

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

MONTMORILLON

par

J.M. JOUBERT, J.M. QUENARDEL,
G. LEROUGE, P. FREYTET

MONTMORILLON

La carte géologique à 1/50 000
MONTMORILLON est recouverte par la coupure
POITIERS (N° 143)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

Chauvigny	La Trimouille	Bétabre
Gençay	MONTMORILLON	S ^t -Sulpice- les-Feuilles
L'Isle- Jourdain	Bellac	Magnac- Laval



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

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

par

**J.M. JOUBERT, J.M. QUENARDEL, G. LEROUGE,
P. FREYTET, avec la collaboration de C. VAUTRELLE**

1992

Éditions du BRGM – BP 6009 – ORLÉANS Cedex 2 - FRANCE

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

– *pour la carte* : JOUBERT J.M., QUENARDEL J.M., LEROUGE G. (1992) – Carte géol. France (1/50 000), feuille **Montmorillon** (614) – Orléans : BRGM. Notice explicative par J.M. JOUBERT, J.M. QUENARDEL, G. LEROUGE, P. FREYTET (1992), 55 p.

– *pour la notice* : JOUBERT J.M., QUENARDEL J.M., LEROUGE G., FREYTET P. (1992) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Montmorillon** (614) – Orléans : BRGM, 55 p. Carte géologique par J.M. JOUBERT, J.M. QUENARDEL, G. LEROUGE (1992).

© BRGM, 1992. 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 : 2-7159-1614-0

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>CADRE GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>CADRE STRUCTURAL</i>	5
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE</i>	9
DESCRIPTION DES TERRAINS	10
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES</i>	10
<i>FORMATIONS MAGMATIQUES</i>	12
<i>FILONS</i>	15
<i>SECONDAIRE</i>	16
<i>TERTIAIRE</i>	27
<i>QUATERNAIRE</i>	33
TECTONIQUE	35
GÉOMORPHOLOGIE, NÉOTECTONIQUE	39
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	43
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	43
<i>PRINCIPALES SUBSTANCES UTILES</i>	46
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	48
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	48
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	48
<i>CARACTÉRISTIQUES DES PRINCIPAUX SONDAGES</i>	49
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	49
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	54
AUTEURS	55
ANNEXE : ANALYSES CHIMIQUES	

INTRODUCTION

CADRE GÉOGRAPHIQUE

Le territoire de la feuille Montmorillon s'étend au Sud-Est du département de la Vienne ; il déborde sur le département de la Haute-Vienne.

Dans cette région, la bordure méridionale du bassin de Paris est marquée par l'affleurement des premières assises du Jurassique recouvertes par les formations détritiques continentales du Tertiaire. Le socle antémésozoïque, sur lequel s'appuient ces formations, affleure au Sud et au Sud-Est de la carte (bordure nord-ouest du Limousin).

Plusieurs régions naturelles correspondent à chacun des grands ensembles géologiques ; ce sont du Sud-Est au Nord-Ouest :

— les contreforts du Limousin (Marche) situés en Haute-Vienne au Sud-Est d'une ligne Saint-Rémy-en-Montmorillon—Brigueil-le-Chantre ;

— les confins granitiques du Montmorillonais comprenant les communes de Brigueil, Bourg-Archambault, Lathus, Plaisance, Adriers (feuille Bellac, en partie) et Nérignac. Cette région fait la transition entre la Marche et :

— les « Terres de Brandes » qui couvrent la moitié nord-ouest de la feuille, de Persac (feuille Gençay) à La Trimouille. Cette région tire son nom de la brande ou bruyère à balais (*Erica scoparia*) qui occupe les zones en friche.

Les collines de la Marche culminent à 258 m dans l'angle sud-est de la feuille.

Les plateaux du Nord de la feuille passent de 160 m environ à 120 m d'Est en Ouest.

Au Sud-Ouest, une série de collines arrondies s'étend au Sud de la Petite-Blourde.

Au Nord de Lussac-les-Châteaux, une cuesta tertiaire limite un plateau d'altitude voisine de 150 m NGF, qui s'étend largement sur les feuilles voisines Chauvigny et La Trimouille.

Les vallées d'orientation subméridienne de la Gartempe, du Salleron, du Narablon et de la Benaize entaillent successivement les formations cristallines du socle, puis les assises du Jurassique. La Petite-Blourde, au Sud-Ouest, s'écoule vers l'Ouest en limite des terrains cristallins et des formations secondaires.

Les assises du Jurassique sont recouvertes presque uniformément par les épandages éocènes (Formation de Brenne) sauf autour de Lussac-les-Châteaux.

CADRE STRUCTURAL (SOCLE PALÉOZOÏQUE)

Le socle paléozoïque occupe la partie sud de la carte. Il apparaît essentiellement dans les vallées et vallons du secteur sud-ouest (Moulistmes,

Nérignac). Il occupe le quart sud-est de la feuille. La vallée de la Gartempe regroupe les principaux affleurements. Par contre, le plateau situé dans le secteur d'Azat-le-Riz, Lathus et Thiat, présente de très mauvaises conditions d'affleurement (pâturages, marais, étangs, recouvrements quaternaires,...).

Sur la feuille Montmorillon, l'extrémité nord-ouest du Massif central est constituée par :

- un ensemble de granitoïdes qui occupe la majeure partie du Sud et du Sud-Est de la carte ;
- des ensembles migmatitiques localisés au Nord-Est de la carte et le long de la vallée de la Gartempe ;
- la partie nord des séries cristallophylliennes qui s'étendent sur la feuille Bellac au Sud.

Le territoire situé sur la feuille à 1/50 000 Montmorillon correspond aux terminaisons de trois grands domaines géologiques (fig. 1) : au Nord, la prolongation occidentale des formations lithologiques du plateau d'Aigurande (1/50 000 Saint-Sulpice-les-Feuilles, Dun-le-Palestel : Bogdanoff *et al.*, 1988 ; Quenardel *et al.*, 1988) ; au centre, l'extension ouest du domaine magmatique de la Marche et de Guéret ; et au Sud, la partie septentrionale des séries métamorphiques de la région de Bellac. Les deux grandes zones de cisaillement (zone de cisaillement de la Marche—Combrailles et zone de cisaillement d'Arrènes—La Courtine) (Lerouge, 1987 ; Rolin, 1987) qui traversent la feuille et se prolongent en direction du Massif armoricain, jouent un rôle important dans la répartition des trois domaines lithologiques.

L'évolution géodynamique de cette région est marquée par plusieurs périodes orogéniques paléozoïques qui traduisent des phénomènes différents : sédimentaires et magmatiques pour les plus anciens, tectono-métamorphiques puis plutoniques pour les plus importants, magmatiques et tectoniques enfin pour les plus récents.

La structure majeure des *séries cristallophylliennes du plateau d'Aigurande*, auxquelles nous rattachons les migmatites affleurant dans la partie nord de la feuille, a été acquise au cours du métamorphisme de type moyenne pression, au Dévonien. Cet événement est synchrone de la superposition tectonique de quatre unités lithologiques (Rolin, 1981) :

- l'unité migmatique du Pin, du Frûlon et de Chéniers, définie sur les feuilles Argenton-sur-Creuse (à paraître), Dun-le-Palestel et Aigurande (Quenardel *et al.*, 1988, 1991 b), constitue le sommet de l'édifice structural. Elle est composée d'un ensemble de diatexites et d'anatexites dans la partie ouest du plateau d'Aigurande. Ces roches sont caractérisées par des paragneiss de haute température et de basse à moyenne pression. Cette unité est limitée à sa base par le chevauchement des migmatites (Rolin et Quenardel, 1982) ;
- l'unité de Gargillesse—Dun-le-Palestel, située sous la précédente, est composée de gneiss grossiers localement métatectiques et de niveaux orthodéridés (Schmitt *et al.*, 1984) ;
- l'unité d'Éguzon est constituée par une formation de gneiss amygdalaires surmontée de gneiss métagreywackeux et métapélitiques, avec des

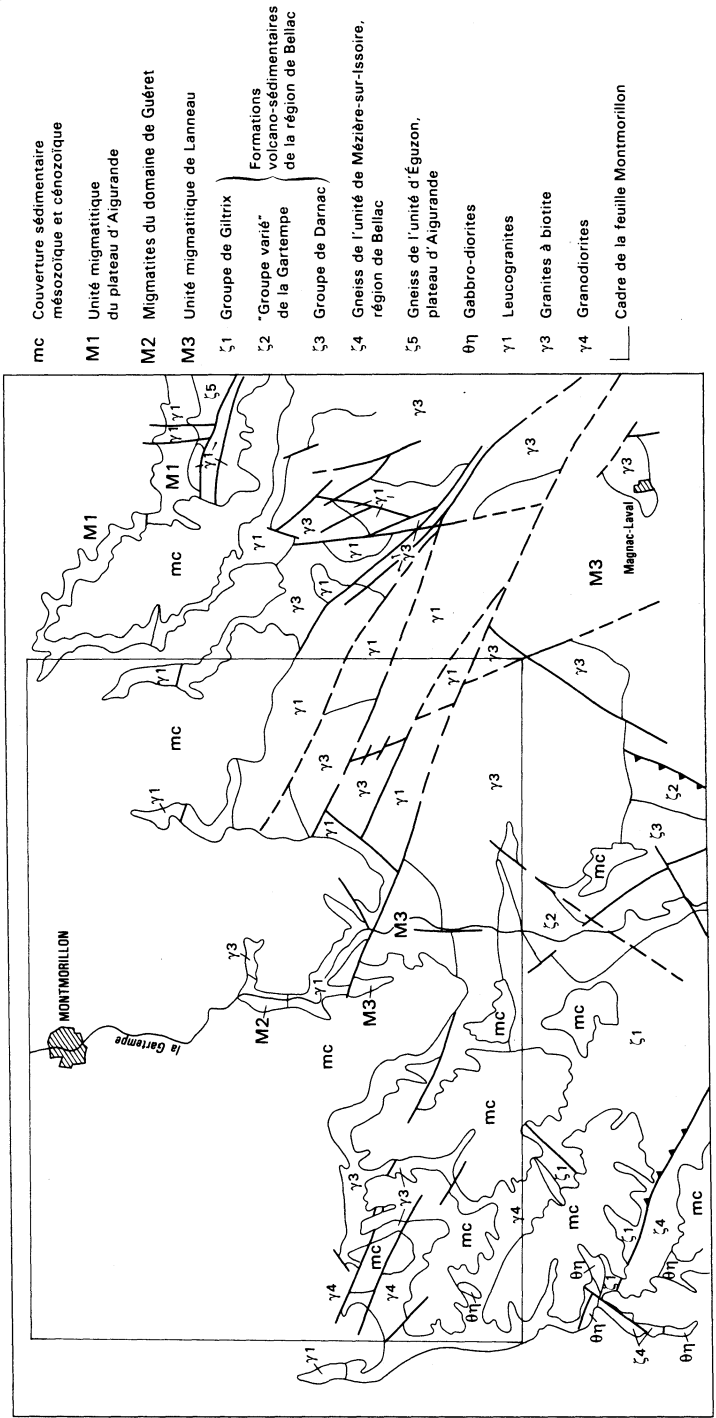


Fig. 1 - Schéma structural du socle paléozoïque de la région de Montmorillon

niveaux orthogneissiques et amphibolitiques intercalés (Quenardel et Rolin, 1984). Ces faciès ont subi un polymétamorphisme rétrograde (du faciès éclogite au faciès amphibolite) suivi d'une rétro-morphose plus tardive ;

— l'unité de Fougères—Culan, qui constitue l'autochtone relatif de cet empilement tectonique, est composée essentiellement de métasédiments, localement surmontés d'un niveau graphiteux qui jalonne le chevauchement de Chambon, et par la leptynite de Messant (Rolin, 1981 ; Quenardel *et al.*, 1988). Cette série est recoupée par la mise en place de massifs leucogranitiques au Namuro-Westphalien, synchrone (ou tardive) de la tectonique tangentielle (chevauchement de Chambon) et du métamorphisme observés dans cette unité (Rolin et Quenardel, 1982). Le leucogranite de Saint-Sulpice-les-Feuilles, qui affleure partiellement sur la feuille Montmorillon, est à rattacher à cet épisode magmatique.

À la limite sud de la feuille affleure la partie la plus septentrionale des *séries cristallophylliennes de la région de Bellac*. Les récents travaux effectués sur la feuille Bellac ont mis en évidence quatre unités lithotectoniques recoupées par les granitoïdes tardifs d'Adriens et d'Oradour-Saint-Genest en particulier (Floc'h *et al.*, à paraître). Ces auteurs y décrivent : une unité dite des gneiss greywackeux de Mézières-sur-Issoire ; une unité composée de formations volcano-sédimentaires, regroupant la formation du Giltrix, le « groupe varié » (= formation de Bussière-Poitevine) de la Gartempe (auquel est à rattacher la série métamorphique affleurant entre le Sud de La Ferrière et le Sud de Thiat), les métatufs acides de Darnac ; une unité constituée de l'orthogneiss granodioritique de Saint-Bonnet-de-Bellac et de paragneiss ; une unité migmatitique dite de Lanneau (à laquelle nous proposons de rattacher les migmatites qui affleurent le long de la vallée de la Gartempe au Sud de la faille du moulin d'Ouzilly). Le métamorphisme de ces séries est d'âge dévonien et les contacts entre les différentes unités sont tectoniques, chevauchants syn- à tardimétamorphes (formation volcano-sédimentaire sur unité de migmatites de Lanneau) ou décrochants (prolongation des zones de cisaillement sud-armoricain).

Entre les deux zones de cisaillement affleure un ensemble de granitoïdes qui correspond à la terminaison occidentale du *massif de Guéret*. Ce massif est constitué de granites qui se sont mis en place dans des migmatites. L'âge de ces intrusions, probablement guidées par les zones de cisaillement (Lerouge, 1987 ; Rolin, 1987), est situé vers 356 Ma (Berthier *et al.*, 1979). Ce sont des granitoïdes à tendance granodioritique ou monzonitique (Ranchin, 1971). Ils sont recoupés par la mise en place de petits massifs leucogranitiques carbonifères (Laurent, 1989).

Les failles du secteur de Bourg-Archambault et du moulin d'Ouzilly sont les prolongations occidentales des zones de cisaillement de la Marche—Combrailles et d'Arrènes—La Courtine respectivement. Peu de données relatives à la cinématique de ces failles ont pu être recueillies sur le territoire de la feuille Montmorillon. Il est probable qu'elles ont connu la même histoire tectonique que celle identifiée sur leurs prolongations ouest et est. Ainsi, ces zones de cisaillement ont été actives durant toute la période carbonifère, montrant, en particulier le long de la faille de la Marche, la succes-

sion de décrochements dextre (Carbonifère inférieur), puis senestre (Namuro-Westphalien, contemporain de la mise en place des massifs leucogranitiques) et enfin dextre (Westphalien supérieur—Stéphanien inférieur) (Lerouge, 1984).

Tous ces phénomènes ont abouti à la structuration de cette région en trois unités principales, différentes tant par leur nature lithologique que par leur histoire tectono-métamorphique. Ces trois unités sont séparées par des accidents majeurs qui se prolongent au-delà du cadre du Massif central, en particulier vers l'Ouest.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE

L'histoire géologique du territoire couvert par la feuille Montmorillon s'inscrit dans celle plus générale du seuil du Poitou.

Le socle cristallin, constitué de granites, granodiorites et migmatites d'âge hercynien, a été érodé et aplani dès la fin de l'ère primaire et durant l'époque permo-triasique.

Une communication entre bassins de Paris et d'Aquitaine s'établit dès le Lias inférieur ; le détroit bordait à l'Ouest le territoire de la feuille Montmorillon. À la même période, un petit bassin laguno-marin s'ouvrait entre Montmorillon et Saint-Léomer.

Au Lias moyen, la sédimentation devient franchement marine et les dépôts transgressifs débordent les assises lagunaires vers l'Est et atteignent Nérignac et Plaisance à l'Ouest. Par contre au Nord-Est, dans la région de Bourg-Archambault, la ligne de rivage accidentée du Lias inférieur se maintient au Lias moyen.

Au cours du Lias supérieur (Toarcien), l'envahissement par la mer est quasi général : les faciès traduisent un environnement marin ouvert à l'Ouest, plus influencé par les apports détritiques continentaux à l'Est.

La sédimentation carbonatée se poursuit durant tout le Jurassique moyen ; au cours de cette période, les dépôts caractéristiques de domaine peu profond à épisodes coralliens sont accompagnés d'indices d'émersion.

Les sédiments du Jurassique supérieur ont été érodés durant le Crétacé, le Paléocène et l'Éocène inférieur : sur les assises karstifiées du Jurassique moyen et sur le Lias reposent des sédiments détritiques continentaux dont le matériel provient du massif voisin de la Marche (Formation de Brenne), et des sédiments lacustres associés (éo-oligocènes).

Du Miocène au Quaternaire, un recouvrement formé pour partie d'éléments autochtones, remaniés pour partie d'apports détritiques, précède l'installation du réseau hydrographique actuel accompagné par les accumulations d'alluvions en terrasses successives.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

M. Migmatites. Les migmatites affleurent dans trois secteurs. Le plus au Nord se situe dans la vallée de la Bénéaize (Nord-Est de la feuille). Les autres sont localisés le long de la vallée de la Gartempe, l'un au Sud de Saulgé, l'autre du moulin d'Ouzilly au moulin de la Pétrivière (à l'Est et au Nord de Saint-Rémy-en-Montmorillon). Ces trois secteurs sont séparés les uns des autres par les branches des zones de cisaillement de la Marche—Combrailles et d'Arrènes—La Courtine.

