

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
AIGUEPERSE A 1/50 000**

**par**

**C. ALSAC, D. D'ARCY, R. BOUILLER, J. FÉRAUD, D. GIOT, M. JEAMBRUN**

**1988**



## SOMMAIRE

Pages

<b>INTRODUCTION</b>	<b>5</b>
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	<b>5</b>
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	<b>5</b>
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	<b>6</b>
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>7</b>
<i>SOCLE MÉTAMORPHIQUE ANTÉ-HERCYNIEN</i>	<b>7</b>
<i>ROCHES ÉRUPTIVES HERCYNIENNES</i>	<b>8</b>
<i>FILONS</i>	<b>12</b>
<i>FORMATIONS VOLCANIQUES ET VOLCANO-     SÉDIMENTAIRES RAPPORTÉES AU VISÉEN SUPÉRIEUR</i>	<b>14</b>
<i>FORMATIONS VOLCANIQUES TERTIAIRES     ET QUATERNAIRES</i>	<b>19</b>
<i>FORMATION SEDIMENTAIRE D'AGE INDÉTERMINÉ</i>	<b>24</b>
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES TERTIAIRES</i>	<b>24</b>
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	<b>36</b>
<b>TECTONIQUE ET GÉOLOGIE STRUCTURALE</b>	<b>40</b>
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	<b>41</b>
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	<b>41</b>
<i>SUBSTANCES MINÉRALES</i>	<b>48</b>
<i>MATÉRIAUX</i>	<b>50</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>50</b>
<i>POINTS INTÉRESSANTS ET SITES CLASSIQUES</i>	<b>50</b>
<i>COUPES RÉSUMÉES DES PRINCIPAUX FORAGES</i>	<b>51</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>56</b>
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	<b>59</b>
<b>AUTEURS DE LA NOTICE</b>	<b>60</b>
<b>ANNEXE : ANALYSES PÉTROGRAPHIQUES ET CHIMIQUES</b>	<b>60</b>



## INTRODUCTION

### CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les explorations et les levés géologiques de la carte Aigueperse ont été réalisés de 1972 à 1974 dans le cadre du lever cartographique à 1/50 000 de la Limagne d'Allier (démarrage du programme en 1969 avec le lever de la feuille Clermont-Ferrand).

Les travaux ont été effectués par une équipe du BRGM comprenant, pour la préparation photogéologique J.-P. Scanvic, pour le socle granitique et métamorphique M. Jeambrun, pour les formations volcano-sédimentaires viséennes, paléocènes et miocènes C. Alsac, pour les formations sédimentaires tertiaires D. Giot, pour les formations superficielles L. Clozier et R. Bouiller (collaborateur à la carte géologique de France). G. Camus (Université de Clermont-Ferrand) a apporté son concours aux levés des formations volcaniques plio-quadernaires.

La coordination a été assurée par M. Jeambrun pour les terrains cristallins et D. Giot pour les terrains sédimentaires.

### PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille Aigueperse s'inscrit sur deux régions naturelles distinctes :

— à l'Ouest le plateau cristallin de Manzat — Saint-Pardoux dont l'altitude moyenne de 650 mètres s'élève progressivement vers le Sud jusqu'à 850 mètres. Fortement entaillé dans la partie nord-ouest par la rivière Sioule, le plateau dans son ensemble est drainé par des vallées orientées Est-Ouest, généralement empruntées par le réseau routier. Les édifices volcaniques nord de la chaîne des Puys occupent la partie méridionale et se surimposent au modelé du bâti cristallin déjà réajusté au Miocène par les premiers épanchements basaltiques ;

— à l'Est s'étend la Limagne, fossé d'effondrement complexe mis en place au cours du Tertiaire, remblayé de sédiments détritiques et carbonatés au cours de l'Eocène et de l'Oligocène puis activement érodé aux cours du Miocène et du Quaternaire.

De grands accidents tectoniques SW — NE associés à d'autres Nord — Sud conditionnent les grands traits topographiques de cette bordure de dépression.

Une ligne de crête irrégulière culminant à 530 m de Theilhède à Saint-Priest-d'Andelot sépare la plaine d'altitude inférieure à 350 m, correspondant au bassin principal, des petits bassins bordiers de Combronde d'altitude moyenne 400 m et de Saint-Agoulin d'altitude moyenne 490 mètres.

Un contraste important existe entre la plaine et ses contreforts où les sols fertiles sont largement cultivés et le plateau "cristallin" couvert de forêts et de pâturages.

## HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Le bâti cristallophyllien constitue la base de l'ensemble des formations géologiques représenté sur la feuille Aigueperse. Les séries métamorphiques sont élaborées à partir de matériaux pélitiques et gréseux issus d'une "aire continentale" préexistante qui pourrait être le "môle" gneissique de Blot-l'Eglise. Ces formations, métamorphisées par un thermodynamisme d'enfouissement, sont plissées et "charriées" au début du Viséen, en direction E.SE le long de la dislocation de la Morge (décrochement de Sainte-Christine, feuille Saint-Gervais).

Dans une étape antérieure (Dévonien supérieur), le granite de Châteauneuf se met en place sous la couverture d'ectinites qui, par le jeu de l'érosion, découvre au Viséen supérieur la partie sommitale du massif. Le volcanisme rhyo-dacitique s'épanche sur cette surface d'érosion, alors que, dans le même temps, les granites de Royat, Champs, Pulvérières, Châtelguyon et Pouzol-Servant, s'élèvent dans la série métamorphique, l'assimilent plus ou moins complètement (panneaux de gneiss et de migmatites) et intrudent de filons microgrenus et aplitiques la couverture métamorphique et volcano-sédimentaire.

Au Carbonifère supérieur, la syéno-diorite d'Enval termine le cycle éruptif hercynien dans une phase ultime de granitisation, déficitaire en silice.

Au Secondaire, le Massif Central émergé et pénéplané s'est probablement maintenu en îlot au milieu des mers jurassiques et crétacées. Au cours de tout ou partie de cette période et pendant l'Eocène, une importante altération affecte les roches cristallines aboutissant à la mise en place des formations dites sidérolithiques : arènes peu ou pas remaniées et paléosols fersialithiques.

Au cours de l'Eocène et de l'Oligocène, une aire de distension s'individualise sur l'emplacement de la Limagne, provoquant le rejeu de fractures anciennes, hercyniennes pour la plupart. Ces mouvements, aboutissant à la formation d'un sillon d'orientation générale Nord - Sud, se sont produits avec trois phases paroxysmales, chacune d'elles correspondant à la mise en place d'une séquence de remblaiement détritique à la base, carbonatée au sommet. A l'issue des derniers contrecoups de ces phases tectoniques qui se sont traduits par des épanchements détritiques locaux, l'histoire du remblaiement de la Limagne d'Allier s'achève au cours du Burdigalien pour faire place à celle de son érosion. Un réseau fluvial à écoulement vers le Nord traverse le sillon entraînant vers le Bassin parisien de grandes quantités de sables granitiques (sables de l'Orléanais, de Lozère, de Sologne, du Bourbonnais et des alluvions plus récentes). Parallèlement à ces événements, la région enregistre une activité volcanique intense à plusieurs reprises : dès l'Oligocène supérieur avec les premières émissions pépéritiques de la zone clermontoise et de la Conté d'Auvergne, à la partie moyenne du Miocène, au Pliocène et au Quaternaire récent avec la mise en place de la chaîne des Puys dont nous trouvons sur la feuille les édifices les plus septentrionaux.

Aux phénomènes d'érosion alluviale s'ajoutent au cours du Quaternaire ceux liés aux actions glaciaires et périglaciaires qui aboutissent au modelé du relief actuel.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### SOCLE MÉTAMORPHIQUE ANTÉ-HERCYNIEN

**ξ. Micaschistes.** Les micaschistes représentés sur la feuille Aigueperse font partie intégrante, avec les gneiss, de la "série cristallophyllienne de la Sioule". Leur gisement, localisé aux abords du laccolite microgrenu de Pouzol-Servant, est limité au Sud par la dislocation armoricaine de la Morge. A l'Ouest, un système de failles subméridien provoque la dislocation du niveau micaschisteux en même temps qu'un effondrement partiel dans la série gneissique.

Les plans de foliation sont orientés N 80° à N 110°E avec un pendage nord assez régulier.

Hors le bourg de Lisseuil, établi sur les micaschistes, les zones d'affleurement sont assez bien représentées sur les versants du plateau arénisé de Graverolles (ruisseau de la Palle vers Severant, secteur sud de Marcillat, les Nioux).

A vue, la roche, d'aspect feuilleté, est composée essentiellement de muscovite et biotite en quantité à peu près égale ; le quartz assez abondant peut donner un aspect légèrement gréseux ; le plagioclase est rare ou absent, chlorite, petits grenats.

Dans les faciès plus phylliteux, muscovite et chlorites (biotite transformée) sont de grande taille avec accompagnement de sillimanite. Les faciès d'aspect satiné ou argenté caractérisent des niveaux riches en muscovite. Au microscope, la structure est lépidoblastique, avec cristaux de quartz (et plagioclase) allongés et engrenés, biotite et muscovite sont en grandes lamelles orientées.

**ζ. Gneiss.** A la différence des micaschistes, la répartition des gneiss s'effectue sur plusieurs secteurs du territoire cristallin :

— au Nord, ils constituent ensemble la "série cristallophyllienne de la Sioule" ;  
— au Sud, ils apparaissent d'une part au toit des granites de Châteauneuf et Pulvérières ( $\gamma_b^{3-4}$ ) et d'autre part en enclaves incomplètement "digérées" dans le massif granitique de Prompsat — Châtelguyon.

On retrouve cette position de couverture (ou d'encaissant) à la périphérie nord du granite non porphyrique de Champs et à l'Ouest, au contact du granite de Châteauneuf dans la région d'Ayat-sur-Sioule — Blot-l'Eglise.

Le faciès le plus répandu est riche en micas noirs et blancs avec plagioclase en grain et quartz. Très souvent, la sillimanite accompagne les minéraux phylliteux, jusqu'à devenir en certains endroits prédominante (vallée de la Sioule : Nord et Sud de Lisseuil).

**δ. Amphibolites.** Incluses dans la série gneissique de la Sioule, ces roches ne sont représentées qu'au Nord de Lisseuil, de part et d'autre de la Sioule : en rive gauche, immédiatement au Sud du hameau les Bretonnes et, en rive droite, dans la paroi est du CD 909.

Niveau métrique à sub-métrique, la direction est ici Est-Ouest avec pendage nord 40 à 50°. La roche se présente sous un faciès à grain fin, de couleur sombre, à texture équante, ou finement litée avec quelques feldspaths apparents

légèrement rosés. Au microscope, on voit quartz, hornblende verte et biotite brun verdâtre, plagioclase (andésine), un peu d'orthose, sphène et magnétite.

$\zeta^3$ ,  $\zeta\gamma^3$ . **Gneiss grossier à biotite (et sillimanite) parfois à tendance orthogneissique.** Ces formations couvrent la plus grande partie de la commune de Blot-l'Eglise avec une extension vers l'Est en direction du confluent Morge — ruisseau du Sep. Les faciès orthogneissiques s'individualisent au sein de la série gneissique au Sud-Ouest de Saint-Rémy-de-Blot. Les contacts avec les formations environnantes sont tectoniques à l'exception de la bordure méridionale.

En raison de son grain grossier (5 à 8 mm) favorisant l'altération, la roche est rarement observée à l'état frais. A la sortie nord de Blot, sur le CD 16, la tranchée de la route montre un des rares affleurements sur lequel il est possible de mesurer pendage et direction.

Ayant comme origine des formations détritiques de type arkose, les gneiss acquièrent leur minéralisation à biotite et sillimanite à la faveur d'un métamorphisme de mésozone se propageant dans une fraction argileuse, très alumineuse.

$\chi$ . **Quartzites.** D'extension extrêmement réduite, le faciès quartzite s'insère dans la série gneissique à la bordure nord du granite de Champs. Issus vraisemblablement d'un dépôt détritique peu argileux, les quartzites constituent une différenciation très localisée au sein de la série pélitique de la Sioule.

De couleur beige clair, la roche est à grain fin avec débit en plaquettes, rares minéraux ferro-magnésiens et léger litage concordant avec une foliation discrète. Sur le terrain, direction et pendage sont concordants avec l'encaissant pélitique.

$M^2$ . **Migmatites à biotite, gneiss migmatitiques.** Localisées à l'Ouest de Combronde, avec des conditions d'affleurements assez mauvaises, les migmatites et gneiss migmatitiques offrent, sur le flanc ouest du horst de Saint-Myon, une très belle coupe dans des migmatites à biotite partiellement minéralisées en sulfures.

La texture est embréchitique avec une composition minéralogique regroupant quartz, microcline, oligoclase, biotite chloritisée, apatite.

$\lambda$ . **Paraleptynites (faciès gréseux fin).** Autrefois cartographiée dans les faciès migmatitiques, cette unité est maintenant différenciée en un ensemble grésosfeldspathique fin, à rares biotites soulignant un léger litage.

Assez souvent altérés en arène sableuse, les affleurements apparaissent légèrement plus cohérents sur la N 143 entre Saint-Hilaire-la-Croix et Saint-Pardoux. Les directions de plissement y sont peu visibles à l'exception des zones soulignées par des septa de gneiss alumineux, fortement micacés (Sud de Saint-Pardoux, chemin menant au hameau les Parots).

### *ROCHES ÉRUPTIVES HERCYNiennes*

$\gamma^3c$ . **Granite équi-granulaire à biotite (et muscovite), type Châteauneuf.** Ce type de granite s'étend de part et d'autre de la série volcano-sédimentaire

viséenne et constitue vers l'Ouest (feuille Saint-Gervais) le plateau granitique du même nom.

Les zones d'affleurement les plus représentatives se situent dans la vallée de la Sioule, aux environs de Châteauneuf-les-Bains. La roche se présente de teinte claire, gris à gris bleuté ; la texture équi-granulaire à plagioclase automorphe (grain de 3 à 5 mm) est caractéristique de ce faciès, avec généralement une légère saussuritisation du feldspath calco-sodique (teinte vert d'eau). La muscovite est en fines paillettes associée à la biotite ou à la cordiérite toujours présente. Au microscope, la biotite forme des cristaux trapus, incluant zircon et apatite, parfois affectés par un début de chloritisation avec exsudation d'oxydes opaques : rutilite et leucoxène, le plagioclase automorphe et zoné (An 35 à An 15) est souvent rétro-morphosé (saussuritisation) en albite, muscovite, épidote et calcite. Le feldspath potassique existe en plages xénomorphes ou sub-automorphes, très poecilites en association myrmékitique avec le plagioclase.

La présence de muscovite (et de biotite chloritisée) est souvent liée à l'intense fracturation développée sur le faisceau tectonisé de Châteauneuf ainsi qu'à l'hydrothermalisme qui lui est associé (présence de chlorites et de sulfures).

$\rho Y^3_b$ . **Granite à gros grain, porphyrique à biotite (type Champs - Royat).** Cette formation s'individualise en deux massifs. L'un au Sud constitue le prolongement nord du granite de Royat, largement développé sur la feuille Clermont-Ferrand, l'autre au Nord, dit de Champs, s'étend presque entièrement sur la feuille Aigueperse.

Les zones d'affleurement sont caractérisées par des chaos de blocs ou de boules, essentiellement en bordure de Limagne. Cependant, en raison d'une répartition assez anarchique des surfaces d'altération (Ouest de Saint-Agoulin), le passage entre les formations sédimentaires et cristallines se fait parfois sans modification morphologique particulière.

Sur le secteur de Champs, le granite est observé à l'état frais en un seul endroit, au carrefour réaménagé du CD 207 avec le CD 12 (entre Joserand et Saint-Agoulin). Sa couleur est rose rougeâtre (coloration des feldspaths potassiques), alors que le faciès Royat offre une teinte dominante gris clair. Ailleurs apparaissent sporadiquement des dômes granitiques sub-affleurants, difficiles à échantillonner au milieu d'un environnement sableux arénitique.

Sur les deux massifs, le grain est grossier porphyroblastique avec quartz, plagioclase en cristaux automorphes et biotite en grosses lamelles ou en paillettes.

Au microscope, les phénoblastes sont constitués par du microcline anorthose, tandis que la mésostase est faite de plagioclases automorphes An 5-10 (faciès Champs) à An 30 (Royat) avec quartz à bords francs ou engrenés, biotite en grosses lamelles pléochroïques, muscovite (Champs), magnétite, apatite, zircon, quelques cristaux de cordiérite transformés en pinite (Champs).

La roche, dans son faciès porphyroïde, évolue chimiquement d'un syéno-granite à un monzo-granite.

$\gamma^3$ . **Granite calco-alcalin, peu porphyrique.** Ce type de granite apparaît au Nord du massif de Champs suivant une bande Est-Ouest au contact de la série gneissique.

Par son association spatiale avec les faciès aplitiques à tourmaline, il correspond vraisemblablement à une différenciation du massif de Champs dans la partie haute de l'intrusion au même titre que le cortège microgrenu qui l'accompagne.

Comme dans le faciès porphyroïde, apparaît la phase minérale muscovite, au sein d'une mésostase plus ou moins équigranulaire. La roche est observée généralement très friable, ou en arène, essentiellement sur le CD 17 E au Nord de Champs.

$\gamma^{3-4}$ <sub>b</sub> **Granite à gros grain, à tendance granodioritique.** Dans le coin sud-ouest de la feuille affleure un granite à biotite, non porphyrique, à gros grain. Il constitue le prolongement nord du massif de Pulvérières (feuille Clermont) dont la tendance granodioritique est révélée par le rapport FK/FPlag = 0,45. Différenciation chimique du faciès porphyroïde de Royat, ce granite n'en établit pas moins un contact faillé avec ce dernier sur la bordure orientale, un contact tectonique moins surprenant avec la série volcano-sédimentaire à l'Ouest et l'encaissant métamorphique au Nord-Ouest.

$\rho\gamma^3$ . **Granite riche en biotite, parfois à tendance planaire (type Prompsat - Châtelguyon).** Ce faciès est largement représenté à l'Ouest de Châtelguyon, en bordure du bassin de Limagne et en chapelet le long du horst de Saint-Myon, entre cette localité et le village de Prompsat. Les affleurements les plus frais sont visibles sur la route de Saint-Hippolyte à Manzat, en rive droite de la vallée de Sans-Souci.

Des faciès très altérés, clairs, à biotite décolorée, pouvant aller jusqu'à la kaolinisation franche apparaissent au Sud-Ouest de Prompsat, mais surtout dans la carrière de Rouzat (400 m au Sud-Est du hameau) où la roche fortement cataclasée possède quelques mouches de tourmaline. Une altération hydrothermale pourrait être à l'origine de cet épiphénomène, dont les sources minérales de Rozana, proches du site et positionnées sur une zone de discontinuité majeure, seraient le témoin résiduel.

La tendance planaire, plus accentuée en bordure de Limagne et sur le chapelet d'affleurements du horst de Saint-Yvoine, est provoquée par une orientation marquée des micas suivant des plans de direction variables.

Outre la structure à tendance planaire, ce granite se différencie de ses congénères par son abondance en micas biotite, l'absence de porphyroblaste et un passage parfois à une texture grenue fine. La présence de biotite verte est fréquente à l'approche des zones tectonisées.

Une mesure d'âge par méthode Rb/Sr, effectuée par le Laboratoire de Géologie de Clermont-Ferrand (Y. Vialette) donne une valeur de  $334 \pm 6$  Ma (avec  $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11}$ ) soit Viséen moyen (résultat non publié).

$\sigma\eta$ . **Syéno-diorite.** Son gisement est entièrement localisé au Sud-Ouest de Châtelguyon sur la bordure tectonisée du fossé de Limagne. Le Mont Chaluset, qui domine la cité thermale sous forme d'un horst étroit à l'origine de l'individualisation du petit bassin éocène de Châtelguyon ouvert au Nord

vers la grande Limagne, constitue l'appendice septentrional du massif syéno-dioritique d'Enval (feuille Clermont-Ferrand).

Les limites du massif sont tectoniques, à contacts rectilignes. Le massif lui-même est affecté par un réseau dense de fractures dans lequel s'effectuent des circulations hydrothermales responsables, vraisemblablement, du léger métamorphisme de la roche.

Il est rare de pouvoir échantillonner la roche fraîche, à l'exception de quelques points sur le horst de Châtelguyon et le long de la route de Charbonnières-les-Varennes (feuille Clermont-Ferrand). Celle-ci est très souvent altérée en surface, soit en arène sableuse de couleur sombre, soit avec un faciès rouille et biotite chloritisée.

En lame mince, la structure est granoblastique à plagioclases automorphes à sub-automorphes, souvent séricitisés, feldspath potassique en plages réduites, quartz (peu) dans les interstices, hornblende verte se transformant au cœur en épidote avec magnétite et chlorite, chlorites en lamelles abondantes, oxydes de fer, sphène assez abondant, calcite rare.

$\mu\gamma^3$ . **Microgranite porphyrique en laccolite (type Pouzol-Servant)**. Sur la feuille Aigueperse, ce faciès constitue la partie méridionale du massif de Pouzol-Servant largement développé au Nord sur la feuille Gannat. Il s'insère dans la série micaschisteuse de la Sioule et ses contours sont concordants avec les plans de foliation de l'encaissant. Dans sa partie orientale il injecte de la même façon en sills concordants et étroits les micaschistes du secteur des Nioux-Marcillat.

En cassure fraîche, la roche est de teinte gris-beige, avec, sur un fond microcristallin, de gros cristaux automorphes de feldspath et de quartz. La composition minéralogique varie d'un microgranite monzonitique à un micro-syéno-granite (J. Didier, 1963) avec une paragenèse à quartz, feldspath potassique, plagioclase (An 35), chlorite remplaçant la biotite originelle, cordiérite.

$\gamma^1$ . **Aplite, granite à deux micas**. Localisé dans le Nord de la feuille, ce faciès est entièrement inclus dans la frange non porphyrique ( $\gamma^3$ ) du granite de Champs, dont il constitue vraisemblablement l'étape ultime de différenciation sodique. Bien visible dans les carrières au Nord des Boulards, proches du CD 207, il affleure également en continu sur les chemins d'exploitation à l'Ouest du hameau des Brayards.

