 + 396	St-Priest-en-Murat La Léchère (SSW) Montmarault 5-6	$p\gamma^{3-4}$	69,28	15,51	2,50	0,04	0,86	1,85	3,38	5,12	0,48	0,13	0,85	100,00	1 045	30	<10	<10	<10	492	24	219
28-79	644,425 150,075 + 393	St-Priest-en-Murat Bourg Montmarault 5-6	$p\gamma^{3-4}$	69,45	14,73	2,48	0,04	0,74	1,38	3,41	4,73	0,47	0,15	1,28	98,86	800	36	18	<10	15	389	50	219
29-806	644,350 146,687 + 375	St-Bonnet-de-Four Bourg (NNE) Montmarault 5-6	$p\gamma^{3-4}$	69,91	15,01	2,72	0,08	0,97	1,34	3,32	5,14	0,47	0,16	1,00	100,12	928	32	13	<10	<10	350	46	268
30-30	645,312 148,350 + 370	Sazeret Concize (WNW) Montmarault 5-6	γ^3	73,05	14,28	1,83	0,03	0,27	0,25	3,05	5,57	0,29	0,10	1,30	100,02	535	36	14	<10	<10	132	15	328
31-807	642,175 152,450 + 315	St-Priest-en-Murat Chaumont (SE) Montmarault 1-2	$p\gamma^{3-4}$	69,72	14,86	2,68	0,04	0,85	1,45	3,34	4,58	0,48	0,18	1,18	99,36	767	31	16	<10	15	325	44	222
32-175	643,900 147,650 + 378	St-Bonnet-de-Four Tilly (SE) Montmarault 5-6	$p\gamma_n^{3-4}$	70,03	14,36	2,34	0,03	0,69	1,44	3,22	4,86	0,42	0,09	0,84	98,32	759	31	13	<10	<10	376	36	245

ANNEXE 2 : ANALYSES CHIMIQUES (suite)

d'après Sossa-Simawango (1980)

Indices	Coordonnées	Situation communale Localité, lieu-dit Coup. IGN 1/25 000	Notation sur Montmarault	Majeurs en %												Traces en ppm							
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V	Rb
33-389	642,950 152,225 + 305	Murat Ris-Muret (R ^{au}) Montmarault 1-2	$\gamma_b^2 ?$	73,43	14,47	1,42	0,00	0,17	0,54	3,42	5,14	0,27	0,04	1,04	99,94	424	28	11	<10	<10	139	30	290
34-414R	644,212 155,812 + 305	Murat Bourg (E) Montmarault 1-2	$\rho\gamma^{3-4}$	64,28	16,23	4,12	0,06	1,65	1,63	3,79	4,57	0,69	0,30	2,17	99,49	1372	18	25	<10	<10	673	76	207
35-108G	642,275 149,600 + 320	St-Priest-en-Murat Villepèze (SSE) Montmarault 5-6	$\rho\gamma^{3-4}$	68,40	16,20	2,63	0,03	0,74	1,55	4,15	3,30	0,71	0,20	2,21	100,12	658	31	34	<10	18	318	74	265
36-293	646,825 151,487 + 390	St-Priest-en-Murat Les Valaux Montmarault 1-2	η^{1-2}	60,12	17,17	6,60	0,08	2,71	3,65	3,93	3,14	1,24	0,60	0,84	100,08	887	21	51	<10	42	596	112	179
37-341	644,937 150,975 + 345	St-Priest-en-Murat Garnafa (R ^{au}) Montmarault 1-2	$\rho\gamma_n^{3-4}$	64,26	16,61	3,81	0,04	1,31	2,49	3,63	4,53	0,66	0,32	1,11	98,77	1451	31	22	<10	16	727	70	190
38-700	645,850 152,950 + 384	Chappes Les Hissards (WSW) Montmarault 1-2	$\rho\gamma_n^{3-4}$	68,05	15,31	3,33	0,04	1,10	2,05	3,56	4,51	0,61	0,18	1,10	99,84	899	31	23	<10	13	506	69	212
39-768	645,550 156,750 + 305	Murat R ^{au} des Ferrières Montmarault 1-2	γ^3	64,10	16,61	4,34	0,02	1,63	2,47	3,65	4,74	0,80	0,34	1,38	100,08	1734	22	15	<10	<10	892	79	184

