



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

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

BRIOUDE

2634

BRIOUDE

La carte géologique à 1/50 000
BRIOUDE est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : BRIOUDE (N° 175)
à l'est : MONISTROL (N° 176)

Besse	St-Germain- Lembron	Arlanc
Massiac	BRIOUDE	Craponne- s-Arzon
St-Flour	Langeac	Le Puy

MINISTÈRE DE LA RECHERCHE ET DE L'INDUSTRIE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex - France



NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE BRIOUDE A 1/50 000

par B. LASNIER et J. MARCHAND

avec la collaboration de : A. BAMBIER, F. BATARD, E. BONIFAY,
R. BOUILLER, J.-P. BURG, G. CORNEN, DUPONT,
F.-H. FORESTIER, G. GAGNIÈRE, E. GRENIER, A. LEYRELOUP

SOMMAIRE

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE	5
CHRONOLOGIE DES ÉTUDES GÉOLOGIQUES CONCERNANT CETTE RÉGION.....	5
ÉVOLUTION DES IDÉES.....	7
INTRODUCTION	9
<i>CONDITION D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	9
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	10
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	10
DESCRIPTION DES TERRAINS	
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	12
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	12
Formations cristallophylliennes	12
Formations intrusives	31
Formations sédimentaires	32
Formations volcaniques néogènes	36
Formations superficielles	42
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	
<i>MAGMATISME-MÉTAMORPHISME-VOLCANISME</i>	46
<i>TECTONIQUE</i>	47
OCCUPATION DU SOL	
<i>SOLS, VÉGÉTATION ET CULTURES</i>	52
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	53
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	53
<i>RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES</i>	56
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	
<i>DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES</i>	63
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	63
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	67
AUTEURS	68

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE

La région concernée par la feuille Brioude est traversée, en son milieu et du Sud au Nord, par l'Allier et sa vallée. Le cours de cette rivière est encaissé du Sud de la feuille jusqu'à Vieille-Brioude, puis s'élargit sur la Limagne de Brioude, fossé d'effondrement comblé de sédiments variés dont les plus anciens sont carbonifères. L'Allier et ses affluents ordonnent la topographie et compartimentent la région. Les reliefs sont accusés et correspondent à des dénivellations voisines de 700 mètres, entre le niveau le plus bas du cours de l'Allier (400 m), au Nord de la feuille, et les monts du Sud-Ouest (région de Mercosur) et surtout de l'Est de la feuille (~ 1 100 m). De nombreux affluents de l'Allier ont un cours torrentiel et coulent dans d'étroites vallées encaissées. Localement, quelques appareils volcaniques récents offrent des pentes accusées par rapport à celles qui ont été depuis plus longtemps imprimées par l'érosion dans le socle (pénéplané au début du Cénozoïque, resoulevé et re-érodé ensuite). Une voie de communication importante traverse la feuille, la route de Clermont-Ferrand au Puy (RN 102), mais les travaux de voirie ne cessent d'améliorer la pénétration, tant et si bien que peu d'endroits se trouvent à plus d'un kilomètre d'une voie carrossable.

Trois domaines géologiques peuvent être schématisés sur la feuille Brioude :

- un complexe de formations sédimentaires principalement axé sur la basse vallée de l'Allier (Limagne de Brioude) et le bassin de Paulhaguet, au Sud-Est ;
- un ensemble de manifestations volcaniques, avec cratères, maars, coulées et projections diverses ;
- un domaine varié de formations métamorphiques et magmatiques, formant l'essentiel de la feuille.

CHRONOLOGIE DES ÉTUDES GÉOLOGIQUES CONCERNANT CETTE RÉGION

Ce sont les indices miniers que recèle le territoire couvert par cette feuille qui sont à l'origine de la plus ancienne notation géologique connue dans cette région. Les documents miniers de haute époque sont si rares en France qu'il paraît intéressant de rappeler ici le texte suivant : « Le samedi après la fête de l'exaltation de la Sainte-Croix (septembre 1277) une convention est passée entre le chapitre de Saint-Julien-de-Brioude et Itier de Rochefort, son Doyen, au sujet d'une mine d'argent découverte sur le territoire de Chazelles, non loin de Saint-Just-près-Brioude ». (*Gallia christiana*, t. 2, *Instrumenta Ecclesiae Sti Flori*, col. 144).

Il faut ensuite attendre 1640 pour lire, sous la plume de Martine de Bertereau, baronne de Beausoleil, dans sa « Restitution de Pluton » (éd. orig. p. 22) le signalement suivant : « proche la ville de Brioude, une carrière de marbre » (les marbres de Lauriat) et : « proche de Langeac et de Brioude, mine d'antimoine ». Gobet rééditant en 1779 l'ouvrage de la Baronne de Beausoleil dans « Les anciens minéralogistes du royaume de France » ajoute (t. 1, p. 364-365) : « il y a dans les villages de Chassignoles, paroisse de la Fage, de Lubilhac, de Pradeau, du Monteil, paroisse d'Aly (Ally) et de Mercure (Mercœur) des mines d'antimoine ».

En 1739, Le Monnier décrit les mines d'antimoine de Mercœur (probablement la Bessade) (Gobet, op. cit., t. 2, p. 526-529).

En l'an III (1795), Legrand d'Aussy donne en son « Voyage d'Auvergne fait en 1787 et 1788 » une description des mines d'antimoine de la région Massiac-Brioude (t. 2, p. 209-219).

En 1826, Pommier jeune fait pour la première fois mention du terrain houiller de Lugeac—Lamothe.

Bien que le volcanisme ait été largement évoqué en Auvergne depuis sa découverte par Guettard en 1751 à Volvic près Riom, ce n'est qu'en 1833 qu'Amédée Burat (p. 248) admet la nature volcanique de certains sommets des environs de Paulhaguet, tandis qu'en 1834 A. Pissis fait paraître une première « Notice sur le basalte de la Roche et les phénomènes qui ont accompagné son apparition » (Laroche : entre Beaumont et Bournoncle-Saint-Pierre).

Deux ans plus tard en 1836, le même géologue qui s'illustrera par la suite en Amérique du Sud, fait paraître la première esquisse géologique de la région qui nous intéresse, avec carte à 1 /200 000, sous le titre : « Esquisse géognosique des environs de Brioude ».

La région de Brioude ou Brivadois sera dès lors souvent étudiée à des titres géologiques divers. Nous rappellerons parmi les principaux travaux et dans l'ordre de leur parution :

J. Dorlhac, 1862 : Étude sur les filons barytiques et plombifères des environs de Brioude.

H. Lecoq, 1867 : Les époques géologiques de l'Auvergne.
Tournaire, 1869 : Note sur la constitution géologique du département de la Haute-Loire et sur les révolutions dont ce pays a été le théâtre (Important travail de synthèse publié à l'occasion de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France au Puy en 1869).

Tournaire, 1880 : Carte géologique de la Haute-Loire à 1/80 000 en 4 feuilles + 1 planche de coupes.

Cette dernière œuvre, monumentale pour l'époque, ouvre réellement la période des recherches modernes qui disposent dès lors d'un document synthétique sur fond topographique relativement précis.

Les éditions successives de la feuille géologique Brioude à 1 /80 000 par le Service de la Carte géologique de France n'apporteront guère d'améliorations sensibles à ces levers en plus de trois quarts de siècle.

Seule, la présente carte à 1/50 000 fait franchir un nouveau bond à notre connaissance de détail de cette région.

De 1880 à 1980, cependant, bien des travaux ont vu le jour sur la géologie et la pétrologie du Brivadois. C'est pourquoi, délaissant le côté chronologique de cette esquisse, nous allons nous intéresser à l'évolution des idées, sur cette région.

ÉVOLUTION DES IDÉES

L'extension et la stratigraphie des sédiments tertiaires et quaternaires est reconnue et fixée dès la carte de Tournaire, elle ne subira par la suite que des mises au point périodiques (ex. : recherches malacologiques de l'abbé Rey).

Les formations pliocènes sédimentaires périvolcaniques ont donné lieu à d'importants travaux de paléontologie des Vertébrés, à Senèze notamment. Le frère P. Grangeon a étudié les flores de ces dépôts ainsi que le sondage profond qui a mis en évidence sa structure de maar.

Le volcanisme tertiaire, peu développé ici, n'a pas suscité de travaux d'ensemble ; il est essentiellement pliocène et de chimisme alcalin.

Les sédiments lie-de-vin permien d'Allevier ou ceux du Stéphanien de Lugeac sont de moins en moins accessibles à l'observation, la plupart des anciennes recherches minières ayant totalement disparu. V. Dorlhac et Baudin restent les seules sources dignes de foi à leur égard.

C'est incontestablement sur le socle métamorphique qui couvre les trois quarts de la feuille que les connaissances ont le plus progressé. L'évolution s'est faite en plusieurs étapes.

La carte géologique de Tournaire (1880), en dépit de la simplicité des divisions adoptées (micaschistes, gneiss, amphibolites, gneiss granitiques), donne une première idée des grands ensembles structuraux :

- unité de Massiac,
- unité Desges, Senouire, Doulon.

F.-H. Forestier en 1963 donne la première analyse détaillée de l'ensemble du socle de la série du Haut-Ailier. Il dessine les deux unités métamorphiques et structurales de la région qu'il propose de nommer : synclinorium de Massiac et synclinorium Desges—Senouire—Doulon. Il reconnaît l'unité et l'importance du groupe leptyno-amphibolique, l'abondance des péridotites serpentinisées, l'existence de deux métamorphismes successifs : un métamorphisme mésozonal ayant produit la série de gneiss à biotite et sillimanite qui constitue l'ossature de la région, auquel se superpose, au Nord-Est et à l'Est de la feuille Brioude, un métamorphisme épizonal à chlorite-séricite qui rétrorforme toutes les autres formations métamorphiques qui lui sont donc antérieures. Il dénomme cet épisode : le métamorphisme livradois et y voit un événement hercynien.

Dans l'optique zonéographique alors en faveur, l'important massif de gneiss constituant le dôme du Ceroux (ou Celoux) est considéré comme un ensemble de migmatites (M. Roques, 1941, J. Maisonneuve, 1951). F.-H. Forestier propose d'y voir des ortholeptynites d'origine volcanique (1963). Mais c'est à J. Marchand qu'il reviendra de démontrer qu'il s'agit d'un puissant massif de granite avec diorites et gabbros associés (feuille Langeac) métamorphisé et transformé en orthogneiss.

Un certain nombre d'observations notées par F.-H. Forestier ne trouvaient pas d'explication cohérente dans la démarche zonéographique jusqu'alors adoptée. Une étude de détail s'imposait, mais l'absence de fond topographique précis (1/25 000) interdit tout lever de détail jusqu'en 1968. Ce n'est qu'après sa parution que l'étude de la région comprise entre Paulhaguet et Saint-Illpize put être entreprise par B. Lasnier, J. Marchand et F.-H. Forestier ; elle révéla l'existence de reliques importantes d'une série granulitique complète, totalement inconnue dans le Massif Central français, mais qui a été retrouvée ultérieurement en d'autres parties de ce massif.

Cette découverte complique l'histoire géologique de cette région où trois événements métamorphiques majeurs se succèdent dans le temps :

— un métamorphisme granulitique (haute pression—haute température d'âge inconnu) ;

— un métamorphisme mésozonal intense d'âge inconnu, mais probablement hercynien qui rétomorphose et efface ainsi presque entièrement la série granulitique ; il s'accompagne d'une mobilisation étendue qui engendre des anatexites à sillimanite, cordiérite en nodules et plagioclase subautomorphe, analogues au Gneiss d'Aubusson des régions nord-occidentales ;

— un métamorphisme épizonal à chlorite-séricite (métamorphisme livradois) qui se superpose aux deux événements antérieurs : ces deux minéraux envahissent tardivement en discordance zonéographique une bonne part de la série mésozonale dans le groupe Desges—Senouire—Doulon à l'Est de la feuille. Cet événement antéstéphanien est la plus récente manifestation métamorphique ayant affecté la région.

La pluralité des épisodes métamorphiques en Haut-Ailier pose le problème de leur appartenance à plusieurs orogénies successives ou à plusieurs phases de l'édification d'une même chaîne : la chaîne hercynienne.

Le problème de l'âge de ces métamorphismes fut posé pour la première fois par F.-H. Forestier qui concluait (1963) à l'existence d'un métamorphisme hercynien succédant à un métamorphisme antéhercynien, probablement cadomien, puis, après découverte de la série granulitique, *a priori* précambrien pour cette dernière (1969) voire moldanubien en regard des affinités du Haut-Ailier avec les séries comparables de Saxe et de Bohême. Certains auteurs (B. Lasnier et *al.*, 1975 ; B. Lasnier, 1977) proposèrent de reporter les diverses manifestations métamorphiques granulitiques (voire leurs rétomorphoses) à un cycle orogénique unique, mais polyphasé. D'autres auteurs, (J.-P. Burg et *al.*, 1977) proposèrent un modèle polycyclique en regard des diverses déformations observées tant dans les granulites que dans leurs écorces rétomorphiques. Le paroxysme métamorphique (granulites de HP-HT) se serait situé au Dévonien inférieur.

En dépit de l'existence d'un certain nombre de mesures d'âge absolu réalisées dans ce socle, il n'a pas été possible jusqu'ici d'en tirer une chronologie cohérente, le polymétamorphisme intense et répété gênant les interprétations. De nouvelles mesures sont en cours, notamment sur les roches granulitiques présumées les plus anciennes (*).

Des études tectoniques de détail (P. Sabaté, 1968, puis surtout J.-P. Burg, 1977) situèrent dans ces toutes dernières années les événements métamorphiques reconnus par rapport à l'histoire structurale de la région.

Ainsi, fut confirmée l'existence d'un style tangentiel avec plis isoclinaux, déjà reconnus par A. Demay (1945) dans le matériel mésozonal.