La roche est de couleur claire, à texture équante, avec exceptionnellement des mégacristaux (1 cm) de feldspath potassique. Très souvent des nodules de tourmaline, de quelques centimètres de diamètre, apparaissent au sein d'une mésostase à quartz, feldspath potassique, albite An 8-10, muscovite en fines paillettes, biotite rare ou absente.

$\mu\gamma^4$ . **Microgranodiorite**. Ce type de roches est essentiellement localisé dans le quart sud-ouest de la feuille, entre Langlerial et la Roche-Bouton. L'affleurement type est constitué par des petits grattages, d'où la roche a été extraite pour empierrement, en bordure du chemin reliant ces deux hameaux, à environ 125 m au Nord-Ouest du point côté 746 (x = 642,40 ; y = 101,85). Ailleurs ce type de roche n'a été trouvé qu'en affleurements isolés (500 m au Nord de Fressinet, x = 643,50 ; y = 104,90 - 1 km au Nord-Ouest des Barrats x = 644,50 ; y = 106,15) et enclavés dans les tufs autour de Manzat.

La texture est de type porphyrique à fond microgrenu. Les phénocristaux atteignent au maximum le centimètre ; ils sont constitués de plagioclase (zonation fréquente, basicité atteignant l'andésine-labrador) partiellement séricitisé, de biotite plus ou moins chloritisée et de quartz. Ce dernier minéral se développe en plages passant en continuité à la mésostase ; il englobe fréquemment la biotite et le plagioclase. La mésostase est essentiellement constituée de quartz, feldspath potassique kaolinisé et petites lattes plagioclasiques.

La composition de cette roche suggère une certaine parenté avec les volcanites du Viséen supérieur mais aucune relation entre ces deux types de formations n'a été observée sur le terrain.

### FILONS

$\mu\gamma^3$ . **Microgranite porphyrique (généralement à cordiérite).** Les intrusions filoniennes de ce type, de puissance métrique à décamétrique, sont liées spatialement au massif microgrenu de Pouzol-Servant, au Nord, et aux tufs ignimbritiques viséens (entre le Puy Charlard et Saint-Hilaire-la-Croix). Quelques filons recoupent la formation des gneiss à biotite et sillimanite, comme à l'Ouest de Goulange, sur le CD 122 où l'on peut observer le faciès microgrenu porphyrique avec de très beaux cristaux automorphes de cordiérite (1 cm), plus ou moins transformés en pinité.

Les émissions filoniennes empruntent, soit les plans de schistosité de l'encaissant métamorphique (au Nord, près de Marcillat) soit des discontinuités de fracture généralement orientées N.NE — S.SW. Leur longueur peut être kilométrique à pluri-kilométrique, spécialement dans les formations ignimbritiques où les alignements de blocs apparaissent bien visibles dans le paysage.

Des mouvements postérieurs à la mise en place filonienne provoquent des "ondulations" dans l'allongement axial des émissions.

La roche se présente sur le terrain de teinte rose à texture porphyrique bien marquée. Les phénocristaux sont abondants : quartz, feldspaths (pouvant atteindre 2 à 3 cm), biotite et très souvent prismes verdâtres de cordiérite altérée (en général inférieurs au centimètre). Les feldspaths s'alignent parfois selon des orientations préférentielles correspondant à des fluidalités magmatiques. Lorsque les épontes sont visibles, elles montrent une moindre abondance en phénocristaux.

Au microscope ces roches apparaissent constituées de :

- phénocristaux abondants, quartz subautomorphe à globuleux, passant localement à des agrégats micropegmatitiques ;
- feldspath potassique finement perthitique subautomorphe à automorphe englobant du quartz, du plagioclase et de la biotite ; ce feldspath est souvent "terreux" en lumière naturelle (kaolinisation) ;
- plagioclase (albite-oligoclase) partiellement séricitisé ;
- biotite plus ou moins chloritisée ;
- prismes dispersés de cordiérite pseudomorphosée par un fin feutrage de phyllite incolore (séricite) ;
- mésostase essentiellement quartzo-feldspathique avec souvent du mica blanc abondant en fines paillettes ; localement des faciès plus sombres en

macro-échantillon ont une mésostase relativement riche en biotite. Parmi les minéraux accessoires on peut citer l'apatite et le zircon.

Du point de vue chimique ces microgranites ont des compositions relativement alumineuses qui se traduisent en particulier par la présence de corindon normatif.

	M 23	M 10
SiO <sub>2</sub>	71,50	71,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,37	14,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,54	0,73
FeO	0,59	1,15
MgO	1,24	1,16
CaO	0	0
Na <sub>2</sub> O	3,98	3,80
K <sub>2</sub> O	4,70	4,67
TiO <sub>2</sub>	Tr	0,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,31
MnO	0,07	0,07
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,06	1,27
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,30	0,30

Analyses citées dans M. AMEIL, 1963

M 23 Microgranite à biotite et muscovite :  
filon à 4 km au Nord-Est de Manzat

M. 10 Microgranite à biotite, cordiérite et  
muscovite : crête au Nord-Est du four  
de Trazenat.

$\mu\gamma^a$ . **Microgranite aphanitique.** Cette roche, répartie presque exclusivement dans le granite porphyroïde de Royat, offre un très bel exemple de continuité filonienne au Sud-Est du village de Charbonnières-les-Varennes. Suivi sur près de 3 kilomètres, depuis la route Saint-Hippolyte — Manzat, au lieu-dit les Grands Tournants, jusqu'au hameau de Facemeunier (limite de feuille), ce filon de plusieurs mètres d'épaisseur est localement disloqué et décroché par des failles sub-méridiennes.

A vue la roche est claire, de teinte beige avec quartz très apparent. En lame mince, le fond est felsitique à tendance microgrenue avec mosaïque de quartz et feldspath. Les quartz automorphes sont corrodés en doigt de gant et les phénocristaux d'orthose et de plagioclase altérés en damourite et séricite ; on note quelques paillettes de muscovite provenant, semble-t-il, de biotite décolorée par exsolution des oxydes de fer.

$\mu\gamma$ . **Microgranite indifférencié.** La plupart des filons n'ayant pu faire l'objet d'une détermination pétrographique précise sont intégrés dans cette classification générale.

$\gamma^1$ . **Aplite leucogranitique.** Les intrusions aplitiques sont étroitement associées au granite porphyroïde (Royat) et au granite à grain moyen, riche en biotite (Châtelguyon). Quelques filons sont observés à la bordure nord du granite de Châteauneuf, près de l'encaissant gneissique.

Les filons aplitiques, résistant bien à l'érosion, se trouvent assez souvent en relief dans un environnement de granites arénisés.

La roche, de teinte claire, a très souvent un débit en prismes ou dièdres et alimente préférentiellement les formations superficielles de type Rc. La texture de la roche est variable suivant la puissance du filon : à grain fin pour des épaisseurs de quelques mètres, à texture pegmatoïde au coeur des gros filons et à grain moyen à fin pour la majorité des autres. Sur le plan pétrographique, ce sont des leucogranites à muscovite dominante et biotite, avec plagioclase automorphe (albite An 3-7), feldspath potassique et quartz en grain de 0,3 à 1,5 mm.

$\nu$ ,  $\theta$ . **Lamprophyre et dolérite.** Ces filons ont généralement une extension extrêmement réduite (quelques dizaines de mètres) et recoupent les formations granitiques du Sud de la feuille. De faible puissance (maximum un mètre), leur aspect macroscopique est celui d'une roche sombre, mélanocrate à grain très fin. Pétrographiquement, les lamprophyres ( $\nu$ ) se classent parmi les kersantites quartzifères (ou minettes), avec biotite et plagioclases dominants.

Un seul filon mélanocrate à structure doléritique ( $\theta$ ) est observé en travers d'un chemin, à l'Est du hameau des Portiers (2 km Nord-Ouest de Loubeyrat).

Q. **Quartz.** Les filons de quartz se répartissent plus particulièrement dans le Sud de la feuille, à l'intérieur des massifs granitiques de Charbonnières-les-Varennes et de Châtelguyon. On observe encore des émissions siliceuses dans la série métamorphique entre Saint-Hilaire-la-Croix et Saint-Pardoux. Un chevelu de filons quartzeux minéralisés en sulfures a, par ailleurs, été prospecté au Sud-Est de Blot-l'Eglise, près du hameau de Gourlanges.

La plupart de ces quartz, cependant, sont stériles et se présentent sous un faciès blanc laiteux ; quelques mouches de chalcopryrite sont décelées dans un filon recoupant un virage du CD 227 au Nord de Rochepradière.

#### *FORMATIONS VOLCANIQUES ET VOLCANO-SÉDIMENTAIRES RAPPORTÉES AU VISÉEN SUPÉRIEUR*

Le Viséen supérieur est pour sa plus grande partie constitué de laves et surtout de tufs ignimbritiques de composition rhyodacitique. A ces formations effusives sont localement associés des faciès remaniés (conglomérats à éléments volcaniques, par exemple). Les roches à cachet franchement sédimentaire, tels les schistes et les grès, sont rares.

Les formations volcano-sédimentaires du Viséen supérieur sont souvent appelées dans le Massif Central français "Tufs anthracifères" ; sur la feuille Aigueperse, les seuls niveaux carbonés connus sont localisés dans les hameaux

des Vignoles et des Concizes. Une étude palynologique effectuée sur ces matériaux n'a pas permis d'identifier des spores caractéristiques. L'attribution au Viséen supérieur de l'ensemble des formations volcaniques et volcano-sédimentaires est basée sur :

- la ressemblance d'une partie d'entre elles avec l'ensemble volcano-sédimentaire de la vallée du Sichon (feuilles Vichy et Maringues à 1/50 000) dans lequel sont intercalés des niveaux fossilifères (M. Chichery, 1942) ;
- les données géochronologiques (M. Bonhomme *et al.*, 1961 ; Y. Vialette, 1973) qui conduisent à attribuer à ces tufs un âge approximatif de 330 Ma (datation K/Ar sur roche totale), le granite de Châteauneuf sous-jacent ayant fourni un âge de 360 Ma par isochrone Rb/Sr sur roche totale et 342 millions d'années sur minéraux ; le granite de Châtelguyon, par contre, a un âge très proche de celui du volcano-sédimentaire qu'il recoupe ( $334 \pm 6$  Ma, par isochrone Rb/Sr sur roche totale ; Y. Vialette, 1978, inédit).

### Principales formations

L'observation de terrain conduit à distinguer trois formations principales, cette division étant confirmée par les études au microscope des roches volcaniques :

- la formation de Châteauneuf ( $\mathcal{A}h_2$ ) constituée par des roches volcaniques (laves et pyroclastites), associées à des formations volcano-sédimentaires avec quelques termes franchement sédimentaires ; toutes les roches volcaniques de cette formation, à la différence de celles des deux autres faciès, sont très fortement altérées ;
- la formation de la Bussière ( $h_2$ ) essentiellement constituée par des ignimbrites riches en enclaves ;
- la formation de Manzat ( $(h_2c)$ ) formée par des tufs soudés riches en cristaux et contenant beaucoup moins d'enclaves que les ignimbrites de la Bussière.

La première et la dernière de ces formations ont d'abord été définies en tant que "faciès" des tufs viséens de M. Ameil (1963), celle de la Bussière étant considérée comme un faciès intermédiaire par R. Bay (1957).

$\mathcal{A}h_2$ . **Formation de Châteauneuf.** Une coupe type de cette formation peut être faite le long de la route D 122 entre le pont de Braynant ( $x = 643,90$  ;  $y = 116,00$ ) et Puy-Serge ( $x = 645,05$  ;  $y = 115,90$ ) à l'Ouest de Blot-l'Eglise : en remontant la vallée de la Sioule les affleurements permettent d'observer des conglomérats à éléments volcaniques reposant sur le granite de Châteauneuf ( $\gamma^3C$ ), puis une succession de laves, brèches et tufs, ces derniers étant exploités pour concassés dans la carrière du Puy-Serge. Le granite de Châteauneuf est parfois repris en enclaves dans les formations pyroclastiques.

Les affleurements des hameaux des Vignoles et de Concizes, sur la rive ouest de la Sioule ( $x = 643,5$  ;  $y = 115,00$ ) complètent la coupe précédente : c'est en effet dans cette zone que se trouvent, à la base du Viséen supérieur et sous les tufs, les niveaux sédimentaires schisto-gréseux charbonneux (G. Garde, 1920).

Du point de vue pétrographique les laves et les pyroclastites associées ont des compositions rhyodacitiques (tableau 1). Dans les laves on reconnaît des phénocristaux (plagioclase dominant,  $\pm$  biotite,  $\pm$  quartz) flottant dans une mésostase plus ou moins riche en microlites avec une pâte quartzo-

feldspathique très finement cristallisée (verre dévitrifié) dans laquelle les colorations au cobalti-nitrite ont montré la présence de feldspath potassique. D'une manière générale, les tufs sont nettement plus riches en phénocristaux (ou débris de phénocristaux) que les laves ; les textures vitroclastiques sont exceptionnelles.

C'est à l'altération que les roches de cet ensemble doivent leurs couleurs sombres plus ou moins verdâtres : les biotites sont presque toujours transformées en chlorite ( $\pm$  épidote), les plagioclases sont irrégulièrement touchés par la rétomorphose (apparition de séricite et d'épidote avec transformation du plagioclase basique en albite-oligoclase). Exceptionnellement subsistent des reliques d'amphibole et de clinopyroxène.

Les descriptions jointes en annexe donnent une idée de la diversité pétrographique rencontrée dans cet ensemble.

**h2. Formation de la Bussière.** Les roches de cet ensemble ne forment pas de beaux affleurements mais se présentent généralement en gros blocs (dimensions pouvant dépasser le mètre). Outre la zone du hameau de la Bussière ( $x = 644,20$  ;  $y = 107,50$ ), les meilleurs affleurements se situent à hauteur de Villemorge sur la rive gauche de la Morge ( $x = 659,30$  ;  $y = 111,70$ ) et le long de la route D 99 entre le pont de Braynant et Ayat-sur-Sioule ( $x = 643,50$  ;  $y = 116,15$ ). L'examen au microscope montre que ce sont des ignimbrites (vitroclastes et fiammes à cristallisation coaxiale visibles au microscope). Elles se présentent sous forme de roches à cassure franche, avec fond noir luisant parsemé de phénocristaux de plagioclase et en moindre proportion biotite, quartz et parfois clinopyroxène ou amphibole, disposés en traînées selon des fluidalités discontinues. On y observe de nombreuses enclaves : granite de Châteauneuf, laves à faciès Châteauneuf, tufs. La pâte, totalement dévitrifiée, est essentiellement constituée de quartz et de feldspath potassique finement cristallisés ; elle présente parfois des textures sphérolitiques.

**h2C. Formation de Manzat.** L'affleurement type (M. Ameil, 1963) se trouve le long de la tranchée de la route D 19 près du point côté 630 à 1 km à l'Ouest de Manzat ( $x = 645,65$  ;  $y = 107,35$ ). Ce sont des roches à grain fin (millimétrique à demi-centimétrique) ayant un aspect de granite ou de microgranite ("tuf granitoïde"). Elles sont relativement homogènes mais contiennent fréquemment des enclaves de lave, tuf, microgranite ou sédiments grésilo-silteux dont la taille peut atteindre le décimètre. Localement quelques amas millimétriques à centimétriques de mica blanc associé à des cristaux de spinelles ont été observés, entourés d'une couronne plagioclasique : il s'agit probablement de sédiment alumineux recristallisé au contact du magma.

Au microscope la plupart de ces roches ont une texture tufacée typique : phénocristaux brisés de quartz, plagioclase, feldspath potassique (exceptionnellement clinopyroxène ou amphibole) et paillettes tordues, voir froissées, de biotite dans une pâte quartzo-feldspathique très fine (verre dévitrifié) ; cette pâte présente parfois des fluidalités discontinues ("pseudofluidalités") typiques d'une origine ignimbritique. Il est néanmoins possible que localement quelques échantillons à fond homogène, phénocristaux peu ou pas brisés et biotites non tordues correspondent à des laves.

La composition de ces roches est rhyodacitique, très proche de celle des tufs du faciès Châteauneuf (voir annexe). La principale différence entre les tufs de

ces deux faciès réside non dans leur composition originelle mais dans l'altération qui a affecté ceux du faciès Châteauneuf.

### Chronologie relative

En l'absence, d'une part de pendages permettant de comprendre les relations géométriques entre les trois formations décrites précédemment, d'autre part de datations isotopiques suffisamment précises, la succession des divers ensembles du Viséen supérieur reste problématique. Les observations qui suivent peuvent toutefois servir de départ pour proposer une chronologie relative.

**Relations entre les formations viséennes et le socle.** Les contacts entre la formation de Manzat et le socle granitique ou métamorphique n'ont pas été observés mais leur disposition cartographique suggère qu'ils sont en général de nature tectonique ; il semble en être de même pour la relation entre socle et la formation de la Bussière. Par contre les affleurements de la rive est de la vallée de la Sioule, le long de la route D 122 à hauteur du pont de Braynant ( $x = 643,90$  ;  $y = 116,00$ ), montrent des tufs et conglomérats de la formation de Châteauneuf reposant sur le granite du même nom. Bien que discontinus et de qualité médiocre, les affleurements de la Courière ( $x = 646,8$  ;  $y = 114,1$ ), à 1 km à l'Ouest du hameau des Berniads paraissent aussi correspondre à un dépôt de conglomérats du Viséen supérieur sur le socle. Plus à l'Ouest, sur la butte de Vignoles et Concizes (autour de la zone  $x = 643,5$  ;  $y = 115$ ), le granite de Châteauneuf est recouvert par des niveaux schisto-gréseux à anthracite (G. Garde, 1920) surmontés par des tufs.

Ces relations peuvent s'expliquer soit par une antériorité de la formation de Châteauneuf par rapport aux autres ensembles volcaniques viséens, soit au contraire (M. Ameil, 1963) par une apparition plus tardive du cycle volcanosédimentaire "Châteauneuf" avec débordement sur le socle par rapport à la formation de Manzat et à celle de la Bussière. Dans les deux cas des formations volcaniques remaniées indiquent cependant l'existence d'un volcanisme antérieur.

**Disposition d'ensemble des formations du Viséen supérieur.** D'une manière très schématique, en faisant abstraction des complications dues aux accidents tectoniques et aux intrusions granitiques postérieures, la répartition d'ensemble des formations viséen supérieur est à l'image d'un bassin dans lequel l'ensemble "Châteauneuf" serait à la périphérie, celui de Manzat plutôt au centre et celui de la Bussière formant des bandes entre les deux précédents. Cette disposition suggère la succession suivante (de haut en bas) :

- formation de Manzat
- formation de la Bussière
- formation de Châteauneuf.

**Nature des enclaves dans les formations pyroclastiques.** Les tufs ignimbritiques des formations de Manzat et de la Bussière renferment des enclaves de lave type Châteauneuf. Ceci confirme la chronologie proposée ci-dessus.

### Altérations et métamorphisme

Outre la dévitrification qui est générale, deux types de transformation affectent les formations volcaniques viséennes :

- une altération quasi générale dans les roches volcaniques de la formation de Châteauneuf;
- des recristallisations, évoquant un métamorphisme de contact, très fréquentes dans les tufs ignimbritiques de la Bussière et de Manzat.

**Altérations des volcanites de la formation de Châteauneuf.** Les laves, tufs, brèches et conglomérats sont presque toujours fortement altérés : la biotite est totalement ou au moins très largement transformée en chlorite associée à une quantité variable de pistachite. Les plagioclases basiques zonés sont irrégulièrement affectés par la rétro-morphose qui les transforme en albite-oligoclase piquetée de plus ou moins d'épidote, séricite et carbonate.

Des altérations de même type se rencontrent aussi localement dans les tufs des formations de la Bussière et de Manzat, mais leur intensité et leur extension y sont toujours subordonnées.

Ces altérations ont pu, du moins en partie, être produites par des actions hydrothermales liées aux divers cycles du volcanisme.

**Métamorphisme thermique.** Les biotites des tufs soudés de la formation de Manzat et les ignimbrites hétérogènes de celle de la Bussière sont très fréquemment recristallisées (M. Ameil, 1963 ; J. Grolier, 1971) : les cristaux initiaux flexueux ou non sont pseudomorphosés par un feutrage de fines paillettes de biotite. Parmi les autres phénomènes attribuables à un métamorphisme de contact, on peut citer d'une part la granulométrie parfois plus grossière de la pâte dévitrifiée avec conjointement l'apparition de légères indentations dans les contours des phénocristaux, d'autre part, l'apparition de tourmaline vert bleuté.

Aucune zonalité régionale de ce thermométamorphisme n'a pu être mise en évidence ni par rapport aux massifs granitiques, ni par rapport aux filons de microgranite. Sous réserve des résultats que pourrait apporter un échantillonnage très détaillé, ce phénomène paraît extrêmement irrégulier, même dans le détail : à l'intérieur d'une même lame mince peuvent coexister des biotites volcaniques bien conservées et des amas de biotite néoformée. La présence dans certains tufs (peu ou pas affectés par ce métamorphisme de contact) d'enclaves de lave totalement recristallisées peut avoir deux explications :

- propagation très irrégulière du métamorphisme de contact qui affecterait préférentiellement certaines parties de la roche,
- simultanéité partielle du volcanisme et du métamorphisme de contact, les éruptions pouvant reprendre en enclaves des roches volcaniques antérieurement recristallisées ; dans cette interprétation la chloritisation partielle de certaines biotites néoformées pourrait être due à l'hydrothermalisme volcanique.

La recristallisation des biotites n'a été observée qu'exceptionnellement dans les formations à faciès Châteauneuf (carrière entre Saint-Agoulin et Saint-Priest-d'Andelot, à 500 m au S.SW de Chabrépine) où elle peut s'expliquer par le voisinage du granite sécant de Champs. La généralisation de cette explication appelle toutefois quelques réserves car aucun gradient n'a, à l'échelle des levers, pu être mis en évidence.