ANNEXE 2 : ANALYSES CHIMIQUES (suite)

d'après Sossa-Simawango (1980)

Indices	Coordonnées	Situation commune Localité, lieu-dit Coup. IGN 1/25 000	Notation sur Montmarault	Majeurs en %												Traces en ppm							
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V	Rb
40-769	646,125 156,787 + 330	Chavenon La Jaunerie (NW) Montmarault 1-2	M ou Y ³	69,41	14,82	2,84	0,02	0,95	1,49	3,57	3,92	0,46	0,13	1,33	98,94	679	32	16	10	<10	401	55	216
41-696	648,737 153,150 + 395	Chappes Grand Coudray (W) Montmarault 1-2	ρY_n^{3-4}	67,36	15,55	3,50	0,08	1,31	1,33	3,41	4,87	0,61	0,24	1,67	99,93	1 158	27	23	63	30	505	69	227
42-450	646,650 154,800 + 365	Chappes Ch. de Chapette (NE) Montmarault 1-2	ρY^{3-4}	67,18	15,80	3,58	0,03	1,20	1,55	3,50	4,90	0,63	0,21	1,51	100,09	989	23	24	19	12	528	75	256
43-736	647,012 153,000 + 401,5	Chappes La Fourcrière (SW) Montmarault 1-2	ρY_n^{3-4}	63,47	16,88	4,70	0,03	1,79	3,37	3,79	3,91	0,82	0,33	0,99	100,08	1 380	35	31	<10	17	842	102	173
44-770	647,200 156,675 + 360	Chavenon Le Champs-du-Puits Montmarault 1-2	Y ³	71,03	14,07	2,48	0,03	0,83	0,03	3,84	4,99	0,38	0,18	1,48	99,34	745	25	<10	<10	<10	238	29	220
45-272	647,862 151,025 + 422	Sazeret Les Pirons Montmarault 1-2	ρY^3	70,88	14,94	2,48	0,04	0,73	0,96	3,09	5,31	0,43	0,19	1,38	100,43	643	31	10	<10	<10	187	31	303
46-771	648,762 155,625 + 396,5	Chavenon Rouère (N) Montmarault 1-2	ρY^{3-4}	67,99	15,50	3,41	0,07	1,41	2,16	3,60	4,54	0,58	0,23	0,96	100,45	892	31	18	<10	<10	467	47	223

ANNEXE 2 : ANALYSES CHIMIQUES (suite)

d'après Sossa-Simawango (1980)

Indices	Coordonnées	Situation commune Localité, lieu-dit Coup. IGN 1/25 000	Notation sur Montmarault	Majeurs en %												Traces en ppm							
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V	Rb
47-813	650,400 152,550 + 440	Deux-Chaises Le Fleuris Montmarault 1-2	$\rho\gamma^3$	70,53	14,59	2,63	0,05	0,98	1,51	3,43	4,87	0,46	0,15	0,83	100,03	771	31	14	<10	<10	324	47	259
48-687	651,800 152,500 + 434	Deux-Chaises Bouillé (N) Montmarault 1-2	$\rho\gamma^3$	70,45	14,66	2,60	0,05	1,20	1,24	3,50	4,65	0,41	0,17	1,28	100,21	743	31	13	<10	10	427	48	233
49-809	646,050 146,687 + 452	Montmarault Bourg (W) Montmarault 5-6	$\rho\gamma^3$	72,81	14,58	1,95	0,03	0,17	0,40	3,01	5,73	0,32	0,18	1,08	100,26	498	24	<10	<10	<10	68	17	377
50-774	652,850 156,600 + 417,5	St-Sornin Laval (SW) Montmarault 1-2	$\rho\gamma^{3-4}$	68,97	14,77	2,88	0,03	1,08	1,55	3,40	4,76	0,49	0,17	1,36	99,46	804	31	13	<10	<10	352	38	242
51-805	641,375 150,075 + 305	St-Priest-en-Murat Fosse (NE) Montluçon 7-8		69,95	14,84	2,54	0,05	0,51	0,83	3,37	4,72	0,41	0,15	1,58	98,95	713	28	<10	<10	<10	267	33	204
52-792	640,225 146,250 + 324,5	Bezenet L'Étang-Michet Montluçon 7-8		66,73	15,99	3,50	0,03	1,31	1,99	3,52	4,78	0,58	0,24	1,14	99,81	1256	32	15	<10	<10	560	46	219
53-268	647,237 150,300 + 432,5	Sazeret Sazeret (N) Montmarault 1-2	Σ	69,18	14,04	6,93	0,16	0,26	0,00	0,66	4,47	0,43	0,18	2,65	98,98	573	34	12	37	25	13	49	353