Un nouveau modèle d'interprétation structurale fut proposé (J.-P. Burg, 1977) s'inspirant du modèle himalayen (M. Mattauer, 1974). Deux séries distinctes affleuraient sur la feuille Brioude (J.-P. Burg, *op. cit*) :

— une série autochtone constituée par l'ensemble des gneiss à biotite et sillimanite de l'unité de Massiac ou de l'unité périphérique Desges—Senouire—Doulon, et de l'orthogneiss du Ceroux ;

(*) La datation par la méthode Rb/Sr d'un orthogneiss granulitique du Groupe leptyno-amphibolique (le Merle, 700 m au Nord de Cerzat-du-Dragon a donné 464 ± 30 M.A. et est interprétée comme la mise en place du granite initial. Le métamorphisme granulitique serait donc postérieur (Paléozoïque inférieur à moyen) (8* R.A.S.T., 1980, p. 41).

— une série charriée allochtone comportant les groupes leptyno-amphiboliques et toutes les migmatites à cordiérite et sillimanite, contenant les reliques granulitiques.

La surface de décollement entre unité autochtone et unité charriée, lithologiquement peu nette ici, serait jalonnée de massifs de péridotites serpentinisées. Cette interprétation, basée sur des faits précis (cf. Tectonique), dépasse le cadre limité de la feuille Brioude. Elle sert d'hypothèse de travail pour les régions avoisinantes. On peut s'étonner toutefois que, si sur de vastes distances les gneiss à biotite et sillimanite plongent le plus souvent sous le Groupe leptyno-amphibolique, en certains endroits leurs contacts soient sub-verticaux car redressés par la phase 3 (cf. Tectonique). On peut noter encore que, si de nombreux massifs de péridotites serpentinisées sont proches du contact présumé, il existe d'autres massifs en-deçà de ce contact, de nature différente. Enfin, il faut savoir que le genre de déformation associée à ces chevauchements est une déformation à chaud ne conduisant pas à des mylonites comme on en rencontre habituellement pour les déformations à froid.

Quels que soient les modèles retenus, ces interprétations doivent être restituées dans l'ensemble de l'écorce, à la verticale de la feuille Brioude. L'une des acquisitions les plus marquantes pour la géologie du socle dans ces dix dernières années nous vient de la géophysique et de l'étude des enclaves péridotitiques et catazonales remontées en surface par le volcanisme tertiaire.

G. Perrier et J.-C. Ruegg (1973) montrent que, sous la feuille Brioude, la croûte n'a que 24 km d'épaisseur environ et qu'elle surmonte un manteau « anormal » de vitesse 7,3 km/s. La vitesse croît ensuite avec la profondeur jusqu'à 8,4 - 8,5 km/s vers 45 km. Ph. Coisy et A. Nicolas (1978) s'interrogent sur la structure du manteau susceptible de provoquer de telles anomalies. Par l'étude de la répartition géographique des types de structure microscopique que présentent les enclaves de péridotites remontées avec les basaltes, ils en viennent à penser qu'il existe sous cette partie du Massif Central français, un diapir de matériel mantellique, simple ou complexe, mis en évidence par ailleurs par les cartes magnétiques et gravimétriques. Du point de vue géophysique, il paraît probable que ce manteau anormal soit constitué, *pro parte*, de gabbros et de péridotites (zones de fusion partielle d'où seraient issues les laves tertiaires ; A. Leyreloup, thèse, à paraître).

Le territoire de la feuille Brioude se trouverait approximativement à l'aplomb de la zone centrale du diapir, les structures d'enclaves dominantes étant des structures en mosaïques, équi-granulaires, à néoblastes d'olivine abondants.

INTRODUCTION

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les levés de la feuille Brioude à 1/50 000 ont bénéficié des levés à plus petites échelles réalisés jusqu'en 1963 (cf. Historique). Des levés thématiques furent entrepris par l'un d'entre nous (B.L.) dès 1967 et concernaient, notamment, le Groupe leptyno-amphibolique et les péridotites serpentinisées associées. Ces levés ayant révélé l'existence de roches inconnues jusqu'alors dans le Massif Central (granulites diverses, dont roches à saphirine), il fut entrepris une cartographie détaillée à grande échelle (à 1/10 000) rendue nécessaire par le mode de gisement extrêmement dispersé de ces formations et de leur encaissant immédiat sur la feuille Brioude et les feuilles adjacentes. D'année en année, la mosaïque tendant à se combler, grâce en particulier à l'apport cartographique substantiel des stages de terrains organisés dans cette région au

bénéfice des étudiants de la maîtrise de géologie des universités de Nantes et de Montpellier, il fut décidé de synthétiser, sous forme de carte à 1 /50 000, la masse de données recueillies tant sur le terrain qu'en laboratoire (plus de 10 000 lames minces ayant fourni matière à divers sujets de recherche, tant pétrologiques que structuraux). Il va sans dire que les formations catazonales dispersées dans le Groupe leptyno-amphibolique et les anatexites ont des contours plus variés dans le détail, que ne permet leur représentation à 1/50 000. De plus, il est certain que toutes ces formations n'ont pu être recensées et que d'autres viendront s'ajouter, dans les années à venir, à la faveur des travaux de voirie ou d'exploitation forestière.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Le territoire couvert par la feuille Brioude est situé au cœur du Massif Central français, entre Clermont-Ferrand et le Puy. Il correspond à une partie du noyau arverne des anciens auteurs et, plus précisément, à la fermeture E.NE de l'unité de Massiac définie par F.-H. Forestier (1963) ainsi qu'à une partie de l'entité synclinoriale de Desges—Senouire—Doulon du même auteur (partie est de la carte).

Abstraction faite du Paléozoïque, du Cénozoïque, des formations quaternaires et des manifestations volcaniques pliocènes, la feuille Brioude peut être schématisée comme suit (*cf.* schéma structural) :

— un domaine de gneiss à biotite et sillimanite, dans lequel un orthogneiss est largement représenté (dôme du Ceroux, région de Mercosur, Sud-Ouest de la feuille, dépourvu de toute relique granulitique) ;

— un domaine riche en leptynites, amphibolites et granulites variées, de puissance variable et jalonné en partie par des péridotites serpentinisées (axe Saint-Beauzire—Salzuit—Saint-Privat-du-Dragon, quart nord-ouest, centre sud, se poursuivant sur Langeac et axe Mazérat—Saint-Préjet-Armandon—Laval-sur-Doulon à l'Est de la feuille). Cette unité forme une sorte d'horizon repère, appelé, par F.-H. Forestier, Groupe leptyno-amphibolique brivadois ;

— un domaine anatectique contigu au précédent, parfois riche en reliques catazonales, fortement migmatisé par endroit et occupant la majeure partie du centre et du Nord de la feuille. L'analyse structurale (*cf.* coupe) laisse envisager pour ces deux derniers domaines, une position anormale au-dessus du premier.

Les régions naturelles correspondent au découpage suivant :

— zones rurales à cultures vivrières et forte densité relative de population : la Limagne de Brioude et le bassin de Paulhaguet ;

— la vallée de l'Allier, ancien lieu de prédilection de la vigne jusqu'aux ravages du mildiou, comme l'attestent les nombreuses cultures et parcelles en terrasses rencontrées sur la rive droite de l'Allier, de Vieille-Brioude à Saint-Ippize. Il est à noter que les murettes soutenant ces terrasses offrent un remarquable échantillonnage des formations sous-jacentes et permettent de cerner certains gisements. Elles pallient bien souvent la médiocrité des affleurements ;

— zones est et ouest de la feuille, montagneuse, à l'habitat dispersé et en régression constante. La forêt occupe une grande partie du sol et les conditions d'observations y sont médiocres, excepté dans les ravins. L'élevage des bovins et des ovins constitue la ressource essentielle.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

L'histoire géologique des formations de la feuille Brioude peut être schématisée ainsi, des événements les plus anciens aux plus récents :

a) dépôt d'une série variée, essentiellement pélitique à grauwackeuse mais comportant aussi des amas carbonatés. Cette série est injectée de roches acides, basiques et ultrabasiques ;

b) recristallisation complète dans les conditions granulitiques les plus rigoureuses (HP-HT). L'âge de ces formations, comme celui du métamorphisme granulitique ne nous sont pas encore connus. La coupure la plus sûre, comme pour les autres formations cristallophylliennes, consistant à dire qu'elles sont anté-stéphaniennes... La déformation contemporaine de ce métamorphisme granulitique (par étirement, boudinage, etc.) conduit dans certains cas à des roches hybrides (à paragenèse hétérogène) ;

c) déformation en relation avec le développement de vastes structures chevauchantes, amenant des roches de métamorphisme élevé sur des horizons cristallophylliens moins évolués. Cette déformation serait synchrone de la rétro-morphose généralisée affectant les roches granulitiques, responsable de leur adaptation progressive au faciès amphibolite ;

d) anatexie généralisée avec formation de diatexites puis d'anatexites grenues à plagioclase automorphe et taches de cordiérite. L'âge de ces anatexites (dites de type Aubusson dans le Massif Central) n'a cessé d'être remis en cause par les diverses équipes de géochronologistes. Il serait, probablement, éo-hercynien (380-400 M.A.) ;

e) mise en place de granitoïdes variés dont beaucoup correspondent à la phase finale et au paroxysme migmatitique ;

f) métamorphisme livradois, à séricite et chlorite ;

g) après la phase asturienne s'est installée dès le Stéphanien une grande dépression subsidente, préfigurant déjà l'actuelle vallée de l'Allier. C'est dans ce fossé que se déposent les plus anciens dépôts sédimentaires : le terrain houiller qui est une série purement continentale. Les petits dépôts rouges d'Allevier témoignent d'un changement d'environnement qui semble s'être produit au Permien. Ils reposent directement sur le socle ;

h) lacune du Mésozoïque ;

i) Cénozoïque représenté, selon une diagonale NW-SE (bassin de Loriganges à celui de Paulhaguet), par des sédiments détritiques à niveaux carbonatés ;

j) alluvions de l'Allier et de ses affluents, associées au volcanisme pliocène, voire plus récent.

DESCRIPTION DES TERRAINS

D'après le peu de données géochronologiques que nous pouvons consulter, il n'est pas possible de classer pour l'instant, les différentes unités cristallophylliennes précédemment définies. Nous considérerons, *a priori*, que les terrains granulitiques de HP sont les plus anciens, les roches rétro-morphiques qui en dérivent leur étant nécessairement postérieures dans la mesure où l'on a pu établir de proche en proche leur filiation.

C'est ce qu'indiquent les paragenèses transitoires de type coronitique qui fossilisent en quelque sorte les différentes sollicitations métamorphiques auxquelles ont été soumises les roches métamorphiques de cette région.

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Outre un certain nombre de données acquises grâce aux sondages et aux travaux miniers, sur la nature des terrains non affleurants, il existe un mode de sondage naturel qui donne des indications précieuses sur la nature de formations sous-jacentes : il s'agit des xénolites (enclaves) et xénocristaux remontés par les volcans néogènes. En fait, sur la feuille Brioude et donc à son aplomb, les seuls xénolites récoltés dans les projections volcaniques et les coulées sont des nodules de péridotites (lherzolites à spinelle) à structure en mosaïque équi-granulaire à néoblastes d'olivine abondants (*cf.* Ph. Coisy et A. Nicolas, 1978). De l'almandin en xénocristaux a été récolté à Senèze et provient de la désagrégation de roches crustales (G. Devis, 1970). Il n'a pas été récolté, à notre connaissance, le moindre xénolite de roche catazonale granulitique, associé ou non aux péridotites, comme cela est si fréquent pour les volcans situés au Sud de la feuille (Langeac, le Puy, etc.).

La prospection géophysique (G. Perrier et J.-C. Ruegg, 1973) et l'étude des xénolites de péridotite permettent de penser que l'épaisseur de la croûte est relativement faible (24 km) à l'aplomb de Brioude et qu'ainsi le manteau supérieur y effectuerait une sorte de remontée (diapir mantellique).

TERRAINS AFFLEURANTS

Les roches cristallines et cristallophylliennes de la feuille Brioude sont regroupées sous les rubriques suivantes, indépendantes d'un ordre chronologique rigoureux :

- les roches du domaine des granulites :
 - les gneiss anatectiques (ζM) et leurs enclaves granulitiques ;
 - le Groupe leptyno-amphibolique et ses passées granulitiques ;
 - les granulites basiques et leurs dérivés rétro-morphiques (amphibolites $\delta 11$, skarnoïdes (SK), etc.) ;
 - les péridotites serpentinisées et leurs associations ;
 - les roches carbonatées (cipolins) et leurs associations (skarnoïdes) ;
- les gneiss à biotite et sillimanite (ζ^1) ;
- l'orthogneiss du Ceroux ($\zeta\gamma$) ;
- les leucogranites (γ^{1-2} , γ^2).

Les formations sédimentaires sont décrites d'après leur position stratigraphique :

- Permo-Carbonifère,
- Eocène,
- Oligocène.

Viennent ensuite les manifestations volcaniques, puis les formations superficielles.

Formations cristallophylliennes

Roches du domaine des granulites

Les roches décrites sous cette rubrique correspondent à des roches de chimisme acide, alumineux, basique, ultrabasique et carbonaté dont les paragenèses sont attribuables à un métamorphisme *a priori* plus fort que celui ayant prévalu lors d'un métamorphisme de faciès amphibolite postérieur. Ces roches se présentent, quel que soit leur chimisme initial, à l'état de reliques protégées dans un encaissant

dérivé, moins métamorphique. A cet égard, les granulites forment dans la série du Haut-Ailier comme une mégastructure cœillée, fréquente dans les séries polymétamorphiques. A l'affleurement, on a affaire souvent à une sorte de mégapoudingue tant l'hétérogénéité est grande. Tous les types pétrographiques décrits ici peuvent en effet coexister sur quelques décamètres ou quelques mètres. La représentation cartographique de ces domaines n'est pas possible à l'échelle du 1/50 000, mais nous avons pu localiser, au mieux, les horizons les plus vastes et les plus représentatifs. Ces reliques granulitiques ne sont pas cantonnées au Groupe leptyno-amphibolique ; elles sont également représentées dans le domaine migmatitique (ζ M) dont une grande partie provient de la rétomorphose des termes acides et alumineux. Les gneiss à biotite et sillimanite du quart sud-ouest et de l'Est de la feuille ne contiennent pas de telles reliques et sont interrompus, et de ce fait, comme résultant d'un processus métamorphique moins complexe, prograde.