Péetrographiquement, les faciès migmatitiques sont à rattacher à l'unité lithotectonique des migmatites décrite sur le plateau d'Aigurande (Rolin, 1981 ; Bogdanoff *et al.*, 1988 ; Quenardel *et al.*, 1988, 1991a, 1991b), correspondant à l'unité supérieure des gneiss définie à l'échelle du Nord-Ouest du Massif central (Floc'h *et al.*, 1983). Les migmatites affleurant sur la carte Montmorillon sont situées à l'extrémité occidentale du plateau d'Aigurande et des massifs de la Marche et de Guéret. Sur le plateau d'Aigurande, l'unité des migmatites constitue la partie sommitale de la pile de nappes. Elle chevauche l'unité de Gargillesse—Dun-le-Palestel essentiellement composée de gneiss grossiers, localement métatectiques, et de niveaux orthodérivés (Schmitt *et al.*, 1984). Cet ensemble surmonte tectoniquement l'unité d'Éguzon constituée de gneiss amygdalaires, de gneiss gris métagreywackeux et métapélitiques, d'orthogneiss et d'amphibolites. Ces unités reposent, par l'intermédiaire du chevauchement de Chambon, sur un autochtone relatif (l'unité de Fougères) constitué de métasédiments (micaschistes, graphite) et de leptynites. Des massifs leucogranitiques, dont la mise en place est datée du Namuro-Westphalien (320-310 Ma), recourent l'unité inférieure. Le leucogranite de Saint-Sulpice-les-Feuilles se rattache à ces massifs.

Vers le Sud-Est et le Sud, les migmatites s'apparentent à celles du massif de Guéret (gneiss d'Aubusson), et des séries métamorphiques de la région de Bellac (unité migmatitique de Lanneau).

La migmatisation est en partie synchrone du métamorphisme majeur qui affecte l'ensemble du Massif central et qui se situerait au Dévonien moyen (380-360 Ma). Elle s'accompagne d'une tectonique tangentielle responsable de la disposition structurale que nous venons de décrire et dont l'une des conséquences est un épaississement crustal qui entraîne les granitisations type Guéret (356 Ma).

Les migmatites représentées sur la carte correspondent à des roches à texture grenue (diatéxites). La taille du grain varie de 1 à 3 mm. Les plus gros grains sont constitués par des cristaux de quartz et de feldspaths parfois automorphes. La biotite est abondante et est associée à la cordiérite lorsque celle-ci est présente.

La minéralogie de ces migmatites est la suivante :

— le quartz, qui représente environ 30 % de la roche, est en plages xénomorphes imbriquées les unes dans les autres ;

- le feldspath potassique, dont la teneur moyenne est de 20 %, est xénomorphe. Il est souvent en voie de séricitisation ;
- le plagioclase, de 20 à 25 % de la roche, est le plus souvent automorphe. Il est représenté par de l'oligoclase (An 18-28). Il contient des inclusions de biotite et plus rarement de grenat ;
- la biotite, environ 20 % de la roche, est en cristaux subautomorphes plus ou moins décolorés. Ils présentent des inclusions d'opakes et de rutile. La biotite est généralement déformée (extinction roulante). Elle se trouve également en inclusion dans la cordiérite. La cristallisation des biotites est synchrone ou antérieure à la migmatitisation (Rolin, 1981) ;
- la muscovite est en plus faible quantité (environ 2 % de la roche). Elle est souvent automorphe mais aussi déformée et déchiquetée. Elle est fréquemment en inclusion dans le quartz, les feldspaths, la cordiérite et la biotite ;
- la cordiérite (0 à 3 % de la roche), lorsqu'elle est présente, est presque entièrement pinnitisée. Sa répartition dans la roche est inégale. La cordiérite contient souvent en inclusion, du quartz, de la biotite, de la muscovite et du grenat ;
- la sillimanite est parfois présente. Elle s'observe alors sous la forme de fibrolite fréquemment associée et imbriquée avec la biotite. Ce minéral est tardif ;
- le grenat est rare et toujours en inclusions sous forme de grain arrondis. Sa cristallisation est précoce ;
- les minéraux accessoires sont représentés par l'apatite, les oxydes, le zircon et le rutile.

La foliation est plus ou moins marquée. Le long de la vallée de la Gartempe (environs du moulin du Ris) les migmatites ont une foliation orientée WSW-ENE à fort plongement vers le Sud (70°). Ces pendages semblent localisés à la partie nord de ce massif migmatitique, à proximité de la faille d'Ouzilly. Vers le Sud (environs du moulin du Cluzeau), la foliation qui présente la même orientation a cette fois un plongement faible vers le Nord (15 à 20°).

« Groupe varié »

Les roches métamorphiques, autres que les migmatites, qui affleurent à la limite sud de la carte, appartiennent aux formations volcano-sédimentaires (« groupe varié », ou formation de Bussière-Poitevine, et formation du Giltrix définis sur la carte Bellac : Floc'h *et al.*, à paraître). Pour une description plus détaillée nous renverrons le lecteur à la notice de la carte Bellac, le faible nombre d'affleurement ne permettant ici qu'une description sommaire.

ζ. **Gneiss.** Les gneiss affleurent au Sud de Thiat en direction de la vallée de la Brame. Ce sont des roches de couleur grise à patine rouille. Ce sont des gneiss à grain fin, finement foliés, pouvant présenter un débit en plaquettes. Ils sont à biotite, parfois chloritisée, et à rubans de quartz. La foliation est orientée ENE-WSW à fort pendage vers le Sud (N 60°-80° S en moyenne).

Ces gneiss sont recoupés par de petits filons de granites leucocrates à deux micas, à grain fin.

χ. **Quartzite.** Un banc de quartzite, épais de 100 à 200 m, affleure dans la vallée de la Gartempe, à l'Ouest de Villard. C'est une roche massive, de couleur gris-noir. La foliation est finement marquée. Elle est verticale et orientée N 80°. Le quartz est en très petits grains. Le niveau contient de petites intercalations de micaschistes d'aspect satiné, et de nombreux rubans de quartz étirés et plissotés. Les micaschistes présentent systématiquement des kinks. Les axes de ces kinks, comme ceux des plis soulignés par les rubans de quartz, sont à axes verticaux. Une linéation d'étirement a été observée sur les plans de foliation et plonge de 80° vers l'Est.

ξ. **Micaschistes.** Les micaschistes affleurent depuis le Sud-Est de Ferrière jusqu'au moulin de la Brame. Ce sont des roches de couleur brune, finement litées, à débit en « schistes carton ». La muscovite apparaît en placage sur les plans de foliation. La biotite peut être chloritisée.

La foliation est orientée WSW-ENE à E-W. Ces plans plongent de 45 à 70° vers le Sud, à l'Est de la Gartempe, et vers le Nord, à l'Ouest de cette rivière. Les plans de foliation sont porteurs d'une linéation d'étirement minéral orientée NE-SW à E-W.

λ. **Leptynite.** Un niveau de leptynite a été observé au Sud de Thiat. Il est orienté sensiblement E-W. C'est une roche massive, leucocrate, à grain fin. Elle est pauvre en micas. La muscovite est dominante par rapport à la biotite. Les autres minéraux constituant la leptynite sont le quartz, le plagioclase, le feldspath potassique. Les minéraux accessoires sont en très faible quantité.

La foliation dans la leptynite est bien marquée et orientée N 85°-70 N. Aucune linéation n'a pu être observée.

FORMATIONS MAGMATIQUES

Leucogranites

γ¹. **Leucogranite à grain moyen (type Saint-Sulpice-les-Feuilles).** Sur la carte Montmorillon, le leucogranite est systématiquement localisé au Nord de la faille d'Ouzilly d'orientation WNW-ESE. Il affleure essentiellement dans la vallée de la Gartempe aux environs du pont de la route D 10. Il occupe également les secteurs de Latigny et des Grandes-Rochettes. Il apparaît aussi dans les vallées du Salleron à l'Ouest de Bourg-Archambault et du Narablon au Nord de Champeaudin.

Ce granite constitue la prolongation occidentale du leucogranite de Saint-Sulpice-les-Feuilles (cartes 1/50 000 Saint-Sulpice-les-Feuilles et Dun-le-Palestel). Ici, le leucogranite est le plus souvent limité par des failles de direction WNW-ESE appartenant aux zones de cisaillement d'Arrènes—La Courtine et de la Marche—Combrailles.

C'est un granite à texture grenue, à grain fin à moyen (1 à 2 mm), localement porphyroïde dans le secteur de La Roustière. Fréquemment altéré, il

présente une patine ocre-jaune. Sa structure est granoblastique. La minéralogie de ce granite est à quartz, feldspaths potassiques (orthose ou microcline perthitique) ; les plagioclases (An 8 à 10) sont parfois zonés ; les phyllites, qui constituent 10 % environ de la roche, sont la biotite parfois chloritisée, et la muscovite. Des analyses chimiques sont données en annexe.

Bien que nous ne disposions pas de données géochronologiques, il est probable que ce leucogranite soit contemporain des leucogranites du plateau d'Aigurande et de la Marche (320-310 Ma).

γ^2 . **Leucogranite à gros grain.** Le leucogranite à gros grain affleure dans deux secteurs :

- l'un au Sud de Lathus, depuis le moulin d'Ouzilly, au Sud-Ouest, jusqu'aux environs de La Cantinière au Nord-Est ;
- l'autre, depuis la limite est de la feuille jusque dans les environs de la ferme de la Lucasserie au Sud-Ouest, du château de Rischauveron et de l'étang des Planchettes au Nord-Ouest.

Ce granite est limité au Sud par la faille d'Ouzilly, et au Nord par une faille de même orientation (WNW-ESE). Ce faciès n'a pas été retrouvé en dehors de ce couloir.

C'est une roche de couleur brun à rosé lorsqu'elle est altérée, à texture grenue, à gros grain dont la taille peut dépasser 5 mm. Localement, elle peut être à tendance porphyroïde.

La minéralogie est à quartz, feldspath potassique (orthose), plagioclase (oligoclase), biotite parfois chloritisée, en grandes plages, muscovite. Des analyses chimiques sont données en annexe.

Granites à biotite

γ^3 . **Granite du Moulin-du-Breuil.** Le granite du Moulin-du-Breuil occupe la plus grande partie du socle affleurant sur la feuille. Il correspond à la partie nord du massif granitique d'Oradour-Saint-Genest. Ce granite affleure depuis l'angle sud-est de la carte jusque dans la vallée de la Petite-Blourde à l'Ouest (environs de Moulismes) où il disparaît sous la couverture sédimentaire. Le massif est limité au Nord par la faille d'Ouzilly qui le met en contact avec les leucogranites. Il se retrouve dans la vallée de la Gartempe dans le secteur du moulin Moreau, dans les environs d'Azat-le-Riz et La Bétouille, dans la vallée du Salleron au Sud de Bourg-Archambault, et enfin dans la vallée du Narablon au niveau de Champeaudin.

La roche est de couleur grise, à texture grenue localement porphyroïde (phénocristaux de 2 à 3 cm), à grain moyen (2 à 3 mm). C'est un granite riche en biotite parfois chloritisée. La muscovite est plus rare. Les autres minéraux présents sont : quartz, orthose perthitique plus ou moins microclinisée, myrmékites. Les plagioclases sont parfois zonés. Le zircon s'observe dans la biotite et l'apatite est rare. Des analyses chimiques sont données en annexe.

γ^{3-4} . **Granite à deux micas de Mailhac.** Ce granite, qui affleure essentiellement sur la carte Saint-Sulpice-les-Feuilles à l'Est, apparaît à la limite de la carte dans la vallée du Narablon au Sud de Champeaudin.

C'est un granite à texture grenue, à grain moyen, de teinte rose caractéristique. Sa composition minéralogique est la suivante : quartz, feldspath potassique (maclé carlsbad, perthitique et microclinisé), plagioclase (oligoclase), biotite, muscovite, chlorite, apatite et zircon.

Massif d'Adriers

Localisé dans la partie sud-ouest de la carte et s'étendant sur celle de Bellac, le massif d'Adriers est essentiellement constitué de granodiorites à gros grain et à grain moyen.

γ^4 . **Granodiorite à gros grain.** La granodiorite à gros grain occupe la partie sud-ouest de la carte dans le secteur de Nérignac et le Nord d'Adriers (feuille Bellac). Elle correspond à la bordure nord de la granodiorite d'Adriers (carte Bellac). Cette roche affleure très mal dans cette région, les rares observations ont pu être effectuées essentiellement dans les vallées.

La granodiorite est limitée au Nord par un faisceau de fracture d'orientation WNW-ESE qui la sépare des granites à biotite de type Oradour-Saint-Genest. Le contact oriental de la granodiorite avec ce granite et des séries cristallophylliennes est masqué par les sédiments post-paléozoïques.

C'est une roche à structure grenue, à grain moyen (2 à 3 mm), localement à gros grain (5 mm) dans le secteur des fermes de Chez-Ranger (vallée de la Franche-Doire). Elle est de couleur grise. Macroscopiquement, il est possible d'y reconnaître du quartz, des feldspaths de couleur rose ou blanche, de la biotite automorphe en lamelles à reflets dorés et de l'amphibole automorphe. Aucune déformation magmatique n'a été observée dans ce massif dans les limites de la carte. Des déformations ductiles et fragiles affectent cette granodiorite sur sa partie nord dans le couloir de failles. Ces structures sont décrites au chapitre « Tectonique ».

La minéralogie de cette roche a été établie par M.T. Peiffer (1985). Elle y décrit :

- des plagioclases zonés à cœur d'andésine (An 41) et d'oligoclase (An 27) sur la périphérie du minéral ;
- de la biotite automorphe plus ou moins chloritisée, riche en titane, l'analyse à la microsonde ayant donné 16,5 % FeO₂, 13,2 % MgO et 2,8 % TiO₂ ;
- de l'amphibole (hornblende verte) relativement pauvre en titane (12,6 % Fe₂O₃, 14,3 % MgO et 0,9 % TiO₂) ;
- du quartz en grandes plages polycristallines parfois à extinction onduleuse.

Il n'y a pas de datation radiochronologique disponible sur ce massif. Les contacts avec les autres formations n'ont pas pu être observés faute d'affleurement. Il est signalé dans la notice de la carte Confolens à 1/80 000 (Chenevov *et al.*, 1964), un contact intrusif de cette granodiorite dans les séries cristallophylliennes présentant un métamorphisme de contact, dans la vallée de la Blourde.

$m\gamma^4$. **Granodiorite à grain moyen.** La granodiorite à grain moyen occupe les vallées de la Franche-Doire et de la Grande-Blourde (Sud-Ouest de la carte). Les limites de ce faciès avec la granodiorite à gros grain sont imprécises du fait des très mauvaises conditions d'affleurement.

C'est une granodiorite à grain moyen à biotite, qui diffère du faciès à gros grain essentiellement par l'absence d'amphibole. L'altération des feldspaths y est aussi plus importante.

θ - η . **Gabbro-diorite de La Combe.** La gabbro-diorite de La Combe, localisée au Sud du château de La Combe dans la vallée de la Franche-Doire, a été décrite par M.T. Peiffer (1985). Il s'agit d'une roche de teinte sombre, à structure grenue, à grain moyen. Ce faciès présente :

- du plagioclase dont la basicité est comprise entre An 44 et An 55 (andésine), en cristaux subautomorphes ou en plages polycristallines ;
- de l'amphibole (hornblende) de teinte verte, en cristaux subautomorphes à automorphes ;
- de la biotite de petite taille et en partie chloritisée.

Une légère orientation d'origine magmatique peut être observée.

La nature des contacts de la gabbro-diorite avec son encaissant n'est pas connue. Cette roche pourrait constituer une enclave.

Une analyse chimique est donnée en annexe.

FILONS

$\mu\gamma$. **Microgranite porphyroïde.** De nombreux filons de microgranite affleurent le long de la vallée de la Gartempe depuis le secteur de la ferme du Piégu au Sud, jusque dans les environs du moulin d'Ouzilly au Nord. Ces filons se regroupent selon deux directions. Les uns sont orientés WNW-ESE et jalonnent la faille d'Ouzilly, les autres, d'orientation N-S, sont parallèles à la vallée de la Gartempe. La puissance de ces filons est métrique à plurimétrique.

Ce sont des microgranites à texture microgrenue porphyrique, de couleur brun foncé, à biotite et petits cristaux (3 à 4 mm) de feldspaths de couleur blanche.

Ces filons sont tout à fait similaires à ceux connus dans la chaîne de la Marche plus à l'Est (carte géologique Dun-le-Palestel à 1/50 000). Leur âge

de mise en place est tardive et probablement en relation avec les épisodes tectoniques stéphaniens (Lerouge, 1984).

Q. Quartz. Un seul filon de quartz blanc, massif, a été observé au cours des levés. Situé dans la vallée de la Gartempe, il est sensiblement orienté N-S.

Les autres filons de quartz notés sur les anciennes cartes géologiques à 1/80 000 n'ont pas été retrouvés, au Nord d'Azat-le-Riz, faute d'affleurement. Ils pourraient jaloner une zone de faille de direction WNW-ESE, observée ponctuellement. De mise en place tardive, ils sont à mettre en relation avec les nombreux autres filons de quartz qui jalonnent les zones de cisaillement de direction sud armoricaine dans le Massif armoricain et le Massif central (Marche—Combrailles, Arrènes—La Courtine).

Un pointement de quartz filonien est visible à Saulgé, en domaine sédimentaire, où il traverse les marnes du Toarcien.

SECONDAIRE

Les vallées des principales rivières permettent de reconnaître successivement, de l'amont vers l'aval, les formations du Lias puis du Jurassique moyen (fig. 2 et 3).

11-4. **Sinémuro-Hettangien. Argiles sableuses bariolées à l'Est; dolomies oolitiques et jaspes au Sud-Ouest.** Cet ensemble affleure de façon très épisodique.

● **Région ouest** (bassin de la Blourde). À Nérignac on observe 1 à 3 m de dolomie oolitique fine, grise ou jaune, en petits bancs plaquettés, comportant vers la base un ou deux niveaux d'argile verte. Ce gisement n'a pas livré de faune. Cependant, il se présente sous un faciès très caractéristique connu plus au Sud en Charente sous l'appellation de « dolomie jaune nankin ». Les deux niveaux intercalés d'argile verte sont également connus à Champagné-Saint-Hilaire (feuille Lusignan à 1/50 000 : Cariou et Joubert, 1989).

Au château de La Combe au Sud-Est de Nérignac, B. Balusseau (1980) signale la présence de Lias inférieur sableux identifié lors du creusement d'un puits.