## FORMATIONS VOLCANIQUES TERTIAIRES ET QUATERNAIRES

Le volcanisme tertiaire et quaternaire a émis des laves et des projections basiques (basaltes, basanites). Il se rattache pour partie à la chaîne des Puys dont il constitue l'extrémité nord (Saint-Hippolyte, Beaunit, Rochemoire, Chalard, Gour de Tazenat), pour partie à la chaîne de la Sioule (Sauterre, Manzat-la-Botte).

Les datations isotopiques et, à défaut, les observations géomorphologiques (état de conservation des cônes de projection, position en fond de vallée ou au contraire en plateau par inversion de relief des coulées) conduisent à distinguer trois ensembles principaux :

- un volcanisme paléocène daté d'environ 55 Ma par la méthode K/Ar (J.-M. Cantagrel et P. Boivin, 1978). Il ne reste de cet épisode que des petits necks formant de très faibles reliefs (Montmartin, Montcel) ;
- un volcanisme attribué au Miocène : seul le basalte du point coté 633 m entre Chanveix et les Sagneaux Blancs a été daté par J.-M. Cantagrel et P. Boivin (1978) à 24 Ma. Cet ensemble est pour l'essentiel constitué par des coulées démantelées, le plus souvent situées en inversion de relief, qui sont rattachées à la chaîne de la Sioule : Sauterre, Sud de Manzat jusqu'à la Botte, terminaison de la coulée de Montcogonol dans le coin sud-ouest de la feuille (voir carte géologique à 1/50 000 Clermont-Ferrand, XXV-31) ;
- un volcanisme attribué au Plio-Quaternaire qui a donné d'une part des maars (Saint-Hippolyte, Beaunit, Gour de Tazenat, le Chalard, Laty), d'autre part des necks (Rochemoire) ou coulées associées tantôt à des cônes démantelés (Montiroir), tantôt à des cônes stromboliens dans un état de conservation à peu près parfait (le Chalard, Puy Gonnard dans le maar de Beaunit).

### Formations volcaniques paléocènes

eβ<sup>1</sup>. **Basanite.** Des datations par la méthode K/Ar effectuées par J.-M. Cantagrel et P. Boivin (1978) ont fourni respectivement pour les culots de Montmartin et de Montcel des âges de 54 Ma et 56 Ma. Outre ces necks formant des petites collines à relief peu marqué, on peut, en l'absence de mesures isotopiques, envisager le rattachement à ce volcanisme des filons recouvrant le Viséen le long de la route D 122E entre le pont de Braynant et Blot-l'Eglise (x = 644,150 ; y = 115,400) et de celui traversant les micaschistes à Lisseuil au carrefour de la route de la Villeneuve avec la D 109 (x = 645,750 ; y = 118,250).

La lave de Montmartin présente la composition minéralogique suivante (P.-M. Vincent, M. Aubert, P. Boivin, J.-M. Cantagrel, J.-F. Lenat, 1978) :

Phénocrisaux			Microlites					Mésostase		Xénolites
Ol	Cpx	Op	Ol	Cpx	Op	Pl	Bi	F. alc.	Foïde	
4	3	4	2	50,60	10	10,15	-	-	possible	3

Ol : olivine ; Cpx : clinopyroxène ; Op : opaques ; Pl : plagioclase ; Bi : biotite ; F. alc. : feldspath alcalin ; Foïde : feldspathoïde (analcime ?) ; xénolite : péridotite + fragments du socle migmatitique + mégacristsaux d'amphibolé (pargasite titanifère).

L'analyse chimique (tableau 2, anal. 1) est celle d'une basanite, le calcul de la norme CIPW faisant apparaître de la néphéline normative.

### Formations volcaniques rapportées au Miocène

$m\beta^1$ . **Basanite à leucite.** En plus du petit épanchement de Chauveix daté à 24 Ma (J.-M. Cantagrel et P. Bouvin, 1978), ont été rapportées au Miocène de grandes coulées souvent démantelées ( $E\beta$ ), et formant par inversion de relief la surface des plateaux de Manzat, Sauterre et l'extrémité nord de la coulée de Montcognol dans le coin sud-ouest de la feuille. Il convient toutefois de noter que l'inversion de relief n'est pas toujours très marquée et que les petits épanchements du village de la Botte, assimilés du point de vue stratigraphique aux coulées de plateau, descendent très nettement sur le flanc des vallées actuelles. Les replats situés respectivement à 250 m à l'Est du point coté 977 m (sommet de Sauterre) et 500 m au Sud et Sud-Ouest de la Botte, juste sous la route D 121, ont été interprétés comme des vestiges de coulée : seul le second renferme dans une terre très brune de nombreux blocs basaltiques scoriacés.

Les laves émises par le volcanisme de la chaîne de la Sioule sont des basanites à leucite. Ce sont des roches noires à gris sombre dans lesquelles on distingue à l'oeil les phénocristaux de péridot et de pyroxène. Elles sont souvent riches en enclaves de péridotites et de socle (très bel affleurement dans la carrière de Sauterre).

Leur composition minéralogique est la suivante (M.-C. Magonthier, 1974-1975, J. Mendoza-Delgado, 1972) :

#### — coulée de la Botte

- phénocristaux : olivine abondante (20 %) ; clinopyroxène (salite avec coeur de diopside) peu abondant (3 %) en cristaux relativement petits ( $\leq 0,4$  mm) avec un coeur incolore, spinelle, ilménite et titano-magnétite parfois en petits phénocristaux ;

- pâte constituée de cristaux de clinopyroxène, plagioclase (An 50-60), olivine, ilménite, magnétite dans un fond finement cristallisé de leucite (2,5 %), phlogopite (8 %) et feldspath sodique (2 %) ;

- druses : leucite et albite ;

- enclaves : péridotite (olivine 80,85 %, bronzite 14,95 %, diopside 3,6 %, spinelle 0,25 %, plagioclase 0,35 %).

#### — coulée de Sauterre

- texture et composition minéralogique voisines de la précédente ;

- nombreux nodules de péridotite (olivine 74 %, bronzite 17 %, diopside 4 %, spinelle 4 %, plagioclase 1 %) ;

- nombreuses enclaves granitiques qui par réaction avec la lave sont transformées avec formation de leucite, clinopyroxène et biotite.

Le tableau 1 résume la composition des principaux minéraux (M.-C. Magonthier, 1975).

Les compositions chimiques (tableau 2) sont celles de basanites. Le calcul de la norme CIPW fait artificiellement apparaître de la néphéline virtuelle et non de la leucite.

La leucitisation des enclaves granitiques, les teneurs en éléments traces et les rapports  $Sr^{87}/Sr^{86}$  conduisent à penser que ces magmas résultent d'une contamination par du matériel crustal (J. Mendoza-Delgado, 1972).

TABLEAU 1 - ANALYSES DE MINÉRAUX DE LA COULÉE DE LA BOTTE

	Clinopyroxènes					Leucite	
	1	2	3	4	5	6	
SiO <sub>2</sub>	48,04	45,34	40,66	39,39	37,77	SiO <sub>2</sub>	55,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,45	6,87	11,20	12,12	12,72	TiO <sub>2</sub>	nd
FeO (+)	6,20	7,45	8,47	8,56	9,10	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,20
MgO	14,71	13,36	10,99	9,46	10,11	FeO (+)	nd
MnO	0,17	0,15	0,14	0,19	0,16	MgO	nd
CaO	21,72	23,10	23,03	24,47	22,33	CaO	0,28
Na <sub>2</sub> O	0,66	0,48	0,58	0,30	0,67	Na <sub>2</sub> O	0,45
TiO <sub>2</sub>	1,54	2,84	4,60	5,30	6,14	K <sub>2</sub> O	20,60
Total	99,49	99,59	99,67	98,85	98,90	Total	100,44
Si	1,769	1,690	1,524	1,497	1,434	Si	2,012
Al <sup>IV</sup>	0,231	0,302	0,476	0,503	0,566	Ti	
Al <sup>IV</sup>	0,049		0,019	0,041	0,004	Al	0,084
Ti	0,043	0,080	0,130	0,169	0,172	Fe + + +	
Fe <sup>3+</sup>	0,143	0,177	0,239	0,183	0,267	Ca	0,011
Fe <sup>2+</sup>	0,048	0,055	0,026	0,089	0,022	Na	0,032
Mg	0,807	0,742	0,614	0,536	0,572	K	0,946
Ca	0,857	0,923	0,925	0,916	0,908		
Na	0,047	0,035	0,042	0,059	0,049		
Mn	0,005	0,005	0,004	0,006	0,005		

(+) Fer total exprimé en FeO (extrait de : M.-C. Magonthier, 1975)

### Formations volcaniques plio-quaternaires

#### Projections et édifices volcaniques

Les volcans correspondant à ces formations sont en général bien conservés. Cette bonne préservation d'édifices constitués par l'accumulation de matériaux meubles, donc facilement enlevés par l'érosion, conduit à considérer ces éruptions comme relativement récentes (G. Camus *et al.*, 1974).

Les volcans sont de deux types : maars et cônes stromboliens. Ces derniers sont soit en partie démantelés (Montiroir, attribué au Villafranchien ou au Pliocène), soit très frais (Quaternaire récent ? : Puy-Gonnard (installé dans le maar de Beaunit), le Chalard).

*br*β. Brèches de maar (pyroclastites). Elles sont issues de cinq appareils répartis dans la zone sud de la feuille :

**Maar de Saint-Hippolyte** : ses projections reprennent surtout des formations sédimentaires de Limagne (sables, arkoses, marnes, calcaires). Il est à moitié recouvert par des formations de remaniement dans lesquelles a été trouvée une faune de mammifères.

TABLEAU 2 - ANALYSES CHIMIQUES DE BASALTES  
ET BASANITES

	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub> %	43,70	43,75	44,50	42,74	43,61	43,00
TiO <sub>2</sub> %	3,00	3,53	2,50	3,45	3,02	3,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	13,00	14,33	12,15	15,31	13,05	12,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	4,96	4,89	8,25	5,05	4,69	9,20
FeO %	6,35	6,96	6,30	7,78	7,12	6,40
MgO %	11,50	9,10	8,95	9,19	12,57	9,00
MnO %	0,19	nd	0,15	nd	nd	0,20
CaO %	10,40	10,84	11,30	11,79	10,46	11,30
Na <sub>2</sub> O %	3,00	3,07	3,60	3,10	2,84	3,20
K <sub>2</sub> O %	1,40	2,16	1,95	1,93	1,77	1,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	nd	nd	0,35	nd	nd	0,55
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> %	1,39	0,47	0,00	0,26	0,23	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> %	0,29	0,17	0,00	0,20	0,16	0,05
Ni ppm			171			97
Co			255			111
Cr			108			94
V			160			233
Cu			147			147
Rb			47,1			36,5
Sr			767			714
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr			0,7044			0,7043
Or	8,28	12,77	11,53	11,41	10,46	9,46
Ab	10,04	5,71	9,70	0,32	4,99	11,60
An	17,84	18,94	11,21	22,16	17,63	13,90
Ne	8,30	10,98	11,23	14,04	10,32	8,37
Diop	26,54	27,47	33,42	28,81	27,03	20,28
Ma	7,19	7,09	11,96	7,32	6,80	10,40
Il	5,70	6,70	4,75	6,55	5,74	7,13
Ol	13,62	8,97	5,42	9,73	16,16	5,94
Ap	-	-	0,83	-	-	1,30
Hem	-	-	-	-	-	2,03

- 1 : basanite de Lacroix-Montmartin (P. Vincent *et al.*, 1978)
- 2 : coulée de la Botte (M.-C. Magonthier, 1974 ; x = 644,70 ; y = 104,60)
- 3 : coulée de la Botte (J. Mendoza-Delgadillo, 1972 ; x = 644,75 ; y = 104,65)
- 4 : coulée de la Botte (M.-C. Magonthier, 1974 ; x = 645,80 ; y = 101,65)
- 5 : coulée de la Botte (M.-C. Magonthier, 1974 ; x = 645,80 ; y = 101,65)
- 6 : coulée de la Botte (J. Mendoza-Delgadillo, 1972 ; x = 645,80 ; y = 101,65)

La présence de loess, dépôt de versant et coulées de solifluxion traduisent des actions périglaciaires ce qui permet d'attribuer à cette éruption un âge supérieur à 10 000 ans, c'est-à-dire plus ancien que la dernière glaciation.

**Maar de Beaunit** : le cratère est occupé par des terrains marécageux masquant des argiles lacustres. Les projections reprennent des blocs de granite,

charnockite et Iherzolite. Le cratère, entièrement remblayé, est recouvert à l'Ouest par les coulées de labradorite du Puy Thiolet (*cf.* feuille XXV-31 : Clermont-Ferrand) et au Sud par le cône strombolien du Puy-Gonnard.

**Gour de Tazenat** : le cratère de ce maar est actuellement occupé par un lac profond de 66 mètres. Les projections visibles sur le flanc nord se présentent en niveaux décimétriques à métriques, sans granoclassement. Elles sont constituées par des blocs et lapilli constitués d'un verre basaltique noir ("tachylite"), de bombes "en choux-fleur" considérées comme typique d'un contact avec l'eau lors de l'éruption, de débris du socle (granites, tufs viséens, microgranites). La fraîcheur morphologique de cet appareil ainsi que l'absence de colluvions de versant suggèrent que son activité est postérieure à la dernière période glaciaire (~ 10 000 ans).

**Maar de Laty** : seule une zone dépressive circulaire, fortement colluvionnée, révèle l'existence du cratère de maar de Laty, flanqué à l'Est d'un croissant de brèches pyroclastiques caractéristiques du phénomène explosif. Deux petits necks basaltiques intrudent les brèches au Puy de Roche Noire (cote 866).

**Maar du Puy Chalard** : une dynamique phréatomagmatique précède l'édification du cône de scories basaltiques. Les brèches issues de cet épisode sont visibles dans une carrière au Sud du site où elles sont recouvertes par un à deux mètres de lapilli noirs, granoclassés, de type saupoudrage. L'édification ultérieure du cône ainsi qu'un colluvionnement périphérique remblayent totalement le cratère d'explosion.

$_{sc}\beta C$ . **Scories basaltiques édifiées en cône et  $_{sc}\beta$ . Scories basaltiques (faciès saupoudrage)**. Les projections constitutives des cônes stromboliens, déjà cités, sont de composition basaltique avec vraisemblablement des variations pétrographiques du même ordre que celles relevées dans les laves de la phase effusive (ankaramite au Puy de Montiroir et labradorite à Beaunit et Puy Gonnard).

Le dépôt de lapilli noirs, granoclassé, reconnu à la base sud du cône du Chalard, est quant à lui représentatif d'un faciès saupoudrage.

### Coulées

p-IV $\beta$ . **Ankaramite (Puy de Montiroir)**. C'est un basalte sombre dans lequel l'augite brunâtre est particulièrement abondante. Les phénocristaux sont d'une part l'augite, d'autre part le périclote, ce dernier étant moins fréquent. La mésostase est constituée principalement de très fins microlites de plagioclase pris dans une pâte où dominent les granules opaques ; l'augite en petites prismes y est courante, le périclote moins répandu. Accessoirement on observe des plages interstitielles à faible relief et faible biréfringence (feldspath alcalin) et d'autres isotropes (analcime ?).

p-IV $\beta$ . **Basalte (Charlard)**. Cette lave diffère de la précédente par la plus grande abondance du plagioclase qui en plus des microlites forme des petits phénocristaux.

p-IVL $\beta$ . **Labradorite à pyroxène (coulée du Puy Thiolet)**. Ce type de lave, plus leucocrate que les basaltes, recouvre en partie le maar de Beaunit (voir aussi feuille Clermont à 1/50 000).

## FORMATION SÉDIMENTAIRE D'ÂGE INDÉTERMINÉ

hCg. **Conglomérat polygénique (Houiller ?)**. Pour la première fois cartographiés en sidérolithique par J. Grolier et M. Deschamp (1964) au Sud-Est de Lisseuil près du hameau de Gercueil, des conglomérats assez semblables ont été observés de nouveau sur la route joignant Lisseuil à la Villeneuve (dans un virage à l'W.SW de ce hameau), ainsi qu'au Nord du village de Villards, sur le flanc sud du ruisseau de Fougère.

Sur le terrain, cette formation est constituée d'éléments roulés de taille variable (jusqu'à 5 à 10 litres), liés par une matrice argilo-sableuse peu cohérente. Sur la route de Lisseuil (CD 16 E), l'affleurement conglomératique, long d'une vingtaine de mètres, est étroitement associé aux gneiss. Ses éléments sont faits de granite à gros grains, granites à biotite et grain moyen (type Châteauneuf) et plaquettes de micaschistes. Au Nord de Villards, le contact avec le conglomérat, qui montre des éléments beaucoup plus petits, n'est pas observé.

Les deux zones nouvellement cartographiées n'offrent pas à vue des caractères sidérolithiques. L'allure générale, l'association symplectique avec les gneiss, la position au sein d'une zone fortement tectonisée font penser à des placages résiduels d'un ancien dépôt détritique à l'intérieur d'un petit bassin d'effondrement, réplique du grand Sillon houiller proche d'une dizaine de kilomètres à l'Ouest. N'est pas écartée, cependant, la possibilité d'un dépôt issu d'une éruption phréatomagmatique éocène du type Menat (6 km au Nord).

## FORMATIONS SÉDIMENTAIRES TERTIAIRES

### Généralités

Le bassin de Limagne représente une aire effondrée dans le socle paléozoïque. Les mouvements tectoniques distensifs selon des axes anciens, pour la plupart hercyniens, ont conduit à l'individualisation d'un sillon ou grabben d'orientation générale Nord-Sud. Les premiers mouvements tectoniques importants, se traduisant par une intense érosion sur le socle et un dépôt dans les zones subsidentes, se sont produits au cours de l'Eocène moyen, ont atteint un paroxysme à l'Oligocène et se sont poursuivis jusqu'à nos jours.

Dans le sillon se sont individualisées des fosses séparées les unes des autres par des seuils, délimitant trois bassins principaux : un septentrional (Moulins), un median (Clermont, Riom, Vichy), un méridional (Issoire). Le remblaiement du bassin de Clermont s'est effectué en trois étapes successives principales correspondant à trois paroxysmes tectoniques. Chaque étape se traduit par le dépôt d'un cycle sédimentaire caractérisé par : à la base, des matériaux détritiques (forte activité tectonique), puis, au sommet, des sédiments chimiques carbonatés parfois évaporitiques (période de rémission tectonique et d'altération chimique du socle).

L'histoire géologique de chacun des bassins diffère, en fonction essentiellement des variations importantes des vitesses de subsidence du socle dans le temps et dans l'espace. Ainsi le bassin de Moulins montre à sa base une séquence supplémentaire (A').

### **Dépôt de la première séquence A d'âge éocène (e)**

Elle est présente dans l'ensemble du fossé ; son épaisseur réduite dans le bassin d'Issoire s'accroît dans les bassins de Riom pour atteindre des valeurs variant de 200 à 300 mètres.

Des réductions importantes d'épaisseur s'observent au niveau des seuils de Saint-Yvoine et de Saint-Pourçain soulignant l'individualisation précoce des fosses principales. Un maximum de puissance est atteint dans le bassin de Moulins avec 600 m et deux séquences superposées.

Le bassin éocène s'étend donc depuis Brioude jusqu'à Decize ; la subsidence faible au Sud est plus importante vers le Nord passant du simple au double entre le bassin de Riom et celui de Moulins. La série clermontoise trouve une équivalence dans les dépôts du Nivernais (sidérolithique et calcaire lacustre) datés du Bartonien et du Ludien et par comparaison avec le bassin de Moulins pourrait débiter à l'Eocène moyen (Lutétien).

### **Dépôt de la seconde séquence B1 d'âge stampien inférieur (g)**

Les dépôts de cette séquence ne sont largement développés que dans la fosse de Riom où ils atteignent une puissance de 1 500 mètres. La subsidence semble s'être arrêtée à l'aplomb des autres bassins et s'est accentuée au contraire de façon considérable au niveau de la fosse médiane. L'importance réduite du terme basal détritique et surtout la prédominance de sédiments chimiques permettent de penser que les aires terrestres avoisinantes subissent une forte altération chimique, la reprise par érosion mécanique étant très faible. Les apports hydrothermaux liés au régime tectonique distensif contribuent, par ailleurs, fortement à cet apport chimique. La séquence B1 est principalement caractérisée par la présence de marnes à évaporites (anhydrite, gypse, halite).

### **Dépôt de la troisième séquence B2-C d'âge stampien supérieur à aquitainien**

A nouveau les dépôts s'étendent sur l'ensemble des bassins au moins pour le terme lagunaire inférieur B2 de la séquence ; le maximum de subsidence s'observe au niveau de la fosse de Riom, la série y atteignant près de 600 m de puissance.

Le terme détritique basal montre une répartition généralement régulière. Il est uniformément présent dans les bassins d'Issoire et de Moulins et sur les bordures du bassin de Riom, par contre il disparaît dans ce dernier bassin à l'aplomb de la zone à maximum de subsidence (Saint-Beauzire — Martres-sur-Morge).

Aux marnes lagunaires font suite des dépôts de marnes et de calcaires lacustres riches en concrétions stromatolithiques au sommet (C). Cette sédimentation lacustre qui durera pendant l'Oligocène supérieur (g3) et une partie de l'Aquitainien (m1a) n'est observée que dans les bassins de Riom et de Moulins. Localement des apports détritiques importants viennent troubler la sédimentation carbonatée, ils sont la conséquence des premiers mouvements d'une phase tectonique importante qui à l'Aquitainien terminal provoquera la fin du remblaiement laguno-lacustre de la Limagne et le début de son déblaiement par le jeu de phénomènes d'érosion fluviale.