Dans cette disposition particulière des granulites, les contours de terrains acides et alumineux sont plus flous que ceux des autres séquences, lesquelles, par contre, sont si variées dans le détail que l'on ne peut être certain de reprendre, à des fins analytiques notamment, le même échantillon au même endroit.

Enfin, nous considérons comme granulites, à l'instar d'Eskola (1920) toutes les roches dans lesquelles structures et paragenèses témoignent de recristallisations dans des conditions ultramétamorphiques ou catazonales réalisées, probablement, à la base de la croûte terrestre. Dans ces assemblages, la paragenèse la plus métamorphique est en général composée de minéraux anhydres. L'eau y joue en effet un rôle mineur en tant que pression des fluides, qui est alors équilibrée par d'autres phases (CO_2 , CH_4 , etc.).

ζ M. Gneiss anatectiques. Ce terme essentiellement descriptif recouvre tout un ensemble de roches situé au-dessus du Groupe leptyno-amphibolique et dans lequel on peut distinguer sur échantillon ou à l'affleurement une trame gneissique plus ou moins envahie par un mobilisat leucosomique de composition granitique. La distinction d'anatexites schisteuses à texture gneissique (métatexites) et d'anatexites grenues fortement mobilisées (diatexites) n'a pas été retenue ici, en raison de la moindre abondance de ces dernières et de leurs limites non représentables à l'échelle de la carte. Ces diatexites apparaissent en effet en bouffées décamétriques à hectométriques à limites floues au sein des métatexites. De même, il n'a pas toujours été possible de représenter, à l'échelle, le lacis des filons granitiques (leucogranites) qui recoupe certaines zones de ces gneiss anatectiques : un figuré a, alors, été employé pour rendre compte de cette intime association.

Lorsque la mobilisation est peu accentuée la roche présente une schistosité marquée soulignée par une ségrégation des minéraux leucocrates en niveaux irréguliers alternant avec des lits plus sombres. Ces derniers à grain fin, riches en minéraux ferro-magnésiens (mélanosome) sont composés de biotite, grenat relictuel, plagioclase ($An = 30$ environ), quartz, sillimanite et localement cordiérite tandis que les niveaux clairs contiennent essentiellement : quartz, oligoclase moyen subautomorphe, orthose perthitique. Les minéraux accessoires surtout concentrés dans les niveaux sombres sont variés : zircon, monazite, apatite, rutile, ilménite, localement graphite.

On notera que dans le mélanosome on observe localement un véritable paléosome (relique de la roche-mère) contenant les minéraux caractéristiques des gneiss granulitiques à disthène décrits ci-dessous (biotite, grenat, disthène, anti-perthite, rutile, graphite, etc.).

Si la fusion anatectique affecte un pourcentage plus important de la roche de départ, la texture devient nébulitique et, seule, une légère orientation des biotites rappelle la foliation ancienne. Le grain moyen et l'aspect automorphe du

plagioclase contribuent à rapprocher ces roches des anatexites de la région d'Aubusson (Creuse), fréquemment prises comme type pétrographique.

La minéralogie de ces anatexites ne diffère pas sensiblement de celle des roches décrites ci-dessus, sinon que la cordiérite peut apparaître, dans le leucosome, en nodules centimétriques souvent pinitisés. La cordiérite qui, sur les feuilles Langeac, Massiac et Saint-Germain-Lembron (à 1/50 000), est abondamment répandue dans ce même ensemble des gneiss anatectiques est peu représentée sur la feuille Brioude (Mazerat-Aurouze, Brenat, Farreyrolles). Dans cette formation, la muscovite apparaît fréquemment, soit en amas de fines paillettes aux dépens des silicates d'alumine, soit en gerbes au cœur de feldspaths potassiques. Dans les deux cas elle témoigne de cristallisation tardive.

L'ensemble des gneiss anatectiques est encore caractérisé par l'abondance relative de reliques variées, témoignant d'un métamorphisme catazonal (domaine des granulites) antérieur à l'anatexie.

Un certain nombre de ces enclaves granulitiques sont de nature basique, ultrabasique ou calcique et sont tout à fait semblables à celles décrites dans le Groupe leptyno-amphibolique ; en revanche les septa relictuels de **gneiss granulitiques à disthène** (ζ G) sont, de loin, les témoins les plus abondants et les plus importants volumétriquement du métamorphisme granulitique qui a affecté dans cette région bon nombre de formations, actuellement rétro-morphosées.

Ces gneiss affleurent en multiples panneaux de puissance variable pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres sur quelques centaines de mètres de longueur. Ils ont une texture massive tant que la rétro-morphose reste discrète. Ce n'est qu'exceptionnellement que l'orientation des minéraux est équante, en général par enrichissement en biotite rétro-morphique, ils prennent alors l'allure de gneiss à grain fin, régulièrement lités. Leur couleur varie du brun pâle au brun foncé, devenant parfois violacée lorsque biotite et sillimanite sont plus abondantes (cette couleur s'étend à tous les minéraux de la roche, car la matrice quartzo-feldspathique est affectée par un léger *malgachitisme*). Les surfaces soumises aux intempéries subissent une altération différentielle qui souligne la richesse générale de ces roches en grenat et disthène ; la distribution irrégulière de ces minéraux confère aux gneiss une hétérogénéité encore accentuée par la présence d'amandes étirées de feldspath et même exceptionnellement d'apatite centimétrique. Leur paragenèse primaire, à quartz, orthose, oligoclase souvent antiperthitique, grenat, disthène, biotite I et minéraux accessoires (rutile, monazite, graphite, apatite, zircon et minerais) caractérise les conditions de métamorphisme dans le domaine des granulites de haute pression—haute température. Cette paragenèse, évoluant dans le domaine des granulites de haute température—moyenne pression, a conduit à l'apparition de phases nouvelles réactionnelles (sillimanite, spinelle, cordiérite, biotite II). La sillimanite apparaît par transformation, *in situ*, du disthène (fig. 1) ; l'association spinelle-cordiérite résulte de la déstabilisation du disthène au contact d'un minéral ferromagnésien (grenat ou biotite I) (fig. 2) tandis qu'une deuxième génération de biotite se développe aux dépens du grenat.

L'évolution rétro-morphique et dynamique de ces roches dans la mésozoène conduit fréquemment à l'apparition de mica blanc et la roche résultante est alors un gneiss dont la trame quartzo-feldspathique est affectée par l'anatexie. L'observation, en de nombreux affleurements, du passage continu et progressif des gneiss granulitiques à disthène aux gneiss anatectiques et la présence de minéraux relictuels des paragenèses granulitiques dans les anatexites nous ont conduit à admettre que ces derniers dérivent pour une grande part, sinon totalement, de la rétro-morphose et de l'anatexie partielle des gneiss granulitiques à disthène que l'on doit considérer comme relictuels.

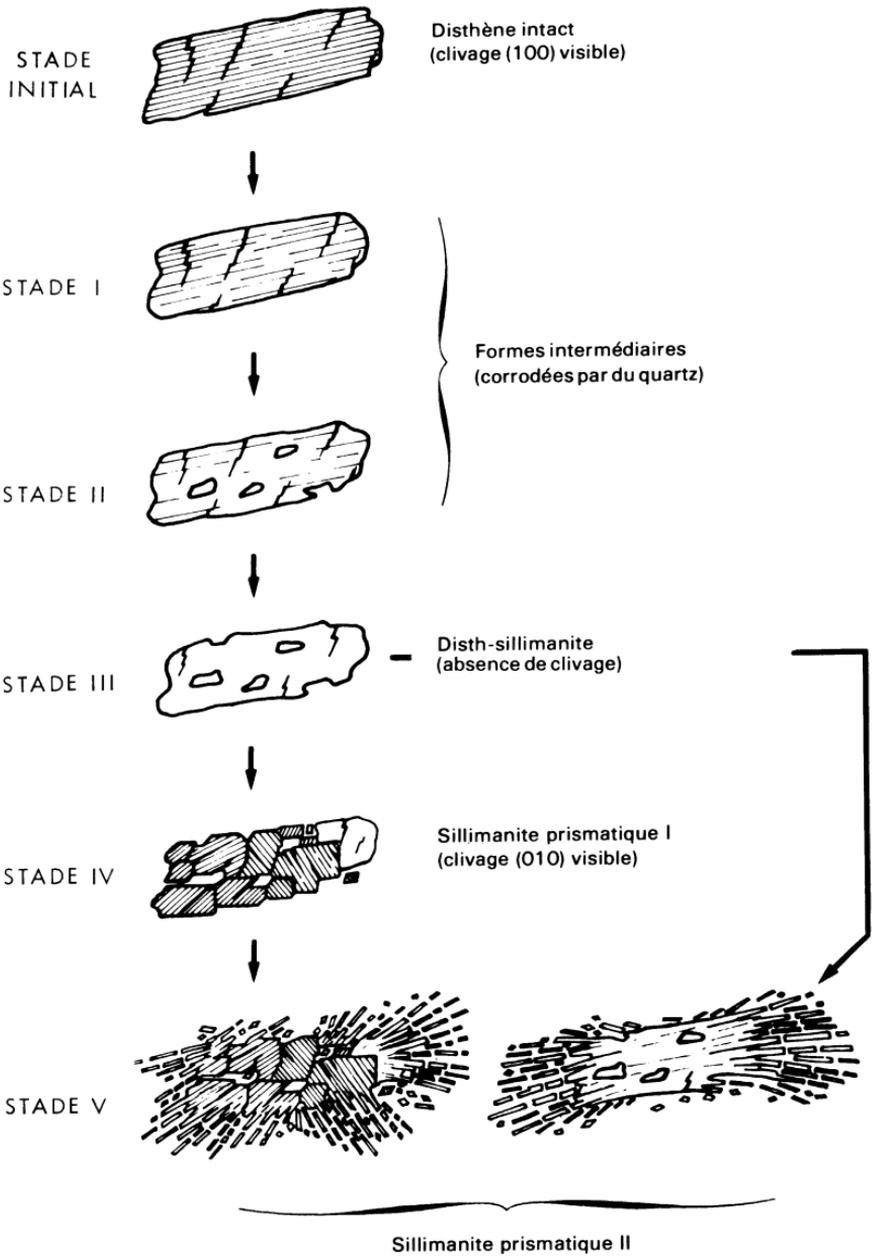


Fig. 1. — Formation des nodules de sillimanite et quartz dans les granulites rubanées.

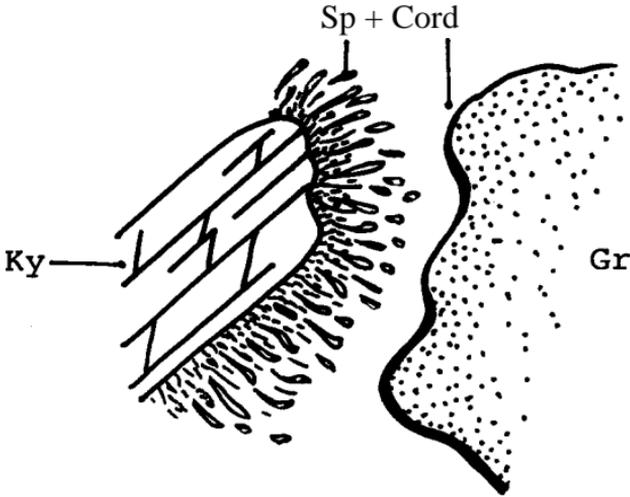


Fig. 2. — Association spinelle-cordiérite.

On notera que, localement, les gneiss granulitiques à disthène présentent des niveaux à texture rubanée où alternent des lits centimétriques de gneiss proprement dits et des lits clairs, quartzo-feldspathiques, de granulites alumineuses. La minéralogie de celles-ci ne diffère pas sensiblement de celle des gneiss, sinon que la biotite est exceptionnelle et que le feldspath potassique mésoperthitique est abondant. C'est dans certains de ces niveaux clairs que l'on peut observer la transformation *in situ* du disthène en nodules de sillimanite et quartz (fig. 3).

Stade initial : le disthène appartient à la paragenèse primaire.

Stade I :

— déstabilisation du disthène et remplacement partiel par du quartz ;
— évolution parallèle du disthène en disth-sillimanite (parfois en sillimanite prismatique I) selon le processus décrit fig. 1.

Stade II : l'aluminium libéré par la déstabilisation du disthène contribue à la formation de sillimanite prismatique II ;

IIa : le silicate d'alumine préexistant (disth-sillimanite) sert de noyau de fixation ; la croissance des prismes est radiée (nodule à tendance ellipsoïdale).

IIb : les prismes de sillimanite II apparaissent au sein de la matrice quartzo-feldspathique sans nucléus visible (nodule à tendance sphérique).

Remarque : les prismes de sillimanite II sont creux ; la désalcalinisation des mésoperthites de la matrice contribue à leur croissance et à la formation de quartz.

Stade III : Cas général.

La coalescence de plusieurs nodules de types précédents conduit à la formation d'un nodule mixte de forme variable mais globuleuse (la fibrolite peut apparaître).

λ. **Groupe leptyno-amphibolique**. Le Groupe leptyno-amphibolique est une entité pétrographique et structurale située à la base des gneiss anatectiques. Cette appellation est due à F.-H. Forestier (1961) qui soulignait ainsi la fréquente association sur le terrain de gneiss leptynitiques et de roches basiques voire ultrabasiques. La cartographie détaillée de la région nous a conduit à regrouper sous ce nom une série variée d'origine essentiellement orthodérivée qui s'individualise nettement au sein des gneiss plus ou moins mobilisés qui l'entourent.