Au Nord de Nérignac, au bois des Rafles, affleurent localement des jaspes brun rougeâtre ou jaunes. Ces jaspes qui reposent sur le socle paléozoïque formé de micaschistes altérés, montrent une structure oolitique parfaitement conservée par la silicification : on reconnaît de petites oolites souvent ovoïdes, bien calibrées, accompagnées de fins tests de lamellibranches. Ces jaspes ont été rattachés à l'Hettangien par analogie de faciès avec des formations comparables de Charente.

Cette assise a livré à Queaux, dans la vallée de la Vienne (feuille Gençay : Bourgueil *et al.*, 1987), *Cardinia ovum*, *Trapezium* sp. et *Arcomya* sp. (Lias inférieur).

● **Région nord-est.** Au Nord de Bourg-Archambault, sur la berge droite du Salleron, au pied de la faille de La Tuilerie-de-Chanteloube, un petit affleurement d'argiles sableuses vertes et rouges a été découvert. Ces argiles, situées sous les grès arkosiques du Pliensbachien, ont ensuite été recoupées dans deux sondages situés entre Salleron et Gartempe (614.3.13. et 3.14); leur épaisseur atteint respectivement 17 et 14 m.

Cette formation n'existe ni au Sud de Montmorillon dans la vallée de la Gartempe, ni à l'Est dans les vallées du Narablon et de la Bénaize.

Ces argiles, dont l'analyse micropaléontologique et palynologique n'a donné aucun résultat, ont été rattachées au Sinémuro-Hettangien par comparaison avec des sédiments datés, situés en même position stratigraphique dans la vallée de la Vienne (Balusseau, 1980) et à l'Est (Mouterde, 1952).

L'absence de faune même à caractère résiduel, la présence de niveaux dolomitiques, font penser à un environnement évaporitique plus continental que laguno-marin.

Dans le sondage 614.3.13 on relève la succession suivante, de bas en haut :

- granite altéré ;
- 1,50 m d'argiles rouges graveleuses, verdâtres à la base ;
- 15,50 m d'argiles alternativement vertes puis rouges à lie-de-vin, comportant 6 niveaux dolomitiques plus ou moins démantelés à 3,50 m, 5 m, 11,50 m, 12,50 m, 13,50 m et 14,50 m de la base. Ces argiles sont compactes dans l'ensemble et présentent des passages presque indurés ;

Dans le sondage voisin 614.3.14, les sédiments se présentent sous un aspect différent ; de bas en haut :

- arène granitique ;
- 2,70 m d'argiles rougeâtres de plus en plus chargées en sables vers le sommet ;
- 7,50 m d'argiles rougeâtres à lie-de-vin à passages verdâtres, à nombreux amas dolomitiques au sommet (dans les passées vertes) ;
- 1,40 m d'argiles rougeâtres se chargeant en sables en partie médiane ;
- 2,40 m : séquence granodécroissante débutant par des sables argileux, se poursuivant par des argiles sableuses verdâtres et enfin par des argiles vertes à brunes.

Ces sédiments pourraient correspondre au comblement d'un petit bassin fermé, subsident au cours du Lias inférieur. Ce bassin serait d'extension limitée sur la feuille Montmorillon. Sa limite méridionale correspond à la structure de Bourg-Archambault à Sainte-Marie. Sa limite orientale ne dépasse pas les vallées du Narablon et de la Bénaize. À l'Ouest, les sondages situés entre Saulgé et Montmorillon n'ont pas rencontré le Lias inférieur.

En l'absence de données de sondage, l'extension de ce bassin vers le Nord reste inconnue.

15-6. **Pliensbachien. Grès grossiers arkosiques, massifs, à l'Est ; calcaires bioclastiques et calcaires grésos-conglomératiques à l'Ouest.** Le Pliensbachien affleure de façon plus ou moins continue sur le territoire de la feuille Montmorillon. On distingue trois secteurs où il présente des faciès et des épaisseurs différentes :

- à l'Ouest d'une ligne joignant l'angle sud-ouest de la carte à Moulismes, où il présente un faciès calcaire continu ;

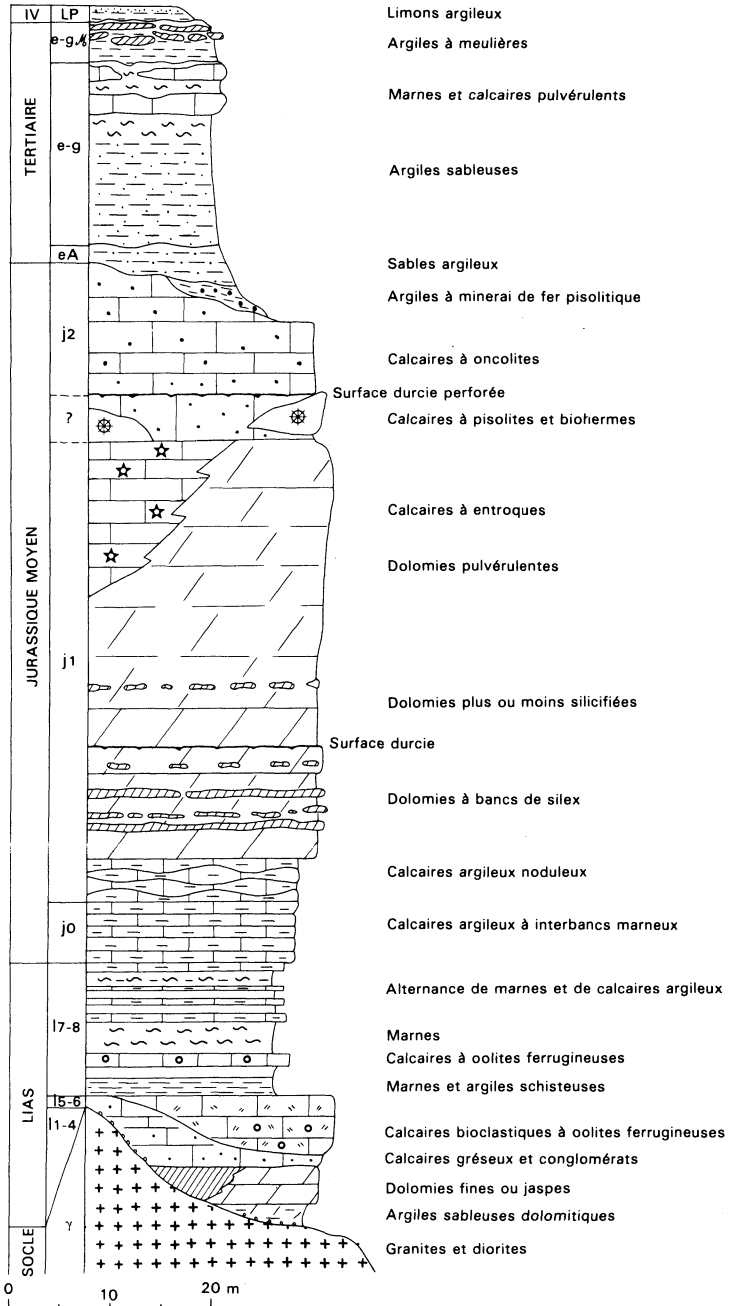


Fig. 2 - Coupe lithologique synthétique à l'Ouest de la carte

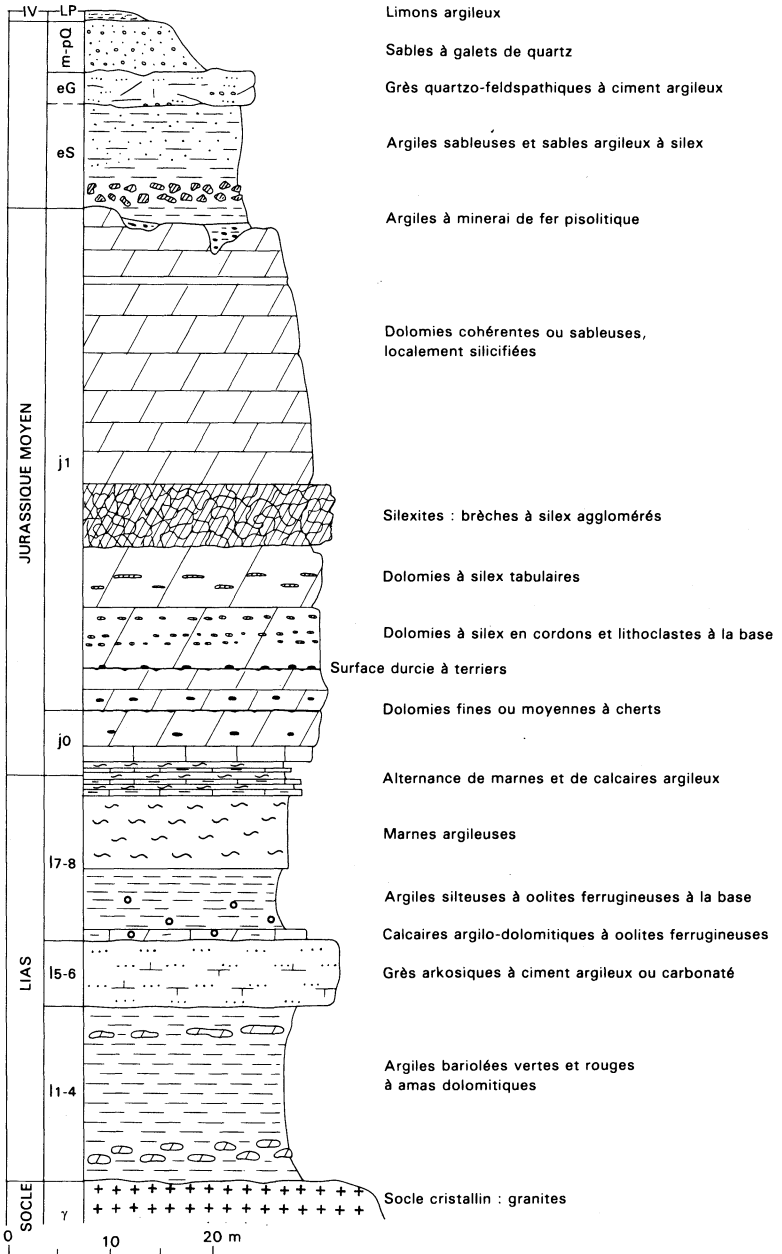


Fig. 3 - Coupe lithologique synthétique à l'Est de Montmorillon

— au Nord d'une ligne passant par La Rallerie (vallée de la Gartempe), Bourg-Archambault et La Roche (vallée du Narablon), où il expose des grès arkosiques ;

— entre ces deux régions, dans les secteurs de Lathus, Plaisance et Moulismes, où l'étage est discontinu (lacune fréquente), il présente un faciès calcaire proche du faciès occidental.

● **À l'Ouest**, le Pliensbachien (7,50 m au maximum) comporte de bas en haut :

— 0,60 à 0,80 m de poudingue feldspathique à ciment calcaire en deux à trois bancs, localement riche en oolites ferrugineuses. Ce niveau semble se charger en détritiques grossiers vers l'Est : à Moulismes il s'agit d'un poudingue assez grossier.

La faune est localement abondante, mais peu diversifiée : *Zygopleura* sp., *Passalotheutis* sp., *Acanthopleuroceras* sp. Les niveaux conglomératiques de base présentent parfois une véritable lumachelle à bélemnites (*Passalotheutis* sp.).

Ce faciès basal semble se biseauter vers l'Ouest au profit des calcaires bioclastiques superposés ;

— 3 à 5 m de calcaire bioclastique, parfois légèrement dolomitique, de couleur rousse à l'affleurement. Cette barre carbonatée ne présente pas de joint majeur. Dans la vallée de la Petite-Blourde, d'Orioux à Saint-Paul, cette formation se charge en oolites ferrugineuses. Elle se termine au sommet par un niveau gréseux plus ou moins raviné.

La faune est abondante : *Entolium disciformis*, *E. frontalis*, *Aequipecten priscus*, *Chlamys textorius*, *Avicula* sp., *Ostrea sportella*, *Modiola* sp., *Gryphea* sp., *Zygopleura* sp., *Spiriferina* gr. *alpina*. Cette assise a également livré des céphalopodes : *Passalotheutis* sp., *Cenoceras* sp., *Amaltheus margaritatus*, *A. subnodosus* et *Arieticeras algovianum*.

La partie basale représenterait le Carixien (zone à Davoei) et la partie supérieure le Domérien (zone à Margaritatus).

● **Au centre**, les rares affleurements situés au Sud-Est de Plaisance, dans le secteur où le Pliensbachien est discontinu, montrent des calcaires gréseux, riches en fossiles (lamellibranches, bélemnites) du Domérien. Dans ce secteur, le Pliensbachien ne serait représenté que par le Domérien (0 à 2,50 m maximum).

● **À l'Est**, dans les vallées de la Gartempe, du Salleron et du Narablon, le Lias moyen se présente sous une forme massive ou stratifiée de manière fruste : grès arkosique poreux, à cimentation calcaire, dolomitique ou ferrugineuse incomplète. Dans la vallée de la Gartempe, cette assise forme de petites falaises (épaisseur maximale : 5 m) à la base desquelles on peut observer le contact avec le socle granitique altéré généralement en retrait. Au sein du sédiment apparaissent des niveaux plus grossiers à petits galets de quartz arrondis, formant la base de séquences mal exprimées à granoclasement décroissant.

On retrouve ces assises sous un faciès identique dans la vallée du Salleron, à l'aval de Bourg-Archambault où elles renferment des petits blocs de roche cristalline altérée, et dans la vallée du Narablon.

Aucun fossile n'a pu être découvert à l'affleurement dans cette formation. Cependant, son origine marine est prouvée par la découverte en sondage de rares organismes : un test de lamellibranche non déterminable au sommet de l'étage, et un fragment de pectinidé à 2 m de sa base dans le sondage 614.3.14 où sa puissance atteint 7 m ; dans ce même sondage, un rostre de bélemnite a été récolté à 1 m de la base de l'étage, immédiatement sous la surface creusée de terriers du premier banc qui se présente ici sous un faciès dolomitique fin.

Dans la vallée de la Bénéaize, le Pliensbachien expose en falaise la succession suivante (3,40 m), de bas en haut :

- granite porphyroïde à filon d'aplite en écueil de 0,70 m dans les sédiments sus-jacents ;
- 0,70 m : dolomie jaune-ocre, tendre, feuilletée, à oolites ferrugineuses, grés-conglomératique à la base ; barytine ;
- 0,50 m : dolomie jaune mouchetée de noir ;
- 0,60 m : dolomie grise fine, dure, grenue ;
- 0,40 m : dolomie fine grise, gréseuse à la base ;
- 0,30 m : dolomie grés-conglomératique terminée par une surface très plane, mais localement ravinée ;
- 0,90 m : grès grossier arkosique à ciment calcaire plus ou moins poreux, à mouches de barytine.

La base de la série (dolomies fines) pourrait représenter un faciès latéral de l'Hettangien ; cependant, aucun argument d'ordre paléontologique ne permet de le confirmer.

En sondage, le Pliensbachien se réduirait à 2 m environ dans la région de Saulgé à Montmorillon ; à Saulgé, il existe à proximité du monadnock de quartz où quelques échantillons de calcaire gréseux à bélemnites ont été récoltés. Vers le Nord-Est, la réduction d'épaisseur se poursuit (0,85 m dans le sondage de Civaux, feuille Chauvigny).

17-8. Toarcien. Marnes, calcaires argileux et argiles à l'Ouest ; argiles à siltites et calcaires à oolites ferrugineuses à l'Est. L'étage, dont l'épaisseur est comprise entre 12 m au Sud-Ouest et 20 m au Nord et à l'Est, se présente sous deux faciès de part et d'autre de la zone relevée de Moulismes-Plaisance. L'augmentation d'épaisseur correspond au seul Toarcien supérieur dont le faciès lithologique, très carbonaté à l'Ouest (marnes et calcaires argileux), devient essentiellement détritique à l'Est (argiles à siltites).

Le Toarcien a été exploité autrefois dans d'innombrables marnières qui jalonnent les affleurements sur les flancs des vallées ; cependant, les points d'observation sont devenus rares par suite du comblement généralisé de ces marnières.

● **À l'Ouest** (vallées des Blourdes), l'étage, débute par quelques mètres d'argiles schisteuses grises, varvées, à débris de poissons (dents, écailles, de couleur brune). Les argiles sont finement micacées ; elles présentent des lits de silt quartzeux et des fragments de lignite. Dans le sondage d'Oranville (614.5.72), elles reposent sur le toit du Pliensbachien profondément taraudé par l'intermédiaire d'un niveau marneux démantelé à éléments phosphatés.

Ce niveau représenterait la sous-zone à Semicelatum et les argiles superposées la base de la zone à Serpentinus (Toarcien inférieur).

Au-dessus viennent des marnes à bancs de calcaires argileux à oolites ferrugineuses. Les calcaires sont tendres, pétris d'oolites ferrugineuses et renferment de nombreuses ammonites. C'est le niveau que l'on observe le plus fréquemment dans les marnières.

La faune recueillie indique le sommet du Toarcien inférieur (sous-zone à *Falciferum*) et la base du Toarcien moyen (zone à *Bifrons*) ; les ammonites sont essentiellement des *Hildoceras* : *Hildoceras* sp., *H. crassum*, *H. lusitanicum*, *H. tethysi*, *H. bifrons*, *H. semipolitum* et *Dactyloceras* sp., *D. cf. commune* ; des bélemnites, des entroques. Dans le sondage 614.5.72, ce niveau mesure 1,80 m.

Ces calcaires sont surmontés par des marnes dont l'épaisseur semble assez variable : 3 à 10 m. Elles débutent par un horizon démantelé à nodules phosphatés et galets taraudés. Ce sont ces marnes grises, très carbonatées au sommet, qui étaient exploitées autrefois pour l'amendement dans les marnières. Elles présentent, vers leur sommet, encore un niveau à nodules phosphatés.

Les marnes fournissent une faune d'ammonites assez rares indiquant le Toarcien supérieur (zone à *Thouarcense*), le niveau à nodules correspondant à un niveau condensé (sommet de la zone à *Thouarcense* à base de la zone à *Pseudoradiosa*). Les ammonites sont représentées par *Grammoceras* cf. *thouarcense*, *G. cf. striatulum*, *Pseudogrammoceras* cf. *bingmanni*, et *Dactylotheuthis* sp. (bélemnite).