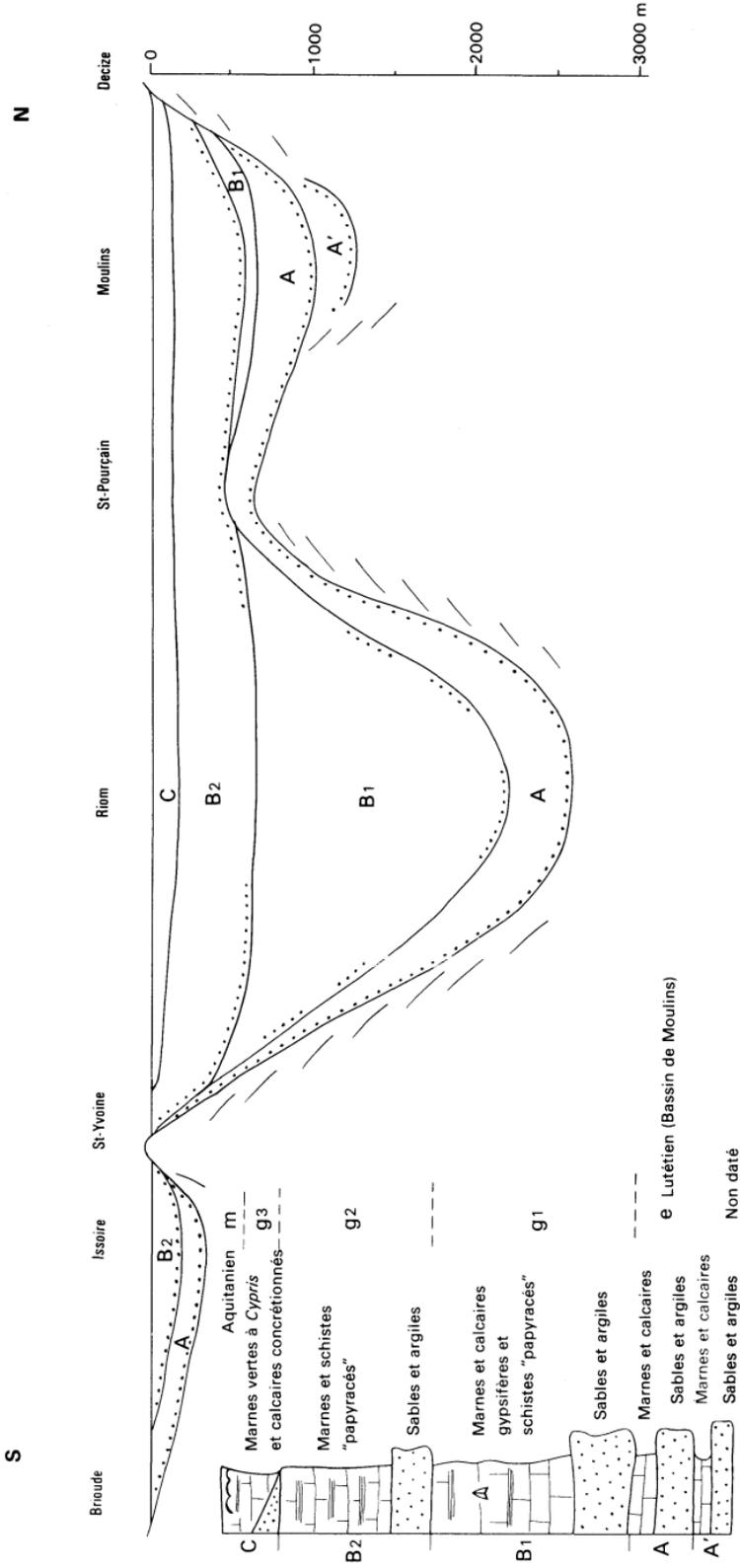


Fig. 1 - Coupe schématique longitudinale des bassins des limagnes d'Allier

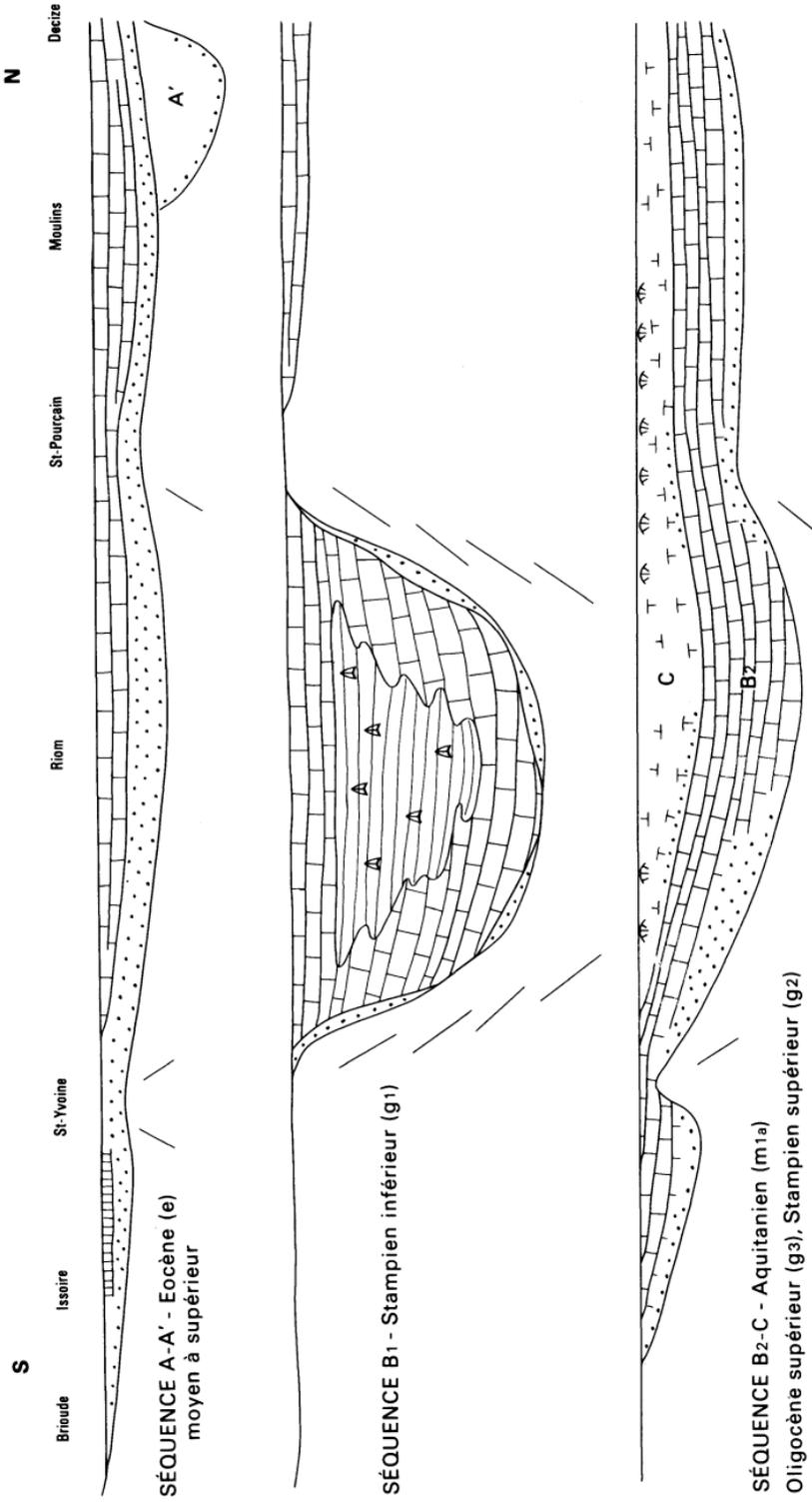


Fig. 2 - Evolution tectonique différentielle des limagnes au cours du temps

## Echelle chronostratigraphique et lithologique

L'échelle stratigraphique des formations tertiaires de Limagne, employée pour la cartographie, tient compte des études réalisées sur les faunes de mammifères (A. Lavocat, 1951 ; L. Thaler, 1970 ; L. Ginsbourg, 1970), de mollusques (A. Rey, 1968), la microflore (G. Gorin, 1974) et intègre les résultats acquis postérieurement au cours des levés cartographiques (palynologie par G. Farjanel, charoflore J. Riveline, sédimentologie par D. Giot).

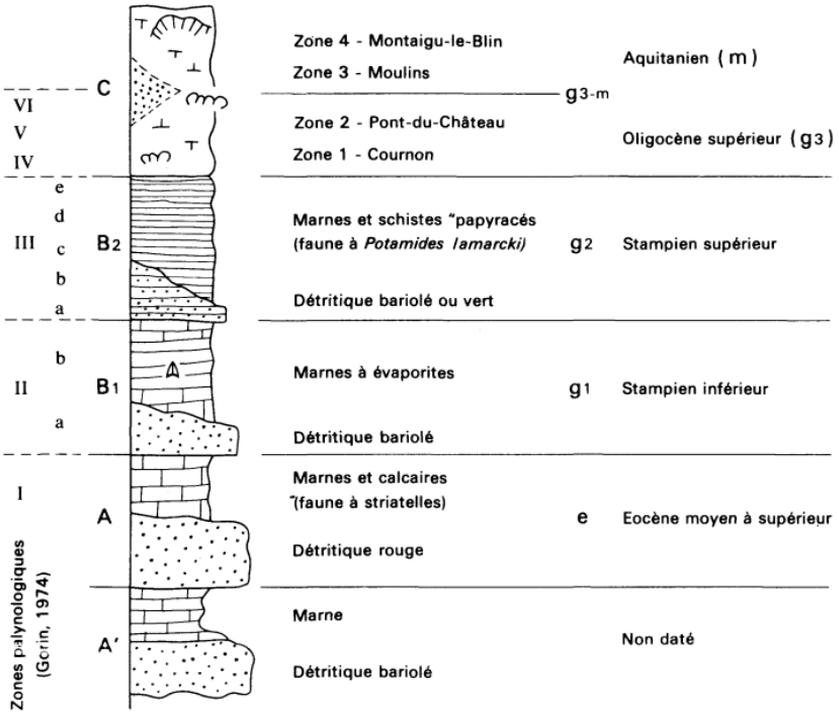


Fig. 3 Echelle stratigraphique des formations tertiaires de Limagne

## Description des principales unités cartographiées

Les événements principaux décrits au chapitre Généralités sont identifiables sur le périmètre de la feuille Aigueperse grâce en majeure partie aux renseignements apportés par les sondages profonds d'Aigueperse 4-2 (fig. 7), Martres-sur-Morge 8-2, Gimeaux 7-8 et Cellule 8-3. Les trois séquences sédimentaires supérieures s'y sont développées partiellement ou totalement. Les observations de surface permettent d'aboutir à une reconstitution comparable, celle-ci étant toutefois rendue très compliquée du fait du grand fractionnement tectonique de cette région, complexité accrue également par le particularisme de certaines unités lithologiques bordières.

La distinction des ensembles cartographiques a été réalisée à partir d'une part des données de sondage et plus particulièrement Aigueperse 4-2 sur lequel nous avons pu grâce aux travaux palynologiques (G. Gorin, 1974) dater de façon précise les séquences sédimentaires, et d'autre part d'observations de surface qui ont fait apparaître des ensembles particuliers à valeur locale.

Les notations employées font apparaître l'attribution chronostratigraphique d'après notre échelle de référence à laquelle s'ajoute une ou plusieurs lettres majuscules résumant le faciès lithologique (ex. : g2-3c5 : ensemble calcaire-détritique de Saint-Agoulin, constitué de l'alternance ou du mélange de calcaires, marnes, argiles et sables dont l'âge peut varier entre le Stampien supérieur et l'Oligocène supérieur).

#### ***Eocène à Oligocène inférieur à moyen***

e-g, g1-2SR. **Ensemble détritique rouge et bariolé.** Dans ces unités compréhensives ont été regroupés des sédiments détritiques reposant directement sur le socle et qui par leur seul faciès peuvent appartenir à la base de n'importe laquelle des séquences. Ces séries généralement non fossilifères sont datées par les dépôts sus-jacents.

Dans le sondage Aigueperse (4-2), ont été rencontrés à partir de 670 m de profondeur :

- 55 m de sables et graviers gris-vert et rougeâtres à galets disséminés de roches métamorphiques et de quartzite attribués à la base de la séquence B1. Un niveau marneux, au-dessus, à 623 m, a fourni une microflore de la zone IIB (Stampien inférieur) permettant une attribution g1SR ;
- 110 m d'argile localement marneuse, rougeâtre, lie-de-vin, parfois bariolée, plus ou moins sableuse à graviers disséminés de quartz, attribuée au terme supérieur de la séquence A (e, Eocène moyen à supérieur) ;
- 90 m de sables et graviers anguleux à ciment argileux lie-de-vin reposant sur le socle, attribués au terme inférieur de la séquence A (e).

Dans le sondage de Gimeaux (7-8), une série assez comparable a été traversée à partir de 114 m de profondeur :

- 36 m de sables et conglomérats rouges (base séquence B1) ;
- 68 m de sables fins rouges ;
- 69 m de conglomérats et marnes alternés appartenant probablement à la partie supérieure de la séquence éocène A ;
- le socle n'a pas été atteint.

A l'affleurement les séries ont été rencontrées au niveau d'un étroit graben au Nord de Châtelguyon et en plusieurs points du bassin de Combronde.

Au Nord de Châtelguyon, il est possible d'observer vers les points les plus bas des conglomérats grossiers (e-g) irrégulièrement grésifiés par un ciment calcaire-ferrugineux alternant avec des horizons plus sableux, ou argileux. Une analyse pétrographique du conglomérat montre la forte hétérométrie des éléments et leur degré d'usure très faible ; sont présents le quartz, les feldspaths potassiques et plagioclases, des biotites, associés à des fragments de schistes, microquartzite, roches volcaniques acides, granites et fragments de carapace ferrugineuse à faciès sidérolithique. Vers le haut de la série les conglomérats sont progressivement remplacés par une série argilo-sableuse rouge puis bariolée rouge-vert sur les affleurements les plus élevés. Le bassin de Combronde, limité à l'Est par un alignement discontinu de pointements du

socle (Prompsat — Saint-Myon), montre à la faveur de rejeux tectoniques une série argilo-sableuse et conglomératique (g<sub>1</sub>-2SR) le plus souvent bariolée, reposant sur le socle. Les affleurements sont rares ; un faciès pas très représentatif car remanié et mêlé à des éléments plus récents a fait l'objet d'une exploitation pour fabrication de briques au Nord de Combronde. Un sondage effectué par le CEA à proximité du lieu-dit les Plagneaux, au Nord-Est de Combronde, a traversé 50 m de cette formation sous 40 m de sables et argiles verts avant d'atteindre le socle. Des sondages dans le bassin de Saint-Agoulin ont également révélé sa présence. L'attribution stratigraphique précise et surtout le rattachement à l'une ou à l'autre des séquences basales des dépôts tertiaires de Limagne est délicate à établir. La comparaison avec les sondages permet de constater l'absence des termes carbonatés de ces séquences qui auraient pu les différencier. Sur les bordures nous serions donc en présence soit d'une lacune totale de l'une ou de l'autre des séquences soit d'une lacune partielle de leurs termes supérieurs carbonatés.

### ***Oligocène inférieur à moyen***

**g<sub>1</sub>-2SV. Ensemble détritique vert.** Au-dessus des séries rouges et bariolées ou parfois directement sur le socle se développe une *série argilo-sableuse* de teinte dominante *verte*. Elle a été reconnue à l'affleurement ou en sondage tant dans les petits bassins bordiers de Combronde et Saint-Agoulin que dans le bassin principal.

Généralement cette série appartient à la base de la séquence B2 (base g<sub>2</sub>), toutefois le sondage Aigueperse montre que des faciès comparables apparaissent déjà au toit du terme détritique de la séquence B1 ; aussi par mesure de prudence la notation stratigraphique a été étendue à l'ensemble du Stampien g<sub>1</sub>-2.

Dans le sondage Aigueperse (4-2), cette unité a été traversée sur 90 mètres à partir de la profondeur 500 m ; elle est constituée de sables et graviers à grains anguleux, à ciment argileux gris-vert, passant à un grès conglomératique et petites intercalations de calcaires marneux gris-vert et marne verdâtre. Au sondage Gimeaux, des grès conglomératiques ont été traversés sur une vingtaine de mètres de puissance à partir de la profondeur 57 mètres. A l'affleurement, cette formation peut être observée en de nombreux points (Theilhède, bassin de Combronde), elle est constituée essentiellement de sables plus ou moins argileux, parfois de grès, fins à grossiers quartzo-feldspathiques et micacés. Un niveau peu épais de conglomérat grossier est présent de façon systématique lorsque la formation repose en contact normal sur le socle. Le matériau ne fait pas l'objet d'exploitation si ce n'est à des fins d'utilisation très locale.

L'épaisseur de cet ensemble varie considérablement : quelques mètres dans le bassin de Saint-Agoulin, cinquante mètres environ dans le bassin de Combronde, vingt mètres environ sur la bordure de la fosse (Gimeaux), quatre vingt dix mètres à l'aplomb du talus bordier (Aigueperse), réduit à des passées sableuses dans des marnes dans la fosse même (Martres-sur-Morge).

### ***Oligocène moyen à supérieur***

**g<sub>2</sub>-3CS. Ensemble calcaro-détritique de Saint-Agoulin.** Dans le Bassin de Saint-Agoulin et sur sa bordure orientale vers la Limagne apparaissent en liaison avec une structure tectonique complexe une succession de horsts et grabbens révélés grâce aux sondages CEA et des séries sédimentaires originales.

La figure 5, Coupe schématique transversale Saint-Agoulin – Montpensier, résume la complexité structurale et sédimentaire de cette région.

Un ensemble calcaréo-détritique constitué de sédiments issus de mélanges sable-argile-carbonate se développe dans le bassin de Saint-Agoulin et sur sa bordure est.

A Saint-Agoulin il repose sur l'ensemble détritique vert stampien (g<sub>1-2</sub>, base séquence B1 ou B2) et possède localement au sommet quelques récifs. Sur le versant Limagne, une série lithologiquement comparable s'intercale entre des marnes vertes g<sub>3M</sub> à la base et une série calcaire à récifs g<sub>3C</sub> au sommet.

L'âge de cette formation n'est pas établi de façon rigoureuse : probablement Oligocène supérieur sur le versant Limagne et Stampien à Oligocène supérieur dans le bassin de Saint-Agoulin.

La notation la plus étendue g<sub>2-3CS</sub> a été retenue. L'épaisseur maximum observée est de l'ordre de 50 mètres à Saint-Agoulin.

**g<sub>2-3SV</sub>. Sables argileux verts et conglomérats.** Au Sud de Saint-Agoulin, dans le secteur des horsts : Saint-Myon, Combronde, Beauregard, une série équivalente à g<sub>2-3CS</sub> mais non carbonatée se développe, constituant ici la base de la série en transgression directe sur ce socle.

Elle est recouverte soit par les marnes vertes (g<sub>2-3M</sub>) soit par les marnes et calcaires à récifs (g<sub>3C</sub>). Une attribution à l'Oligocène supérieur est probable mais on ne peut exclure la présence de niveaux stampiens.

Ces faciès correspondent à des sables plus ou moins argileux quartzo-feldspathiques et micacés hétérométriques, localement conglomératiques en base de série (horst de Beauregard).

**g<sub>2-3M</sub>. Ensemble marneux.** Les formations carbonatées constituent en volume la part essentielle des matériaux sédimentés au cours de l'Oligocène, elles représentent le terme supérieur des séquences sédimentaires. Pour les séquences éocène (A) et stampien inférieur (B1), les termes carbonatés sont limités à la fosse et de ce fait n'apparaissent pas à l'affleurement sur les bordures.

La séquence B2 (g<sub>2</sub>, Stampien inférieur) et surtout son terme sommital lacustre C (g<sub>3</sub>, Oligocène supérieur) représentent la majeure partie des terrains affleurants.

Les marnes stampiennes bien connues à l'affleurement dans les Limages du Sud n'ont été reconnues en surface avec certitude (datation palynologique) qu'à Châtelguyon au niveau du cimetière où elles reposent sur des sables verts. En sondage, elles ont été rencontrées sur près de 400 m de puissance à 150 m de profondeur à Martres-sur-Morge et sur 320 m d'épaisseur à 180 m à Aigueperse. Dans les deux cas une fraction détritique quartzo-feldspathique est présente à la base sur une épaisseur variable.

Cet ensemble marneux est constitué de calcaires plus ou moins argileux gris à beiges, de marnes brunes à verdâtres, d'argiles calcaires finement stratifiées brunes (schistes papyracés). Les études de la faune et de la flore de ces marnes réalisées par ailleurs s'accordent pour attribuer une origine lagunaire

à cette unité (milieu désalé à ostracodes, potamides et présence sporadique de plancton marin).

De Châtelguyon à Gimeaux, la série marneuse est comprise entre des sables verts à la base et les calcaires récifaux au sommet ; la partie sommitale strictement oligocène supérieur n'a pas été distinguée cartographiquement.

### **Oligocène supérieur**

g<sub>3</sub>M. **Les marnes** de l'Oligocène supérieur affleurent plus largement et se présentent principalement sous deux faciès : l'un de bassin, l'autre de bordure.

● **Faciès de bassin.** Beaucoup plus connue sous l'appellation de "marnes vertes à *Cypris*", cette unité est constituée de l'alternance en bancs d'épaisseur variable (0,10 à 2 m) de marnes homogènes beiges à verdâtres présentant des intercalations finement stratifiées de marnes vertes riches en ostracodes. De rares niveaux de calcarénites peuvent s'y développer. Une coupe peut en être observée à Saint-Don sur la route N 685 de Riom à Châtelguyon. En ce lieu a été retrouvée une minéralisation diffuse en analcime (zéolite), conséquence des émissions basaltiques méridionales de type pépéritique (D. Giot et C. Jacob, 1972).

En sondage, les marnes vertes ont été rencontrées jusqu'à la profondeur de 140 m à Martres-sur-Morge et 180 m à Aigueperse.

La nature minéralogique de la fraction argileuse de ces marnes est caractérisée par l'association illite-montmorillonite ; la kaolinite y est parfois associée en faibles proportions et représente la manifestation d'influences bordières.