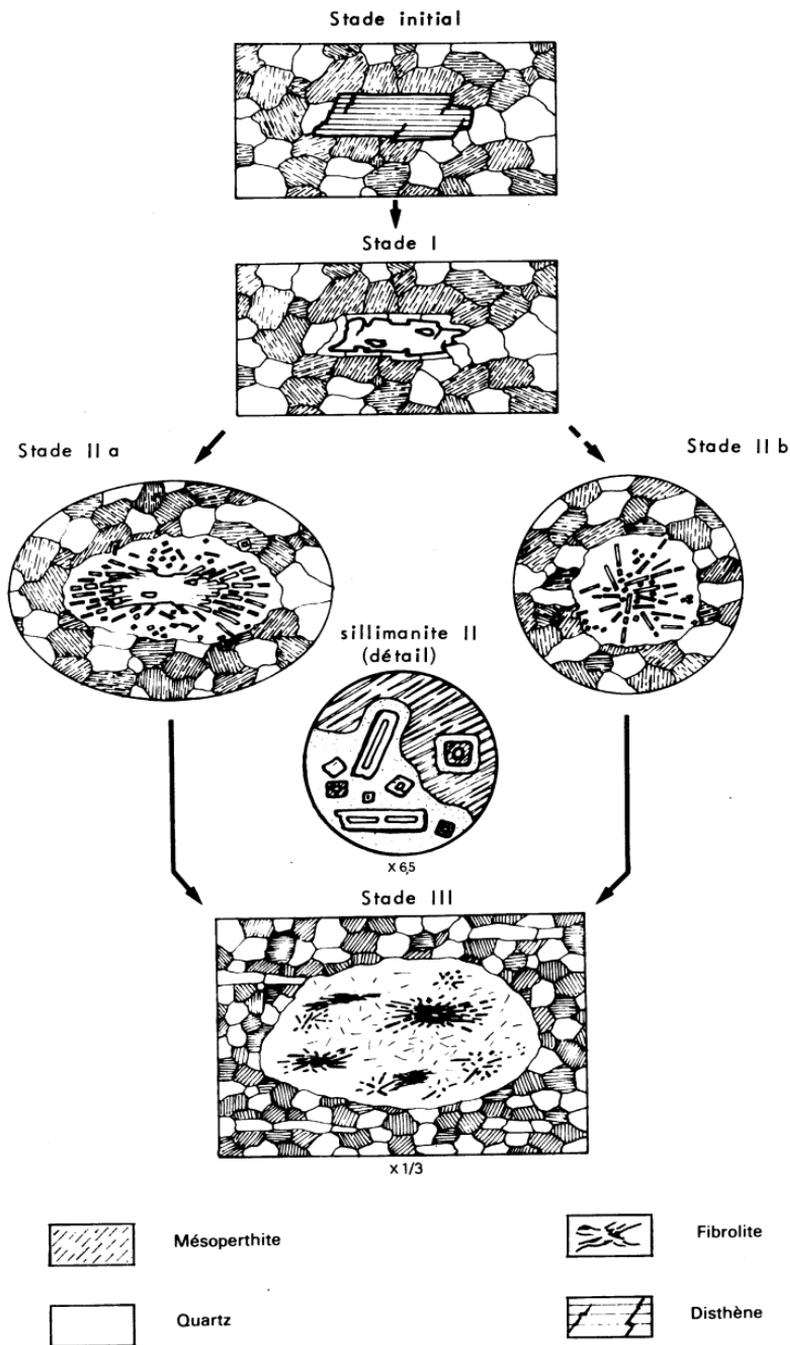


Fig. 3. — Évolution du disthène au sein des gneiss granulitiques à disthène.

En effet, outre les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés qu'elle recèle (cf. ci-dessous), ensemble au plus égard à 20 %, et qui témoignent pour la plupart d'un passage dans les conditions thermodynamiques du domaine des granulites, les termes acides, volumétriquement prédominants, présentent une grande variété de roches qui n'ont, comme points communs entre elles, que leur nature essentiellement quartzo-feldspathique.

Le terme lithologique le plus répandu est un gneiss leptynique d'origine vraisemblablement grauwackeuse, à grain fin, à débit en plaquettes d'épaisseur centimétrique et à foliation régulière. De nature essentiellement plagioclasiq, ce matériel est fréquemment atteint par l'anatexie régionale et il recrystallise alors pour donner des gneiss d'aspect plus grossier à foliation localement tourmentée.

Au Sud de la feuille, dans la région de Chantel et Peygerolles, on trouve des roches acides, de couleur claire, affleurant en bancs massifs d'épaisseur métrique et formant l'encaissant des granulites calciques, basiques ainsi que de leurs produits de rétro-morphose : amphibolites. Ces roches sont des granulites au sens saxon du terme (*Weiss-stein*) : de composition chimique rhyo-dacitique, elles pourraient dériver de formations volcano-sédimentaires et sont constituées de quartz, oligoclase parfois antiperthitique, orthose mésoperthitique, grenat souvent en atoll, très peu de biotite et minéraux accessoires. Dans les zones fortement tectonisées le quartz prend un habitus en rubans ou plaquettes. D'autres niveaux d'aspect très semblable sont plus riches en biotite, contiennent des yeux relictuels de feldspath potassique et sont riches en allanite ; leur passage progressif à des reliques orthogneissiques plus largement cristallisées conduit à voir dans ces granulites à allanite le résultat de la déformation, en climat catazonal, d'anciens batholites granitiques ou granodioritiques. Il existe également des niveaux restreints dont la composition chimique et minéralogique (quartz, plagioclase dominant et parfois amphiboles) conduisent à les considérer comme dérivant de magmas trondhjémiques ou dioritiques (diorite quartzique). Ils seraient issus, soit de la fusion partielle des amphibolites, soit de processus de différenciation magmatique.

Dans ce Groupe leptyno-amphibolique, les septa relictuels de **gneiss œillés** (ζγο) sont interprétés comme les témoins tectonisés d'anciens granites prophyroïdes ; dans la majorité des cas leur minéralogie est équilibrée dans la mésozone-. Localement (par exemple : près de Saint-Didier-sur-Doulon) ces orthogneiss peuvent avoir subi, antérieurement à leur déformation intense, un épisode métamorphique dans les conditions du domaine des granulites. On observe alors le résultat d'une réaction coronitique qui fait apparaître du grenat aux contacts biotite—plagioclase.

Enfin, il faut signaler que dans le domaine couvert par la feuille Brioude, les roches acides de composition pélitique ou hyper-alumineuse sont exceptionnelles dans le Groupe leptyno-amphibolique.

Granulites basiques. Plus aisées à identifier sur le terrain que les granulites acides, les granulites basiques sont par contre fortement teintées pour la plupart dans des nuances brunes à noires, plus ou moins affectées par les produits des diverses rétro-morphoses qu'elles ont subies. Seules, les sections sciées et polies, ou la lame mince, mettent en évidence leur grande hétérogénéité. Il y a donc une réelle difficulté à obtenir un échantillonnage représentatif, notamment pour analyse chimique. Nous avons pu cependant classer les types rencontrés en familles, indépendamment de la complexité de leur histoire thermodynamique. Les principales variétés totalement inconnues jusqu'alors dans cette région du Massif Central, sont les suivantes :

01. gabbros et roches gabbroïques associées coronitiques ;

θ2. amphibolites à saphirine et corindon ;
ψ. éclogites ;
ψ¹. éclogitoïdes ou pyrigarnites et pyriclasites à grenat.

θ1. **Gabbros et roches gabbroïques associées coronitiques.** Ont été regroupées avec les gabbros véritables, et sous le vocable de roches gabbroïques, toutes les roches basiques composées essentiellement de ferromagnésiens (OPX, CPX (*), olivine), minerais et plagioclase basique (labrador au minimum), présentant une microstructure granuloblastique typique (recuit granulitique), avec encore parfois des fantômes de structure magmatique antérieure. Ces roches se présentent en essaims de blocs de taille variée (du centimètre au décimètre) isolés les uns des autres par une matrice amphibolique orthodérivée. Les gisements les plus intéressants actuellement reconnus se trouvent dans les environs de Chantel, Peygerolles, l'Hermet d'une part (Groupe leptyno-amphibolique de la partie sud, médiane, de la carte) et près de Laval-sur-Doulon (extrémité nord-est de la feuille) d'autre part.

• *Gabbro à olivine coronitique.* Ces roches sont exceptionnelles. Elles ont été trouvées en boudins décimétriques près de Chantel, de Peygerolles, au Sud de la feuille, mais aussi près de Laval-sur-Doulon, au Nord-Est. Elles sont équantes

et ont conservé une structure magmatique indubitable macroscopiquement (plagioclases en lattes, pyroxènes poëcilitiques). Elles sont entourées d'une écorce *flaserisée* et amphibolitisée dérivée, dont le plan de foliation est net et parallèle à la foliation de l'encaissant de ces roches qui sont essentiellement des harzburgites à spinelle. Elles sont associées aux amphibolites à saphirine et corindon décrites ci-dessous. L'observation en lame mince confirme la structure granuloblastique déjà accessible à l'œil nu.

Lorsqu'elle existe, la structure magmatique macroscopique est en fait fantomatique : les lattes de plagioclase sont maintenant polycristallines et formées de grains isodiamétriques à contours rectilignes et formant des points triples à 120°.

L'intérêt de ces roches réside dans les réactions interminérales post- ou tardimagmatiques dont elles ont été l'objet. C'est ainsi que l'olivine a réagi au contact des plagioclases uniquement, pour former une auréole réactionnelle classique à orthopyroxène (côté olivine) + symplectite de clinopyroxène et spinelle (côté plagioclase), cette auréole externe étant peu à peu remplacée par du grenat riche en pyrope (cf. schéma fig. 4). Malgré leur rareté, ces roches sont d'excellents marqueurs des conditions métamorphiques. Elles ont recristallisé dans des conditions granulitiques de basse pression.

• *Gabbros hypertitanifères.* Dans le même mode de gisement et avec les mêmes associations, nous avons rencontré des gabbros coronitiques dans lesquels le clinopyroxène initial a réagi avec le plagioclase pour donner une couronne d'almandin. Certaines de ces couronnes atteignent le centimètre et sont reconnaissables sur le terrain (Peygerolles). Ces roches rarissimes sont encore caractérisées par une teneur exceptionnelle en titane (6 à 7 %), sous forme d'ilménite dans la roche ou liées aux clin amphiboles (magnésio-hornblendes brunes). Certains niveaux contiennent en outre une quantité inhabituelle de zircon (rare d'ordinaire dans les roches basiques) (jusqu'à 1 %). Un premier essai de datation sur ce zircon par la méthode U/Pb a donné un nuage de points hors de la Concordia, définissant un intercept bas, voisin de 420 M.A. (J. Hamet et A. Vitrac, comm. person.).

(*) OPX : orthopyroxène ; CPX : clinopyroxène.

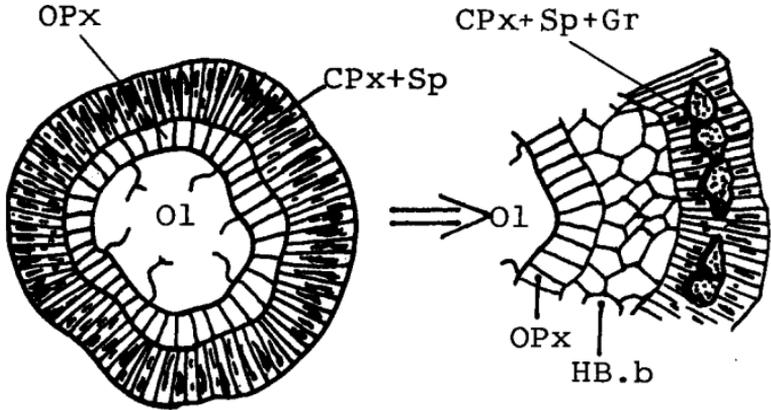


Fig. 4. — Auréole réactionnelle (olivine-plagioclase).

02. **Amphibolites à saphirine et corindon.** C'est la découverte fortuite (en 1967) de ces roches exceptionnelles qui a motivé l'intérêt des pétrologues pour la région de Brioude. Signalées auparavant dans quelques gisements (Madagascar, Tanganyika) elles ont été retrouvées depuis au Groenland, en Australie, en Yougoslavie, en Finlande, etc. toujours dans le même environnement catazonal. Une dizaine de nouveaux gisements ont été localisés sur le territoire de la feuille Brioude (Cerzat-du-Dragon, Peygerolles, Saint-Préjet-Armandon, cinq dans les environs de Chantel, etc.). Ce sont des roches d'un vert vif, à grain moyen, caractérisées par une foliation nette mais sans aucune linéation minérale sur les surfaces structurales. Elles sont étroitement associées aux gabbros coronitiques et aux harzburgites à spinelle. Les variations minéralogiques entre les différents niveaux sont très rapides (quelques centimètres à quelques millimètres) et, selon l'abondance de l'un ou de l'autre des minéraux constitutifs, conduisent à des termes extrêmement variés dans le détail, allant des amphibolites pures aux anorthosites.

Leur minéralogie est la suivante :

— clin amphibole de deux types, qui ne coexistent jamais dans le même niveau :

- pargasite chromifère (plus ou moins vert vif, teinte semblable à celle du diopside chromifère des lherzolites ou de l'omphacite des écolites fraîches) dans les niveaux chromifères ;

- magnésio-hornblende brune dans les niveaux titanifères ;

- anthophyllite, aciculaire, dans certains niveaux ;

- anorthite pratiquement pure (An 98-99) ;

- saphirine bleu ciel, millimétrique ;

- spinelle vert foncé ;

- corindon plus ou moins coloré en rouge vif (rubis). Certains cristaux tabulaires atteignent 10 centimètres.