Dans le sondage 614.5.72, les marnes représentent 1,30 m environ de sédiments. Elles sont très riches en petits pectinidés (*Variamussium pumilus*).

Les marnes sont coiffées par une alternance de calcaires argileux et de marnes noires bioclastiques, parfois dolomitiques.

La faune, abondante en général, permet de caractériser facilement ce niveau sur le terrain : *Pleydellia* cf. *aalensis*, *P. cf. lotharingica*, *P. cf. buckmani*. Ce niveau est riche en *Gryphea beaumonti* de grande taille. Les niveaux de marne noire qui terminent l'étage peuvent contenir des gros fragments de lignite.

A Moulismes, cette assise livre une faune abondante : *Variamussium pumilus*, *Gryphea beaumonti*, *Entolium* sp., *Pseudogibbirhynchia jurensis*, *Cenoceras* sp.

Les horizons représentés montrent que le sommet du Toarcien supérieur est complet, sauf dans le secteur de La Baudière (vallée de la Petite-Blourde) où le Toarcien terminal manque. Dans le sondage 614.5.72, les calcaires argileux et les marnes ont environ 2 m de puissance.

● **Dans la zone centrale**, de Moulismes à Saulgé et Lathus, le Toarcien repose soit sur le Pliensbachien soit sur le socle cristallin (lacune du Lias moyen).

À Plaisance, on peut observer le contact avec le socle dans le vallon de Tralage ; de bas en haut :

- granite vert altéré ;
- 0,15 m : calcaire beige gréseux à lamellibranches, quartz subarrondis et galets anguleux ;
- joint marneux dolomitique brun ;
- 0,32 m : calcaire dolomitique argileux gris sombre à oolites phosphatées ; ammonites de la zone de *Bifrons* ;
- 0,36 m : calcaire argilo-dolomitique à lignite ; *Harpoceras* sp. ;

- 0,70 m : calcaire argilo-dolomitique tendre passant à des marnes brunes ;
- 0,20 m : calcaire argileux gris-noir à oolites ferrugineuses.

Cet ensemble (1,70 m) représente le Toarcien inférieur réduit et le Toarcien moyen. Au-dessus viennent :

- 1,00 m : marne gris-bleu compacte à *Variamussium pumilus* et *Grammoce-ras* cf. *thouarcense*, micacée à la base ;
- 8,30 m environ de marnes plastiques bleues terminées par un niveau à galets silteux micacés.

Les marnes débutent à la base du Toarcien supérieur (zone à Thouar-cense).

Dans ce secteur, le Toarcien inférieur et moyen condensé représente entre 1 et 2 m de calcaires à la base de l'étage. On rencontre cette série à l'affleurement près de la ferme de Six-Mois en rive droite de la Gartempe (0,70 m env.) et en sondages dans le secteur de Lathus où il est localement superposé à quelques mètres de Lias moyen.

● **Dans le secteur oriental**, le Toarcien inférieur et moyen se présente sous le même faciès : 1 à 2 m de calcaires à oolites ferrugineuses.

Par contre, dans ce secteur, le Toarcien supérieur change d'aspect et de puissance : dans les sondages 614.3.13 et 3.14 on relève 16 à 19,50 m d'argile à fins niveaux silteux en cupules (argiles à siltites) ou de marnes très argileuses à *Variamussium pumilus*, reposant sur 0,25 à 1,30 m de dolomies à oolites blanches (Toarcien inférieur et moyen).

Les marnes noires ou grises à fucoïdes contiennent quelques exemplaires de *Pleidellia* sp. ou *Dumortieria* sp., ainsi que quelques rostrés de bélemnites. Dans le sondage 614.3.13 apparaît à 7 m de la base de l'étage, un niveau remanié à galets taraudés.

Le sommet du Toarcien est jalonné sur les flancs des vallons par de nombreuses sources qui correspondent aux exutoires de l'aquifère du Jurassique moyen.

Les variations d'épaisseur du Lias, selon une diagonale SW-NE sont résumées par le schéma de la figure 4.

jo. **Aalénien. Dolomies à silex, à l'Est ; calcaires dolomitiques et argileux à ammonites (vallée de la Gartempe) ; calcaires argileux et marnes (vallée de la Petite-Blourde).** L'Aalénien présente des faciès et des épaisseurs très variables d'Ouest en Est.

● **À l'Ouest**, l'étage serait absent ou réduit à un banc calcaire à La Baudière, cette lacune faisant suite à celle du Toarcien terminal dans ce secteur.

Entre La Baudière et Moulismes, les coupes de la vallée de la Petite-Blourde et le sondage d'Oranville (614.5.72) permettent d'évaluer la puissance de l'étage de 10 à 14 m. L'Aalénien inférieur et moyen représenterait la majeure partie de l'étage : marnes et calcaires argileux.

Les marnes renferment à la base *Gryphea beaumonti* (petite taille) et *Homeorhynchia cynocephala*, des bélemnites et *Leioceras* sp. Les calcaires argileux livrent *Leioceras* sp., *L. opalinum* et *L. subglabrum*.

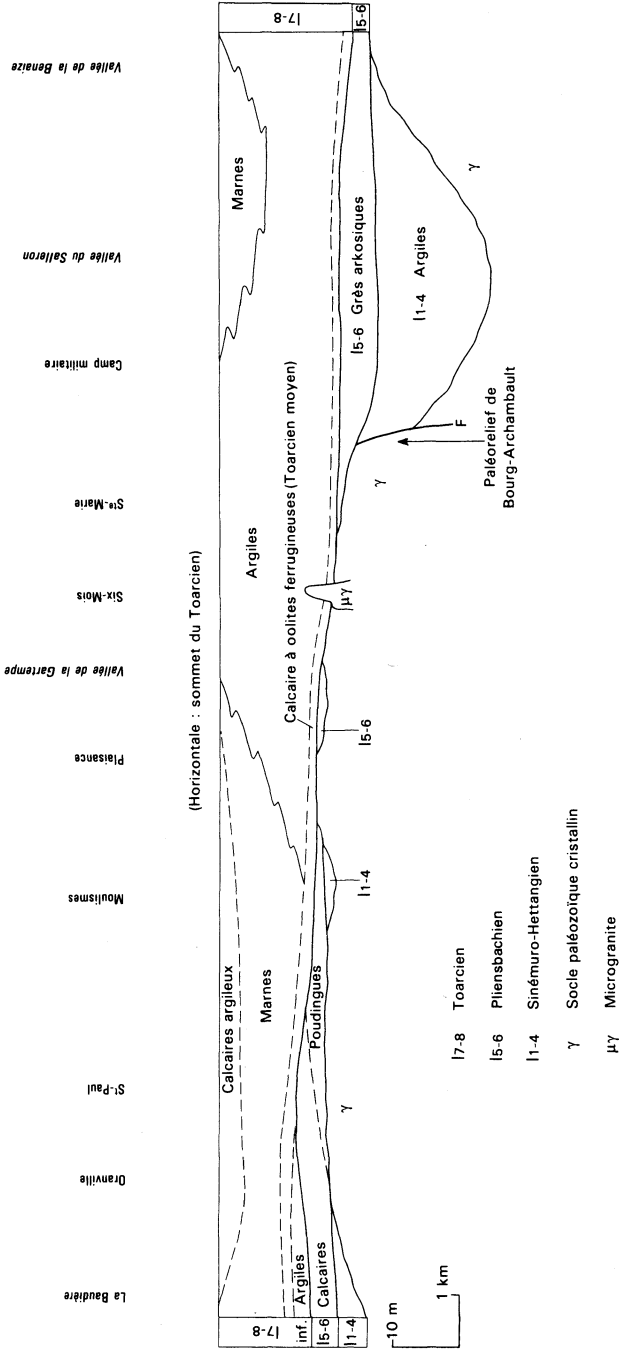


Fig. 4 - Variations d'épaisseur et de faciès du Lias de la vallée de la Petite-Blourde à la vallée de la Benaize

En sondage on relève la succession suivante :

- 6,25 m de calcaire argileux en petits bancs alternant avec des marnes bioclastiques à gryphées ; *Leioceras* cf. *subglabrum* ;
- 4,50 m de calcaire gris bioclastique bioturbé à lignite et sections de lamel-libranches fins ; *Graphoceras* sp. ;
- 3,60 m de calcaire argileux noir à filets anastomosés de marne noire, à nodules siliceux reposant sur un niveau démantelé. Cet ensemble représenterait la zone à Discites (base du Bajocien).

● **Dans la vallée de la Gartempe**, l'Aalénien (6 m) peut être détaillé à Saulgé. Au-dessus des marnes à ammonites du Toarcien supérieur, on relève :

- 1 m de calcaire très argileux dolomitique, bioturbé à chondrites ; *Leioceras subglabrum* ;
- 0,90 m : calcaire grenu dolomitique à géodes de calcite ;
- 1 m : calcaire bioclastique argileux à géodes de calcite, bioturbé ; *Leioceras striatum*, *Ludwigia haugi*, *L. crassa*, *L. murchisonae* ;
- 0,40 m : calcaire bioclastique ; *Brasilia bradfordensis* ;
- 0,80 m : calcaire grenu dolomitique, argileux au sommet avec *Brasilia gigantea*, *Graphoceras* cf. *concovum* et des oursins : *Galeropygus marcoui* ;
- 2,20 m environ : dolomie finement cristalline à passées silicifiées.

À Saulgé, l'Aalénien inférieur (zone à Opalinum), l'Aalénien moyen (zone à Murchisonae) et l'Aalénien supérieur (zone à Concovum) sont représentés.

● **À l'Est de la vallée de la Gartempe**, le faciès de l'Aalénien devient plus dolomitique et affecté par des silicifications.

Dans les sondages 614.3.13 et 3.14, l'étage serait représenté par 1 m à 1,2 m de dolomie microcristalline sombre avec quelques gryphées, terminée au sommet par une discontinuité importante (serpules coloniales au sommet de l'étage et à la base du Bajocien).

j1. **Bajocien. Calcaires dolomitiques et dolomies, niveau de silex bréchi-que (vallées de la Gartempe et du Salleron) ; dolomies pulvérulentes (entre Vienne et Gartempe) ; calcaires sublithographiques, calcaires à entroques et biohermes à polypiers (au Sud et à l'Est de Lussac).** L'étage présente des faciès variés ; cependant, sur la majeure partie du territoire de la feuille, il est représenté par des dolomies ameublées par l'altération, connues dans la région sous le terme de « dolomies de Montmorillon » ou « dolomies de Sillars ».

● **Dans la région de Lussac**, le Bajocien débiterait par un ensemble de 20 m de puissance comprenant des calcaires dolomitiques et des dolomies à bancs de silex reposant sur des calcaires argileux noduleux (visibles dans la vallée de la Petite-Blourde). Cet ensemble, qui n'affleure pas, forme, autour de Lussac, le substratum des dolomies silicifiées en partie qui s'étendent de Lussac à La Fouchardière.

À Peussec, l'étage débute par des calcaires fins bioclastiques à silex. Il se poursuit à l'aval par des calcaires à silex peu fossilifères, puis des dolomies poreuses à silex et bancs de silexites, enfin des calcarénites à entroques en

limite de la feuille. Cet ensemble représente le Bajocien inférieur et moyen. Seraient représentées la sous-zone à *Laeviuscula*, la zone à Sauzei, et la zone à *Humphriesianum*.

Le Bajocien supérieur de la région de Lussac est bien exposé dans la carrière de la Roche de Font-Salive où l'on observe 15 m environ de calcarénites à entroques plus ou moins dolomitisées, à stratification parfois entrecroisée. Cet ensemble peu fossilifère (*Trichites* sp. à la base et *Monsardithyris* sp. au sommet) a été entièrement dolomitisé plus à l'Est. La base de cette série n'est pas visible : le Bajocien supérieur atteindrait 30 m environ de puissance.

Ce sont ces calcarénites qui affleurent près de Chantegros (ruisseau des Ages) au Sud de Lussac où elles supportent des biohermes métriques à poly-piers (*Lochmaelosmia radiata* et des microsolenidés : *Microsolena subtrubinata*).

L'ensemble du Bajocien atteindrait 45 m de puissance dans ce secteur.

● **Dans la vallée de la Gartempe**, le Bajocien inférieur et moyen affleure au Nord de Saulgé (18 m environ) ; on distingue de bas en haut :

– 4 m de dolomie finement cristalline noire en gros bancs, admettant des nodules silicifiés et des géodes de calcédoine, terminés par une discontinuité plane oxydée : sous-zone à *Discites* ;

– 5,60 m de dolomie silicifiée, argileuse à la base, en petits bancs à silex noirs globuleux en trois niveaux au sommet ; *Sonninia ovalis*, *Witchellia* cf. *laeviuscula* (zones à *Sowerbyi* et à Sauzei) ;

– 6 m de dolomies grossièrement cristallines en gros bancs débutant par 0,30 m de dolomie fine. On observe des silex tabulaires discontinus au milieu de la série. La dolomie est riche en entroques ;

– 2,50 m (mais pouvant atteindre 6 m ailleurs) de silexite massive, caverneuse, dure, en relief sur la falaise. La silexite admet des restes de dolomie et des organismes silicifiés (*Ctenostreon* sp., entroques, radioles d'oursins).

Les dolomies grossières et la silexite représentent le Bajocien moyen (zone à *Humphriesianum*).

Le Bajocien supérieur est représenté, à partir de l'entrée sud de la ville de Montmorillon, par des dolomies massives qui affleurent en falaise. Les « dolomies de Montmorillon » atteindrait 40 à 45 m de puissance au Nord de la ville (feuille La Trimouille : Mourier, 1989). Sur le territoire de la feuille Montmorillon, elles atteindraient 40 m dans la région située à l'Est de Sillars où elles se terminent par une discontinuité plane sur laquelle reposent les calcaires oncolitiques blancs du Bathonien. En raison de la forte dolomitisation de ces assises, on n'observe pas de macrofaune déterminable.

Cette formation affleure très largement de Sillars à Montmorillon et de Séchaud à Saint-Léomer dans la vallée du Salleron ainsi qu'au Nord de Martray. On rencontre l'assise de silexite (sommet du Bajocien moyen) sur laquelle elle repose aux environs de La Jugière et au Nord de Martray (vallée du Salleron et vallons affluents).

Le Bajocien est affecté d'une intense karstification qui se manifeste par des pertes et des résurgences notamment entre La Fouchardière et Lussac,

mais aussi sous les recouvrements éocènes entre Montmorillon et Bourg-Archambault.

Par ailleurs, les dolomies meubles du Bajocien supérieur sont activement exploitées en carrière sur le plateau de Sillars à Persac depuis 1984. Le matériau est utilisé comme amendement agricole.

j2. **Bathonien. Calcaires à oncolites et oolites.** Seule la partie inférieure de l'étage affleure autour de Lussac-les-Châteaux (20 m maximum à Ville-neuve).

Au-dessus des niveaux oolitiques à biohermes récifaux du Bajocien terminal visibles à Chantegros, un ensemble de 15 à 18 m de calcaire oolitique à gros oncolites ovoïdes ou sphériques se présente sous un aspect massif. Ces oncolites peuvent atteindre jusqu'à 8 cm de diamètre, donnant à la roche un aspect de poudingue. Entre les oncolites, le reste du sédiment est constitué de bioclastes et de petits ooïdes cimentés par de la sparite ou de la microsparite.

Vers le sommet, cette assise admet quelques colonies isolées de polypiers (*Lochmaeosmilia radiata*), des microsolenidés, des bryozoaires. On note également quelques bancs oolitiques plus fins à sédimentation entrecroisée.

Cet ensemble de calcaire à oncolites et oolites est en général d'épaisseur faible, seule la partie basale étant présente (0 à 10 m) sauf localement dans un compartiment tectonique effondré près de Villeneuve à l'Est de Lussac.

Ces niveaux représenteraient le Bathonien inférieur et, pour les plus élevés, peut-être le Bathonien moyen.

Comme les assises du Bajocien supérieur, les calcaires bathoniens sont karstifiés (gouffre du bois des Coudrières).

TERTIAIRE

Les formations continentales tertiaires recouvrent en discordance toutes les assises précédentes, du socle antémésozoïque aux calcaires bathoniens.

Les **formations éocènes** comprennent successivement :

- des argiles à minerai de fer comblant les irrégularités du substratum jurassique ;
- des argiles sableuses et des sables argileux à niveaux de silex remaniés du Jurassique ;
- des sables quartzo-feldspathiques argileux, localement indurés en grès à ciment argileux (Formation de Brenne). Ces deux derniers termes peuvent être juxtaposés.

La répartition géographique des différents faciès est la suivante :

- autour de Lussac-les-Châteaux, à l'Ouest d'une ligne subméridienne passant par Sillars et La Porcelaine, les sédiments argilo-sableux à minerai de fer à la base sont recouverts localement par les formations lacustres éo-oligocènes ; cette succession s'étend largement au Nord-Ouest sur la feuille Chauvigny ;
- à l'Est de cette ligne et au Nord de la Petite-Blourde, l'Éocène correspond au faciès sables et grès de Brenne ;
- au Sud de la Petite-Blourde, les formations éocènes s'enrichissent en silex et en galets de quartz. Elles résultent vraisemblablement d'un remaniement post-éocène et sont notées e-p (Éocène à Pliocène).

Les **formations mio-pliocènes** s'étendent sur les plateaux éocènes mais peuvent localement reposer sur le substratum jurassique. Elles sont postérieures aux formations éo-oligocènes lacustres qu'elles surmontent localement, et antérieures au creusement des vallées. Elles sont présentes entre les altitudes 115 et 160 m NGF.

Éocène continental détritique (Formation de Brenne)

eA. **Argiles à minerai de fer pisolitique.** Cette formation d'épaisseur très irrégulière, en général discontinue, comble les dépressions d'origine karstique du substratum jurassique moyen sur lequel on la rencontre presque exclusivement.

L'épaisseur maximale peut atteindre une dizaine de mètres à La Régeade par exemple, au Nord-Est de Bourg-Archambault. Les argiles à minerai de fer peuvent être surmontées par le faciès sableux de type Formation de Brenne, comme par le faciès lacustre des environs de Lussac.