● **Faciès bordier.** En dehors des fosses, sur les bordures du bassin, les marnes vertes sont partiellement remplacées par des dépôts localement détritiques (ensemble de Châtelguyon et de Saint-Agoulin pour partie) ou calcaire (sur de plus vastes étendues : ensemble à récifs). Des marnes subsistent toutefois intercalées entre les faciès détritiques en passées épaisses vertes à brunâtres plus ou moins sableuses (ensemble de Châtelguyon), ou sont présentes de façon relativement constantes sous l'ensemble sommital à récifs. Dans ce dernier cas le faciès le plus fréquent est représenté par des marnes et calcaires argileux à dominante beige, parfois détritiques. En l'absence de datation paléontologique, il est parfois difficile de les distinguer des marnes stampiennes (g<sub>2</sub>M) sur lesquelles elles reposent, dans ce cas la notation g<sub>2-3</sub>M a été employée.

g<sub>3</sub>G. **Sables et grès calcareux.** A Châtelguyon, l'existence d'anciennes exploitations de grès de même que des possibilités d'observation favorables (coupes rafraîchies en face la gare) lors de nos levés (1972), ont permis une étude plus détaillée des séries oligocène supérieur locales. Un ensemble a été défini, il trouve son équivalence dans une partie de l'ensemble calcaréo-détritique à récifs de plus vaste distribution.

Le sommet de la coupe de la gare montre trente mètres environ d'épaisseur d'une formation sableuse irrégulièrement grésifiée (grès à ciment calcaire), de granulométrie variable, fin dans l'ensemble, localement grossier, parfois à lits de graviers quartzeux. Quelques passées de marnes et calcaires sableux parfois à pisolithes algaires y sont observables.

L'analyse des minéraux lourds d'un échantillon prélevé à la partie supérieure fait apparaître une teneur très forte en apatite (87 %) associée à de la

tourmaline (6 %) et du zircon (5,5 %). Les grésifications irrégulières et généralement peu épaisses au niveau de la gare prennent une importance plus grande dans le prolongement nord-est de cet horizon. A l'Est du Puy-Blanc, les grès ont jadis été activement exploités dans de nombreuses carrières.

La partie médiane de la coupe de la gare montre une trentaine de mètres environ de marnes et de calcaires argileux plus ou moins détritiques, beiges à verts assimilables aux marnes à *Cypris* (g3M) montrant quelques encroûtements algaires et des niveaux bioclastiques.

La base de la coupe offre une vingtaine de mètres de puissance de sables argileux grossiers à niveaux de graviers, de teinte verte à intercalations de marnes sableuses verdâtres (g3S).

Les datations palynologiques (J.-J. Châteauneuf) et malacologiques (R. Rey) permettent de rapporter cet ensemble à l'Oligocène supérieur, zone de Pont-du-Château (zone V), le plaçant de ce fait en équivalence chrono- et lithostratigraphique avec la base de l'ensemble à récifs (g3C) (fortement envahi de détritique dans ce cas particulier) développé vers le Nord au Puy de Thé et à Theilhède.

**g3S, g3C. Ensemble calcaro-détritique à récifs.** Sur les marges du bassin et terminant localement la phase sédimentaire lacustre oligocène, se développe une formation très particulière où abondent les concrétions stromatolithiques. Ces constructions de par leur cohérence jouent un rôle morphologique important ; elles forment une "côte" intermédiaire entre la plaine limagnaise et le plateau cristallin.

En fonction de la nature prédominante des sédiments encaissant les stromatolithes, la formation a été subdivisée en :

**g3S. Ensemble essentiellement détritique.** Il a déjà été signalé qu'une partie de cette unité trouvait son équivalence dans la formation de Châtelguyon. Une bonne coupe de cette unité peut être observée à Theilhède le long de la route menant de la partie basse du village à la partie haute (x = 657,20 ; y = 106,60).

En incluant les observations réalisées sur le sommet du plateau où se développent des sables conglomératiques et d'importantes masses récifales, l'épaisseur totale de l'ensemble à ce point est estimé à 70 m ; il repose sur l'unité marneuse g3M.

De la base vers le sommet, il peut être observé :

- 7 mètres environ de marnes et calcaires argileux à fréquentes passées détritiques rapportées à l'ensemble g3M faciès bordier ;
- 7 mètres de grès fins calcaireux à intercalation de marnes et calcaires beiges ;
- lacune d'observation de 15 m environ ;
- 30 mètres de formation détritique argilo-sableuse conglomératique de plus en plus grossière vers le sommet, à petites intercalations métriques de marnes verdâtres. Les encroûtements stromatolithiques apparaissent en quantité importante vers la partie supérieure de la série ;
- sur le plateau les affleurements se font rares ; sur une dénivelée totale de 20 m environ on observe des sables conglomératiques argileux, parfois grésifiés et d'importantes masses calcaires concrétionnées.

Sur l'ensemble de cette série, l'analyse palynologique (G. Gorin, 1974) attribue la partie inférieure de la coupe à la zone V (Pont-du-Château inférieur) et le sommet à la zone VI (Pont-du-Château supérieur); la limite correspondrait approximativement à l'apparition de conglomérats en quantité importante.

L'analyse minéralogique révèle que la fraction détritique est constituée de quartz, feldspaths potassiques et plagioclases, donc de matériaux non altérés et que la fraction argileuse est constituée par un mélange en quantité voisine de kaolinite, illite, montmorillonite. L'étude des minéraux lourds fait apparaître une très grande homogénéité sur l'ensemble de la coupe, les sables sont caractérisés par l'association tourmaline-zircon (somme variant de 70 à 90 % de la fraction lourde transparente).

**g3C. Ensemble essentiellement carbonaté.** Il n'a pas été observé de coupe complète de cet ensemble fort développé d'Artonne à Saint-Priest et au-delà vers le Nord. En limite avec la feuille Gannat et sur cette dernière, des carrières en activité permettent d'observer la partie supérieure où abondent les récifs. Sur la feuille Aigueperse, des sondages CEA effectués entre Vensat et Saint-Agoulin ainsi que des observations de terrain nous permettent de reconstituer une coupe synthétique à valeur uniquement locale.

En ce lieu, la formation est épaisse d'environ 45 m et repose sur les marnes g3M; la zone de contact est jalonnée de petites sources.

De la base vers le sommet on peut distinguer une unité inférieure à rares récifs, constituée de calcarénites (15 mètres de calcarénite oolithique au Nord de Chaptuzat), de marnes, de calcaires et de sables et une unité supérieure de lithologie comparable avec calcarénite, calcaires, sables plus ou moins grésifiés, etc où abondent les masses construites stromatolithiques au point de constituer de véritables masses récifales. Une étude détaillée de ces constructions (M. Donsimoni, 1975) fait apparaître leur caractère exceptionnel.

Les études paléontologiques permettent de rattacher cet ensemble à l'Oligocène supérieur, zone de Pont-du-Château.

Les récifs ont de tous temps été exploités autrefois comme pierre à bâtir, aujourd'hui comme pierre à chaux. Leur aspect original leur confère également un attrait décoratif.

#### **Oligocène supérieur à Aquitanien**

**g3-m. Argiles et sables de Saint-Hippolyte.** Au Sud de Châtelguyon, au-dessus de formations oligocènes datées (Oligocène supérieur, zone de Pont-du-Château) et en discordance sur celles-ci, se développe une série argilo-sableuse à pendage S.SE variant de 15° au Nord à 2° au Sud et d'épaisseur maximale probable de l'ordre d'une centaine de mètres. De rares points d'observation permettent d'établir que la partie inférieure est constituée d'une alternance régulière de sables argileux verts et d'argiles vertes représentant fort probablement des dépôts lacustres. De fréquentes rubéfections y sont observées.

Vers la partie supérieure, la série devient essentiellement sableuse et montre de fréquentes stratifications obliques indicatrices de dépôts fluviaux.

L'analyse des minéraux lourds montre une association à tourmaline-zircon avec, dans certains échantillons, de fortes teneurs en apatite.

Aucun élément de datation paléontologique n'a pu être recueilli, aussi l'âge de cette formation est-il estimé sur des arguments géologiques et sédimentologiques.

La formation est discordante sur des horizons oligocène supérieur, zone V. Le cortège de ses minéraux lourds est identique à celui de l'ensemble calcaro-détritique à récifs (g3C-g3G) à tourmaline-zircon et montre, en plus, les concentrations en apatite de la formation g3S de Châtelguyon.

L'absence de minéraux du volcanisme miocène et la forte parenté avec les dépôts oligocènes permettent de penser que son âge s'inscrit entre la limite inférieure de l'Oligocène supérieur terminal, zone VI (l'arrivée de conglomérats à Teilhède peut être contemporaine de la discordance) et la limite supérieure des premiers épanchements basaltiques connus à proximité, lesquels sont datés à Gergovie à 19 Ma (Burdigalien).

Il est possible de leur rattacher quelques formations connues par ailleurs telles que les sables et argiles superposées aux marnes à mélanies "aquitaniennes" de Gergovie, les sables felspathiques inférieurs de Gergovie et des côtes de Clermont et probablement les sables de Vendat (1/50 000 Vichy, travaux inédits).

**Cg-m. Formations dérivant pour l'essentiel des roches sédimentaires.** Les sédiments tertiaires sont, à de rares exceptions près tels les calcaires récifaux et parfois les grès, représentés par des sédiments meubles (sable et argile) ou aisément mobilisables (marnes et calcaires) sous l'effet des phénomènes d'altération superficielle.

Dans de telles conditions, les dépôts tertiaires ne peuvent pratiquement jamais être considérés comme réellement affleurants ; un recouvrement éluvial ou colluvial les masque de façon presque systématique.

Dans le seul but de rendre lisible le document cartographique, une abstraction graphique est faite des formations superficielles, en particulier sur la zone bordière, dérivant directement de leur substrat.

● **Recouvrements éluviaux et colluviaux des sédiments essentiellement détritique.** Les formations constituées de sables, argiles et éventuellement conglomérats donnent naissance à des produits remaniés de constitution identique, peu distinguables des roches mères si ce n'est par une décompaction et parfois des oxydations.

Des recouvrements de ce type semblent systématiques et ne paraissent pas devoir atteindre des épaisseurs importantes.

● **Recouvrements éluviaux et colluviaux des sédiments calcaro-détritiques.** Les ensembles lithologiques constitués de l'alternance marnes-calcaires et sables-argiles tels les séries de Châtelguyon g3G, g3M, g3S et de Saint-Agoulin g2-3CS donnent naissance en surface à des sables plus ou moins argileux irrégulièrement carbonatés, fréquemment à petits débris calcaires. La proximité de masses récifales fait généralement apparaître de gros blocs de calcaires concrétionnés.

● **Recouvrements éluviaux et colluviaux des sédiments carbonatés.** La composition varie suivant la nature des roches mères et, en particulier, selon la

proportion et la taille des fragments calcaires. Les cailloutis sont englobés dans une matrice fine argilo-calcaire ; la teneur en sable, beaucoup plus discrète que dans les unités précédentes, devient souvent négligeable.

Sur certains versants ou bas de pentes et sur les reliefs faiblement ondulés de la plaine limagnaise peuvent s'accumuler des dépôts colluviaux plus importants, d'épaisseur variable ; ils ont été cartographiés sous la notation Cg. De petits sondages effectués à la mototarière ont parfois recoupé trois mètres de tels dépôts.

Deux groupes principaux de colluvions issus de l'altération des formations tertiaires sont distinguables :

- colluvions sablo-argileuses constituées pour l'essentiel de matériaux provenant de formations détritiques ;
- colluvions argilo-calcaires constituées de matériaux en majorité carbonatés. Ce sont de loin les plus représentées dans la plaine et les bas de pente des côtes calcaires.

La composition est variable bien que l'on puisse, par analogie avec les formations identiques étudiées au Sud de la carte Clermont-Ferrand, souligner la tendance vers un "limon".

### *FORMATIONS SUPERFICIELLES*

**Formations liées à l'érosion historique des sols.** Certaines formations, en particulier les ensembles colluviaux et les dépôts de piedmont, sont alimentées jusqu'à une date récente par une intense érosion des sols et des formations sous-jacentes. Cette érosion résulte des caractéristiques de l'ancienne agriculture : défrichement des hauts versants, culture temporaire, etc.

Plusieurs pièces d'archives témoignent du phénomène. Ainsi ce document de la fin du XVIII<sup>e</sup> siècle relatif aux terroirs de Combronde : "... un autre inconvénient du local est que son sol aride montueux est continuellement exposé aux inondations qui entraînent la même surface productive, que ce même fléau détruit toute récolte dans les parties basses et spongieuses, que les prés sont ensablés et que les torrens qui divisent le territoire de Combronde changent en un moment les héritages, qu'un travail immense a rendu productifs, en monceaux de ruines et de rochers effrayants" (Arch. dép. du Puy-de-Dôme).

Un cultivateur de Prompsat expose que la fusion des glaces et neiges lui a causé un dégât considérable dans une vigne... que par l'effet de l'inondation il la perdu la moitié de la-dite vigne, "cette moitié ayant été creusée à une profondeur prodigieuse ou entraînée à une grande distance" (Arch. dép. L 1172).

Sous le Directoire, les habitants de Teilhède font part des dommages occasionnés par les pluies : "les arbres qui ont été arrachés, les prés ensablés, les ravines affreuses dans presque toutes leurs terres qui se trouvent sur les collines et élévations, quantités de vignes entraînées et tous les chemins endommagés..." (Arch. dép.).

S'il est impossible d'individualiser de tels apports ou remaniements à l'échelle de la carte, il est néanmoins utile d'en tenir compte dans l'interprétation du terrain.

Les observations superficielles ont conduit à distinguer deux domaines : l'un, au Sud, caractérisé par une présence constante de sables et de galets résiduels, l'autre, au Nord, où ces apports et résidus sont négligeables, mais remplacés par des fragments calcaires épars. L'abondance de ceux-ci, en surface, varie non seulement pour des raisons géologiques, mais en fonction de la mise en culture qui fait apparaître ou au contraire dissimule les blocs. Aussi, les essais effectués pour mettre ce caractère en évidence, ont-ils été voués à l'échec. Des sondages à la tarière, implantés entre Montpensier et Saint-Genès ont rencontré des fragments calcaires (cailloutis continus ?) à diverses profondeurs. Les fragments calcaires sont parfois calibrés, alignés et disposés suivant des lits parallèles qui caractérisent des dépôts périglaciaires. Les coupes sont cependant trop rares pour qu'il soit possible d'étudier la répartition de cette structure ordonnée. L'indication ponctuelle GP indique, sur la carte, les endroits où de tels dépôts ont été observés. Les remaniements et notamment les effets éoliens sont toutefois malaisés à déterminer au sein d'un ensemble résultant de matériaux divers et de processus variés.

Les épaisseurs atteignent et dépassent fréquemment 2 mètres. Toutes les observations confirment l'irrégularité de cette formation qui masque localement les alluvions, comme sur la rive droite de la Morge en face des Martres. En ce cas, des points de la couleur de Cg surchargent la teinte des alluvions.

**X. Dépôts anthropiques.** Pour mémoire, il est mentionné quelques remblais. Plusieurs carrières abandonnées sont utilisées comme lieux de décharge.

**Uz. Travertins, calcaires récents.** Les sources pétifiantes sont fréquentes en Limagnes, reliées aux manifestations hydrothermales. Dans certains secteurs, en particulier à Gimeaux, des écoulements superficiels ont provoqué le développement de masses travertineuses calcaires fort importantes. Mises en place sur une pente, les constructions prennent une configuration en cascade pétrifiée, de nombreux végétaux y ont souvent été incorporés et fossilisés.

Ces formations n'ont pas été datées ; elles sont encore fonctionnelles de nos jours et fossilisent un relief très proche de l'actuel ce qui leur confère probablement un âge très récent.

### Formations alluviales

**Fz. Alluvions actuelles et subactuelles (matériaux divers).** Les alluvions Fz ont été délimitées principalement à partir de critères morphologiques. Les données manquent le plus souvent pour ce qui concerne leur épaisseur, leurs compositions granulométrique et minéralogique. D'une manière générale, les matériaux de ces alluvions résultent de la dégradation des nappes alluviales antérieures et des formations de bas-versants.

Les alluvions Fz alimentent le "complexe" K au sein duquel il est malaisé de les différencier (Nord de Riom).

**Fy, RF, F. Alluvions anciennes (sables et graviers).** Les lambeaux d'alluvions anciennes sont particulièrement abondants dans le quart sud-est de la carte. Outre les alluvions qui encadrent le lit actuel de la Morge, de la Saigne, du Chambaron et du Sardon, plusieurs lambeaux s'inscrivent dans les interfluves et retracent, de façon plus ou moins évidente, les anciens cours de ces rivières ou ruisseaux, en particulier un ancien cours de la Morge qui au niveau

d'Aubiat se dirigeait vers l'Est en direction de Saint-Clément-Régnat et empruntant l'actuel vallée du Buron (feuille Maringues). Bien qu'il soit possible, à l'extrême rigueur, de classer ces divers lambeaux selon leur altimétrie, il n'ont pas été différenciés et sont uniformément notés F (ou RF). La notation Fy, appliquée à des lambeaux situés de part et d'autre du chenal Fz, permet de ne pas les confondre avec les alluvions Fz, ce que la topographie ne montre pas toujours. Par rapport à Maringues la nappe d'Aubiat représentant l'ancien cours de la Morge correspond à un niveau Fv par rapport à l'Allier.

Selon leur degré de conservation il est distingué :

- des lambeaux dont l'épaisseur dépasse le mètre (F) ;
- des alluvions résiduelles épaisses de quelques décimètres(\*) (RF) ;
- des galets épars témoignant d'une ancienne nappe (figuré RF sur la couleur du substrat).

La composition des divers lambeaux d'alluvions anciennes, sans être uniforme, varie peu. Ce sont des sables quartzeux auxquels se mêlent en plus ou moins grande quantité des matériaux grossiers. Parmi ceux-ci dominent les galets de quartz filonien ; ceux de roches éruptives vont en décroissant vers l'Est.

H. Pelletier (1970) a étudié les minéraux lourds de certaines sablières, en particulier celles situées au Sud-Est de Varennes-sur-Morge. Le sable contient 0,06 % de minéraux lourds. L'observateur note "la présence prépondérante d'apatite, indiquant une très forte affinité avec les sables de la bordure ouest, avec un apport très modéré de matériel volcanique".

En bordure du *maar* de Saint-Hippolyte sur le remplissage duquel il n'existe aucun renseignement, s'ouvrent des sablières connues par leur richesse en fossiles. H. Pelletier (1971), après nombre d'auteurs, a repris récemment l'étude du complexe alluvial (ou fluvio-lacustre). Des lits de scories volcaniques sont séparés par des sables grossiers ou fins et des bancs d'argile verte. C'est principalement au sein de ceux-ci que les ossements abondent : restes d'*Elephas*, *Pos*, *Equus*, *Cervus*, qui ne permettent pas, néanmoins, de dater avec précision ces couches.

**Cf. Colluvions d'alluvions ou d'alluvions résiduelles.** Au pourtour des alluvions, un remaniement de celles-ci sur les versants conduit à individualiser des colluvions d'alluvions (Cf). Les colluvions peuvent s'étendre fort loin et elles ne figurent que dans le cas où les matériaux sont suffisamment abondants pour masquer les autres formations.

Le figuré Cf est également employé pour représenter des alluvions qui ne peuvent être rattachées à telle ou telle nappe et qui occupent des positions morphologiquement aberrantes. Il semble que ce soit des colluvions d'alluvions résiduelles. Ainsi en est-il des cailloutis au Sud de Persignat, d'un lambeau plus vaste au Sud-Est de Davayat qui est d'ailleurs visiblement alimenté par une coulée de solifluxion, et enfin au Nord-Est de Villeneuve. En ce dernier lieu également, les alluvions paraissent provenir d'un remaniement des nappes anciennes, pour aboutir au "complexe" K et se rattacher ainsi à un cycle de mise en place récent.

(\*) Notées "centimètres" par erreur dans la légende de la carte.

**Cγ. Colluvions à éléments granitiques.** Ce sont des formations meubles, à épaisseur variable, issues soit des arènes granitiques, soit des recouvrements à blocailles. La constitution est sableuse, avec quelquefois des niveaux argileux verdâtres, principalement dans les fonds de thalweg ; peu d'éléments de grande taille.

### Complexes de formations superficielles

**Rc. Formation à blocailles des sommets et versants.** Descendant rarement au-dessous de la cote 700 m, l'extension de ces formations d'origine périglaciaire s'effectue en deux zones distinctes : à l'Ouest dans la région de Vitrac (altitude maximum 759 m) et sur un axe de croupes topographiques aligné NE - SW entre Charbonnières-les-Varennes et Manzat (altitude maximum 876 m).

Cette formation est constituée d'éléments anguleux de la taille du poing, noyés dans une matrice sablo-argileuse empruntée aux zones arénisées. Les blocs et blocailles sont faits de matériels à texture fine (aplite, granite), quartz, microgranite, gneiss, rarement de faciès gros grain.

L'épaisseur du recouvrement est souvent minime (quelques mètres maximum), mais il suffit à masquer, sur de vastes étendues, le substrat cristallin et cristallophyllien.

**C. Colluvions de bas de pente et de dépressions. Cf. Colluvions de fonds de thalweg.** Cette distinction cartographique s'est imposée du fait de l'alimentation variée de certains vallons, en particulier en bordure du socle et des sédiments oligocènes, ou bien encore au point de convergence de plusieurs catégories de colluvions.

Cette représentation a été également utilisée dans certains cas, au sein d'un même ensemble, (socle ou sédimentaire) pour traduire un remaniement de second ordre, qui correspond d'ailleurs souvent aux colluvions les plus récentes. Ce cas se présente, entre autres lieux, au Nord-Ouest de Sardon, dans la dépression des Contamines dont les dépôts ne sauraient être assimilés à ceux du "complexe" K situé plus au Sud. Les colluvions C ménagent ainsi une transition avec le complexe K, comme entre Varennes-sur-Morge et Villeneuve, à Saulnat, etc..

C'est une généralisation du principe précédent qui conduit à individualiser des colluvions polygéniques à la tête de thalwegs (Cf) ou en des dépressions (Marais d'Artonne, de la Font-Barra à Aigueperse, du ruisseau de Bussières, etc.) dont les dépôts ne correspondent pas aux alluvions Fz ou, le plus souvent, résultent davantage d'apports latéraux plutôt que de transferts longitudinaux. Il est évident qu'il existe un passage progressif entre C et K, aussi bien qu'entre C et Fz.