Le corindon, comme pour d'autres gisements mondiaux ou nationaux (massif du Castillon), est manifestement secondaire. On peut en effet reconstituer une succession logique du type :

spinelle₁ → saphirine corindon + opaques

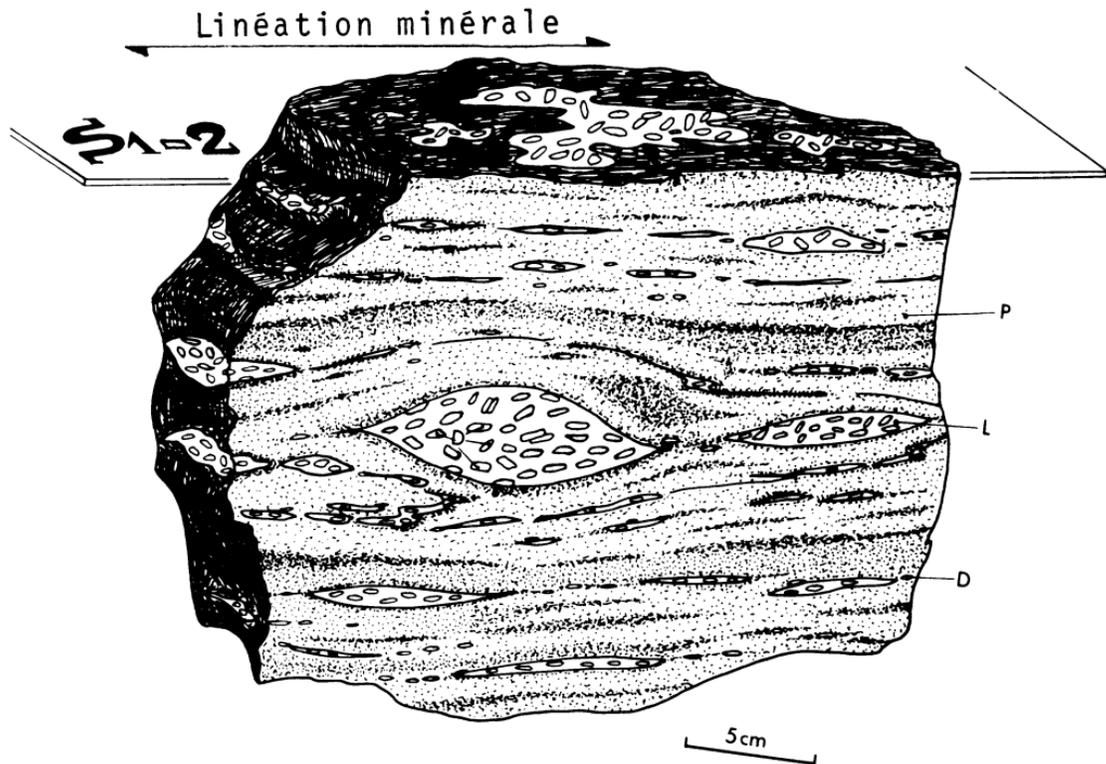


Fig. 5. — Dispersion tectonique (boudinage) de leptynite (L) à disthène (D) dans une trame de pyrrhite (P).

Les niveaux à magnésio-hornblende brune sont riches en titane (rutile) et dépourvus de spinelle, saphirine et corindon. Ils sont voisins de certains gabros *flasérisés* auxquels ils passent parfois à l'échelle de l'échantillon, mais ils jouxtent aussi les niveaux vert clair à corindon. Par ailleurs, certains niveaux vert clair contiennent du clinopyroxène en auréole autour des pargasites et des myriades d'exsolutions de spinelle vert. L'origine de ces diverses amphibolites relève de deux processus hypothétiques :

- soit une origine magmatique,
- soit une origine métamorphique (métamorphisme de roches basiques gabroïques).

ψ. **Éclogites.** Roches inconnues jusqu'alors dans cette partie du Massif Central, la cartographie détaillée de la feuille Brioude et des feuilles avoisinantes a révélé l'existence de nombreux massifs d'éclogite de telle sorte que la région du Haut-Ailier ne fait plus exception à cet égard, alors que la majorité des formations cristallophylliennes du Massif Central contient de telles roches.

Sur la feuille Brioude plusieurs massifs ont été recensés, essentiellement dans le Groupe leptyno-amphibolique. Les gisements les plus vastes (essaims de lentilles de quelques décamètres) sont situés dans la partie est de la feuille, entre Saint-Didier et Montclard, près des lieux-dits Lugeastre et Moissac. D'autres massifs moins importants ont été découverts au Sud de Laval-sur-Doulon et quelques autres dans la moitié sud de la feuille.

Les roches sont d'aspect sombre, lourdes, à grain fin à moyen. Elles se présentent en boudins ou fuseaux dans un encaissant amphibolique dérivé qui leur sert de coque. Les termes les plus frais sont plus clairs (moins d'amphibole secondaire) et l'on peut y reconnaître souvent l'un des constituants, plus ou moins abondant, le grenat. Les autres minéraux de la paragenèse sont l'omphacite, le quartz, le rutile et, selon les niveaux, le disthène.

Ces roches sont en général plus ou moins atteintes par les processus rétro-morphiques qui conduisent à les banaliser en amphibolites. La première déstabilisation concerne le disthène (transformé progressivement en spinelle + corindon + plagioclase, au contact de l'omphacite) et l'omphacite, laquelle est transformée en une symplectite (assemblage très fin de deux ou plusieurs phases, superposées dans l'épaisseur de la lame mince) de néoclinopyroxène et plagioclase. Cet assemblage, tenace, est encore appelé kélyphitoïde.

Le clinopyroxène II y est progressivement remplacé par une clinoamphibole, laquelle cerne également les grenats (auréole sombre de kélyphite). Ce processus destructeur conduit à la banalisation en amphibolite qui, à l'extrême, ne contient plus d'éléments pouvant lui attribuer une origine antérieure éclogitique ou autre.

Un type très particulier d'éclogite a été rencontré près de Peygerolles. Il est caractérisé par la présence d'une omphacite gris-bleu, très fraîche (peu kélyphitoïdisée) associée à du plagioclase primaire (normalement absent dans une éclogite standard). En outre, cette éclogite particulière contient 1 à 2 % de graphite en paillettes isolées millimétriques. Parfois, le rutile y forme des cristaux centimétriques groupés en niveaux frustes. Quelques apatites atteignent deux centimètres et sont de teinte brun cassonade.

Enfin, quelques éclogites présentent du grenat creux en atoll, avec, à l'intérieur, omphacite et/ou quartz. L'origine d'un tel habitus est encore discutée. D'autres massifs montrent par ailleurs une répartition particulière du grenat qui Y forme comme un réseau polycristallin à trois dimensions. Une telle disposition suggère, comme pour d'autres exemples reconnus dans d'autres régions, une

origine coronitique probable pour ce grenat, il serait né de la déstabilisation des pyroxènes et des plagioclases dans une roche éruptive basique initiale (telle un gabbro ou une dolérite).

ψ^1 . **Éclogitoïdes.** Le domaine à reliques granulitiques recèle de nombreux boudins ou ellipsoïdes de taille variée (du décimètre au décamètre) (fig. 7) formés de roches sombres, brunes, denses (2,95 à 3,15), tenaces, sur la cassure esquilleuse desquelles on reconnaît parfois du grenat. Souvent elles sont lardées d'amphibole brune pœciloblastique, miroitante.

Deux sous-groupes peuvent être identifiés :

— les pyrigamites, formées essentiellement de grenat, CPx (non jadéitique), dans lesquelles le plagioclase, lorsqu'il existe, est manifestement secondaire ;

— les pyriclasites à grenat, à minéralogie semblable, quant au grenat et au CPx, mais dans lesquelles le plagioclase est primaire et moule les autres minéraux.

• *Pyrigamites.* Ces roches ont été rencontrées tant dans le Groupe leptyno-amphibolique que dans les gneiss et anatexites qui lui sont liés. Elles possèdent toujours une écorce amphibolique banalisée au contact de l'encaissant. Elles présentent parfois une foliation interne (plis isoclinaux serrés) conduisant à une hybridation tectonique entre niveaux de composition minéralogique initiale différente (mélange intime entre leptynite à disthène et pyrigamite) (fig. 5).

Les principaux gisements de ces roches ont été reconnus près de Chantel, Salzuit, Peygerolles, dans la partie sud de la feuille, mais de nombreux autres gisements ont été identifiés depuis Faugère (Nord-Ouest) jusqu'à Sarniat (Nord-Est). En fait, ces roches, bien qu'extrêmement variées dans le détail, correspondent à des chimismes basiques, voisins de ceux des éclogites. Elles s'en rapprochent encore par leur paragenèse.

En lame mince, on observe une paragenèse primaire à grenat (almandin, pyrope, riche en grossulaire), clinopyroxène brun, non jadéitique, quartz et rutile. Il s'agit d'une paragenèse éclogitique si ce n'est la composition plutôt augitique du CPx. D'où l'appellation d'*éclogitoïde*, ou encore de *pyrigamite* (de pyroxène et grenat) pour les différencier des éclogites véritables. Ce sont des granđites basiques de haute pression—haute température. Elles sont le siège de réactions rétro-morphiques interminérales de type coronitique (fig. 6) dont certaines sont spectaculaires : le grenat réagit au contact du quartz (et du CPx) pour donner une couronne complexe avec plagioclase (absent de la paragenèse initiale) côté grenat, et hypersthène, côté quartz. C'est là une réaction considérée,

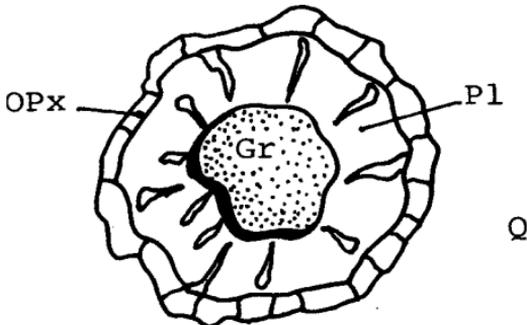


Fig. 6. — Réaction rétro-morphique interminérale de type coronitique.

d'après les travaux expérimentaux, comme l'indice du changement des conditions thermodynamiques initiales : par baisse de pression et/ou température, la roche tend à se rééquilibrer dans le domaine des granulites de haute température et basse ou moyenne pression.

Comme les éclogites, ces roches voient également leur CPx initial se déstabiliser en une symplectite de CPx secondaire et plagioclase analogue au kélyphitoïde de l'omphacite. A ce stade, elles sont déjà difficiles, sinon impossibles à distinguer des éclogites vraies. D'autant plus que l'hydratation progressive y permet le développement d'amphiboles brunes pœciloblastiques, puis de hornblende verte. On arrive rapidement à une amphibolite banalisée, mésozonale, dont l'origine peut être méconnaissable (fig. 7).

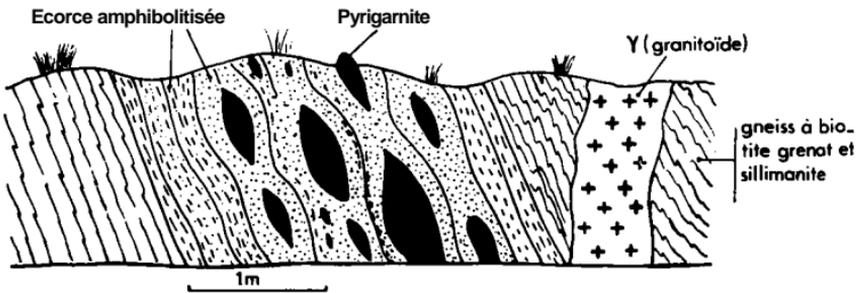


Fig. 7. — Mode d'affleurement des éclogites et des éclogitoïdes.

Certaines de ces pyrigarnites contiennent une quantité appréciable de graphite (Faugère, Dintillat) et sont pauvres en quartz, d'autres ont des niveaux centimétriques riches en disthène. Comme dans les éclogites à disthène rétro-morphiques, le disthène est auréolé de spinelle, corindon et plagioclase au contact du kélyphitoïde, mais aussi d'une couronne de grenat dans certains cas. D'autres sont riches en quartz (jusqu'à 80 % dans certains niveaux), en plages arrondies, amiboïdes ; il semble envahir une paragenèse plus simple, à grenat et CPx dont il moule et dissocie les individus. C'est dans ces termes les plus riches en quartz que la réaction coronitique entre grenat et quartz (\pm CPx) est la plus spectaculaire. Lorsqu'elle est complète, on a affaire à une roche à globules plagioclasiques et écorce d'OPx au contact du quartz, le grenat ayant totalement disparu (fig. 8).

• *Pyriclasites à grenat*. Ce sont typiquement les granulites basiques à grenat des anciens auteurs. Elles sont souvent à grain plus gros que celui des pyrigarnites (grenats du millimètre à quelques centimètres). Elles sont brun violacé et moins malgachitiques que les pyrigarnites auxquelles elles passent souvent de manière discrète, à l'échelle du millimètre. Ces roches sont, en quelque sorte, vis-à-vis des pyrigarnites, ce que sont les éclogites à plagioclase vis-à-vis des éclogites vraies. Quelques subdivisions sont rendues nécessaires par la plus ou moins grande abondance d'une autre phase minérale. Nous avons donc :

— les pyriclasites à grenat (*sensu stricto*), caractérisées par l'abondance du grenat et sa morphologie particulière, en atoll, amiboïde, en chaînette mimant un réseau en nid d'abeille. Certains gros grenats semblent résulter de la coalescence de grenats antérieurs plus petits ;

— les pyriclasites à grenat, riches en amphibole. Si, comme pour les pyrigarnites, certaines pyriclasites à grenat sont riches en clin amphibole brune pœci-