Elles se présentent sous une forme meuble : argiles rouges ou ocre, sableuses, à pisolites isolés sphériques ou allongés, de taille inférieure à 5 cm, ou bien masses concrétionnées dures, cimentées à la fois par des oxydes ferrugineux, de la silice et des argiles, souvent riches en quartz détritiques et même en galets ferrugineux ou quartzeux (rares).

Ces minerais de fer ont été autrefois exploités près de Lussac (L'Age-Borge), de Saint-Léomer, de Montmorillon (Sainte-Marie) (voir également « Gîtes minéraux »). La teneur en fer des pisolites atteint 50 % (Fe_2O_3) ; les argiles sont essentiellement kaoliniques. La genèse des minerais de fer serait due à des phénomènes de lessivage et se serait faite *in situ*.

eS ; eG. **Sables argileux, sables argileux à galets de quartz ; grès à ciment argileux (Grès de Brenne).** Ces formations couvrent une importante superficie sur tout le centre et l'Est de la feuille. Elles correspondent à la *série orientale* des sables et argiles marbrées définie par M. Steinberg (1967), équivalent latéral de la Formation de Brenne.

Elles peuvent atteindre plus de 20 m d'épaisseur localement, mais leur puissance moyenne est comprise entre 10 et 15 m sur les plateaux.

Ces formations comprennent deux termes superposés.

● **À la base**, des argiles sableuses à silex brisés et niveaux indurés (brèches à silex), dont l'épaisseur peut atteindre une dizaine de mètres. Cette formation, localement discontinue, existe presque partout sauf au Nord de Moulismes et au Nord de Bourg-Archambault.

Ce sont en fait des alternances d'argile sableuse, d'argile à petits fragments de silex et de niveaux de silex noircis, brisés, indurés ou non. Les niveaux indurés sont particulièrement développés à Chiroux près de Saint-Rémy-en-Montmorillon où on les exploitait pour en faire des meules, et à Abenoux. Les niveaux de silex bréchiqques non indurés sont visibles à l'affleurement près de Champagne et à La Pennetrie au Nord de Lathus.

Les sables et graviers sont quartzeux (ou en silex) ; les argiles sont essentiellement kaoliniques ; le ciment des niveaux indurés (brèches) est argileux.

À Moulismes, la base de la formation éocène présente un faciès induré particulier, appelé localement « pierre de Moulismes », qui a servi en partie à la construction du bourg. Ce sont des grès rouge vif ou brunâtres, à ciment argileux, incluant des sables quartzeux, des rognons d'argile blanche indurée, des graviers de silex, quelques fossiles pliënsbachiens remaniés (bélemnites). Ces grès, dont la puissance peut dépasser 6 m, présentent une stratification subhorizontale fruste. Leur extension géographique est limitée à une bande de quelques kilomètres de longueur située entre Batteresse et l'étang de Plaisance, au Nord immédiat de Moulismes.

La coloration intense dénote la présence de minéraux d'oxydation du fer (goëthite, hématite,...). De même que certains sables rouges consolidés observés à Bussière-Poitevine en limite nord de la feuille Bellac, ces grès argileux semblent reposer directement ou à proximité immédiate du socle granitique de la structure anticlinale de Moulismes.

Le contact avec le socle n'a cependant pas été observé, ce qui aurait permis de vérifier si ce faciès présente à sa base les caractéristiques d'un profil de paléaltération du socle granitique. Les éléments allochtones et la stratification observés sur les coupes naturelles impliquent cependant l'existence d'une phase de transport pour la partie visible de cette formation.

● **Au sommet**, des sables quartzo-feldspathiques (eS), à niveaux de galets de quartz blanc ou à patine grise, sont localement indurés en grès à ciment argileux très durs (eG). Les grains de quartz gris clair sont anguleux et noyés dans un ciment kaolinique ; ils ne sont jamais jointifs.

Au Nord de Bourg-Archambault, dans la vallée du Salleron, cette formation atteint plus de 20 m de puissance aux dépens de la formation sous-jacente localement absente. Elle admet, à la base, de gros galets de quartz noirci ou de silex usés.

Les feldspaths, blancs, généralement assez peu altérés, peuvent former jusqu'à la moitié de la phase détritique grossière dans les passées fines également micacées.

D'après M. Steinberg (1967), le ciment argileux est composé de kaolinite 8,8/10 et d'illite 1,2/10 (moyenne sur 39 échantillons). Les minéraux lourds sont abondants ; M. Steinberg cite à Bourg-Archambault le cortège suivant : tourmaline, staurotide, andalousite, rutile, anatase, zircon, disthène.

Les grès présentent la même composition que le sédiment meuble, l'induration étant due à la présence d'une faible quantité d'opale-cristobalite.

Au Nord-Ouest de Moulismes (Le Grand-Terrier) on peut observer la superposition des grès (faciès Brenne) sur les grès rouges (pierre de Moulismes).

La mise en place de l'ensemble supérieur (sables et grès de Brenne) serait d'âge éocène supérieur. L'ensemble inférieur à niveaux de silex serait anté-bartonnien. Les phénomènes d'induration seraient dus à une silicification postérieure au dépôt (Éocène supérieur à Oligocène).

Éocène—Oligocène

e-g. **Calcaires blancs pulvérulents, marnes blanches, argiles (formations lacustres)**. Les formations lacustres présentes sur la feuille Montmorillon sont d'une manière générale superposées aux formations détritiques éocènes, mais elles peuvent localement reposer directement sur les substratum jurassique à la faveur de phénomènes structuraux (au Nord-Ouest de Villeneuve près de Lussac).

Le gisement le plus oriental est situé près de Montmorillon, à La Grange en rive gauche de la Gartempe, le plus méridional près de l'étang de Maleffe au Nord de la Petite-Blourde.

Ces formations, dont l'épaisseur atteint au maximum 15 m au Nord de Lussac, débutent par des argiles crème ou verdâtres, sableuses (5 à 6 m). Les argiles comportent une forte proportion de smectites. Les sables sont quartzeux fins à très fins.

Au-dessus viennent des argiles peu sableuses associées à des niveaux lenticulaires de calcaire pulvérulent blanc nacré (calcaire lacustre), rarement consolidé. Ce calcaire un peu argileux peut être localement très pur (plus de 90% de CaCO_3). La fraction argileuse accompagnant ces calcaires est en général presque purement smectitique.

Au Sud de Lussac, la formation éo-oligocène lacustre est moins épaisse : elle repose indifféremment sur les argiles à minerai de fer éocènes, sur les dolomies bajociennes ou sur le calcaire à oolites du Bathonien.

Certaines formations lacustres pourraient être contemporaines des derniers épandages détritiques de faciès Brenne dont elles représenteraient un équivalent latéral situé en bordure des zones de sédimentation détritique. D'autres seraient plus tardives. C'est pourquoi la notation e-g qui leur est affectée est moins restrictive que celle (g_{1b}) qui est utilisée sur la feuille voisine Chauvigny (Bourgueil et Gabilly, 1971).

Elles ont été exploitées en « marnières » pour l'amendement des terres acides.

e-g. // **Argiles à meulières (formations lacustres silicifiées)**. Au sommet des formations lacustres on observe, au Nord de Lussac, un niveau continu d'argile à entablements de meulières qui arment le sommet du plateau des Grandes-Brandes à Cherchill et qui s'étendent plus au Nord sur la feuille La Trimouille.

Il s'agit d'un niveau peu épais (4 à 6 m) d'altération des formations lacustres : des phénomènes de décalcification et de silicification ont affecté le sommet des calcaires lacustres. Les produits d'altération restés sur place sont des argiles gris bleuté à verdâtres, à faces de glissement courbes à enduit noir, emballant un niveau de meulière plus ou moins caverneuse, brune à blanche, massive ou disloquée. Ce niveau peut atteindre 3 m de puissance mais est généralement moins épais.

Les argiles sont essentiellement des smectites ; elles sont très peu sableuses sauf à la base.

Par endroit, les calcaires lacustres ont entièrement disparu et la formation des argiles à meulières repose sur les argiles sableuses un peu marneuses de la base de la formation. Ce niveau a fourni, sur la feuille voisine Chauvigny, une faune comprenant *Vivipara soricinensis* et *Limnea orelongo* (Jodot, 1947), permettant de le rattacher au Stampien (faciès sannoisien).

La partie supérieure des formations lacustres, aujourd'hui disparue ou bien décarbonatée et silicifiée, daterait donc du Stampien, alors que la partie inférieure, qui subsiste localement, pourrait dater de l'Éocène supérieur.

Le niveau de meulière est situé à 140 m d'altitude au Nord de Lussac et s'abaisse à environ 130 m NGF au Sud de la ville.

Éocène à Pliocène

e-p. **Argiles sableuses à silex et quartz remaniés**. Cette formation représente l'équivalent latéral des formations éocènes eA, eS, eG, remaniées en partie au cours du Mio-Pliocène. Elle s'étend au Sud de la vallée de la Petite-Blourde où elle supporte localement des sédiments mio-pliocènes mieux caractérisés (Orfonds, Oranville).

Elle correspond à la *série occidentale* des sables et argiles marbrées définie par M. Steinberg (1967), et représente en partie l'équivalent plus ou moins remanié au sommet du terme basal de la Formation de Brenne (eS, eG).

Son épaisseur atteint localement 15 m sur le plateau d'Oranville au pied de la structure relevée du bois des Rafles à Prun-chez-Joint, où la succession est la suivante :

- à la base, 0,50 m d'argile verdâtre, sableuse ;
- 5 m d'argile ocre à abondants fragments de silex anguleux ;

- 3 m de silex subjointifs, anguleux, emballés dans une argile ocre très peu sableuse ;
- 3 m d'argile blanche à passées très sableuses ;
- 2,50 m de sable argileux jaune-ocre à fins graviers à la base.

Plus au Sud, à la limite du socle cristallin, son épaisseur se réduit : on observe des argiles blanches kaoliniques emballant des silex noircis (à fossiles du Jurassique moyen), associées à des niveaux sablo-graveleux à galets de quartz.

Dans cette formation, il n'a pas été observé de niveau induré.

La composition minéralogique de la phase argileuse n'est pas aussi caractéristique que celle de la Formation de Brenne *stricto sensu* : la kaolinite est ici associée à des smectites et à des interstratifiés, des micas et du quartz fin.

Mio-Pliocène. Formations détritiques des plateaux, plus ou moins résiduelles

m-pQ. **Faciès à galets de quartz.** Ce sont des argiles sableuses bariolées, des sables plus ou moins argileux, souvent grossiers, de couleur grise et rouge, à galets de quartz. Les galets de quartz qui les caractérisent sont souvent de petite taille (2 à 5 cm) mais peuvent localement atteindre 15 cm. À la différence des formations éocènes, la phase argileuse comporte une proportion variable de smectites.

Les sables et les graviers sont très usés, arrondis, de même que les galets, ce qui évoque une reprise (fluviale ?) de formations détritiques antérieures (éocènes).

Leur épaisseur est généralement faible (quelques mètres) sauf à l'Ouest de Montmorillon où elle peut atteindre une quinzaine de mètres. Cette formation pourrait être confondue avec des terrasses alluviales ; cependant, elle ne présente aucune stratification entrecroisée quand on peut l'observer en coupe.

Sur les grès éocènes, cette formation est fréquente en mince niveau résiduel et se manifeste par la présence de galets de quartz en dragées dans les sols.

m-pS. **Faciès sableux.** Localement, en rive droite de la Gartempe à Saulgé, des sables identiques à ceux du faciès précédent mais dépourvus de galets de quartz, surmontent les faciès à galets de quartz. On les retrouve sur la rive gauche près de Montmorillon.

m-pA. **Faciès argileux.** Près de Clossac en limite nord de la feuille et au Sud-Ouest des bois de l'Hospice au Nord-Ouest de Moulismes, les formations éocènes sont recouvertes par plusieurs mètres d'argiles plastiques blanches ou verdâtres, pratiquement dépourvues de sables et recouvertes par les limons des plateaux. Ces argiles ont été rangées dans le Mio-Pliocène en raison de leur position stratigraphique.

Tous ces sédiments peuvent être localement cimentés par des oxydes de fer à leur partie supérieure à la base du sol cultivable. Le grès qui en résulte, extrêmement dur, est appelé « bétain » dans la région ; il serait dû à des phénomènes d'engorgement récents (quaternaires) à la base ou au sein des horizons pédologiques.

Les formations mio-pliocènes correspondent aux « terrains de transport des plateaux » de J. Welsch (1903).

La mise en place de ces matériaux, qui a pu s'étaler sur une longue période au cours du Miocène et du Pliocène, est donc contemporaine des phénomènes de remaniement des épandages éocènes situés au Sud de la Petite-Blourde, dont ils peuvent provenir pour partie. D'après des observations effectuées sur la feuille voisine Gençay (carrère de Vernon) où des argiles d'âge pliocène sont ravinées par les sédiments du faciès à galets de quartz (m-pQ), il semble que la majeure partie de ce complexe, et au moins la dernière phase de mise en place, puisse être très récente (Pliocène, voire Pléistocène inférieur).

QUATERNAIRE

LP. Limons des plateaux, d'origine éolienne pour partie. Des placages de matériau fin argilo-limoneux, de couleur marbrée ocre et beige, occupent les sommets de certains plateaux ou collines entre les altitudes 145 et 170 m NGF.

Ce sont des limons fins, beiges au sommet, passant vers leur base (2 m maximum d'épaisseur) à un matériau très argileux sur les argiles à meulrières, beaucoup plus sableux sur les formations détritiques des plateaux ou l'Éocène (Formation de Brenne). Ils peuvent comporter à leur base un petit cordon de graviers ferrugineux et quartzeux ainsi que des nodules noirs d'oxydes de manganèse.

Les limons peuvent couvrir d'importantes surfaces sur les plateaux sous une faible épaisseur (1 m), notamment à l'Est du Salleron et au Sud de la feuille, sur les formations protérozoïques schisteuses où ils n'ont pas été cartographiés.

Fv. Alluvions anciennes de la très haute terrasse. Sables micacés. Ces alluvions anciennes sont situées entre 50 et 70 m au-dessus du cours actuel de la Gartempe ou de la Vienne.

Ce sont des sables rouges quartzo-feldspathiques à petits niveaux de galets de petite taille (gros graviers). Ils sont micacés, non ou très peu argileux. Ils se présentent en stratifications entrecroisées très nettes. Quelques petits niveaux d'accumulation d'argiles (lessivage) sont situés à la base des rythmes.

On peut les observer dans d'anciennes sablières à Saint-Rémy-en-Montmorillon, à l'Ouest de Montmorillon et au Nord de Nérignac près de la vallée de la Blourde (terrasse de la vallée de la Vienne, également visible en limite de la feuille sur le territoire de la carte Gençay).

Fw. Alluvions anciennes de la haute terrasse. Sables, graviers argileux, blocs. Cette terrasse (25 à 45 m d'altitude relative) est uniquement présente à proximité de la vallée de la Vienne au Sud de Lussac, autour de Chantegros.

Ce sont des sables argileux à galets de quartz et de roches éruptives. Près des Aubières, ces sables sont rouges et présentent des stratifications inclinées qui permettent de les différencier des formations détritiques des plateaux situées à la même altitude.

Leur épaisseur est supérieure à 4 m (hauteur visible en sablière).

Fx. Alluvions anciennes de la moyenne terrasse. Sables et graviers, blocs. Ces alluvions en terrasses de la vallée de la Gartempe sont bien développées à l'Ouest de Lathus et au Sud de Montmorillon, en rive droite de la rivière, entre 20 et 40 m d'altitude relative.

Ce sont des sables et des graviers quartzeux incluant de nombreux galets ou blocs de roche granitique ou métamorphique altérée. Ils sont un peu argileux, de couleur souvent rougeâtre, et admettent également des silex jurassiques.

À l'Ouest de Boussigny, une ancienne sablière exploitait à la fois les alluvions et le substratum formé de granite arénisé.

L'épaisseur de ces alluvions peut dépasser 12 m. Cette terrasse alluviale est très nettement séparée de la terrasse inférieure par un talus où affleure parfois le substratum ; la différence de cote au toit des alluvions atteint 15 m.

Fy. Alluvions anciennes de la basse terrasse. Sables et graviers, blocs. Ce sont des sables et graviers quartzeux, faiblement argileux, à galets de quartz, de roches éruptives altérées ou non, de silex. Des blocs de roche éruptive de grande taille (plus de 1 m³) peuvent exister à la base de ce niveau.

Cette terrasse est activement exploitée à La Briquerie au Sud de Montmorillon, sur une épaisseur de 8 à 10 m au maximum. Dans ce secteur, la transition avec les alluvions de la terrasse supérieure se fait de façon assez progressive.

Localement, la base de ces alluvions peut se raccorder aux alluvions actuelles sous lesquelles elles se poursuivent.

Fz. Alluvions actuelles et subactuelles. Limons, argiles et sables. Les alluvions récentes de la Gartempe correspondent à la plaine de débordement de la rivière. On ne les rencontre de façon continue qu'à partir de

Saulgé où le cours de la rivière est moins tumultueux à partir du moment où elle coule sur les formations sédimentaires. Cette disposition vaut également pour toutes les autres rivières de la feuille.

La nature des alluvions récentes est en général très sableuse et même localement graveleuse. Cependant, la partie supérieure est en général plus fine : 1 à 2 m de limons sablo-argileux.

CF. **Colluvions alimentées par les alluvions anciennes.** Localement, les alluvions anciennes de la basse et de la moyenne terrasse alimentent des colluvions qui recouvrent le substratum granitique sur les pentes.

Cm-p. **Colluvions alimentées par les formations mio-pliocènes des plateaux.** Au pied des talus ou des collines recouvertes par ces formations, des colluvions issues des formations détritiques des plateaux s'accumulent en recouvrant soit les assises continentales éocènes, soit les formations jurassiques. Elles couvrent de grandes surfaces à Saint-Léomer.

Ce ; Ce-p. **Colluvions alimentées par les formations éocènes ou éocènes à pliocènes.** Autour de Nérignac et près de Monterban, les formations éocènes à pliocènes à silex sont fréquemment transportées sur les pentes par des phénomènes de solifluxion. Ces colluvions (Ce-p) masquent les assises du Lias et atteignent ou recouvrent le substratum paléozoïque sur les flancs des vallons les plus prononcés.