ANNEXE 2 : ANALYSES CHIMIQUES (suite)

d'après Sossa-Simawango (1980)

Indices	Coordonnées	Situation commune Localité, lieu-dit Coup. IGN 1/25 000	Notation sur Montmarault	Majeurs en %												Traces en ppm							
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V	Rb
54-59	645,112 148,812 + 390	St-Priest-en-Murat « Le Parsoulet » (E) Montmarault 5-6	γ ³	70,23	14,57	2,45	0,02	0,28	0,50	3,26	5,12	0,52	0,18	1,49	98,62	946	26	<10	<10	<10	223	27	270
55-793	641,250 147,675 + 352,5	St-Bonnet-du-Four Les Patureaux (NE) Montluçon 7-8		70,04	15,08	2,54	0,02	0,62	1,12	3,46	4,87	0,53	0,20	1,57	100,05	821	27	15	<10	<10	302	43	273
56-267	647,4500 150,375 + 440	Sazeret Sazeret (N) Montmarault 1-2	ργ ³	70,15	14,61	2,42	0,03	0,62	0,89	3,20	5,07	0,41	0,17	1,34	98,91	634	26	<10	<10	<10	189	34	306
57-817G	02°47'05"E 46°33'16"N + 362	Le Vilhain Les Souliers Hérisson		73,97	14,87	1,16	0,00	0,00	0,30	3,38	4,97	0,14	0,25	0,90	99,94	128	<10	<10	<10	<10	45	<10	340
58-817F	02°47'05"E 46°33'16"N + 362	Le Vilhain Les Souliers Hérisson		72,28	15,16	1,70	0,02	0,40	0,52	2,94	5,23	0,27	0,31	1,16	99,99	293	<10	10	<10	<10	79	14	301
59-818G	02°49'14"E 46°31'42"N + 288	Louroux-Bourbonnais Les Mouillères (SE) Hérisson		74,66	14,42	1,07	0,03	0,10	0,11	3,29	5,17	0,10	0,29	0,88	100,12	75	<10	<10	<10	<10	37	<10	459
60-818P	02°49'23"E 46°16'59"N + 288	Louroux-Bourbonnais Les Mouillères (SE) Hérisson		73,69	15,10	0,23	0,06	0,00	0,00	2,98	7,52	0,02	0,18	0,46	100,24	96	<10	<10	<10	<10	38	<10	755

ANNEXE 2 : ANALYSES CHIMIQUES (suite)

d'après Sossa-Simawango (1980)

Indices	Coordonnées	Situation commune Localité, lieu-dit Coup. IGN 1/25 000	Notation sur Montmarault	Majeurs en %												Traces en ppm							
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Total	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V	Rb
61-819	02°35'06"E 46°16'59"N + 250	Lignerolles Cher-à-la-Viale Montluçon		72,99	14,84	1,36	0,00	0,25	0,92	3,67	5,14	0,20	0,13	0,48	99,98	450	<10	<10	<10	<10	175	<10	204
62-819	02°35'06"E 46°16'59"N + 250	Lignerolles Cher-à-la-Viale Montluçon		57,46	15,50	6,51	0,10	5,60	6,41	2,84	2,17	0,94	0,12	1,36	99,01	772	34	282	10	126	515	195	79
63-819	02°35'06"E 46°16'59"N + 250	Lignerolles Cher-à-la-Viale Montluçon		70,48	15,37	2,15	0,04	0,92	1,71	3,56	4,31	0,31	0,16	0,77	99,78	621	<10	20	<10	<10	273	12	183
64-819	02°35'06"E 46°16'59"N + 250	Lignerolles Cher-à-la-Viale Montluçon		59,17	17,45	6,22	0,10	3,23	3,69	3,52	3,44	1,06	0,43	1,00	99,31	257	19	82	18	27	376	145	232
65-819	02°35'06"E 46°16'59"N + 250	Lignerolles Cher-à-la-Viale Montluçon		60,29	16,07	5,59	0,08	3,47	4,62	3,21	3,98	0,86	0,26	0,93	99,36	798	16	104	<10	24	379	117	177