EVOLUTION RÉTROMORPHIQUE DES PYRIGARNITES

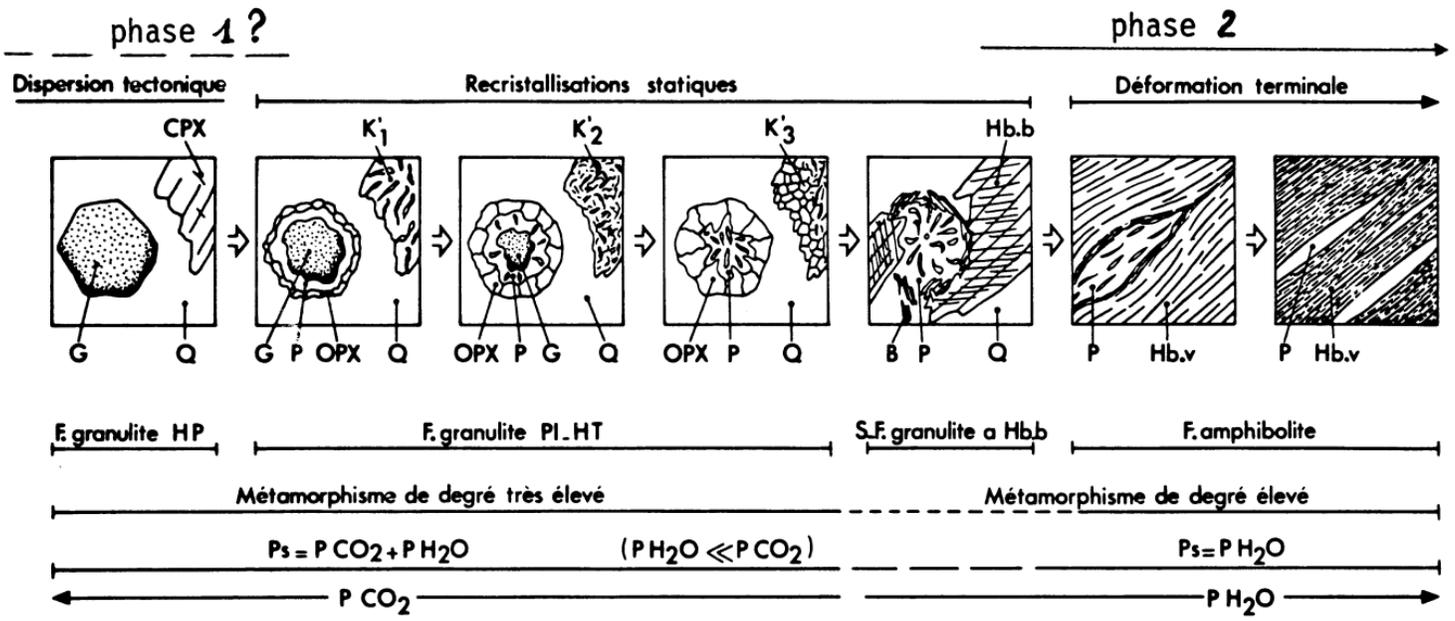


Fig. 8. — Évolution rétro-morphique schématique des pyrigarnites quartziques et leur transformation en amphibolite banalisée.

loblastique (hornblende tchernackitique brune), manifestement secondaire, il existe des niveaux dans lesquels une clin amphibole brune paraît tout aussi primaire et à l'équilibre avec les pyroxènes, dans la mesure où sa taille est du même ordre de grandeur et où elle n'est jamais poëciblastique ;

— pyriclasites riches en biotite. Ces roches forment des boudins, mais aussi des niveaux plus ou moins continus dans les leptynites et les gneiss granulitiques à disthène (près d'Agnat), auxquels elles sont parfois intrinsèquement mélangées. Outre les minéraux d'une trame de pyriclasite à grenat, on note la présence de biotite tout aussi primaire que les autres minéraux de la paragenèse. Lorsqu'elle est au contact du quart, ou des plagioclases, cette biotite est auréolée d'une couronne d'OPx (\pm néofeldspath indéterminé). Cette réaction est *a priori* contemporaine de l'élaboration de couronnes complexes décrites ci-dessus, entre grenat et quartz. Ces niveaux sont encore caractérisés par la présence de plagioclase antiperthitique, voire mésoperthitique d'origine incertaine (dispersion tectonique ?) ;

— pyriclasites à grenat et disthène. Dans une paragenèse de pyriclasite vient s'ajouter du disthène. Les plages de ce minéral sont souvent regroupées au sein de niveaux privilégiés, mais aussi réparties de manière plus homogène dans certains échantillons. Ce minéral est auréolé d'une symplectite de corindon + spinelle + plagioclase + grenat.

δ^{11} . **Amphibolites banales mésozonales.** Toutes ces roches basiques du domaine des granulites sont emballées dans une écorce plus ou moins épaisse d'amphibolites dérivées (fig. 7) au sein desquelles on peut suivre la progression centripète de l'amphibolitisation générale. Les amphibolites banalisées (δ^{11}) correspondraient, pour nombre d'entre elles, notamment dans le Groupe leptyno-amphibolique, à la rétro-morphose la plus accusée de granulites basiques d'origine variée. Ces amphibolites alternent avec les leptynites ou forment des bancs plus ou moins épais, toujours boudinés. Elles sont constituées essentiellement de hornblende verte, oligoclase et sphène. Nombre d'entre elles ne présentent aucune linéation sur leur surface structurale. Les clin amphiboles y sont trappées, sans allongement préférentiel notable (la Chassagne). En cela, elles ressemblent structurellement aux amphibolites à saphirine et à leurs variantes. Elles sont souvent associées, lit par lit, à des skarnoïdes d'origine réactionnelle (cf. Skarnoïdes). Elles forment avec ces roches de multiples alternances gris verdâtre à noires, les pyroxéno-amphibolites.

Si bon nombre d'amphibolites banalisées proviennent de roches basiques rétro-morphosées avec lesquelles elles présentent toutes les transitions et une étroite association, il existe néanmoins beaucoup d'amphibolites pour lesquelles aucun héritage de ce type n'a pu être démontré. Ces dernières ne seraient pas rétro-morphiques mais correspondraient à des niveaux basiques variés, équilibrés seulement dans les conditions du faciès amphibolite.

π . **Péridotites et pyroxénolites associées.** La feuille Brioude recèle de nombreux massifs de péridotites variées dans un état de serpentinisation plus ou moins avancé. Ces massifs, connus depuis longtemps par les paysans qui y tiraient talc et vermiculite propres à graisser les carreaux des dentellières, ont été recensés et décrits pour la plupart par F.-H. Forestier (1964). Ces massifs (ou lentilles) ont des tailles variables, du centimètre à quelques hectomètres. Comme les reliques granulitiques, ils se présentent en essaims, tant dans les gneiss à biotite, grenat et sillimanite, que dans les gneiss anatectiques et le Groupe leptyno-amphibolique. Les levés de la feuille Brioude ont révélé d'autres massifs et ont permis de les classer selon leur nature initiale, à laquelle il est souvent possible de remonter malgré l'impact de la serpentinisation et des

autres processus dégradants. Deux groupes de péridotites serpentinisées ont été reconnus :

- les péridotites à grenat,
- les péridotites à spinelle.

π_q^2 , π_{ng}^{1-2} . **Péridotites à grenat.** Six gisements ont été recensés : Feneyrolles, Cusse (I et II, près de Lugeastre), Mandel, Pervençères, près de Laval-sur-Doulon (quart nord-est de la feuille) et Souleyte, au Nord de Peygerolles (dans la moitié sud de la feuille). Ce sont des roches sombres, plus ou moins denses selon le degré de serpentinisation. La cassure montre parfois des fuseaux miroitant d'énstatite, souvent étirés. On note encore la présence de pustules de kélyphite classique à OPx + CPx + spinelle, en arborescence symplectitique autour de pyrope parfois relictuel (notamment à Feneyrolles), lui-même riche en inclusions épitaxiques de rutile. Ces globules composites sont de l'ordre du centimètre. Ils sont souvent entièrement transformés en globules chloriteux à coque amphibolique (processus rétro-morphique classique). Des déformations postérieures à cette transformation étirent ces assemblages qui se fusèlent et s'étalent jusqu'à ne donner, sur les surfaces structurales, que des rubans nacrés, de quelques centimètres, dont l'origine, *a priori*, n'est pas évidente. L'olivine, plus ou moins serpentinisée, présente une microstructure de recuit typique.

Ces péridotites à grenat sont de nature harzburgitique. Quelques associations intéressantes ont pu être notées : il s'agit de rubanements de pyroxénolites à grenat, de type webstérite à OPx, CPx, grenat (pyrope) et olivine, dont la puissance peut atteindre 5 cm (Feneyrolles).

π^2 , π_{hs}^{1-2} . **Péridotites à spinelle.** Ce sont essentiellement des harzburgites à spinelle. Elles constituent la grande majorité des massifs recensés. Elles ont le même aspect que les autres péridotites serpentinisées. La cassure révèle fréquemment de grands porphyroclastes d'énstatite. Ce sont les seules péridotites rencontrées en association étroite avec les gabbros coronitiques et les amphibolites à saphirine. Les péridotites à spinelle et leurs rubanements plagioclasiques correspondent à des conditions P—T de mise en place différentes de celles ayant prévalu pour les péridotites à grenat décrites ci-dessus. Outre les gisements signalés pour les roches à saphirine, de nombreux autres gisements (plus de 70) jalonnent les gneiss à biotite et sillimanite un peu en retrait du groupe leptyno-amphibolique, de Collange (Ouest de la feuille) à Saint-Cirgues (moitié sud), puis la bordure est de la feuille, en direction Nord-Sud.

Quelle que soit la nature initiale des péridotites serpentinisées, celles-ci sont le siège de processus rétro-morphiques destructeurs qui conduisent à leur amphibolitisation, chloritisation puis serpentinisation progressives. De plus, certains massifs sont affectés profondément, par une carbonatation d'origine incertaine (mais préservant les structures particulières développées lors de la serpentinisation) ou, encore, par une silicification d'origine tout aussi problématique. Une réaction spectaculaire a souvent lieu entre péridotite et roche encaissante acide (granitoïde ou gneiss anatectique) : il s'agit de la formation d'auréoles réactionnelles mégascopiques conduisant à la formation d'une écorce fibroradiée d'anthophyllite, côté péridotite, et d'une auréole de phlogopite vermiculitisée, côté roche acide. Ces transformations classiques ont attiré l'attention des géologues (F.-H. Forestier, 1964) comme celle des autochtones qui ont exploité bon nombre de ces massifs pour leurs produits secondaires (asbestes notamment), en petite mine ou carrière (Jazindes, Salzuit, Saint-Préjet-Armandon, etc.).

Enfin, certains massifs ont été pénétrés de granitoïdes dans des conditions telles que le magma granitique a réagi au contact des roches ultrabasiques pour donner des roches exceptionnelles, d'origine réactionnelle, les plagioclases à corindon ou plumasites (F.-H. Forestier, 1952). Le gisement le plus intéressant de la feuille se situe un peu au Nord de Salzuit, à l'Ouest de Paulhaguet. Les prismes de corindon atteignant 10 centimètres sont colorés en gris-bleu plus ou moins soutenu et présentent de l'astérisme (saphir étoilé). Les secteurs colorés offrent un beau dichroïsme en lame mince, du bleu foncé au vert clair. Ces roches sont plus ou moins riches en biotite à morphologie particulière, dite en couteau, présentant un allongement de 1 à 30, selon une direction parallèle à (001) (axe b). Par ailleurs, ces prismes aciculaires de biotite sont fréquemment creux et remplis de plagioclase.

Certaines péridotites (Malepeyre) sont recoupées de filons de pyroxénolites plus ou moins amphibolitisées, riches en minéraux hydratés (talc, vermiculite) et curieusement en zircon, dont certains cristaux automorphes, découverts par F.-H. Forestier, atteignant 1,5 cm. L'origine de ces pyroxénolites est ambiguë.

Roches carbonatées et leurs associations

C. Cipolins. Les roches carbonatées, rares dans les domaines catazonaux, ont été identifiées pour la première fois dans cette partie du Massif Central. Cinq gisements ont été reconnus sur la feuille Brioude : près de Cerzat-du-Dragon, à Peygerolles, à l'Hermet, à Alleret au milieu sud de la feuille, et un autre près de Saint-Didier-sur-Doulon, dans le quart nord-est. Il s'agit d'essaims de blocs dont la taille maximale observée (Saint-Didier) atteint une dizaine de mètres. La paragenèse à calcite, dolomite, forstérite, humites (chondrodite, clinohumite), phlogopite, graphite et spinelle, atteste encore, comme leur encaissant immédiat, de la réalisation de conditions granulitiques. C'est la paragenèse la plus évoluée, en pression et température, que l'on puisse voir se réaliser dans de telles roches (calcaires impurs). Malgré cela et les sollicitations tectoniques auxquelles ont été soumis ces cipolins, des structures organisées (Algues) ont été conservées paradoxalement (Cerzat-du-Dragon) (F.-H. Forestier et *al.*, 1973 ; B. Lasnier, 1977). Les produits secondaires, provenant des transformations rétro-morphiques de la paragenèse citée ci-dessus, correspondent essentiellement à : lizardite, clinocllore et hydrotalcite, signalée pour la première fois dans le Massif Central.

SK. Skarnoïdes. Sous le terme de skarnoïde, nous rangeons toutes les roches basiques vert clair à gris verdâtre, formées essentiellement de bytownite, diopside hédénbergitique ou salite et sphène. Ces minéraux sont associés en toutes proportions et leur taille varie du millimètre au décimètre. Ils peuvent former de minces niveaux d'origine réactionnelle possible, alternant avec des arrhibolites banales : ce sont les associations pyroxéno-amphiboliques, fréquentes dans le Groupe leptyno-amphibolique, notamment entre l'Allier et Peygerolles. On rencontre encore ces skarnoïdes sous forme de pegmatoïdes dans les joints entre roches carbonatées (cipolins) et encaissant basique (éclogitoïdes) ou pélitiques. Il y a formation d'une véritable auréole réactionnelle mégascopique de skarnoïde autour des cipolins.

La géométrie de cette auréole, son zonage et le bilan des réactions dont elle est issue, tendent à montrer que la plupart des niveaux de skarnoïde ou pyroxénite vert clair (pistache) de puissance variable, boudinés ou étirés dans la foliation des amphibolites, pourraient provenir d'une telle réaction entre roches de chimisme approprié. Ceci laisse à penser que les horizons carbonatés n'auraient pas été si rares que le laisse supposer la persistance des cipolins. On note par-

fois le développement de grossulaire tardif en bordure des skarnoïdes et des cipolins.

Certains skarnoïdes sont riches en scapolites (méionite) et passent à des scapolites pegmatoïdes, riches en minéraux de terres rares. C'est dans une telle roche qu'une zéolite très rare a été reconnue, la wairakite.