Les formations de type Brenne, quand elles ne sont pas indurées, alimentent également des colluvions (Ce) sur les flancs des vallées de la Gartempe et du Narablon.

TECTONIQUE

SOCLE

Deux directions de failles sont essentiellement présentes sur la carte Montmorillon : l'une WNW-ESE, l'autre N-S.

Failles d'orientation WNW-ESE

Elles correspondent aux prolongations occidentales des zones de cisaillement de la Marche—Combrailles et d'Arrènes—La Courtine (Lerouge, 1984, 1987 ; Rolin, 1987). Dans la région de Montmorillon, ces deux zones de failles majeures qui affectent le Nord-Ouest du Massif central tendent à se raccorder. Cette jonction s'effectue plus à l'Ouest, sous la couverture sédimentaire du seuil du Poitou, au Sud de Poitiers (Lerouge, 1987 ; Lerouge et Quenardel, 1988).

● **Faille d'Ouzilly.** Sur la carte Montmorillon, cette faille peut être suivie depuis le coin sud-est de la feuille jusqu'au Nord de Moulismes vers l'Ouest. Cette fracture se manifeste dans la morphologie de la région située entre le moulin d'Ouzilly et la limite orientale de la carte, par un remarquable ali-

nement de vallons. Elle passe au pied du moulin d'Ouzilly dans la vallée de la Gartempe. Vers l'Est, cette faille de direction moyenne N 120° se prolonge jusqu'à la bordure occidentale du massif de la Brame dans les environs de Dompierre-les-Églises. Son raccord est proposé avec la faille d'Arrènes qui se trouve dans le même alignement. À travers le massif de la Brame, des jalons discontinus de brèches en marquent le raccord (Chenevoy, 1958 ; Marquaire et Moreau, 1969 ; Rangin, 1971).

Dans le secteur du moulin d'Ouzilly, la faille met en contact au Nord les leucogranites, sans déformation ductile, avec au Sud les migmatites, et plus à l'Est avec le granite à biotite d'Oradour-Saint-Genest. Elle est jalonnée, au Nord du hameau du Peux-Pintureau, par des intrusions de microgranites non déformées. Les migmatites, au contact de la faille, sont schistosées sur au moins 10 m de puissance. Les plans de schistosités sont porteurs de stries horizontales et verticales.

Au Sud du Douet (angle sud-est de la carte), le granite d'Oradour-Saint-Genest et les leucogranites présentent, sur une faible puissance, une structure ultramylonitique intensément bréchifiée.

Cette faille correspond à un cisaillement ductile dextre au Carbonifère inférieur (limite supérieure : fin du Viséen). De multiples rejeux postérieurs se produisent le long de cette faille et affectent la couverture sédimentaire post-paléozoïque.

Au Sud de Moulismes, les failles orientées WNW-ES situées dans la prolongation de la vallée de la Brame, constituent un faisceau de fractures parallèles à la faille d'Ouzilly. Leurs rejeux les plus récents sont matérialisés dans le socle par des zones de brèches plus ou moins puissantes et par le décalage de la couverture sédimentaire sur leur tracé. Des déformations antérieures sont visibles dans le socle, en particulier dans la vallée du cours d'eau des Mâts-d'Adriers. Entre les carrefours de la D 729 avec les routes menant à La Sicardière, au Nord, et à La Roche, au Sud, le granite d'Oradour-Saint-Genest et les granodiorites d'Adriers sont intensément déformés. Ils présentent des faciès ultramylonitiques sur lesquels se surimpose une bréchification tardive. Les granites présentent des structures de déformation ductile caractéristique des zones de cisaillement. Au carrefour vers La Sicardière, les plans de cisaillement C sont orientés N 100° à N 110° avec un plongement de 70° à 80° S et sont porteurs d'une linéation d'étirement inclinée de 10° W. Les plans de foliation S sont sensiblement E-W. Au niveau de Licotière et de Lavaud, des couloirs de déformation plus intenses présentent des structures subverticales S/C N 80° et C' N 95° portant une linéation d'étirement subhorizontale, plongeant localement de 35° E. Ces structures indiquent un cisaillement ductile dextre.

● **Failles associées à la zone de cisaillement de la Marche—Combrailles.** Elles sont visibles dans la partie nord-est de la carte et en particulier le long de la D 10 à l'Ouest de Bourg-Archambault. Ces différentes failles constituent la partie la plus occidentale, dans le Massif central, de la zone de cisaillement de la Marche—Combrailles (Z.C.M.C.). Cette zone de cisaillement, qui est une des prolongations de la zone de cisaillement sud-armoricaine (Z.C.S.A.), a été observée et cartographiée jusque dans la région de Montluçon à l'Est (Lerouge, 1984 ; Lespinasse, 1984 ; cartes géologiques 1/50 000 Saint-Sulpice-les-Feuilles, Dun-le-Palestel, Aigurande, Boussac).

Une histoire tectonique polyphasée au cours du Carbonifère, accompagnée de multiples rejeux postérieurs, a été mise en évidence le long de cette structure (Lerouge *et al.*, 1983, Lerouge, 1984). Au Carbonifère inférieur, postérieurement au métamorphisme majeur (Dévonien) et à la tectonique tangentielle, un premier jeu cisailant ductile dextre le long de cette zone de failles affecte les granites à biotite de type Guéret et les séries cristallophylliennes. Au Namuro-Westphalien, un deuxième cisaillement ductile se produit. Il correspond à un décrochement senestre. Cette déformation est contemporaine de la mise en place des massifs de leucogranites entre 320 Ma et 310 Ma dans le Nord-Ouest du Massif central. À partir de la fin du Westphalien, ces failles présentent des rejeux fragiles (dextre au cours du Stéphanien, à rejets verticaux au Permien et au cours du Cénozoïque).

Sur cette carte, les structures relatives aux déformations fragiles sont les plus visibles. La prolongation de la faille de la Marche qui limite, plus à l'Est, les séries du plateau d'Aigurande des massifs granitiques, se trouve dans le secteur de Champeaudin (angle nord-est de la carte). Elle disparaît sous la couverture sédimentaire en direction de Montmorillon. Plus au Sud, des failles satellites de celle-ci passent par Bourg-Archambault. Là, les granites sont déformés et présentent une foliation mylonitique N 85° à N 90°, qui porte une linéation subhorizontale. Ces structures sont affectées par une bréchification intense. Aucune cinématique n'a pu être mise en évidence sur ces failles.

Entre Bourg-Archambault et le moulin d'Ouzilly, plusieurs failles parallèles ont été retrouvées. Elles sont jalonnées de brèches. Aucune cinématique n'a pu être établie à partir de ces structures. Ces failles limitent cartographiquement les différents faciès granitiques de ce secteur.

Failles d'orientation N-S

Elles paraissent essentiellement localisées le long de la vallée de la Gartempe. Elles sont jalonnées par des filons de microgranite. Cette direction de fractures est connue dans la partie occidentale du Massif central à partir du Stéphanien et correspond principalement à des décrochements. Ces failles sont à mettre en relation avec les événements qui se produisent sur le pourtour nord du massif de Millevaches et le long du Sillon houiller (Lerouge, 1987 ; Rolin, 1987).

COUVERTURE SÉDIMENTAIRE

La structure générale de la feuille de Montmorillon est caractérisée par la présence du substratum cristallin incliné vers le Nord selon un pendage moyen faible : inférieur à 0,5°.

La structure actuelle de la région résulte d'une part d'un héritage hercynien dont les effets se sont essentiellement faits sentir sur la délimitation des domaines paléogéographiques des dépôts mésozoïques (lacune-condensation du Trias et du Lias inférieur et moyen liée à la présence d'un haut-fond) et, d'autre part, d'événements tectoniques plus récents (tertiair-

res) affectant le socle paléozoïque et sa couverture jurassique, et qui ont repris pour certains d'entre eux les structures hercyniennes préexistantes.

Les principales structures sont, du Nord-Est au Sud-Ouest :

- La faille N 60° de Bourg-Archambault (60 m de rejet au niveau du socle et 35 à 40 m au niveau du Toarcien). Cette importante faille a eu une incidence paléogéographique très nette ; en effet, elle correspond à la limite méridionale d'un petit bassin comblé par des sédiments détritiques au cours du Lias inférieur et moyen.

Elle s'amortirait vers le Nord-Est (vallée du Narablon). Des données géophysiques ont permis de reconnaître sa prolongation vers le Sud-Ouest jusqu'à Sainte-Marie ; elle s'amortit également dans cette direction, comme en témoigne la continuité des couches liasiques observée dans la vallée de la Gartempe.

- Au Sud de cet accident, un compartiment — actuellement en position intermédiaire — correspondait vraisemblablement, au Lias, à un haut-fond dans la région de Lathus : lacune du Lias inférieur et moyen, monadnock de Six-Mois près de Champagne (paléorelief dû à un filon de microgranite orienté N-S).

Ce compartiment est limité au Sud par l'importante faille, dite du moulin d'Ouzilly, qui se prolonge vers l'Est en terrain cristallin. Vers l'Ouest, cette faille d'orientation grossièrement N 110° se dédouble près de Plaisance, encadrant un gradin intermédiaire près de Tralage.

L'axe haut qui borde au Sud cette faille est vraisemblablement récent, comme le démontre la présence de Pliensbachien sur le compartiment sud relevé alors qu'il est absent sur le compartiment nord effondré.

Cette structure haute se poursuit au Nord de Moulismes où le Lias a été érodé avant le dépôt de sédiments continentaux éocènes, et jusqu'aux Essarts-du-Chanceau oùaffleure le Toarcien en position élevée.

- De Saint-Rémy-en-Montmorillon à Moulismes et jusqu'à La Planche, un compartiment relativement peu affecté par la tectonique est limité sur sa bordure méridionale par un important complexe faillé.

Ce système faillé à regard N court de L'Épine à l'Ouest, à Maison-Celle à l'Est ; dans sa partie ouest, il s'agit de failles en relais délimitant des compartiments en gradins d'orientation N 110° avec des failles N 60° associées. À partir de Licotière et jusqu'à Saint-Rémy-en-Montmorillon, c'est une faille unique non rectiligne, affectant les assises éocènes, liasiques et le socle.

Le rejet d'ensemble de ce système atteint 100 m, entre le bois des Rafles et Orfonds à l'Ouest de la feuille.

- Le précédent complexe faillé et la faille de Nérignac à regard S délimitent un horst qui s'aligne du bois des Rafles à La Vergne par La Guyonnière et Prun-chez-Joint.

Ce horst ne semble pas avoir eu d'incidence paléogéographique majeure sur les dépôts mésozoïques, comme en témoigne la présence de Lias inférieur à son sommet au bois des Rafles. Cette structure, qui s'articule sur le horst de Peussot (feuille Gençay), correspond donc à des mouvements tectoniques d'âge tertiaire, vraisemblablement post-éocènes.

● Dans le quart nord-ouest de la feuille, les assises jurassiques et tertiaires sont affectées de failles de direction N 110°, N 160° et N 40°.

La faille N 40° de La Planche, à regard W, aurait aux Agoulins un rejet de 40 m environ.

Au Sud de Lussac, un étroit graben N 110° fait affleurer les calcaires du Bathonien supérieur dans la carrière du Four-à-Chaux de Lussac (feuille Gençay).

À l'Est de Villeneuve, un petit horst se manifeste au niveau des sédiments continentaux tertiaires par une lacune de l'Éocène à son sommet, les sédiments lacustres reposant directement sur le Bathonien.

À l'Ouest de Villeneuve, le compartiment effondré du ruisseau de Villeneuve est limité par une faille N 150° à regard W, que l'on suit jusqu'au château de la Fouchadière. De L'Hermentin à Clossac, l'orientation du vallon est clairement influencée par la présence d'une faille N 45°.

En résumé, certaines structures ont une influence nette sur la sédimentation liasique alors que d'autres, plus récentes, ne semblent avoir affecté que la sédimentation continentale tertiaire.

GÉOMORPHOLOGIE, NÉOTECTONIQUE

Le relief observé sur la feuille Montmorillon se réduit à un plateau incliné du Sud-Est vers le Nord-Ouest, avec des altitudes de 258 m (Sud d'Azat-le-Riz) et de l'ordre de 110 m vers Lussac-les-Châteaux. Dans l'extrême Nord-Ouest de la feuille, un relief en forme de « cuesta » domine la partie basse du plateau, le point culminant étant à 147 m. Enfin dans le Sud-Ouest, les collines de Nérignac dominent de 20 à 30 m le plateau principal.

Plusieurs cours d'eau importants traversent la feuille. Du Nord-Est au Sud-Ouest ce sont la Bénaize, le Narablon, le Salleron, la Gartempe, la Petite-Blourde, et dans le Nord-Ouest, le ruisseau des Grands-Moulins. De plus, entre Lussac-les-Châteaux et Montmorillon, deux ruisseaux se perdent dans le karst développé dans les calcaires du Jurassique moyen. Les vallées sèches qui se prolongent au-delà des pertes vont se raccorder aux cours aériens et aux résurgences.

Les lignes de partage des eaux ne sont pas apparentes sur le plateau, et les bassins-versants mal délimités. Par rapport aux points les plus hauts du plateau, les cours d'eaux sont encaissés de 30 à 100 m (à l'entrée de la Gartempe sur la feuille), mais il existe des ressauts et des replats intermédiaires. De ce fait, les escarpements ou bords de plateau dépassent rarement les 50 m de commandement, valeur retenue pour le changement de figuré (fig. 5, en dépliant).

D'autre part, si les cours d'eaux principaux suivent assez régulièrement la pente générale du plateau (sauf le ruisseau des Grands-Moulins), leurs affluents ont retrouvé rapidement les directions structurales du socle : N 30°, N 45° et N 110-120°.

Surfaces d'aplanissement

Si on applique sur cette carte les mêmes méthodes de cartographie géomorphologique que celles utilisées sur les feuilles voisines, on constate aisément que le plateau principal est découpé en grandes lanières lobées-ramifiées (fig. 5). Ces lanières sont des lambeaux d'une vaste surface antérieure au creusement des vallées récentes, et dont le façonnement s'est interrompu vers la fin d'un Pliocène mal daté.

Deux reliefs dominent cette basse surface : les collines de Nérignac au Sud-Ouest, et la « cuesta » au Nord de Lussac-les-Châteaux. Ces reliefs se prolongent sur les feuilles voisines et possèdent un sommet plan ; on peut parler à leur sujet de plateaux. Un figuré particulier leur a été attribué, celui de la « surface supérieure » (fig. 5). Nous discuterons dans la partie néotectonique les interprétations que l'on peut proposer, et qui nécessitent, entre autres éléments, la connaissance des formations superficielles recouvrant ces divers plateaux.

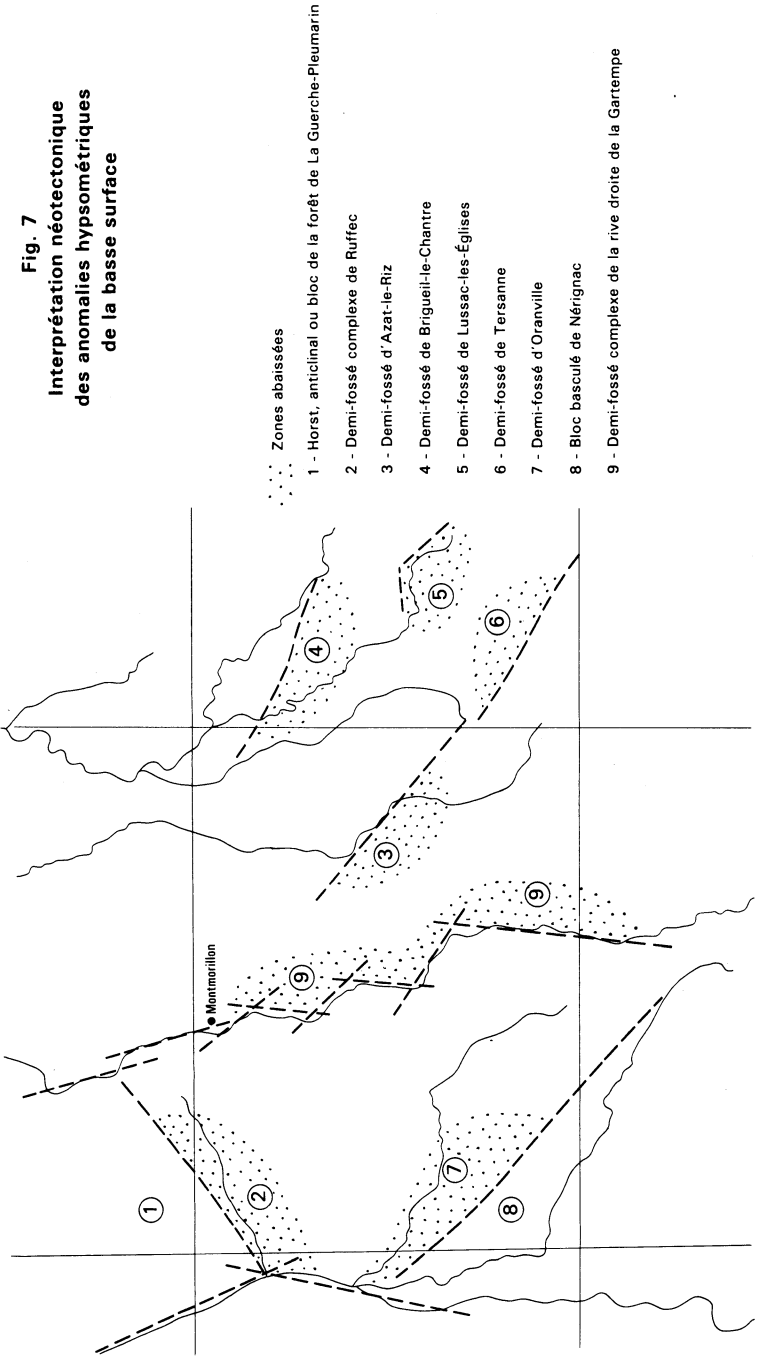
À partir de la basse surface, l'enfoncement des vallées ne s'est pas fait instantanément mais en plusieurs épisodes, les derniers pouvant être corrélés très certainement avec les variations du niveau des mers au Quaternaire, et les premiers pouvant l'être avec une surrection générale de la région : c'est la « gouttière » développée essentiellement dans la Gartempe et bien repérée plus à l'Est en plein socle. Il est à remarquer que le tracé de cette gouttière ne coïncide pas tout à fait avec les terrasses alluviales reconnues sur la carte, mais il peut exister des terrasses rocheuses dépourvues de sédiments. La très haute terrasse ne semble pas avoir d'expression morphologique nette, ce qui est probablement en rapport avec un état de dégradation avancé.