**Cf-g. Colluvions d'alluvions et de formations oligocènes mêlées.** Très localement, à l'Ouest de Beauregard-Vendon, cette notation particulière mixte a été utilisée pour décrire un matériel essentiellement détritique. L'origine des composants peut y être très multiple : le socle, les sables et conglomérats oligocènes, les colluvions oligocènes et des alluvions.

La morphologie pourrait suggérer un façonnement alluvial partiel.

**K. Complexe de Limagne.** Le "complexe" K est défini sur la carte Aigueperse par analogie avec les "complexes" de même notation étudiés au Sud sur la carte Clermont. Ils sont alimentés de la même manière par les colluvions marneuses et les colluvions C, auxquelles s'ajoutent en quantité variable des alluvions.

Ce "complexe" occupe, au Nord et à l'Est de Riom, le marais drainé par l'Ambène. Un "complexe" analogue se développe sur les bords de la Morge entre Beauregard, Cellule, la Moutade et Varennes.

La coupe-type, reconnue antérieurement en Limagne de Clermont, est donnée par le sondage à la tarière de Clerlande (la Petite Gravière,  $x = 665,68$ ;  $y = 101,58$ ;  $z = 315$ ):

- 0 à 1,3 (épaisseur 1 à 1,5 m en général): sol plus ou moins sableux ("terres noires" des anciennes cartes);
- 1,3 à 1,9 (intercalation facultative): colluvions argilo-calcaires de couleur grise;
- 1,9 à 2,1 (épaisseur 0,1 à 1 m en général): sable grossier, argileux;
- 2,1 à 3,7 (épaisseur de 1 à 3 m en général): colluvions argilo-calcaires de couleur beige;
- 3,7: marnes plastiques verdâtres.

Les sondages effectués lors de la reconnaissance des unités cartographiques tout autant que l'expérience acquise plus au Sud, montrent que cette succession-type relativement constante subit dans le détail de nombreuses modifications. L'examen problématique de chaque formation composant la coupe et les imbrications conduisent à leur regroupement en "complexe" cartographique.

Les données manquent pour caractériser la part alluviale dans l'alimentation de ce complexe. La formation argilo-calcaire située à la partie inférieure a été décrite parfois sous le nom de limon (carte pédologique du Val d'Allier, 1969). Elle est caractérisée, du point de vue granulométrique, par une large prédominance de la fraction inférieure à  $20 \mu = 85$  à  $95 \%$  (Cachon, 1963) dont  $45$  à  $55 \%$  d'éléments inférieurs à  $2 \mu$ . La teneur moyenne en calcaire, de l'ordre de  $40$  à  $45 \%$ , montre que la formation dérive pour l'essentiel des marnes et calcaires stampiens.

Les études de L. Cachon (1963) permettent d'assigner un âge tardi-glaciaire à ces "limons" qui représenteraient "la première formation de remblaiement ayant succédé au creusement glaciaire".

## TECTONIQUE ET GÉOLOGIE STRUCTURALE

Le plateau cristallin est caractérisé par plusieurs grandes familles de fractures, d'âge hercynien. Cette tectonique, de type cassant, succède à une mise en nappe (fin Dévonien) de direction W.NW provoquant la superposition des migmatites sur les micaschistes de l'antiforme de la Bosse (feuille Gannat, au Nord). Au début du Viséen, un déplacement en sens inverse E.SE fait remonter les micaschistes par dessus les faciès d'ectinites à métamorphisme plus élevé. Cette deuxième étape, synchrone de l'évolution métamorphique, est également contemporaine de la dynamique génératrice du décrochement dextre de Sainte-Christine (feuille Saint-Gervais, à l'Ouest), de direction armoricaine

(N110-120°E) et affectant principalement la partie septentrionale de la feuille : dislocation de la Morge. Les autres familles de fractures sont :

— N 50°E, représentée sur les 3/4 de la feuille tant dans le domaine sédimentaire (faille Tauves — Aigueperse, horst de Saint-Myon — Prompsat) que dans le socle (limites de formations volcano-sédimentaires) ;

— N 10-30°E à l'origine du Sillon houiller, de ses satellites et des remplissages microgrenus. La direction tectonique N 10 à 30°E est réactivée à l'Alpin avec ouverture du fossé de Limagne et reprise de l'activité hydrothermale à l'a-plomb des dislocations.

La bordure ouest du fossé limagnais sur laquelle s'inscrit la feuille Aigueperse couvre une partie de la fosse de Riom au niveau où celle-ci, d'une orientation Nord-Sud qu'elle avait sur Clermont-Ferrand, bifurque vers le Nord-Est sous l'effet d'un accident transverse important : la faille d'Aigueperse.

Cette région est très nettement influencée par les directions structurales SW — NE mises en place au cours de l'orogène hercynien et réactivées au Tertiaire sous les contrecoups des mouvements pyrénéo-alpins. Au cours du remblaiement du bassin cinq épisodes principaux d'apports détritiques sont rapportés à cinq paroxysmes tectoniques : Eocène moyen à supérieur, base du Stampien inférieur, base du Stampien supérieur, Oligocène supérieur à Aquitaniens.

Des mouvements post-aquitaniens se sont produits mais leur datation est moins rigoureuse : Burdigalien, Plio-Villafranchien. Dans la région d'Aigueperse cinq domaines structuraux principaux s'individualisent (cf. schéma structural, fig. 4) :

- le plateau dont l'altitude décroît du Sud (+ 700 m) vers le Nord (+ 500) ;
- les petits bassins bordiers à sédimentation incomplète et condensée ;
- la ligne des horst limitant vers l'Est les bassins bordiers ;
- une marge ou plateau bordier se situant ici vers la côte probable + 300 m, qui vers le Nord s'étend largement et peut lui-même se subdiviser en systèmes horst-graben telle la structure Chaptuzat-Montpensier ;
- une fosse, limitée de la marge par un accident (faille ou réseau faillé d'Aigueperse) que l'on peut suivre dans le bassin depuis Châtelguyon jusqu'à Moulins. Cette fosse présente un maximum de profondeur au niveau de Riom (cote -2 500 m) ; elle est séparée du bassin de Randan (cote -1 000 m), qui représente son expansion orientale, par le seuil Aigueperse — Martres-sur-Morge (cote -600).

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### HYDROGÉOLOGIE

#### Unités géologiques

La feuille Aigueperse couvre aux deux tiers un socle de nature granito-métamorphique et volcano-sédimentaire considéré comme imperméable. Quelques coulées basaltiques, dans la région de Manzat, recouvrent des aquifères très localisés.

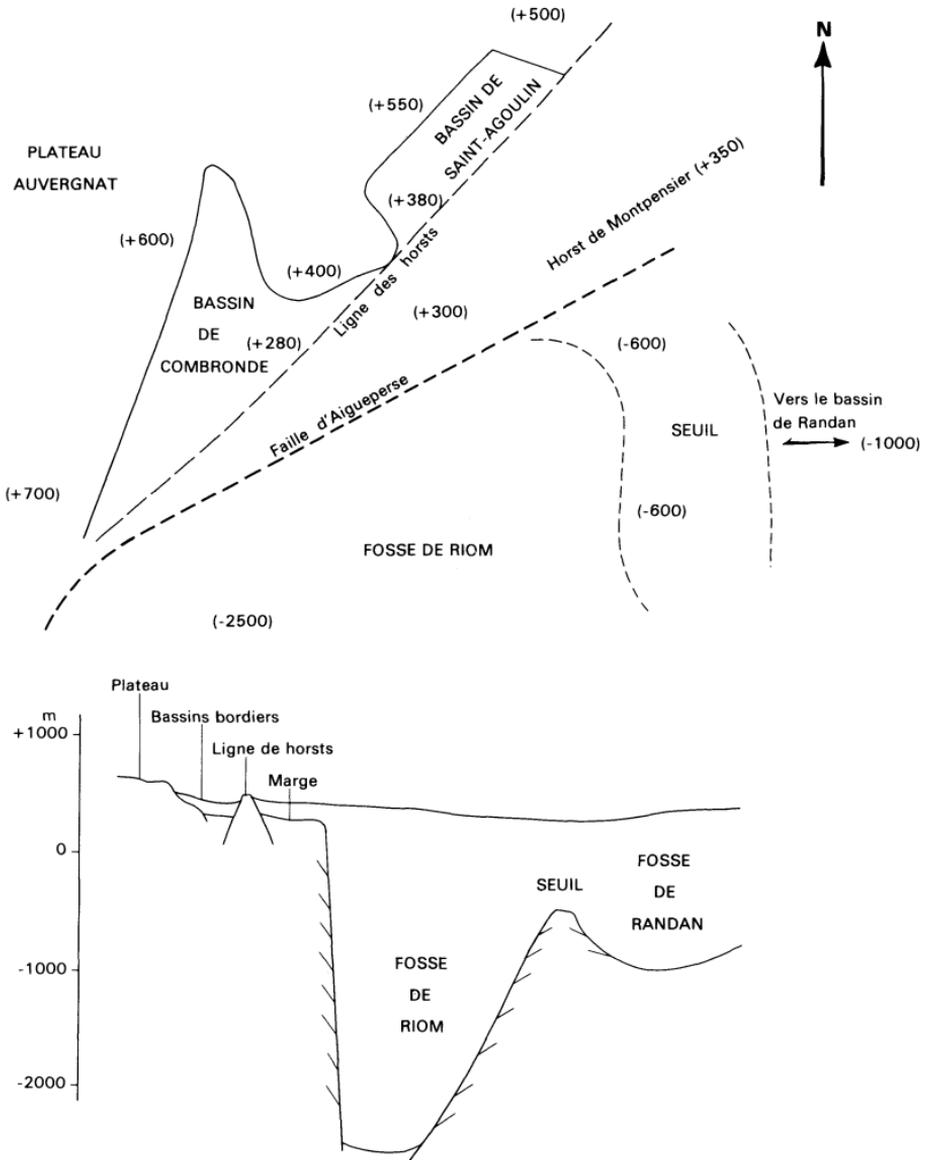


Fig. 4 - Schéma structural et coupe Ouest - Est





Les formations argilo-sableuses ou calcaires de l'Oligocène, en bordure est du socle ancien, constituent la plaine de Limagne ; elles sont relayées à l'Est par des terrains marno-calcaires, plutôt imperméables.

Vers l'Ouest, les bassins de Teilhède, Combronde, Saint-Agoulin, légèrement perméables, sont isolés de l'effondrement majeur de Limagne par la ride anticlinale de Prompsat, Saint-Myon, Vensat.

### Hydrographie

La Sioule et la Morge sont deux rivières d'importance régionale qui traversent le territoire de la feuille avant de rejoindre l'Allier, en rive gauche. Elles drainent le plateau granitique et coulent dans des gorges particulièrement profondes et sinueuses (cas de la Sioule).

La ligne de partage entre les bassins de ces deux rivières passe par Blot-l'Eglise, Saint-Angel, le Puy Ferret et Vitrac. C'est au droit du môle gneissique de Blot-l'Eglise que prend source la majeure partie des écoulements de l'un et l'autre versant. La densité du drainage est forte et donne naissance à de nombreux ruisseaux, dont certains débouchent en Limagne pour rejoindre l'Allier ou ses affluents de rive gauche. On citera l'Ambène à l'extrême Sud de la feuille, le Sardon qui traverse Châtelguyon, le Chambaron qui passe à Davayat.

Le Buron, l'Andelot et son affluent la Toulaine, qui naissent dans l'angle nord-est de la feuille, prennent leur source dans les formations oligocènes de bordure.

### Hydrogéologie

#### Volcanisme et socle

Les cratères de maars noyés (Gour de Tazenat) ou comblés par des scories (puy Chalard, Beaunit) et colluvions diverses (Laty-Lachamp) jouent un rôle générateur ou collecteur vis-à-vis de nombreux émissaires qu'ils peuvent "engraisser" au passage (Ambène à Beaunit).

Il faut signaler à cet égard l'importance des ressources en eau liées au mode de formation de ces cratères souvent comblés par d'épais dépôts sablo-détritiques et qui constituent des réservoirs naturels. Les pompages entrepris dans le maar de Beaunit ont donné un débit de 350 m<sup>3</sup>/h en continu pendant plusieurs mois, sans rabattement excessif. L'eau cependant reste très chargée en fer et manganèse.

Les coulées basaltiques, quoique de faible extension, peuvent piéger des quantités appréciables d'une eau parfois captée pour l'adduction publique. On citera ainsi l'ensemble puy et coulée du Chalard qui donne naissance aux sources frontales de la Coussidière, utilisées pour l'AEP de Manzat. Les eaux sous-basaltiques sont peu chargées, généralement neutres, mais parfois vulnérables.

Dans les zones de socle, la tectonisation et les conditions climatiques peuvent favoriser l'altération et la fissuration des terrains et donner lieu à la formation de sources d'arène, de débit généralement faible et quelquefois assez

inégal. La circulation profonde par les systèmes ouverts de failles et de filons se développe sur le territoire de la feuille, surtout dans la région très fracturée à la bordure est du socle. C'est là, en particulier, que l'on trouve la plus grande densité de sources minérales associées à la présence de circuits hydrothermaux complexes. Des sources d'eau douce à débit assez constant peuvent aussi être tributaires de ce mode de formation. Les eaux douces type socle sont généralement pures, légèrement acides, agressives et peu minéralisées.

### Formations tertiaires de bordure

Les formations oligocènes de bordure du socle sont de nature assez diverse. Dans le bassin de Teilhède, on a reconnu plus de 50 m de marnes à "niches" calcaires surmontant des dépôts sableux à bancs d'argiles. On y trouve une petite nappe utilisée pour l'AEP de Combronde. Le gradient hydraulique est de 3 % en moyenne et la source de Combronde a un débit de 5 à 9 l/s. La transmissivité moyenne serait de l'ordre de  $6 \times 10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s.

Au centre du bassin de Combronde, est reconnue, sous 42 m de dépôts argileux, une série de 47 m de dépôts détritiques désignés comme "niveaux rouges" de base reposant sur un granite diaclasé.

D'une façon générale, les ressources en eau souterraine apparaissent faibles avec des émergences d'un débit de 3 à 7 l/s, assez inégales dans le temps.

Dans le bassin de Saint-Agoulin, on observe en surface des calcaires massifs et des sables argilo-calcaires. En sondage, sous 94 m de marnes sableuses, on retrouve 13 m de dépôts correspondant aux "niveaux rouges" reposant sur le socle.

Une petite nappe alimente l'étang de Giat par des sources diffuses rassemblées en une zone marécageuse située juste à l'amont de celui-ci. Le débit de 10 l/s mesuré à l'exutoire constitue l'apport principal au départ de l'Andelot. Le gradient de nappe est de 2 % et la transmissivité moyenne de l'ordre de  $5 \times 10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s.

Le pays des buttes correspondant à la bande sédimentaire étroite qui masque le rebord du socle entre Saint-Myon et Saint-Priest-d'Andelot comporte 100 m de calcaires, reposant sur une série épaisse de terrains marno-calcaires peu aquifères. Les sources, nombreuses dans les calcaires, apparaissent entre 430 et 475 m d'altitude et sont probablement en rapport avec un réseau complexe de fissuration affectant la masse de ces terrains. Ce doit être le cas de l'ancien captage par galeries de la ville d'Aigueperse qui par recoupement des diaclases fournit un débit moyen de 9 l/s (la Martre et Roussel).

### Plaine de Limagne

La plaine de Limagne présente sur la feuille Aigueperse certaines potentialités en eau souterraine : des débits de sources de l'ordre de 2 l/s existent et révèlent la présence d'une ressource aquifère résultant de la fissuration des séries marno-calcaires dans les régions proches de l'accident Châtelguyon - Aigueperse (forage de la coopérative agricole d'Ennezat, débit d'exploitation : 12 m<sup>3</sup>/h). Cet axe pourrait jouer le rôle de chenal pour les eaux de surface, ainsi que pour les eaux thermominérales qui ont, dans le secteur, envahi tous les horizons un peu perméables de la série stampienne. On peut citer ici l'eau à 42°

du forage de la Carbonique d'Aigueperse, actuellement utilisée pour l'horticulture.

En fait, les vallées creusées dans le substratum marneux sont généralement remblayées par des colluvions alimentées par les formations oligocènes de bordure. Ces vallées drainent l'écoulement jusque dans la plaine où apparaissent les sources souvent à la suite de travaux de dégagement. Le gradient de nappe est voisin de 2 à 3 %.

### Alluvions modernes

Les alluvions modernes Fz de la Morge peuvent atteindre 4 à 6 m d'épaisseur pour 3-4 m d'épaisseur mouillée. Les débits d'exploitation (obtenus en pompage par forage aux marnes) varient de 8 à 35 m<sup>3</sup>/h selon l'implantation (ferme expérimentale d'Aubiat).

### Eaux minérales

De très nombreuses sources d'eau minérale sont connues sur la feuille Aigueperse, la plupart réparties le long de la dislocation ouest du bassin de Limagne.

Trois établissements exploitent ces émergences :

- Châtelguyon : au moins 13 sources sont utilisées pour le traitement médical. Coordonnées moyennes :  $x = 656,30$  ;  $y = 102,40$  ;  $z = +420$ .
- Châteauneuf-les-Bains : 4 sources gazeuses exploitées pour l'embouteillage (groupe Perrier) et le traitement médical. Coordonnées moyennes :  $x = 643,50$  ;  $y = 114,30$  ;  $z = +403$ .
- Beauregard-Vendon procède à l'embouteillage d'une eau gazeuse distribuée sur le marché local sous l'étiquette Rozana (groupe Perrier-Saint-Yorre) : un captage. Coordonnées moyennes :  $x = 658,95$  ;  $y = 106,77$  ;  $z = +404,20$ .

Les autres sources minérales, abandonnées ou non captées, sont incomplètement répertoriées. Le service des eaux minérales et thermales du BRGM en recense 24 en dehors des précédentes, dont le groupe le plus important se situe à Gimeaux (10 sources). Coordonnées moyennes :  $x = 658,50$  ;  $y = 105,80$  ;  $z = +375$ . Certaines de celles-ci sont utilisées pour la pétrification de petits sujets.

La source Desaix à Saint-Myon fut embouteillée au début du siècle :  $x = 661,97$  ;  $y = 110,40$  ; altitude : +350.

Les sources primitives de Montpensier ont disparu, ayant vraisemblablement fait partie du territoire foncier de la Carbonique naturelle SA qui a procédé sur leur emplacement à des recaptages par forages. On connaissait aussi, dans le même secteur, le forage profond réalisé par la société la Carbonique française :  $x = 667,22$  ;  $y = 115,70$  ;  $z = +401$ . L'ensemble de ces forages, abandonnés vers 1975, a été repris par une entreprise d'horticulture qui les utilise pour le chauffage des serres.

Les eaux minérales de la feuille Aigueperse sont toutes de type bicarbonaté calco-sodique avec dégagement de gaz carbonique et précipitation abondante d'hydroxyde ferrique.

## SUBSTANCES MINÉRALES

### Plomb, antimoine, arsenic

La feuille Aigueperse recoupe l'extrémité N.NE du faisceau filonien de Pontgibaud (Bouladon et coll., 1964), représenté ici par les filons à galène dominante de la région de Châteauneuf-les-Bains et ceux à stibine de Saint-Rémy-de-Blot (quart NW de la feuille). Ces filons sont postérieurs aux tufs anthracifères du Viséen supérieur (qu'ils recoupent à Châteauneuf) et antérieurs à la pénélplanation tertiaire qui les "décapite"; leur âge est vraisemblablement tardi-hercynien.

Les recherches dans la région de Châteauneuf datent de la seconde moitié du XIX<sup>e</sup> siècle, bien que l'existence de travaux romains à Saint-Cyr ait été avancée. L'ancienne concession, instituée en 1885, a fait l'objet d'importants travaux d'exploitation de 1889 à 1890, avec 2 puits de 50 et 25 m de profondeur et 5 galeries sur le filon principal qui recoupe la presqu'île des Méritis, des galeries, puits et tranchées profondes étant également creusés à Montmartin et Villards sur des filons satellites.

Le filon principal, quartzeux, bréchique, dirigé N.NE avec pendage de 75 à 80° E.SE, atteint 1,5 m de puissance, avec des filonnets de galène de 1 à 3 centimètres; il a été reconnu sur plus de 2 km et exploré sur 60 mètres. Partant des abords de la source de Saint-Cyr, il traverse la presqu'île des Méritis (galerie des Romains, puits du Bac) et réapparaît en rive droite de la Sioule avec les haldes du Moulin de la Croix, qui correspondent aux travaux les plus importants.

La production a atteint près de 1 000 t de minerai à 30 % Pb contenant 3 à 6 kg d'argent par tonne de plomb. Le remplissage principalement quartzeux à galène, comporte sidérite, calcite, barytine, pyrite, chalcopryrite et plus rarement mispickel, marcasite, cuivre gris, pyrargyrite, miargyrite, pyrrhotite, avec cérusite et pyromorphite d'origine supergène.

L'association minérale semble moins riche à Montmartin et Villards, mais comporte un peu de blende dans ce dernier quartier.

Des indices de plomb sont également signalés à Tableix et aux Chaumards.

A une centaine de mètres au Sud de l'Eglise de Châteauneuf est connu un petit filon croiseur dirigé E - W qui comporte quartz et mispickel, avec pyrrhotite, pyrite, blende, galène.

Pendant l'hiver 1971-1972, un indice d'un autre type a été découvert par A. Aubignat à la station hydro-minérale de Châteauneuf-les-Bains, en bordure de la rivière la Sioule. Des travaux de recaptage sur la source bicarbonatée calco-sodique des "bains tempérés" ont mis à découvert des enduits d'orpiment sur opale; ces dépôts se sont formés sur la lèvre inférieure d'une grande diaclase, inclinée à environ 30°, qui affecte des granites à amphibole et biotite (A. Aubignat, 1974).