Quelques assemblages calciques remarquables sur le terrain ont été groupés avec les skarnoïdes, ce sont les roches composites, formées de nodules d'épidote granuloblastique, noyés dans une matrice de bytownite et de sphène. Ces nodules d'épidote d'habitus particulier sont ourlés et pénétrés de manière centripète par du grossulaire rouge vif. Celui-ci se développe entre les joints rectilignes de l'épidote primaire et en isole les individus dont les bords se dissolvent et s'arrondissent dans le grossulaire néo-formé. Sur le terrain, on a affaire à des roches denses, rouge brique, très hétérogènes, ou bien à des essaims de blocs vivement colorés dispersés dans une matrice gneissique claire.

Autres roches cristallophylliennes

ζ1. **Gneiss à biotite et sillimanite.** Les gneiss à biotite et sillimanite forment un ensemble nettement sous-jacent au Groupe leptyno-amphibolique dans le Sud-Ouest de la carte, alors qu'au Sud-Est cette position structurale est parfois moins nette du fait du pendage très redressé des contacts. Outre leur situation par rapport aux autres ensembles de cette région, les gneiss à biotite et sillimanite s'individualisent par leur lithologie qui, homogène à grande échelle, est très variée dans le détail. En effet, dérivant d'une ancienne série sédimentaire péliograuwaackeuse, il est fréquent d'observer au sein des gneiss à schistosité bien marquée, à cassure esquilleuse et patine brun-rouille, des niveaux plus quartzofeldspathiques à débit leptynique. Le type lithologique le plus répandu reste un gneiss à quartz, plagioclase acide, orthose plus ou moins transformée en microcline, biotite, sillimanite, grenat peu abondant souvent relictuel, muscovite secondaire et minéraux accessoires.

La sillimanite (fibrolite), en général très abondante, peut localement faire défaut, tandis qu'ailleurs elle peut se présenter associée au quartz sous forme de nodules centimétriques plus ou moins aplatis et déterminant une foliation oblique sur la schistosité antérieure. La répartition de ces gneiss à nodules (représentés en surcharge sur la carte) ne semble pas fortuite et leur localisation au contact du dôme orthogneissique du Ceroux pourrait être d'origine tectonique. Il est en effet probable que l'ancien batholite du Ceroux a joué un rôle de noyau compétent lors d'une déformation postérieure à la schistosité S_1 et a favorisé, par les contraintes cisailantes produites à sa périphérie, en climat catazonal (sillimanite-orthose), la formation de nodules dans les plans d'une schistosité S_2 .

Contrairement à ce qu'on observe dans les granulites rubanées (fig. 3), les arguments pétrographiques qui laisseraient supposer que, dans ces gneiss, une paragenèse à disthène ait existé antérieurement à l'apparition de la sillimanite, font défaut. Il faut donc admettre que d'autres facteurs physico-chimiques (tectonique, migration de fluides, etc.) puissent régir la genèse de ces nodules.

D'autre part, on remarque que localement, mais surtout au contact avec le Groupe leptyno-amphibolique, les gneiss à biotite et sillimanite ont subi un début d'anatexie qui tend à perturber leur foliation régulière et qui conduit à la ségrégation de lits quartzofeldspathiques (leucosome) et de restites riches en minéraux ferro-magnésiens et sillimanite (mélanosome). Cette anatexie vraisemblablement contemporaine de celle qui a affecté les gneiss anatectiques est antérieure à la déformation qui, à l'Est de la carte, provoque le laminage de ces

gneiss partiellement mobilisés. Cet événement tectonique conduit, par boudinage des niveaux leucosomiques, à des roches d'aspect micaschisteux recélant des amandes centimétriques de matériel quartzo-feldspathique polycristallin. De telles roches peuvent être observées entre autres dans les environs de Saint-Préjet-Armandon, à l'Est de Faveyrolles et très localement le long de la D 52 au Sud-Ouest de Ladignat entre l'orthogneiss du Ceroux et les formations volcaniques.

Comme on l'a vu ci-dessus l'événement métamorphique majeur ayant affecté ces gneiss a atteint le domaine de stabilité de l'association sillimanite-orthose, la rétro-morphose faisant ensuite apparaître la muscovite aux dépens des feldspaths et de la sillimanite. Mais à l'Est de la carte cette rétro-morphose est fortement accentuée par l'apparition envahissante de la muscovite-séricite et de la chlorite. Cette association phylliteuse donne aux gneiss un aspect grisâtre et micaschisteux, mais les reliques de feldspath et de sillimanite restent encore trop abondantes pour que l'on puisse parler de véritables micaschistes.

La zone à séricite-chlorite recoupant indifféremment les gneiss à biotite-sillimanite, le Groupe leptyno-amphibolique, les gneiss anatectiques et même certains granites (Champagnac-le-Vieux) on est tenté de voir dans ce phénomène l'expression d'une phase métamorphique hercynienne tardive (métamorphisme livradois de F.-H. Forestier, 1961) essentiellement thermique, centrée à l'Est de la carte sur le granite de la Chaise-Dieu et ses environs.

Le dernier argument qui conduit à individualiser les gneiss à biotite et sillimanite en une véritable formation géologique est que, contrairement aux gneiss anatectiques qui leur sont assez proches lithologiquement, ils ne contiennent pas d'enclaves autres que des péridotites serpentinisées. Donc les boules granulitiques basiques ou calciques y sont inconnues et aucune relique de gneiss granulitiques à disthène n'y a été décelée à ce jour.

Pour expliquer la position anormale des formations à reliques granulitiques (gneiss anatectiques et Groupe leptyno-amphibolique) sur un ensemble mésozoonal (gneiss à biotite et sillimanite) l'hypothèse d'un chevauchement a été proposée (voir notice et schéma structural). La localisation de la surface de charriage impliquerait qu'une partie des gneiss à biotite et sillimanite soit allochtone, et il se trouve en effet que cette zone correspond, soit aux domaines de gneiss mobilisés et tectonisés, soit, dans le quart sud-ouest de la carte, à un domaine limité à son plancher par un alignement de massifs de péridotites serpentinisées (J.-P. Burg, 1977).

ζγ. **Orthogneiss du Ceroux.** Cette unité pétrographique et structurale doit son nom à celui d'une localité située sur la feuille contiguë de Langeac, et également à celui d'un ruisseau (le Celoux ou le Ceroux) qui la traverse (*). A de rares exceptions près (voir ci-dessous) il s'agit d'un ensemble homogène d'aspect granitique, d'une couleur gris bleuté, à grain moyen, dont l'altération en boules peut conduire à des paysages chaotiques. Au cœur du batholite la texture est très peu orientée, à sa périphérie ou le long des accidents cassants une foliation apparaît nettement. Celle-ci est d'orientation variable et par sa disposition concentrique souligne la structure en dôme de cet orthogneiss. En revanche, sur l'ensemble du massif, les linéations minérales restent grossièrement Est-Ouest et peu pentées. Le contact nord de l'orthogneiss avec les gneiss à biotite et sillimanite sus-jacents est largement affecté par des plis décimétriques en chevrons parfois spectaculaires (Roche-Sauve) et attribués à une phase III de déformation souple.

(*) Seul le nom *Ceroux* apparaissant sur la carte Brioude à 1/50 000, c'est lui qui a été conservé dans le texte de cette notice.

Minéralogiquement, ce métagranite à tendance calco-alcaline est composé de quartz, orthose, oligoclase, biotite et minéraux accessoires, le grenat peut être présent et la sillimanite se développe en nodules dans les zones les plus déformées (au Nord du batholite).

A la périphérie du massif et plus particulièrement dans le diverticule qui se développe à l'Est sur la feuille Langeac (voir schéma structural), on peut observer (par exemple à la limite sud de la carte, au bord de l'Allier) une variation de taille du grain de la roche, qui devient alors très massive et finement granoblastique ; cet aspect est interprété comme un faciès de bordure de l'ancien batholite intrusif dans les séries environnantes (*).

On notera également que dans ce même diverticule (sur la feuille Langeac) il existe d'anciennes formations gabbroïques actuellement amphibolitisée.

Formations intrusives

γ^{12} . **Leucogranites (*sensu lato*)**. Ces roches se présentent en filons d'épaisseur très variable (de quelques centimètres à plusieurs mètres, voire dizaine de mètres). Ils sont nettement intrusifs et recoupent les formations métamorphiques quelles qu'elles soient ; néanmoins leur abondance est plus grande dans l'ensemble des gneiss anatectiques où ils peuvent former de petits massifs. L'orientation des filons souligne souvent les principales directions de la tectonique cassante.

Ce sont des roches claires, classées chimiquement dans les granites alcalins, pauvres en mica et dans lesquels biotite et muscovite sont associées au quartz, microcline, albite-oligoclase et minéraux accessoires variés. Parmi ces derniers, outre le zircon, l'apatite et les minerais, on peut signaler suivant les affleurements : grenat, cordiérite ou andalousite γ_a^{1-2} qui est de loin le minéral aluminé le plus répandu. La dumortière est signalée (la Vernède) mais reste exceptionnelle.

En l'absence de datations absolues, l'âge de ces granites est inconnu ; on constate simplement que la mise en place des filons est postérieure (et sans doute liée) à l'anatexie régionale et antérieure aux derniers événements métamorphiques (métamorphisme livradois à chlorite-séricite).

γ^2 . **Granite de Champagnac-le-Vieux**. Ce granite, situé à la limite nord-est de la feuille, est un laccolite d'orientation NW—SE qui affleure principalement sur le territoire de la feuille Saint-Germain-Lembron. La tradition géologique locale qui en fait un granite aurait tout aussi bien pu retenir le terme d'orthogneiss pour dénommer ce métagranite tectonisé. Il s'agit en effet d'un granite calco-alcalin à tendance monzonitique à structure initialement porphyroïde, fortement orientée par les contraintes tectoniques. Ses contacts avec les gneiss anatectiques encaissants affleurent mal et l'on constate que sa masse principale est auréolée d'un lacs de filons plus leucocrates et localement tourmalinisés.

Minéralogiquement, ce granite est formé de quartz, oligoclase, phénocristaux de microcline, myrmékite, biotite et minéraux accessoires ; la muscovite est

(*) La datation par la méthode Rb/Sr de cet orthogneiss a donné 406 ± 20 M.A. et est interprétée comme la mise en place du granite (8^e R.A.S.T., p. 41).

secondaire et la partie orientale du massif est affectée par le métamorphisme livradois à chlorite-séricite.

C'est un granite intrusif, syntectonique ; il contient des panneaux décamétriques de terrains encaissants, ce qui a permis de lui attribuer un âge hercynien précoce (F.-H. Forestier, op. cit.).

Formations sédimentaires

Permo-Carbonifère

h5. **Stéphanien. Grès, conglomérats et schistes houillers.** Série continentale puissante de quelques centaines de mètres : conglomérats, schistes et grès, couches de charbon, avec quelques épisodes éruptifs locaux. C'est le terrain houiller du bassin de Brassac dont quelques prolongements vers le Sud apparaissent sur la feuille Brioude, notamment à Lamothe et à Lugeac (voir sondages).

h-r. **Permien ? Grès et conglomérats d'Allevier.** A 4 km au Nord de Brioude, sur la rive droite de l'Allier, au lieu-dit la Crête Rouge, on remarque un petit lambeau de conglomérats rouge vineux surmonté de schistes et grès de la même couleur. Ils ne contiennent pas de charbon. On leur attribue un âge permien par simple analogie de faciès. On a aussi trouvé des roches rouges dans d'anciens puits des mines de Lamothe et de Lugeac.

Eocène

℘ **Paléosols** éocènes (et colluvions associées) : Sidérolitique. Formations décrites avec les formations superficielles : altérations du socle cristallin.

Oligocène

Le bassin de Brioude, dit encore Limagne de Brioude, est un fossé d'effondrement remblayé par des sédiments détritiques dans lesquels s'intercalent quelques niveaux carbonatés. Le sondage de Cohade, implanté à l'altitude de 415 m, a traversé 358 m de sédiments avant de toucher le socle constitué de sédiments houillers.

Bien que les formations du bassin de Brioude se rattachent vers le Nord (feuille Saint-Germain-Lembron) aux séries de la Grande Limagne, leur position stratigraphique est encore discutée. Elles étaient rattachées au Sannoisien par les anciens auteurs qui considéraient que devaient affleurer dans le bassin de Brioude les couches masquées plus au Nord par le Stampien. Cette conception s'appuyait, entre autres arguments, sur les Mammifères fossiles découverts à Bournoncle-Saint-Pierre. La révision des faunes de Vertébrés et de Mollusques tend à rajeunir la série brivadoise, qui pourrait se placer en équivalence avec celle du Lembron, dans le Stampien moyen.

Le bassin de Brioude a fait l'objet d'une étude sédimentologique par A. Desprairies (1963) qui a montré l'existence de deux séquences. La seconde, beaucoup moins importante que la première, constitue les hauteurs de Bournoncle, Laroche, Beaumont.

Les observations de A. Desprairies, confirmées dans les grandes lignes par les levés détaillés en vue de l'établissement de la carte à 1/50 000, établissent la succession suivante :

— à la base, sur les paléosols (*℘*, décrits dans la rubrique altération) reposent des argiles rouges plus ou moins sableuses, puis des argiles sableuses

bariolées qui passent à une puissante formation sablo-argileuse jaunâtre ou grise affleurant très largement ;

— dans un périmètre plus restreint (entre Arvant, Beaumont et Cohade), la formation précédente s'enrichit en nodules calcaires vers le haut de la série qui se termine par des marnes vertes ;

— la seconde séquence débute, elle aussi, par un niveau d'argiles rouges qui passe rapidement à une formation plus sableuse, beaucoup moins colorée que les bancs inférieurs ;

— la série se termine par un horizon calcaire ou calcaro-gréseux

Les unités cartographiques correspondent à cette lithostratigraphie mais des regroupements sont parfois nécessaires du fait de l'absence de repères au sein du détritique.

1^{re} séquence

g^{S1}. Sables et argiles. — gS. Ensemble détritique sablo-argileux indifférencié. Les argiles, les sables argileux constituent la plus grande partie du remplissage du bassin. Ces sédiments se signalent par des colorations rougeâtres, surtout près des bordures et à proximité des paléosols. Vers le Nord (faciès d'Arvant), ils deviennent plus jaunâtres.