Formations superficielles héritées du Tertiaire récent

Nous ne reviendrons pas sur l'Éocène—Oligocène abondant, bien repéré et cartographié ici, par opposition aux territoires situés plus à l'Est où ces terrains sont exceptionnels et liés à une paléotopographie d'incisions ou des fossés d'effondrement.

Les cailloutis variés « mio-pliocènes », ou provenant du remaniement à cette époque de formations connues, représentent pour nous la formation corrélative de la basse surface. Il est probable que ces cailloutis existent également dans le quart sud-est, comme sur la feuille voisine Saint-Sulpice-les-Feuille, mais ils n'ont pas été recherchés systématiquement sur le socle. Leur extension est donc probablement beaucoup plus vaste que ce qui est figuré sur la carte. À l'échelle régionale, cette formation est de moins en moins conservée à mesure qu'on pénètre dans le massif ancien. Elle n'est présente qu'aux extrémités distales des languettes adossées à un relief

Fig. 7
Interprétation néotectonique
des anomalies hypsométriques
de la basse surface



résiduel (feuilles Aigurande, Guéret, Ambazac, ...), puis finissent par manquer totalement.

Relation entre lithologie et relief

La basse surface, soutendue çà et là par des cailloutis corrélatifs, tranche indistinctement des calcaires jurassiques, des argiles et sables éocènes, et du socle granitique et cristallophyllien. La classique « dépression périphérique » située entre le socle et sa couverture sédimentaire, manque totalement. L'aplanissement tertiaire (érosion—remblaiement) a nivelé et recouvert le contact des terrains mésozoïques sur le socle. De plus, cette surface « éogène » a été retouchée (érosion—remblaiement) à son tour au Mio-Pliocène pour donner la basse surface localement recouverte de cailloutis. Il n'y a donc aucune expression en surface de la lithologie, si on excepte les quelques phénomènes karstiques de pertes et résurgences sur le plateau calcaire à l'Est de Lussac-les-Châteaux.

Les deux reliefs signalés précédemment (collines de Nérignac et « cuesta » au Nord de Lussac-les-Châteaux) se dressent de 30 à 40 m au-dessus du plateau monotone principal. Les collines de Nérignac sont armées par du socle et des sédiments jurassiques recouvert d'un placage de formations éocènes remaniées au Mio-Pliocène. Mais c'est également la constitution du plateau immédiatement en contrebas, vers le Nord. On ne saurait donc parler de cause lithologique pour expliquer l'existence de ces collines, et nous envisagerons plus loin une hypothèse de déformation néotectonique de la basse surface. Le plateau qui domine Lussac-les-Châteaux au Nord est nettement différent. Il est coiffé d'une formation dure, une argile à meulières. On peut donc considérer qu'il s'agit d'une « cuesta » (couches faiblement inclinées vers le Nord-Ouest) ou d'un escarpement (couches sub-horizontales) peu marqué, avec une convexité sommitale nette. Mais une origine tectonique n'est pas à exclure. Quoi qu'il en soit, c'est le seul endroit sur la carte où une couche dure forme un relief.

Morphologie et néotectonique

Les lanières de la basse surface ne sont pas aussi régulières que la carte de la figure 5 le laissent penser. En traçant les courbes de niveau de cette basse surface, en son état actuel, on constate (fig. 6, en dépliant) un certain nombre d'anomalies. Ainsi, de part et d'autre de la partie moyenne du Salleron, les courbes ne se raccordent pas et dessinent le demi-fossé d'Azat-le-Riz (3, fig. 7). Les collines de Nérignac ont valeur d'un bord de bloc soulevé (8, fig. 7), tandis que le demi-fossé en contrebas (Oranville : 7, fig. 7) est assez peu marqué. Tout le secteur de la rive droite de la Gartempe est plus ou moins nettement en contrebas, de 5 à 30 m, du plateau de la rive gauche. Enfin, le relief au Nord de Lussac-les-Châteaux appartient à un vaste plateau qualifié de horst, anticlinal ou bloc soulevé de la forêt de La Guerche—Pleumartin ; l'escarpement n'est sans doute pas uniquement lié à la lithologie, des causes tectoniques viennent très probablement s'y ajouter (demi-fossé complexe de Ruffec : 2, fig. 7).

Conclusions : évolution géologique et géomorphologique

La surface posthercynienne a été recouverte tardivement par les dépôts marins de l'Hettangien : le Trias manque ici dans son intégralité. Les sédiments jurassiques qui ont recouvert l'ensemble du Massif central ne sont que très peu conservés. Les sédiments crétacés, dont nous ignorons l'extension, manquent totalement. Un ravinement important recoupe en biseau les formations jurassiques et le socle. Il est suivi d'une sédimentation pendant l'Éocène et le début de l'Oligocène. Il s'élabore ainsi la surface « éogène » des auteurs. Au Mio-Pliocène, cette surface et les formations corrélatives qui la déterminent sont remaniées par l'établissement d'une nouvelle unité, la basse surface, qui va à son tour tronquer le socle et l'Éocène—Oligocène, mais parfois atteindre les formations du Jurassique (Les Agoulins au Sud de Lussac-les-Châteaux). Les formations corrélatives de cette surface sont complexes et variées, en fonction du matériel remanié. Le façonnement de cette surface se termine au cours du Pliocène, immédiatement avant le creusement des « gouttières », puis des vallées récentes. Les déformations enregistrées par cette surface sont donc postérieures à un Pliocène mal daté et antérieures à l'actuel. L'étude détaillée des terrasses alluviales, à l'échelle régionale, permettrait sans doute de préciser les âges de ces déformations.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Sur le territoire de la carte, on distingue quatre formations aquifères d'inégales importances. Ce sont :

- le socle cristallin ;
- le Lias inférieur et moyen ;
- le Jurassique moyen (Aalénien à Bathonien) ;
- les formations tertiaires (Éocène).

Seul l'aquifère du Jurassique moyen présente un réel intérêt économique.

Aquifères du socle cristallin

Sur la moitié méridionale de la carte, les roches cristallines (granites, migmatites, diorites) sont souvent altérées sur plusieurs mètres d'épaisseur ; les arènes constituent alors un réservoir potentiel dont l'importance dépend de l'épaisseur de l'altération.

En profondeur, la roche saine est localement fracturée et permet la circulation d'eaux souterraines. Le plancher de l'aquifère correspond à la zone de fermeture des fissures superficielles de la roche.

La ressource en eau souterraine des formations cristallines est faible, ce qui se manifeste en surface par l'abondance des exutoires de faible débit

(quelques mètres cubes/heure au maximum), dont la plupart tarissent à l'étiage.

Les bassins hydrogéologiques correspondent aux bassins-versants topographiques en liaison avec une faible perméabilité générale du magasin.

Les eaux sont peu minéralisées mais peuvent localement adopter un faciès hydrochimique bicarbonaté calcique et sodique (degré hydrotimétrique : 5 à 10°).

Ces eaux sont exploitées par des puits fermiers dont la productivité reste faible.

Aquifère du Lias inférieur et moyen

À l'Est de la vallée de la Gartempe, le Lias inférieur et moyen détritique n'est pas aquifère.

Au Sud-Ouest de la carte (vallées de la Petite-Blourde et de la Franche-Doire), les dolomies du Sinémuro-Hettangien et les calcaires du Pliensbachien sont fissurés : ils admettent des circulations d'eau souterraines aboutissant à quelques sources de moyenne importance :

- dans la vallée de la Petite-Blourde : les fontaines d'Orioux, de Fontgen-dre, de La Potière, la font Bouinot, la font de la Vergne,... ;
- dans la vallée de la Grande-Blourde : la source de L'Age-Boutrie.

L'aquifère est captif entre le socle cristallin au mur et les marnes du Toarcien au toit. Il se poursuit sous les formations plus récentes du Jurassique moyen en direction de Lussac-les-Châteaux vers où il s'amincierait.

En raison de la faible extension des bassins et de leur couverture par les marnes du Toarcien, la ressource en eau souterraine de cet aquifère est assez modeste.

Les eaux sont minéralisées, dures (degré hydrotimétrique de 30 à 40°), de faciès hydrochimique bicarbonaté calcique et magnésien. Grâce à la protection assurée par les marnes toarciennes vis-à-vis des risques de pollution, la qualité bactériologique de ces eaux devrait être bonne.

Aquifère du Jurassique moyen

Sur la partie septentrionale de la feuille, les calcaires et les dolomies du Jurassique moyen constituent le principal niveau aquifère. Il s'agit d'une nappe circulant dans le réseau de fissures et chenaux d'origine karstique qui affecte principalement les dolomies du Bajocien et localement les calcaires oolitiques bathoniens.

L'aquifère, dont le mur est formé par les marnes du Toarcien supérieur, est pratiquement toujours libre sauf en période de crue où, en particulier entre Gartempe et Salleron, les assises argileuses éocènes provoquent temporairement sa mise en charge.

L'aquifère du Jurassique moyen intéresse, à l'Ouest d'une ligne subméri-dienne Le Plasteau—Plaisance, le bassin de la Vienne et, à l'Est de cette ligne, le bassin de la Gartempe. Il est alimenté directement par infiltration des eaux de pluie à partir de ses affleurements, et indirectement par le flux régulé en provenance des formations tertiaires superposées.

Les calcaires et les dolomies du Jurassique moyen étant intensément karstifiés, une partie de l'alimentation de l'aquifère se fait par injection d'eaux superficielles dans les pertes et les gouffres qui jalonnent sa surface à la limite des affleurements tertiaires. Les gouffres absorbants les plus nombreux et les mieux connus sont situés entre Vienne et Gartempe :

- autour de La Fouchardière ;
- gouffre du Maupas ;
- perte de L'Age-Boué ;
- perte de La Maisonneuve ;
- au Nord de Lussac-les-Châteaux : gouffre du bois des Coudrières ;
- au Sud de Lussac-les-Châteaux : perte et fontaine d'Orfonds.

Il en existe également à l'Est de la Gartempe. Citons : les pertes de Corne-roux, des Arcis au Nord-Ouest de La Pierre-Soupèze, de La Brulière près du Salleron, du ruisseau du Courazeau près du Four.

Les exutoires de cet aquifère sont assez nombreux et de faible importance dans les secteurs où sa puissance est réduite : bassins de la Petite-Blourde et du ruisseau des Ages, de la Gartempe à l'amont de Saulgé, bassins du Salle-ron et du Narablon. Ils sont plus rares mais ont un débit plus important en région à caractère karstique où l'aquifère se présente sous une épaisseur importante (jusqu'à 50 m). Les principales sources sont :

- la résurgence de La Roche à Lussac-les-Châteaux ;
- la font aux Moines, la source de La Trutte, la font de Sazat et la source de Néchaud, dans la vallée de la Gartempe.

Au point de vue hydrochimique, les eaux présentent un faciès bicarbo-naté calcique parfois magnésien ; elles sont en général assez dures, leur titre hydrotimétrique variant de 20° au Sud à 40° au Nord. Elles présentent une qualité bactériologique variable en fonction de l'état de protection naturelle du bassin vis-à-vis des pollutions véhiculées par les eaux superficielles. Cette qualité est souvent douteuse en pays karstique.

L'aquifère du Jurassique moyen fournit une part notable de l'alimenta-tion en eau potable à partir des captages de La Crouzette, font de Sazat, La Macherie, Les Prades, Juillet et Néchaud.

L'aquifère est de plus en plus sollicité pour l'irrigation ; les forages pro-ductifs sur les communes de Sillars et Persac notamment fournissent des débits compris entre 45 et 120 m³/h.

Aquifères des formations tertiaires

Les sables argileux et les grès éocènes de la Formation de Brenne peuvent receler une modeste ressource en eau souterraine.

En règle générale, cette formation est peu perméable comme le démontre l'existence des nombreux étangs qu'elle supporte. Cependant, sur les flancs des vallées on remarque de petites sources situées au contact des argiles de la partie inférieure de la formation et des grès de la partie supérieure.

Les eaux circulent dans un réseau de fractures affectant les grès ; cette fracturation est d'ailleurs bien visible dans les anciennes carrières pour l'empierrement et la construction situées sur les plateaux de part et d'autre de la Gartempe.

Cet aquifère n'est exploité que par des puits fermiers qui fournissent une eau très douce.

Formations alluviales

Les formations alluviales de la Gartempe, de faible puissance, ne contiennent pas de ressource importante en eau souterraine.

PRINCIPALES SUBSTANCES UTILES

Granites et autres roches plutoniques

Les roches dures du socle cristallin ont été exploitées autrefois pour la construction ou l'empierrement. Aujourd'hui, toutes les carrières sont abandonnées. Citons la carrière de granite mylonitisé de Bourg-Archambault, les carrières de leucogranites et de migmatites de Chez-Moroux, dans la vallée de la Gartempe, et la carrière de granite à biotite de Beauvais, à l'Ouest de Moulismes.

Sables et graviers

Les alluvions sablo-graveleuses de la basse et de la moyenne terrasse sont exploitées dans la vallée de la Gartempe (Fy, Fx). Les alluvions de la basse terrasse étaient jusqu'alors préférées car moins argileuses que celles de la terrasse supérieure. Cependant, compte tenu des impératifs fonciers, de nouvelles carrières exploitent la moyenne terrasse depuis 1986.

Sables

De petites sablières subsistent dans les alluvions de la haute terrasse et de la très haute terrasse (Varennes). Les sables de la très haute terrasse sont peu argileux et de bonne qualité.

Dolomie

La dolomie pulvérulente était exploitée autrefois pour les amendements sous les appellations de « marne » ou de « tuf ». Elle a connu un regain d'intérêt à partir de 1983, date à laquelle plusieurs exploitations importantes ont été implantées sur les communes de Sillars et Persac (Les Aubières).

Le matériau se présente sous l'aspect d'un sable dolomitique fin, souvent pulvérulent, constitué en majeure partie de cristaux de dolomite. Il titre en moyenne 20,2 % de MgO et 30 % de CaO. Il est utilisé principalement pour l'amendement des terres acides.

D'importants gisements existent sur les communes de Lussac-les-Châteaux, Sillars, Persac et Montmorillon.

Marne

D'innombrables exploitations anciennes jalonnent les affleurements toarciens et tertiaires (e-g). Les marnes étaient utilisées également pour l'amendement des terres agricoles. On leur prêtait, en plus du pouvoir alcalinisant du carbonate de calcium, un effet fertilisant dû aux phosphates et à la matière organique contenue. Cependant, ces deux éléments sont inexistantes dans les calcaires lacustres et en concentration très faible dans les marnes du Toarcien.

Argile

Les niveaux argileux des formations éocènes ont été utilisés autrefois pour la fabrication de tuiles et briques, notamment à La Porcelaine entre Lussac et Moulismes et près de Maison-Celle.

Des échantillons d'argile provenant de la région de Montmorillon et vraisemblablement recueillis à la base de la formation éocène ou même dans le karst jurassique sous-jacent, de couleur rose, ont été reconnus à la fin du 19^e siècle comme une nouvelle variété d'argile à laquelle on a donné le nom de *montmorillonite*. Il s'agit d'une argile gonflante faisant partie de la famille des smectites qui, dans la série géologique de la région, seraient plutôt localisées dans les assises éo-oligocènes lacustres. Jusqu'à maintenant, aucun indice de la présence d'un gisement important de ce minéral n'a été recueilli dans les assises éocènes où le minéral avait été découvert. Le « gisement historique » se situe au Sud de Montmorillon, dans la cave d'une ancienne brasserie en rive gauche de la Gartempe (2.4001).

Des altérites vraisemblablement peu mobilisées mais évoluées en surface au point de perdre toutes les caractéristiques macroscopiques de la roche initiale, sont développées essentiellement sur les leucogranites (γ^1) et les granites à biotite (γ^3) du quart sud-est de la feuille où elles peuvent atteindre une dizaine de mètres d'épaisseur. Ces formations ont été utilisées autrefois pour des tuileries et briqueteries autour de La Gare-de-Thiat.

Grès

Les grès à ciment argilo-siliceux de l'Éocène (Formation de Brenne) ont été localement exploités pour la construction dans le centre et le Nord-Est de la région.

Les niveaux grossiers de la base ont localement servi à la fabrication de meules (Le Chiroux).

GÎTES MINÉRAUX

Fer

Le sidérolitique en poches sur les calcaires jurassiques, contenant du minerai de fer, a été autrefois exploité par tranchées, petites carrières, et puits ; cette activité a cessé vers le milieu du 19^e siècle.

Le minerai constitué de limonite, oxyde et hydroxyde de fer, débarrassé de sa gangue argileuse, sableuse ou gréseuse, rendait de 18,9 à 38,5 % de son poids.

Les principaux points d'exploitation où l'on peut parfois voir les vestiges sont :

- Siouvre : 1.4001
- Les Aubières : 1.4002
- Corneroux : 3.4001
- Cormier : 3.4002
- Champ : 4.4001 (2 points d'extraction).

Uranium

Dans le P.E.R. de Lathus, les indices uranifères de Beauclair—La Celle (7.4001) et La Lucasserie (8.4001), situés au contact granite-leucogranite, ont été prospectés en surface et par sondages par la Compagnie métallurgique et minière de l'Indochine (C.M.M.I.).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires dans le **guide géologique régional : Poitou, Vendée, Charentes** (Gabilly, 1978), Paris : Masson édit. L'*itinéraire 6*, bien qu'effleurant à peine la feuille Montmorillon, y décrit une série jurassique et tertiaire très comparable.