A environ 6 km au Nord-Est de Châteauneuf, le secteur des Lamis et des Racles, dans la commune de Saint-Rémy-de-Blot, recèle deux petits filons de quartz à stibine, qui recoupent le microgranite de Pouzol et les gneiss environnants. Le filon des Racles, situé en contrebas de la route de Blot-l'Eglise aux

Barraques, a fait l'objet de petites recherches de 1890 à 1891 et en 1906-1907. Il s'agit d'une tranchée en allongement et d'un travers-bancs de recoupe avec quelques grattages en direction.

La stibine, qui comporte des ilots résiduels de berthiërite, constitue des amas irréguliers dans un quartz qui cimente lui-même une brèche de microgranite et de quartz de 2 à 3 m de puissance, dirigée N - S, pendage de 50° vers l'Est, avec des salbandes argileuses de 0,2 à 0,3 m de puissance (Aubert et Contamine, 1958 ; Bouladon et coll., 1964).

A 2 km au Sud-Est de Blot-l'Eglise, un champ filonien quartzeux à galène argentifère et accessoirement blende, barytine, pyrite, fluorite et chalcopryrite a fait l'objet d'anciennes exploitations gallo-romaines et de recherches par sondages (près de 1 400 m) en 1958-1959. Dans la zone dite des Allobroges, on connaît les filons Vercingétorix et Brennus et, dans celle des Bituriges, le filon Bituitus, tous dirigés sensiblement NW - SE avec un pendage subvertical et une puissance de 0,5 à 2 m, la caisse filonienne traversant indifféremment les gneiss et les microgranites, qui sont fracturés et plus ou moins altérés par voie hydrothermale. Les Anciens ont exploité ces filons jusqu'à 50 et même 90 m de profondeur, pour la galène argentifère qui se présente en filonnets et cristaux atteignant 1 centimètre, dans le quartz à géodes et à cristaux zonés. Les déblais sont considérables ; aux Allobroges ils couvrent une surface de 70 à 80 000 m<sup>2</sup>. Dans la partie nord-ouest du champ filonien, la zone des Terres Noires montre de petites concentrations de déblais et des volantes disséminées dans les labours et les prairies, avec quartz moucheté de galène, barytine, un peu de chalcopryrite et de la fluorite jaune translucide en blocs atteignant 15 cm de côté. Les vestiges de poteries anciennes, tuiles, briques, sont également abondants ; certains ont pu être datés de l'époque de Lezoux.

### Uranium

Dès 1888 la présence de chalcopryrite (torbernite) avait été signalée par F. Gonnard, dans du quartz, près du hameau de Douriaux, aux environs de Charbonnières-les-Varennes. A l'époque moderne, les prospections ont mis en évidence de nombreuses zones radioactives dans la région ainsi qu'à Joserand, et plusieurs sondages ont été effectués.

### Cuivre, argent

Dans la région de Châtelguyon, une zone filonienne quartzreuse dirigée N.NW - S.SE a été découverte au talus de la route D 227, dans le virage situé au Nord de Rochepradière, avec mouches de chalcopryrite disséminées au sein de plages de mispickel et des traces d'Ag, Zn, Pb et Sb ; cette minéralisation se place à l'intérieur d'une *shear zone* qui affecte la syéno-diorite d'Enval (M. Jeambrun, 1974).

### Fluorite, barytine

La fluorite a été exploitée à Combronde. La barytine, signalée à Marcillat et Saint-Pardoux, se rencontre également à Châtelguyon, où des sources ont autrefois véhiculé du sulfate de baryum en quantité nécessairement très grandes pour donner lieu à la formation de beaux filonnets de barytine blonde, alors qu'actuellement le baryum ne se trouve dans les sources qu'à l'état de traces (A. Aubignat, 1974).

## MATÉRIAUX

Aucune exploitation actuelle dans les formations sédimentaires. Toutefois les sables argileux rouges de Saint-Agoulin ont été exploités pour la fabrication de briques jusqu'à une époque très proche, de même que les grès de Châtelguyon comme matériaux de construction.

Les calcaires stromatolithiques sont extraits pour la fabrication de chaux à Gannat, en limite nord de la feuille, à la Batisse.

Les laves et parfois les tufs de la formation de Châteauneuf sont exploités comme matériaux d'empierrement dans de grandes carrières :

- entre Saint-Agoulin et Saint-Priest-Audelot, deux carrières dans des laves au flanc de la butte de l'étang de Giat ( $x = 663,20$  ;  $y = 117,85$  et  $x = 663,35$  ;  $y = 117,35$ );
- à 1 km au Sud-Ouest de Chavanon, carrière dans des laves ( $x = 656,90$  ;  $y = 110,40$ );
- au Puy-Serge, exploitation de tufs ( $x = 645,00$  ;  $y = 115,75$ ).

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### POINTS INTÉRESSANTS ET SITES CLASSIQUES

Ce chapitre a pour but de situer les emplacements qui permettront d'observer dans les moins mauvaises conditions les unités lithologiques cartographiées.

e-g. **Ensemble détritique rouge et bariolé (pour mémoire).** Il n'existe pas d'affleurements naturels de ces formations ; d'imposants travaux d'urbanisation à Châtelguyon avaient rendu en 1973 l'observation très aisée.

g1-2 **Ensemble détritique vert.** Cette série reposant sur le socle par l'intermédiaire d'un petit niveau conglomératique peut être observée sur la route de Châtelguyon aux Groliers au Sud de la rivière Chambaron, à Chirat près Gimeaux.

gM. **Ensemble marneux.** Les marnes vertes à *Cypris* peuvent être observées dans les talus de la N 585 Riom - Châtelguyon au Nord de Saint-Don. Les marnes stampiennes affleurent derrière le cimetière de Châtelguyon ; elles y sont en ce point en contact avec les sables verts inférieurs.

g2-3CS. **Ensemble calcaro-détritique de Saint-Agoulin.** Il n'existe aucune bonne coupe de la formation.

g3G-M-S. **Ensemble calcaro-détritique de Châtelguyon.** Une très bonne coupe existait en 1973 dans un talus face à la gare de Châtelguyon. Les anciennes carrières à l'Est du Puy Blanc permettent l'observation des grès.

g3S-C. **Ensemble calcaro-détritique à récifs.** La série à dominante détritique est bien visible à Teilhède. Les récifs d'une façon générale affleurent très bien sur les côtes du Puy de Thé jusqu'à Saint-Priest-d'Andelot, mais il est vivement conseillé de les observer dans les nombreuses coupes situées dans les carrières de Gannat.

g3-m. **Argiles et sables de Saint-Hippolyte.** La partie inférieure argilo-sableuse a été recoupée et bien mise à l'affleurement par les travaux récents de la N 685. La partie supérieure est visible dans une carrière de fort mauvais accès, située sur le versant nord du Puy Béchet. En ce lieu, des sables sont recouverts par un beau dépôt de scories volcaniques stratifiées provenant très probablement du maar de Saint-Hippolyte.

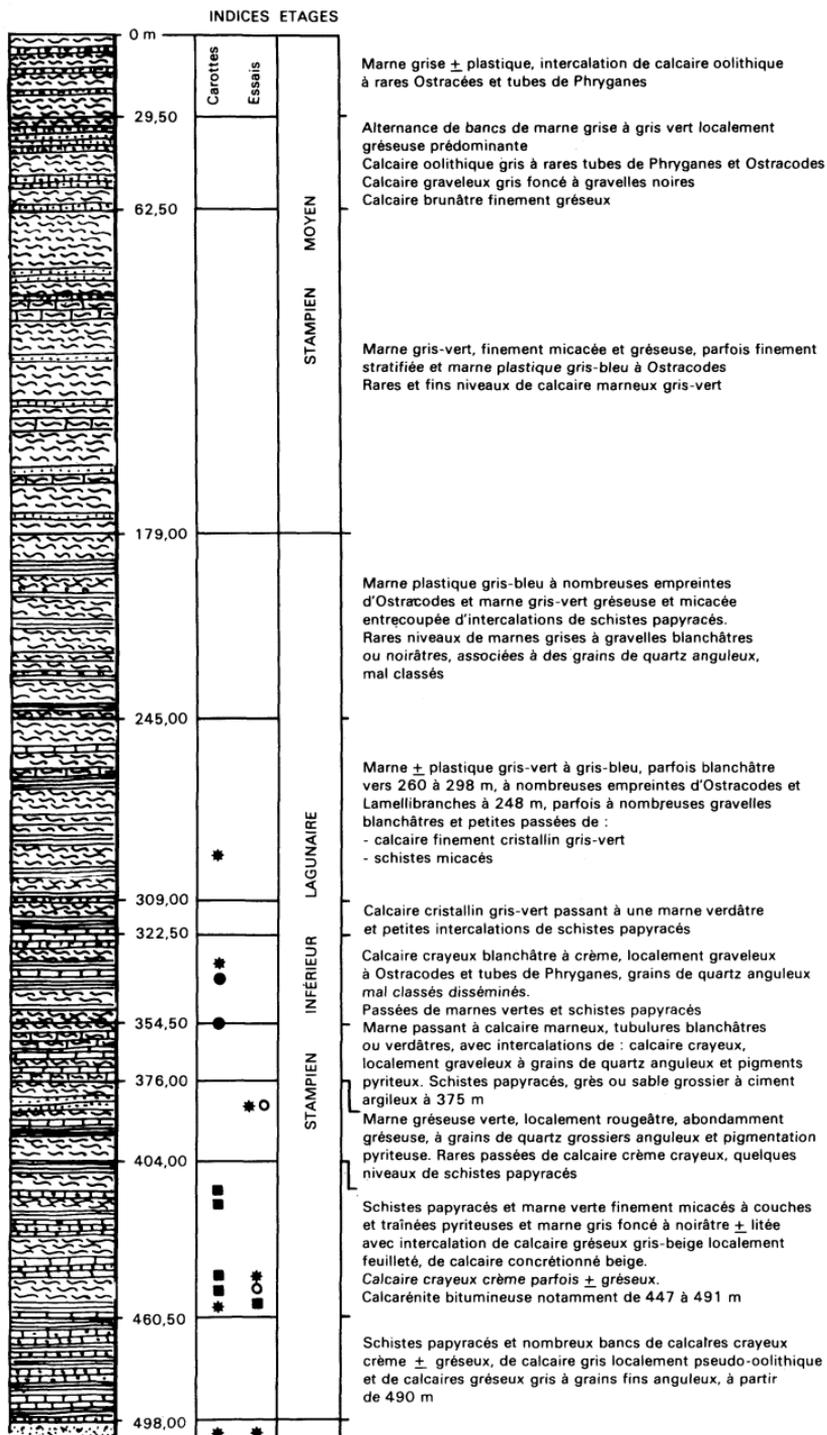
Dans les formations quaternaires il ne faut pas manquer de voir les travertins et plus particulièrement ceux de Gimeaux.

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et en particulier un itinéraire dans le *Guide géologique régional : Massif Central*, par J.-M. Peterlongo, Masson, Paris, 2e édition, 1978 : *Itinéraire 26* : partie nord de la chaîne des Puy : du col des Goules au Gour de Tazenat.

### COUPES RÉSUMÉES DES PRINCIPAUX FORAGES

**Martres-sur-Morge 101 (RAP 1959) ; x = 669,620 ; y = 104,880 ; z = 319 ; 669-8-2**

- 0-11 m : marno-calcaire beige brunâtre,
- 11-31 m : marne grise à gris verdâtre plus ou moins plastique,
- 31-46 m : alternance de marnes comme ci-dessus et de calcaire beige à gravelles noires, parfois concrétionné à ostracodes et tubes de phryganes,
- 46-66 m : marne grise,
- 66-86 m : alternance de marne grise à gris verdâtre et de calcaire beige plus ou moins marneux parfois à oolithes, gravelles et tubes de phryganes,
- 86-145 m : marne grise à empreintes d'ostracodes passant parfois vers la base à une marne kaki plus indurée,
- 145-254,50 m : marne verte ou gris-vert, très localement brunâtre, finement micacée, parfois légèrement sableuse, à débris végétaux et empreintes d'ostracodes, niveaux souvent fins de schistes papyracés. Quelques petits bancs de calcaire marneux à 221 m et entre 239 et 254,50 m,
- 254,50-328 m : marne gris verdâtre finement micacée, à débris charbonneux et empreintes d'ostracodes et schistes papyracés. Intercalation de calcaire beige finement stratifié entre 254,50 et 259, 278 et 292, 307 et 318, 323 et 328,
- 328-443 m : schistes papyracés. S'y intercalent des bancs de calcaire marneux gris à beige, localement gréseux et des passées de marne gris verdâtre plus ou moins plastique ou schisteuse. Silex dans le calcaire à 440-441 m,
- 443-483 m : alternance de calcaire beige clair, finement grenu, parfois marneux, à fines inclusions verdâtres, de marne grise ou gris verdâtre plus ou moins indurée et de schistes papyracés. Principaux bancs de calcaire à 446, 454,50-457,50, 459-460,50, 474, 479, 482 m,
- 483-520 m : marne gris verdâtre plus ou moins plastique. Rares intercalations de schistes papyracés jusqu'à 503 m. A partir de 508 m, alternance de marne gris verdâtre et de marne rouge, violacée ou brunâtre,
- 520-551 m : marnes bariolées (rouges, violacées, vertes, grises),
- 551-559 m : marne verte finement micacée, indurée,
- 559-584 m : marne comme ci-dessus, schistes papyracés et quelques petits bancs de calcaire beige clair plus ou moins marneux,
- 584-706 m : schistes papyracés avec quelques bancs de calcaire beige clair à beige brunâtre, cristallin, plus ou moins dolomitique, notamment entre 584 et 600, entre 618 et 630, de 645,50 à 648,50, entre 680 et 688, 700 et 706 m. Passées de marne grise à gris verdâtre plus ou moins schisteuse,



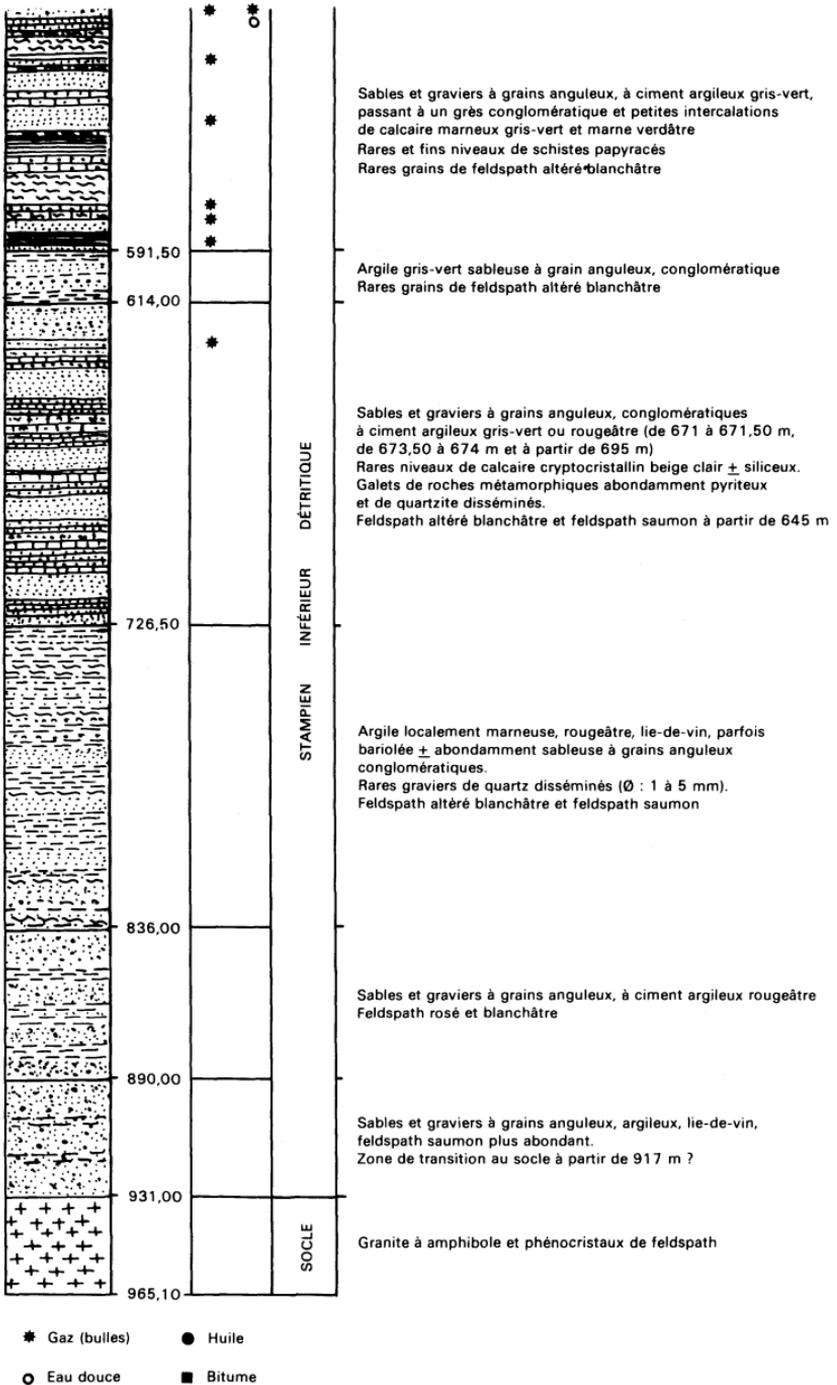


Fig. 7 - Coupe du sondage n° 669-4-2 (Ap-101)

- 706-743 m : marne comme ci-dessus et quelques bancs de calcaire beige ou gris-beige plus ou moins marno-gréseux,
- 743-761 m : marne gris foncé et gris verdâtre plus tendre et gypse blanc très friable, fibreux et cristallin,
- 761-811 m : marne gris foncé à noire plus ou moins argileuse, très compacte. Intercalations de calcaire cristallin, localement marneux, beige foncé entre 761 et 784 et à 806-809 m et de dolomie plus ou moins calcaire, brunâtre entre 791 et 802 m. Traces de gypse,
- 811-923 m : marne gris noirâtre indurée puis argile marneuse à partir de 831 m, riche en pyrite. Trace de gypse blanc très friable. Quelques bancs de calcaire beige brunâtre, plus ou moins dolomitique et de calcaire marneux brunâtre notamment de 860 à 865, à 888 et 892 m,
- 923-938 m : roche volcanique grise à gris verdâtre, à inclusions vert foncé,
- 938-941,70 m : granite à phénocristaux.

**Aigueperse 101 (RAP 1959) ; x = 668,850 ; y = 112,620 ; z = 348 ; 669-4-2**

- 0-29,50 m : marne grise à gris-vert plus ou moins plastique et petites intercalations de calcaire oolithique beige à rares ostracodes et tubes de phryganes,
- 29,50-62,50 m : alternance de bancs de :
  - marne grise à gris-vert localement gréseuse prédominante
  - calcaire oolithique gris à rares tubes de phryganes et ostracodes
  - calcaire graveleux gris à gris foncé à gravelles noires
  - calcaire brunâtre finement gréseux
- 62,50-179 m : marne gris-vert, finement micacée et gréseuse, parfois finement stratifiée et marne plastique gris-bleu à nombreux ostracodes. Rares et fins niveaux de calcaire marneux gris-vert,
- 179-245 m : marne plastique gris-bleu à nombreuses empreintes d'ostracodes et marne gris-vert finement gréseuse et micacée entrecoupées par de petites intercalations de schistes papyracés. Rares niveaux de marne grise à gravelles blanchâtres ou noirâtres associées à des grains de quartz anguleux, mal classés,
- 245-309 m : marne plus ou moins plastique gris-vert à gris-bleu, parfois blanchâtre notamment de 268 à 290 m, à nombreuses empreintes d'ostracodes et lamellibranches à 248 m, parfois à nombreuses gravelles blanchâtres et petites passées de calcaire finement cristallin gris-vert et schistes papyracés,
- 309-322,50 m : calcaire cristallin gris-vert passant à une marne verdâtre et petites intercalations de schistes papyracés,
- 322,50-354,50 m : calcaire crayeux blanchâtre à crème, localement graveleux à ostracodes et tubes de phryganes, grains de quartz mal classés anguleux, disséminés. Passées de marnes vertes et schistes papyracés,
- 354,50-376 m : marne gris-vert passant à un calcaire marneux parfois à nombreuses tubulures blanchâtres ou verdâtres entrecoupée par de petites intercalations de :
  - calcaire crayeux crème, localement graveleux, à grains de quartz anguleux disséminés et pigments pyriteux
  - schistes papyracés
  - grès ou sable grossier à ciment argileux à 375 m
- 376-404 m : marne gréseuse verte, localement rougeâtre à partir de 388 m, abondamment gréseuse, à grains de quartz grossiers anguleux et pigmentation pyriteuses. Rares passées de calcaire crème crayeux. Quelques niveaux de schistes papyracés,
- 404-460,50 m : schistes papyracés et marne verte finement micacée à mouches et traînées pyriteuses et marne gris foncé à noirâtre plus ou moins litée avec de nombreuses intercalations de :

• calcaire gréseux gris-beige à ciment calcaire, localement feuillets de calcaire concrétionné beige

• calcaire crayeux crème parfois plus ou moins gréseux

• calcarénite bitumineuse notamment de 447 à 451,80 m

— 460,50-498 m : schistes papyracés et nombreux bancs de calcaire crayeux crème plus ou moins gréseux, de calcaire gris localement pseudo-oolithique, de calcaire gréseux gris à grains fin anguleux notamment à partir de 490 m,

— 498-591,50 m : sables et graviers, à grains anguleux, à ciment argileux gris-vert, passant à un grès conglomératique, et petites intercalations de calcaire marneux gris-vert et marne verdâtre. Rares et fins niveaux de schistes papyracés. Rares grains de feldspath altéré blanchâtre,

— 591,50-614 m : argile gris-vert sableuse à grain anguleux, conglomératique, rares grains de feldspath altéré blanchâtre,

— 614-726,50 m : sables et graviers à grains anguleux, conglomératiques à ciment argileux gris-vert ou rougeâtre. Rares niveaux de calcaire cryptocristallin beige clair plus ou moins siliceux. Galets de roche métamorphiques abondamment pyriteux et de quartzite disséminés. Feldspath altéré blanchâtre et feldspath saumon à partir de 645 m,

— 726,50-836 m : argile localement marneuse, rougeâtre, lie-de-vin, parfois bariolée plus ou moins abondamment sableuse à grains anguleux conglomératiques. Rares graviers de quartz disséminés, feldspath altéré blanchâtre et feldspath saumon,

— 836-890 m : sables et graviers à grains anguleux, à ciment argileux rougeâtre, feldspath rosé et blanchâtre,

— 890-931 m : sables et graviers à grains anguleux et ciment argileux lie-de-vin, feldspath saumon plus abondant. Zone de transition au socle à partir de 917 m (couche d'altération ?),

— 931-965,10 m : granite à amphiboles et phénocristaux de feldspath.

**Montpensier (Carbonique) ; x = 667,80 ; y = 115,90 ; z = 398(?) ; 669-4-1**

— 0-1,30 m : remblais,

— 1,30-3,65 m : argile jaune, sables et graviers (?),

— 3,65-6,91 m : marne gris-bleu assez compacte,

— 6,91-7,98 m : vase molle avec sables et graviers (?),

— 7,98-8,80 m : blocs d'aragonite et vase,

— 8,80-12,00 m : aragonite fissurée, venue de gaz à 11,50 m,

— 12,00-12,70 m : calcaire dur fissuré,

— 12,70-13,20 m : calcaire dur fissuré poreux,

— 13,20-14,93 m : calcaire dur,

— 14,93-17,10 m : vase liquide,

— 17,10-17,84 m : calcaire dur, bleu, caverneux,

— 17,84-20,93 m : marne molle, vase et blocs calcaires,

— 20,93-22,50 m : calcaire fissuré avec marne grise,

— 22,50-23,15 m : marne grise et blocs calcaires,

— 23,15-27,50 m : marne noire molle avec couche de marne compacte,

— 27,50-29,80 m : marne compacte avec passages de marnes plastiques,

— 29,80-35,40 m : marne grise et noire avec passages de calcaire tendre, venue d'eau minérale,

— 35,40-37,87 m : marne grise compacte avec passage friable. Gaz à 36 m,

— 37,87-40,00 m : calcaire tendre avec couches gréseuses,

— 40,00-43,70 m : grès dur,

— 43,70-48,50 m : granulite fissurée, dure

— 48,50-54,50 m : granite très dur.

} socle

**Gimeaux, 1921 ; x = 663,30 ; y = 105,55 ; z = +328 ; 669-7-8**

- 0-57 m : marnes argileuses grises,
- 57-73 m : grès,
- 73-114 m : sables à galets,
- 114-150 m : conglomérats durs rouges,
- 150-218 m : grès fins rouges,
- 218-287 m : conglomérats et marnes rouges.

**Cellule, 1892 ; 669-8-3**

- 0-58 m : marnes grises,
- 58-212 m : alternance marnes-calcaires,
- 212-240 m : sables, marnes, eau salée,
- 240 m : gaz, flamme 0,80 m,
- 240-320 m : sables et marnes.

### BIBLIOGRAPHIE

#### Ouvrages et publications

AMEIL M. (1963) - Les tufs viséens et les microgranites de la région de Manzat (Puy-de-Dôme). Dipl. ét. sup., Fac. sci. Paris.

AUBERT G. et coll. - Rapports BRGM inédits n° A-1401, A-1448, R-4002, R-4005.

AUBIGNAT A. dans FÉRAUD J. (1974) - Les gîtes de sulfures d'arsenic du Sud-Est de la France. Thèse doct. spéc. géol. app., Univ. Paris VI, p. 17-19 (inédit).

BARBARIN B., BELIN J.-M. (1982) - Mise en évidence du cisaillement ductile hercynien Saint-Gervais - l'Hermitage (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 294, p. 1377-1380.

BAY R. (1957) - Etude géologique de la bordure de la limagne cristalline entre Clermont et Tazenat. Dipl. ét. sup., Université de Clermont-Ferrand.

BELIN J.-M. (1983) - Le massif de Saint-Gervais-d'Auvergne (Massif Central français). Evolution d'un ensemble granitique composite. Thèse 3e cycle, Clermont-Ferrand, 151 p.

BONHOMME M., PHILIBERT J., ROQUES M., VIALETTE Y. (1961) - Ages absolus dans le Viséen et le Stéphaniens du Massif Central français. *C.R. Acad. Sci.*, t. 252, n° 20, p. 3084-3086.

BOULADON J., PÉRICHAUD J.-J., PICOT P., SAINFELD P. (1964) - Le faisceau filonien de Pontgibaud (Puy-de-Dôme). *Bull. BRGM*, (1), 1964, n° 1, p. 1-41 et n° 2, p. 110.

CAMUS G., de GOER de HERVE A., KIEFFER G., MERGOIL J., VINCENT P.-M. (1974) - Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne. Volcanologie de la chaîne des Puy. *Découverte de la Nature*, n° 8, carte et notice.

CANTAGREL J.-M., BOIVIN P. (1978) - Datation K/Ar de quelques basaltes du socle du Massif Central au Nord-Est de Clermont-Ferrand. 6ème réunion ann. Sci. Terre, Orsay, p. 89.

CEA - Documents synthétiques et logs de sondages inédits. Echantillons de sondage, zone de Combronde — Saint-Agoulin.

CHICHERAU L. (1974) - Etude chimique de la fraction organique de calcaires concrétionnés d'origine algale. Thèse, Orléans.

CHICHERY M. (1942) - Sur l'âge des tufs anthracifères du bassin de l'Ardoisière près de Vichy. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 3-4, p. 23-24.

DERRUAU M. (1949) - La Grande Limagne auvergnate et bourbonnaise. 1 vol., 541 p., Clermont-Ferrand.

DIDIER J. (1963) - Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central (France). Thèse d'Etat, Univ. Clermont-Ferrand, 319 p.

DONSIMONI M. (1975) - Etude des calcaires concrétionnés lacustres de l'Oligocène supérieur et de l'Aquitainien du Bassin de Limagne. Thèse, Paris VI.

ELF-RE - Profils de sondages inédits et échantillon. Sondages Martres-sur-Morge 101 et Aigueperse 101.

FEYBESSE J.-L. et TEGYEY M. (1987) - Evolution tectonométamorphique dévonienne et carbonifère de la série de la Sioule (Massif Central France). *Géologie de la France*, n° 2-3, p. 33-45.

GACHON L. (1963) - Contribution à l'étude du Quaternaire récent de la Grande Limagne marno-calcaire. Morphogenèse et pédogenèse. Thèse.

GARDE G. (1920) - La région des tufs porphyriques au Nord du département du Puy-de-Dôme. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 20, p. 141-152.

GINSBURG L. (1970) - Valeur stratigraphique des Mammifères au Tertiaire. Colloque Orsay. *Mém. BRGM*, n° 77, t. 2, p. 381-388.

GIOT D. et JACOB C. (1972) - Présence d'analcime et de clinoptilolite (zéolites) dans les formations sédimentaires oligocènes de la Limagne de Clermont-Ferrand. *C.R. Ac. Sci*, t. 274, série D., p. 166-169.

GIRAUD J. (1901-1902) - Etudes géologiques sur la Limagne. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XIII, n° 87, 410 p.

GLANGEAUD Ph. (1923) - Note sur les recherches de pétrole dans la Limagne. *Annales des Mines*, 12ème série, t. IV, p. 5-35.

GROLIER J. et TCHIMICHKIAN G. (1963) - Connaissance nouvelle sur la géologie du socle de la Limagne d'après les sondages de la RAP. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. V, p. 930-937.

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

GORIN G. (1975) - Etude palynostratigraphique des sédiments paléogènes de la Grande Limagne (Massif Central). *Bull. BRGM*, 2ème série, sect. 1, n° 3, p. 147-181.

HUONGHIEP H., GAGNY Cl. (1958) - Contribution à la connaissance géologique de la région de Blot-l'Eglise. Rapport BRGM, 28 p.

JEAMBRUN M. (1973) - Notice carte géologique Clermont-Ferrand, n° 693, échelle 1/50 000, BRGM éd.

JEAMBRUN M. (1974) - Note BRGM, SGR/MCE, 20 septembre 1974, inédit (dossier BSS 0669-6X-4002).

JEAMBRUN M. (1983) - Le puy Chalard et le maar de Laty, appareils complémentaires du système phréatomagmatique développé au Nord de la chaîne des Puys (Massif Central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XXV, n° 2, p. 273-275.

JUNG J. (1946) - Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 371 p.

LAUNAY L. de (1888) - Note sur les terrains anthracifères du Puy de Dôme ; les tufs porphyriques du Culm. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XVI, p. 1077.

LAUNAY L. de (1922-1923) - Etude sur le plateau central. Note sur le terrain tertiaire de la Limagne bourbonnaise. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXVI, n° 147, 221 p.

MAGONTHIER M.-C. (1974) - Les roches volcaniques du Sillon houiller (Massif Central français). Etude minéralogique de deux types de basanites à leucite. Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VI.

MENDOZA-DELGADILLO J. (1972) - Pétrographie et géochimie des laves de la chaîne de la Sioule (Massif Central français). Thèse spécialité (mention pétrographie), Univ. Clermont-Ferrand.

MORANGE A., HERITIER F. et VILLEMEN J. (1971) - Les recherches d'hydrocarbures en Limagne, contribution de l'exploration pétrolière à la connaissance structurale et sédimentaire du bassin. ELF-ERAP, Symposium J. JUNG : Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français, Clermont-Ferrand, p. 295-309.

PAUL S., BROUSSE R. (1973) - Les volcans de la chaîne des Puys. 2 feuilles à 1/25 000 (Nord et Sud).

PELLETIER H. (1970) - Sur quelques sables de la région riomoise. *Bull. hist. et scient. de l'Auvergne*, n° 622, p. 182-186.

PELLETIER H. (1971) - Sur les minéraux lourds transparents des alluvions anciennes et récentes de la Limagne d'Auvergne. Thèse, Université de Clermont-Ferrand.

REY R. - Biostratigraphie des bassins tertiaires du Massif Central. Symposium J. JUNG : Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français, Clermont-Ferrand, p. 309-331.

RICHARD J. (1958) - Etude de la série crystallophyllienne renversée de la vallée de la Sioule. DES, Univ. Clermont-Ferrand, 63 p.

RIVELINE J., GIOT D., FARJANEL G., PACQUET A. (1988) - Mise en évidence de dépôts éocène moyen (Lutétien supérieur) à la base des formations tertiaires du bassin de Moulins (Allier, France). Implications tectoniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 206, Sér. II, p. 55-62.

RUMEAU J.-L. (1965) - Examen des possibilités pétrolières de la Limagne. *Rev. IFP*, X, t. 11, p. 1319-1333.

VENNAT G. (1985) - Le complexe volcano-plutonique viséen supérieur de Gannat - les Ancizes (Allier, Puy-de-Dôme). Etude pétrographique, structurale, géochimique et dynamique. *Géologie de la France*, n° 4, 1985, p. 341-364, 10 fig., 6 tabl., 1 annexe, Ed. BRGM.

VIALETTE Y. (1962) - Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au strontium des principaux massifs de granites et de migmatites du Massif Central français. *Ann. Fac. Sci. Université Clermont*, n° 6, Géologie-Minéralogie 6e fascicule, 88 p.

VIALETTE Y. (1973) - Age des granites du Massif Central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7ème série, t. XV, n° 3-4, p. 260-270.

VINCENT P.-M., AUBERT M., BOIVIN P., CANTAGREL J.-M., LENAT J.-F. (1977) - Découverte d'un volcanisme paléocène en Auvergne : les maars de Menat et leurs annexes, étude géologique et géophysique. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XIX, n° 5, p. 1057-1070.

### Cartes consultées

#### — Carte géologique de la France à l'échelle du 1/180 000

Feuille *Gannat* : 1ère édition (1894) par L. de Launay, 2ème édit. (1934) par G. Gardes, 3ème édit. (1966) par M.-P. Lapadu-Hargues.

#### — Cartes topographiques de l'IGN

Feuille *Gannat* 1/25 000 et 1/50 000.

— *Carte pédologique du Val d'Allier* (1969), par M. Bornand, G. Callot, J.-C. Favrot et E. Servat, INRA, Montpellier.

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

Feuille *Lyon* (1979), coordination par A. Emberger et J. Méloux.

### DOCUMENTS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au SGR Auvergne, Campus universitaire des Cézeaux, BP 16, 24 avenue des Landais, 63170 Aubière, soit au BRGM, Maison de la géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

## AUTEURS DE LA NOTICE

- Claude ALSAC, ingénieur géologue au BRGM : formations volcaniques paléozoïques, tertiaires et quaternaires,
- Denis GIOT, ingénieur géologue au BRGM : formations sédimentaires tertiaires,
- Michel JEAMBRUN, ingénieur géologue au BRGM : socle cristallin et cristallophyllien,
- Robert BOUILLER, collaborateur BRGM : formations superficielles,
- Daniel d'ARCY, hydrogéologue au BRGM : hydrogéologie, eaux minérales,
- Jean FÉRAUD, ingénieur géologue au BRGM : substances minérales.

## ANNEXE

### ANALYSES PÉTROGRAPHIQUES

#### Formation de Châteauneuf

73.CA.154 : Lave dacitique de Tableix (x = 645,50 ; y = 113,25).

Texture : microlitique porphyrique à gloméroporphyrique.

Phénocristaux : 0 à 40 % de volume de la roche ;

- Plagioclase subautomorphe zoné, légèrement séricitisé ;
- Biotite totalement transformée en chlorite, opaques et pistachite ; inclusions d'apatite, zircon et aiguilles de rutile ("faciès sagénite") ;
- Amphibole chloritisée et argilisée avec inclusions zircon, apatite ;
- quartz.

Mésostase : très fins microlites de plagioclase, petits prismes d'amphibole chloritisée et amas de granules de leucoxène dans un fond felsitique.

73.CA.285 : Lave ou ignimbrite-lave rhyodacitique. Carrière de l'étang de Giat (x = 663,30 ; y = 117,35).

Texture : initialement hyaloporphyrique mais ayant subi une forte recristallisation se marquant en particulier par le remplacement des paillettes de biotite par un feutrage de biotite néoformée et de pistachite.

Phénocristaux : constituant approximativement 50 % du volume de la roche ; parmi eux domine le plagioclase (albite-oligoclase avec séricite et pistachite) en cristaux subautomorphes parfois brisés avec arrachements en cupules ; la biotite est recristallisée en biotite néoformée et pistachite ; le quartz est peu abondant (environ 10 %).

Mésostase : constituée d'un fond felsitique (quartz + feldspath + biotite brun-vert) avec des débris cristallins (quartz, plagioclase, apatite).

73.CA.208 : Lave rhyodacitique. Carrière à 2 km NW de Combronde (x = 656,90 ; y = 110,40). Composition très proche de la précédente. Pas de cristallisation des biotites qui sont fortement chloritisées.

73.CA.190 et 191 : Laves rhyodacitiques du hameau de Montgandol (73.CA.190 : x = 647,75 ; y = 111,25 - 73.CA.191 : x = 647,45 ; y = 111,05).

Texture : porphyrique à fond microlitique avec fluidalité bien marquée.

Phénocristaux : nettement plus abondant dans 73.CA.191 ;

- Plagioclase zoné (An 30, maximum) partiellement séricitisé avec parfois léger liseré de feldspath potassique ;
- Biotite acajou peu chloritisée ;
- Quartz peu abondant.

Mésostase : microlites de plagioclase en disposition fluidale ; la pâte interstitielle est potassique (coloration jaune par le cobalti-nitrite de sodium). Accessoirement apatite, zircon, opaques.

### *83 - Tuf de la carrière de Braynant (prélèvement Ameil)*

Débris cristallins : 24 % en volume de la roche dont quartz (3 %), feldspath alcalin (1,5 %), plagioclase An 30 (11 %), biotite flexueuse très altérée en chlorite, calcite, épidote (2 %), amphibole et pyroxène pseudomorphosés par chlorite et opaques (6,5 %).

Ciment : 76 % de la roche ; essentiellement constitué de débris de quartz, microlites de plagioclase altéré, chlorite et accessoirement zircon, apatite ; vakuoles à chlorite et quartz.

### *150 - Tuf microbréchiq ue de la carrière sur la route D 16 près de Villemorie (prélèvement Ameil)*

Débris cristallins : 46 % en volume dont quartz (9 %), feldspath alcalin (3 %), plagioclase (22 %), biotite peu chloritisée (12 %).

Ciment : 54 % en volume de la roche ; à noter des fragments lithiques anguleux de lave microlitique.

### *112 - Lave rhyodacitique (carrière de Braynant ? prélèvement M. Ameil)*

Texture : microlitique porphyrique.

Phénocristaux : environ 20 % de la roche parmi lesquels le plagioclase souvent zoné (basicité atteignant l'andésine) et la biotite (assez peu chloritisée) dominant ; le quartz est peu abondant ( $\leq 1\%$ ) ainsi que les pseudomorphoses chloriteuses d'amphibole ou pyroxène ( $\leq 1\%$ ).

Mésostase : microlite d'andésine très abondants avec chlorite interstitielle ; accessoirement leucoxène, zircon, apatite.

### *159 - Lave rhyodacitique (Est des Cibus, sur route D 121E ? prélèvement Ameil)*

Comparable à 112.

### *80 - Brèche (carrière de la Boudine - route D 122, Puy Serge - prélèvement Ameil)*

Débris de lave : comparables à 112 et 159 sauf peut-être pour le plagioclase qui semble albitique.

Ciment tufacé avec débris de quartz, plagioclase et biotite chloritisée.

## **Formation de Manzat**

*73.CA.195 - Tuf soudé riche en cristaux, route D 121E, hameau de Bregirolles (x = 645,25 ; y = 108,85)*

Débris de cristaux très abondants (plus de 50 % du volume de la roche) dans un fond de quartz et de feldspath potassique finement cristallisé avec de vagues traînées sinueuses (fines paillettes de biotite et chlorite, variations dans les proportions de quartz et de feldspath) pouvant représenter les traces de pseudofluidalités. Les principaux phénocristaux sont le quartz, le plagioclase souvent fortement zoné (basicité atteignant andésine-labrador), la biotite en paillettes tordues très peu chloritisées ; le feldspath potassique est relativement peu abondant dans la phase porphyrique ; parmi les minéraux accessoires, on note apatite et zircon. Dans cet échantillon a été observée une enclave millimétrique de mica blanc et spinelle entourée de plagioclase ; elle correspondrait à un sédiment alumineux entraîné dans le magma.

*73.CA.207 Tuf riche en cristaux. Bretelle reliant la route D 122e au Sud du hameau des Jauffrets, 100 m au NW du point côté 504 (x = 656,35 ; y = 111,25)*

Comparable à 73.CA.195 avec quelques pseudomorphoses de ferromagnésiens (pyroxène ?) remplacés par amphibole et chlorite ; un peu de tourmaline. Dans cette roche a aussi été observée une enclave centimétrique de muscovite et spinelle entourée d'une couronne plagioclasique.

*143 - Tuf (1 km de Manzat, sur route D 227 à 100 m à l'Est des Croix, prélèvement M. Ameil)*

Phénocristaux brisés (46 % en volume de la roche) : quartz (10 %), oligoclase-andésine séricitisé souvent zoné (25 %), biotite très fraîche (11 %) autour de laquelle se forme souvent une frange de tourmaline.  
Mésostase : essentiellement quartzo-feldspathique avec minuscules paillettes de chlorite.

*145 - Tuf (300 m du village des Mas, prélèvement M. Ameil)*

Comparable à 143.

ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES VOLCANIQUES DU VISÉEN SUPÉRIEUR

	Formation de Châteauneuf										Formation de Manzat				
	73.CA.154	73.CA.285	73.CA.208	73.CA.190	73.CA.191	83	150	112	159	80	73.CA.195	73.CA.207	143	145	
SiO <sub>2</sub>	60,70	65,20	66,35	64,25	63,55	62,55	63,66	61,96	64,00	63,64	64,55	63,10	64,70	64,24	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,50	16,40	15,85	16,60	17,10	17,00	16,58	16,22	18,30	15,18	15,95	16,30	17,10	16,94	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,59	1,35	0,52	1,75	0,64	1,20	1,80	1,68	2,23	0,91	1,81	1,02	0,40	1,08	
FeO	4,24	2,77	3,16	3,09	4,02	2,75	2,46	2,70	1,86	2,88	3,45	3,05	3,36	3,06	
TiO <sub>2</sub>	0,79	0,76	0,74	0,76	0,76	0,69	0,73	0,76	0,70	0,65	0,85	0,76	0,69	0,70	
MnO	0,08	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,14	0,13	0,08	0,13	0,06	0,05	0,06	0,13	
CaO	3,70	2,76	1,08	2,48	2,66	2,65	1,77	3,39	2,50	3,42	2,64	3,36	2,84	2,70	
MgO	3,46	1,47	1,71	2,82	2,57	3,60	2,91	3,00	2,05	2,12	2,34	2,19	2,30	2,75	
Na <sub>2</sub> O	2,82	3,52	3,35	2,89	3,39	3,50	3,30	3,19	3,20	2,92	3,38	4,01	3,45	3,40	
K <sub>2</sub> O	4,11	4,15	5,13	4,50	4,26	3,80	4,13	4,33	4,20	4,20	4,09	4,89	4,15	4,15	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,21	0,18	0,18	0,17	0,27	0,24	0,25	0,22	0,28	0,17	0,18	0,22	0,23	
H <sub>2</sub> O	0,05	0,05	0,05	0,01	< 0,01	0,45	0,59	0,22	0,24	0,47	0,04	0,01	0,36	0,35	
H <sub>2</sub> O+	2,21	0,96	1,65	1,34	1,47	2,40	2,26	1,30	1,25	3,45	1,33	0,59	0,10	0,97	
S	0,020	0,021	0,026	0,057	0,019	nd	nd	nd	nd	nd	0,022	0,023	nd	nd	
CO <sub>2</sub>	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,55	nd	nd	nd	nd	
	Analyses BRGM 1978										Analyses BRGM 1978			in Thèse Arneil M., 1963	
											in Thèse Arneil M., 1963				