CARACTÉRISTIQUES DES PRINCIPAUX SONDAGES

N° Inv. BRGM 614	Coordonnées Lambert			Profondeur totale	Dernière formation atteinte	Cote du toit
	X	Y	Z			
1.11	480,36	154,56	119	62	Granite	57
1.21	481,27	157,62	115	50,5	Aalénien	67
2.3	488,90	157,96	117	12	Bajocien	106
2.15	487,11	155,40	116	36,5	Toarcién	88
2.16	488,70	153,72	96	9,6	Granite	91
2.26	486,97	157,40	112	50	Toarcién	65,5
3.12	494,29	160,63	130	28,6	Bajocien	118
3.13	493,63	156,24	150	84	Granite	69
3.14	492,83	155,13	158	74,2	Granite	87
4.1	501,55	160,45	140	32,3	Granite	109,5
5.7	479,46	147,94	142	25,6	Granite	119
5.72	477,53	148,39	154	52	Granite	106,4
6.41	486,55	147,59	192	31	Granite	170
6.42	484,40	146,49	188	40	Granite	158
7.29	491,48	150,67	165	25	Granite	144

BIBLIOGRAPHIE

BALUSSEAU B. (1980) – Le Jurassique inférieur et moyen sur la bordure nord-ouest du Limousin (région de Gouex à L'Isle-Jourdain, Vienne). Thèse 3^e cycle, Poitiers, 140 p., 57 fig., 13 pl., 1 carte.

BALUSSEAU B. (1981) – Extension du Lias inférieur et moyen sur le versant parisien du seuil du Poitou. *Bull. inf. géol. bass. Paris*, vol. 18, n° 2, p. 51-53.

BALUSSEAU B. (1982) – Le haut-fond de Persac (Vienne). Un promontoire au Jurassique sur la bordure SW du bassin de Paris. *Bull. inf. géol. bass. Paris*, vol. 19, n° 2, p. 34-43, 5 fig.

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

BOGDANOFF S., BÖESSE J.M., CIRODDE J.L., DAMBRINE P., SY D., ZISERMAN A., PELLATON C., LORENZ C. (1988) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Sulpice-les-Feuilles (615). Orléans : BRGM. Notice explicative par S. Bogdanoff, M. Cohen-Julien, J.M. Böesse, J.L. Cirodde, P. Dambrine, P. Freytet, D. Sy, G. Lerouge, J. Constans (1989), 34 p.

BOURGUEIL B. (1962) – Contribution à l'étude du Dogger entre la vallée de la Vienne et la vallée de la Creuse. Dipl. ét. sup., Poitiers, p. 5-22, 2 fig.

BOURGUEIL B., GABILLY J. (1971) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Chauvigny (590). Orléans : BRGM. Notice explicative par B. Bourgueuil, J. Gabilly, B. Coirier, P. Moreau (1971), 17 p.

BOURGUEIL B., MOURIER J.P., DHOSTE M. (1987) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Gençay (613). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.P. Mourier *et al.* (1989), 42 p.

CARIOU E., JOUBERT J.M. (1989) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Lusignan (612). Orléans : BRGM. Notice explicative par E. Cariou, J.M. Joubert (1989), 42 p.

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

DEVANTOY J.B. (1962) — Bibliographie géologique du Centre-Ouest de la France. *Trav. Inst. géol. anthr. préhist. Poitiers*, t. III, p. 21-125.

FLAGEOLLET J.C. (1977) — Origine des reliefs, altérations et formations superficielles : contribution à l'étude géomorphologique des massifs anciens cristallins. L'exemple du Limousin et de la Vendée du Nord-Ouest (thèse Lettres, Nancy). *Sci. de la Terre*, mém. 35, 461 p., 138 fig., 29 tabl., 9 pl. h-t.

FLOC'H J.P., JOUBERT J.M., SANTALLIER D. (à paraître) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Bellac (639). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.P. Floc'h *et al.*

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

FREYTET P. (1988) — Quelques réflexions à propos du relief du Limousin. *Norois* (sous presse).

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

FREYTET P., LEROUGE G., QUENARDEL J.M., BOGDANOFF S., BOUVIER P., COHEN-JULIEN M., LEMAIRE D., ROLIN P., SCHMITT P. (1985) — Esquisse néotectonique des pays limousins, marchois et bourbonnais (Nord du Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 301, II, 15, p. 1163-1168.

GABILLY J. (1957) – Contribution à l'étude du Lias, du Jurassique et de leur soubassement cristallin sur la bordure NW du Limousin (feuille de Confolens au 1/80 000). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LIV, n° 252, fasc. B, p. 81-103, 4 fig.

GABILLY J. (1962) – Les variations de la sédimentation du Lias et du Jurassique en relation avec le seuil du Poitou. Colloque sur les seuils en Géologie. 87^e congr. soc. sav., Poitiers, p. 679-699, 1 carte, 1 fig.

GABILLY J. (1973) – Le Toarcien du Poitou. Biostratigraphie de la région du stratotype. Évolution des *Hildocerataceae* (*Ammonitina*). Thèse État, Poitiers, 90 p., 18 fig.

GILLARD P.A. (1938) – Contribution à l'étude du Lias de la feuille de Poitiers. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXXIV, n° 197, p. 269-276.

GLANGEAUD P. (1895) – Le Jurassique à l'Ouest du Plateau central. Contribution à l'histoire des mers jurassiques dans le bassin de l'Aquitaine. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. VIII, n° 50.

GOGUEL J. (1938) – Révision de la feuille de Poitiers. Le cristallin, les failles, le Tertiaire, *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXXIX, n° 197.

GOUDEAU M., JOUBERT J.M., GABILLY J. (1982) – Sédimentation et subsidence dans le Jurassique inférieur du centre-ouest de la France. 10^e réun. ann. sci. Terre, Paris, p. 287.

LACOFTE R. (1984) – La surface éogène autour de la Montagne limousine, une approche géomorphologique. *Norois*, Poitiers, 31, 122, p. 249-270.

LACROIX A. (1893) – Minéralogie de la France et de ses colonies. Tome premier. Paris : librairie Polytechnique, Baudry et Cie édit.

LAURENT O. (1989) – Le sondage de Crechat-les-Sibieux, apports à la connaissance géologique de l'Ouest du Massif central français. (Données pétrographiques, minéralogiques, géochimiques, métallogéniques, structurales et géophysiques). Thèse univ. Pierre et Marie Curie (Paris VI), 460 p.

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

LEROUGE G. (1987) – Tectonogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : le Massif central français septentrional et le Sud du Massif armoricain. Thèse État, Paris-Sud (Orsay), 363 p.

LEROUGE G., FREYTET P. (1988) – Le Sud-Est du Massif armoricain et le Nord-Ouest du Massif central : essai de reconstitution de la néotectonique par l'analyse structurale et la géomorphologie. *Géologie de la France*, 4, p. 41-53.

LEROUGE G., FREYTET P., LORENZ C., LORENZ J. (1986) — Proposition d'une chronologie des événements tectoniques, sédimentaires et morphologiques néogènes et quaternaires dans le Sud du bassin de Paris et le Nord-Ouest du Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 303, II, 19, p. 1749-1752.

LEROUGE G., QUENARDEL J.M. (1985) — Chronologie des événements tectoniques dans le Nord-Ouest du Massif central français et le Sud du bassin de Paris du Carbonifère inférieur au Plio-Quaternaire. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 301, 9, p. 621-626.

LEROUGE G., QUENARDEL J.M. (1988) — Les zones de cisaillement carbonifères dans les plutons vendéens et leurs prolongations dans le Nord-Ouest du Massif central français. *Bull. Soc. géol. Fr.* 8, 4, 5, p. 831-838.

LEROUGE G., QUENARDEL J.M., ROLIN P. (1983) — La zone de cisaillement de la Marche-Combrailles (NW du Massif central français). In : « Le Maroc et l'orogène paléozoïque », P.I.C.G. 27, symposium « Orologène calédonien », Rabat. *Mém. Serv. géol. Maroc*, 335 (1989), p. 261-270.

LESPINASSE M. (1984) — Étude structurale des gisements d'uranium de la Marche occidentale : fracturation, circulations fluides, développement de l'épisyénitisation (thèse 3^e cycle, Nancy). *Mém. géol. géoch. uranium*, Nancy, 8, 200 p.

LE TOUZÉ DE LONGUEMAR A. (1870-1872) — Études géologiques sur le département de la Vienne. Poitiers : Dupré édit.

— 1^e partie : description physique et géologique du département, 1 vol., 1870, 496 p.

— 2^e partie : rapport de la géologie avec la culture et l'industrie du département, 1 vol., 1872, 452 p.

MARQUAIRE C., MOREAU M. (1969) — Esquisse géologique du Nord-Limousin et répartition des minéralisations uranifères. Rapp. CEA R-3684.

MATHIEU G. (1954) — Tectonique de couverture et tectoniques superposées dans le seuil du Poitou. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 239, n° 17.

MATHIEU G. (1962) — Les relations structurales Vendée-Limousin et l'origine du détroit poitevin. 87^e congr. soc. sav., Poitiers, p. 647-656, 1 fig., 1 carte.

MOURIER J.P. (1980) — Étude stratigraphique des terrains jurassiques dans la vallée de la Gartempe entre Lathus et Saint-Savin (Vienne). Dipl. ét. sup., Poitiers, 132 p., 44 fig., 9 pl.

MOURIER J.P. (1983) — Le versant parisien du seuil du Poitou de l'Hettanien au Bathonien. Thèse 3^e cycle, Poitiers, 192 p., 83 fig., 13 pl., 5 fig. h.t.

MOURIER J.P. (1989) — Carte géol. France (1/50 000), feuille La Trimouille (591). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.P. Mourier (1989), 42 p.

MOUTERDE R. (1952) – Études sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et nord-est du Massif central français. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 236, t. L., 521 p. 14 pl., 7 tabl.

PEIFFER M.T. (1985) – La ligne tonalitique du Limousin. Sa composition. Sa signification. Son implication dans la structure varisque du Limousin. Thèse État, Limoges, 585 p., 14 cartes h.t., inéd.

PERPILLOU A. (1940) – Le Limousin, étude de géographie physique régionale. Thèse Lettres, Paris, 257 p.

QUENARDEL J.M., BOUVIER P., FREYTET P., LANGANEY C., LE CŒUR C., SCHMITT P. (1991a) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Boussac (618). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Cohen-Julien, J.M. Quenardel, P. Freytet, D. Lemaire, G. Lerouge, C. Le Cœur, R. Delbos, C. Vautrelle (1991), 91 p.

QUENARDEL J.M., BOUVIER P., FREYTET P., LEMAIRE D., LEROUGE G., ROLIN P., SCHMITT P. (1991b) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Aigurande (617). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.M. Quenardel, M. Cohen-Julien, P. Freytet, D. Lemaire, G. Lerouge, J.P. Peulvast (1991), 100 p.

QUENARDEL J.M., CIRODDE J.L., LEROUGE G., LUSTIG C., ROLIN P. (à paraître) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Argenton-sur-Creuse (593) (partie socle). Orléans : BRGM.

QUENARDEL J.M., ROLIN P. (1984) – Paleozoic evolution of the « plateau d'Aigurande » (NW Massif central, France). *In* : « Variscan tectonics of the North Atlantic region », Hutton D.H.W. and Sanderson D.J. edit. *Geol. Soc. London*, 14, 63-77.

QUENARDEL J.M., SCHMITT P., LEROUGE G., COHEN-JULIEN M., BOUVIER P., LEREBOURG P., ROLIN P. (1988) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Dun-le-Palestel (616). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Cohen-Julien, J.M. Quenardel, P. Freytet, G. Lerouge, P. Rolin, P. Schmitt, avec la collaboration de J. Constans, C. Vautrelle (1989), 60 p.

RANCHIN G. (1971) – La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du Nord-Limousin (thèse État, Nancy). *Mém. sci. Terre*, Nancy, 19, 394 p.

RASPLUS L. (1978) – Contribution à l'étude géologique des formations continentales détritiques de la Touraine, de la Brenne et de la Sologne. Thèse État, Orléans.

ROLIN P. (1981) – Géologie et structure du plateau d'Aigurande dans la région d'Éguzon (NW du Massif central français). Thèse 3^e cycle, Paris-Sud (Orsay), 229 p.

ROLIN P. (1987) — Tectogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : le Massif central français septentrional et la Meseta marocaine septentrionale. Thèse État, Paris-Sud (Orsay).

ROLIN P., QUENARDEL J.M. (1982) — Modèle de mise en place syntectonique d'un massif de leucogranite hercynien (Crozan, NW du Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 294 II, p. 463-466.

SCHMITT P., QUENARDEL J.M., GUEZOU J.C., (1984) — Les séries orthodérivées du plateau d'Aigurande. 109^e congrès nat. soc. sav., Dijon, 1, p. 239-242.

STEINBERG M. (1967) — Contribution à l'étude des formations continentales du Poitou (Sidérolithique des auteurs). Thèse État, Paris-Sud (Orsay).

THIRY M., TURLAND M. (1985) — Paléoséquences de sols ferrugineux et de cuirassements siliceux dans le sidérolithique du Nord du Massif central (bassin de Montluçon-Domérat). *Géologie de la France*, n° 2, p. 175-192, 8 fig., 4 tabl., 1 pl. photo.

WELSCH J. (1903) — Étude des terrains du Poitou dans le détroit poitevin et sur les bords du massif ancien de la Gâtine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4^e sér., t. III, p. 797-881.

Autres documents consultés

— Carte géologique et agronomique du département de la Vienne (1866) par Le Touzé de Longuemar.

— Carte géologique à 1/80 000 Poitiers (n°143) : 1^{re} édition (1885) par Roland. 2^e édition (1940) par Gillard, Goguel, Ragin. 3^e édition (1969) Chenevoy, Anthonioz, Brillanceau, Dhoste, Mathieu, Gabilly, Cariou, Bourgueil.

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 :

— pour le département de la Vienne, à l'agence régionale Poitou-Charentes, 12, rue Gambetta, 86000 Poitiers ;

— pour le département de la Haute-Vienne, à l'agence régionale Limousin, rue Henri-Giffard, Z.I. nord, 87280 Limoges ;

— ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

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

- J.M. JOUBERT, ingénieur géologue au BRGM : formations secondaires, tertiaires et quaternaires, ressources du sous-sol ;
- J.M. QUENARDEL, maître de conférences et G. LEROUGE, ingénieur d'étude, tous deux à l'université de Paris-Sud (Orsay) : formations cristallophylliennes et magmatiques ;
- P. FREYTET, maître de conférences à l'université de Paris-Sud (Orsay) : géomorphologie et néotectonique ;
- C. VAUTRELLE, ingénieur géologue au BRGM : gîtes minéraux.

Présentation au CCGF : 23 juin 1988.

Acceptation de la carte et de la notice : 20 novembre 1990.

Impression de la carte : 1992.

Impression de la notice : octobre 1992.

ANNEXE : ANALYSES CHIMIQUES

Les analyses chimiques sont disponibles sur la base de données géochimiques « Artémise » (C.R.P.G., BP 20, 54501 Vandœuvre-lès-Nancy Cedex).

Granite du Moulin-du-Breuil

Coordonnées	156,6 ; 497	150,55 ; 498,82	154,20 ; 501,92	149,3 ; 496,12	147,7 ; 496,65	148,6 ; 499,1
SiO ₂	66,20	69,40	69,30	69,30	69,80	69,60
Al ₂ O ₃	15,00	14,70	14,80	15,55	15,10	15,20
Fe ₂ O ₃ T	3,30	2,23	2,97	3,27	3,96	2,76
MnO	0,05	0,02	0,05	0,05	0,03	0,04
MgO	2,14	1,09	0,79	1,43	1,03	1,08
CaO	0,73	1,73	1,78	1,98	0,25	1,73
Na ₂ O	3,16	3,12	3,91	3,32	0,05	3,11
K ₂ O	4,96	5,50	4,45	4,30	2,78	4,15
TiO ₂	0,58	0,34	0,29	0,49	0,66	0,49
P.F.	2,68	0,87	1,07	0,99	5,73	1,24
TOTAL	98,80	99,00	99,41	100,68	99,39	99,40

Coordonnées	148,15 ; 501,55	143,8 ; 491,2	142,8 ; 493,02	144,66 ; 494,37	142,5 ; 498,62
SiO ₂	71,10	67,20	66,70	67,20	59,60
Al ₂ O ₃	15,00	16,40	16,80	16,60	14,60
Fe ₂ O ₃ T	1,97	3,95	3,95	3,95	3,91
MnO	0,03	0,06	0,05	0,06	0,08
MgO	0,54	1,63	1,48	1,38	1,78
CaO	0,99	2,22	2,17	2,12	2,22
Na ₂ O	3,36	3,11	3,16	2,96	2,85
K ₂ O	4,34	4,20	4,24	4,44	3,38
TiO ₂	0,24	0,64	0,59	0,64	0,62
P.F.	1,23	1,19	1,20	1,24	11,04
TOTAL	98,80	100,60	100,34	100,59	100,08

Leucogranite à gros grain

Coordonnées	146,25 ; 493,45	144,12 ; 501,05	142,95 ; 501,87
SiO ₂	73,90	73,80	71,00
Al ₂ O ₃	14,80	14,50	15,80
Fe ₂ O ₃ T	0,59	0,88	1,58
MnO	—	0,03	0,05
MgO	0,19	0,29	0,74
CaO	0,44	0,31	0,69
Na ₂ O	3,10	3,15	3,25
K ₂ O	5,17	4,38	5,18
TiO ₂	0,24	0,16	0,29
P.F.	1,49	1,54	1,39
TOTAL	98,92	99,04	99,97

Granodiorite de La Combe

Coordonnées	326 ; 5 127,5
SiO ₂	52,32
Al ₂ O ₃	18,70
Fe ₂ O ₃ T	9,16
MnO	0,18
MgO	3,98
CaO	8,33
Na ₂ O	3,40
K ₂ O	1,25
TiO ₂	1,04
P.F.	1,00
TOTAL	99,36

Leucogranite à grain moyen

Coordonnées	147,45 ; 492,15	149,0 ; 502,9
SiO ₂	74,30	73,00
Al ₂ O ₃	14,60	14,80
Fe ₂ O ₃ T	0,89	1,18
MnO	0,03	0,03
MgO	0,05	0,15
CaO	0,66	0,79
Na ₂ O	3,70	3,55
K ₂ O	3,90	4,00
TiO ₂	0,14	0,15
P.F.	1,24	1,30
TOTAL	99,51	98,95