A. Desprairies a montré que, d'une manière générale, la granulométrie décroît depuis les bordures en direction du centre du bassin, tandis que la teneur en illite augmente. La teneur en montmorillonite, qui varie en sens inverse de celle de la kaolinite, est d'autant plus élevée que le sédiment est plus sableux et plus riche en feldspaths. De telle sorte qu'au centre du bassin la montmorillonite disparaît presque complètement au profit de l'association illite-kaolinite.

g^{SC}. Sables argileux à nodules calcaires. La présence de nodules calcaires (notée par une surcharge) s'observe au Nord et à l'Est des affleurements marneux ou calcaires proprement dits (coupes de Peyssanges, de Largelier, etc.). La répartition est malaisée à suivre sur les versants nord et est où les colluvions prennent une certaine importance. Ce faciès n'est pas sans rappeler certaines formations du bassin du Puy.

g^M. Marnes. Des marnes vertes, par lesquelles se termine la première séquence visible du bassin, apparaissent sur les formations sablo-argileuses dans un secteur bien délimité autour de Laroche. Il est particulièrement facile de les observer au Nord de Laroche et tout autour de Montlaison. Selon les anciens auteurs, c'est dans ces marnes que la faune dite de Bournoncle-Saint-Pierre a été trouvée. Cette formation affleure peut-être à l'Est de Bard mais dans de mauvaises conditions. L'épaisseur est d'une dizaine de mètres.

2^e séquence

g^{S2}. Sables et argiles. De nouveaux bancs de sables argileux marquent le début de la seconde séquence. Dans le cadre de la cartographie, ils n'ont pu être délimités que dans le secteur de Laroche où leur position stratigraphique est parfaitement claire.

gC, gCk. Calcaires, grès, ensemble calcaro-gréseux indifférencié. Une dalle de calcaire massif de 5 à 10 m couronne les hauteurs de Laroche et de Montlaison marquant la fin de la séquence sédimentaire, actuellement visible, du bassin de Brioude. Le même calcaire, autrefois activement exploité, affleure à l'Est de Bard (les Chauffours) à la faveur du pendage général vers le Nord-Est, mais aussi en raison d'accidents cassants. En fait, comme tous les calcaires de

la région, celui-ci contient presque toujours des grains de quartz et la teneur en silice peut s'élever au point que la roche devient alors un grès calcaire. Cette évolution s'observe en particulier vers le Sud-Est (affleurements de Beaumont).

Formations volcaniques néogènes

Les formations volcaniques du Brivadois appartiennent à trois provinces volcaniques : Margeride, Devès, Limagne.

Par analogie de position et de composition on peut rattacher au volcanisme de Limagne les appareils volcaniques situés au Nord de Brioude et associés au fossé cénozoïque. Le volcanisme du Sud-Est de la feuille constitue l'extrémité nord du Devès, prolongée par quelques satellites en relation avec le réseau de faille N.NW-S.SE. Les appareils volcaniques du quadrant sud-ouest sont plus difficiles à classer. Sa proximité géographique fait ordinairement rattacher le volcan du Chapelas au Cézallier. En raison d'un contraste pétrologique avec les laves du Cézallier les plus proches (ankaramitiques) et d'une similitude de direction d'épanchement nous préférons relier ce volcanisme ainsi que celui du Pié de la Vergueur au petit district de la Margeride.

A l'Est et au Nord, l'écoulement des laves a été essentiellement commandé par l'existence des fossés de Brioude et de Paulhaguet.

Au centre et au Sud de la carte, l'ancienne vallée de l'Allier a attiré les coulées de Senèze, de la Popie et un épanchement du volcan du Pié de la Vergueur, l'autre coulée importante de ce volcan a une polarité qui semble commandée en partie par le fossé de Brioude.

Enfin, à l'Ouest, le volcan de Chapelas développe de longues coulées Sud-Nord qui bifurquent à partir des Martres vers la vallée de l'Allagnon.

La nomenclature des laves utilisée a été développée par R. Maury (1976). Au sein des basaltes alcalins, les basanites se distinguent par leur taux de néphéline virtuelle supérieur à 5 % (D.R. Mac Donald et T. Katsura, 1964 ; D.-H. Green et A.-E. Ringwood, 1967). Les basanites du Brivadois n'ayant pas de néphéline exprimée minéralogiquement sont en toute rigueur des basanitoïdes.

β^2 H. Hawaïite. Ces laves constituent les coulées de Lubilhac provenant du volcan du Chapelas. Elles se distinguent par la présence de phénocristaux abondants de plagioclase An65 ; augite verdâtre et olivine sont également présentes. La pâte recèle une importante fraction feldspathique, accompagnée éventuellement d'un peu de biotite et plus rarement de verre abondant (Le Pay).

L'ultime sortie de lave occupant encore la cheminée du volcan du Pié de la Vergueur est également une hawaïite. On y distingue en plus des plagioclases, des phénocristaux d'une amphibole brune de type kaersutite. La tendance vers ce terme plus évolué se distingue déjà dans l'analyse chimique du basalte alcalin formant la coulée de Lorillot à Florat. L'âge de ces hawaïites est indéterminé.

$^1\beta^2$. Basanites à position stratigraphique imprécise. Ces basanites ont ici de très nettes affinités ankaramitiques et contiennent toutes des nodules de périclase. Elles présentent fréquemment une altération en coup de soleil ce qui confirme habituellement la présence d'alcime dans la pâte. Leur indice de coloration est voisin de 70 et leur pourcentage de néphéline virtuelle, toujours supérieur à 5 %, atteint jusqu'à 12.5 % à la baraque des Laniers sans que cette néphéline soit exprimée. Classiquement ces basaltes contiennent des phénocristaux d'olivine et d'augite zonée. La pâte a une structure microlitique banale où clinopyroxène, labrador, ilménite et magnétite sont constants.

La basanite des dykes de Laroche (β^2) se distingue par une grande quantité de carbonate secondaire, des olivines se transformant en un mélange de chlorite et de calcite et une structure devenant localement doléritique. Cet ensemble de caractères dénote une influence importante des sédiments encaissants.

La rubéfaction du socle ou la cuisson de sédiments sous-jacents par les effusions basaltiques est fréquente ; elle est spectaculaire à la baraque des Laniers où des argiles sous-basaltiques de près d'un mètre de puissance sont prismées au contact de la coulée.

$2\beta^2$. Basanites récentes (post-villafranchiennes). Ces basanites ne se différencient des précédentes que par leur position chronologiquement précisée par des sédiments datés sous-jacents. C'est le cas des coulées terminales du Devès au Sud-Est de la carte et de la coulée morcelée par l'érosion suivant les vallées du Doulon et de la Senouire près de Domeyrat. Cette dernière coulée est rattachée par G. Devis (1968) au volcan du Puy de Liotour près de Berbezit. Ce même auteur considère les volcans et coulées adjacentes de la Popie et de Lamothe comme quaternaires. Dans les deux cas en effet les coulées basaltiques reposent sur des terrasses alluviales situées à 35 ou 40 mètres au-dessus de l'Allier. Si ces terrasses ne sont pas datées directement, on peut remarquer avec G. Devis que les terrasses de l'Allier les plus proches, datées du Villafranchien par leur faune, sont en amont (Chilhac, feuille de Langeac) comme en aval (Perrier, feuille Saint-Germain-Lembron) à des altitudes comprises entre 90 et 130 mètres au-dessus de la rivière ; les terrasses de Chantel et de Lamothe sont donc largement postérieures. Le volcan de Lamothe serait ainsi l'expression d'une des plus récentes manifestations volcaniques de la Limagne. Ses coulées présentent un caractère sous-saturé accusé avec une moyenne de 15 % de néphéline virtuelle.

La rubéfaction du socle ou de sédiments sous-jacents s'observe bien au volcan de Lamothe et dans la carrière de Valette près de Domeyrat.

$br\beta$. Brèches basanitiques intrusives. Elles constituent uniquement des affleurements ponctuels dans la région proche de Saint-Didier-sur-Doulon : à la Vernède et près de Souvy. Ces intrusions sont constituées de scories noires plus ou moins soudées et non litées. Des smectites leur sont intimement associées et de nombreux blocs de socle rubéfié y sont dispersés. Une brèche intrusive est associée au neck basaltique de Mongebrou. Il est possible qu'elle fut utilisée à la fabrication des sarcophages déposés en ce lieu.

$br\beta^M$. Brèche basaltique de maar. Deux appareils volcaniques sur la feuille Brioude méritent l'appellation de maar : Senèze et Alleret. Ces appareils sont caractérisés par des caldeiras circulaires de dimensions importantes et démesurées par rapport à la quantité de matériel émis. Ce matériel ne constitue qu'un rempart circulaire surbaissé ou même seulement quelques placages sur les parois de la caldeira alors formée de socle. On considère habituellement que ce volcanisme à dominante explosive est de nature phréatomagmatique.

Les deux types de dépôt résultant du dynamisme explosif particulier aux maars (C. Camus, 1975) s'observent à Senèze dans la carrière de la Jeune Pireyre : les couches inférieures non classées correspondent aux explosions en déferlantes basales tandis que les parties supérieures et les tufs de la carrière de la Vieille Pireyre lités et granoclassés correspondent aux retombées aériennes puis aux projections stromboliennes postérieures.

Les brèches basales contiennent des fragments de socle en grande quantité. On y reconnaît des migmatites gneissiques et de nombreux cristaux de grenat. Ces xénocristaux sont de deux sortes : les uns mal formés et riches en almandin proviennent des gneiss environnants, les autres sub-automorphes, à teneur élevée en pyrope (22 %), proviennent du démantèlement d'enclaves catazonales, reliques au sein des migmatites, ou ramonées à grande profondeur.

Les maars d'Alleret et de Senèze présentent des appareils stromboliens et des manifestations effusives postérieures à la formation des caldeiras. A Senèze, une mylonite calcédonieuse, visible notamment dans le monolithe des Rouleyres, manifeste en relief l'existence d'une faille circulaire marginale. Du point de vue tectonique on remarque que le maar d'Alleret flanque le grand accident N.NE de Salzuit tandis que celui de Senèze marque la bifurcation des champs de failles respectivement NW et N.NE.

FLv. Alluvions fluvio-lacustres villafranchiennes. — β F. **Brèche fossilifère de Senèze.** La dépression du cratère d'explosion (maar) de Senèze présente un remplissage d'origine lacustre qui affleure jusque vers la cote 625 et qui est connu par un sondage implanté à 590 m d'altitude. Ce forage exécuté en 1965 a traversé 174 m de sédiments avant de toucher le socle. Les couches inférieures, sur une soixantaine de mètres, sont constituées par des sables grossiers, des argiles et des brèches dont la matrice argileuse enrobe fragments de socle et roches volcaniques. Au-dessus, et sur environ 114 m, alternent des sables et des argiles avec de petits lits blanchâtres riches en Diatomées. Plusieurs niveaux sont fossilifères (empreintes de Plantes, Algues, Invertébrés, Poissons, etc.). Les sables et graviers qui affleurent au-dessus de la cote 590 ont livré une faune de Mammifères (*E/ephas meridionalis*, *Equus stenorhis*, *Rhinoceros etruscus*, Cervidés, Antilopes, etc.) qui rangent ces formations lacustres dans le Villafranchien. Le gisement de Senèze a fait l'objet de nombreuses études (M. Boule, 1892 ; H.-G. Stehlin, 1923 ; S. Schaub, 1943 ; P. Bout, 1960 ; P. Grangeon, 1962 ; A. Ehrlich, 1968 ; H. Elhai, 1969).

β B. **Tufs basanitiques stromboliens.** Peu consolidés, ces tufs constituent des volcans ponctuels. La morphologie de l'appareil est parfois conservée comme au volcan de Lamothe ou partiellement visible au Puy de Liotour et au Suc Montpinoux dont on soupçonne l'égueulement des cratères. Ces tufs sont constitués de scories noires à rougeâtres en strates inclinées de 25 à 30°. Les bombes en fuseau y sont fréquentes (la Popie, Suc Montpinoux). Des blocs de socle éventuellement *bûchitisés* sont fréquents et même abondants et de grande dimension au volcan du Pié de la Vergueur (*bûchite* : roches crustales fondues partiellement).

β C. **Intrusions.** Comme les volcans, les intrusions sont associées aux champs de failles. La plupart sont de petites dimensions, elles peuvent être associées aux volcans : Pié de la Vergueur (dyke et sill) ou isolées : Laroche, Saint-Illize (dyke, neck). Cette dernière intrusion bien dégagée par l'érosion est spectaculaire ; le basalte qui la constitue est riche en enclaves de socle superficiel. Ce neck est formé de venues successives de laves disposées en cônes emboîtés et évasés à ouverture vers le haut.

Les intrusions et les directions des dykes s'alignent en général sur le réseau N.NE et NW des fossés de Paulhaguet et de Brioude.

Basanites à position stratigraphique non déterminée (β^2)

- 1 - Dyke entre Courteuges et Chazelle-Haut. Volcan de la Vergueur.
- 2 - Coulée entre Lorillot et Artiges. Volcan de la Vergueur.
- 3 - Neck près de Tavernol.
- 4 - Basalte dans la brèche de Senèze. Carrière de la Jeune Pireyre.
- 5 - La baraque des Laniers.
- 6 - Pic de Charentis.
- 7 - Laroche (*) (total comprenant 1,00 % de CO₂ inclus dans H₂O⁺).

Analyses 1-7, in G. Devis, 1969.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	43,40	45,10	43,00	44,00	41,90	44,40	41,00
TiO ₂	2,85	2,50	2,85	2,80	2,85	3,10	2,50
Al ₂ O ₃	11,00	11,25	10,20	14,20	15,95	12,75	11,30
Fe ₂ O ₃	5,00	7,75	6,05	7,40	5,55	8,70	9,30
FeO	7,25	5,50	6,50	5,80	7,55	5,80	4,00
MnO	0,15	0,15	0,15	0,10	0,19	0,15	0,15
MgO	13,70	10,00	12,70	8,40	8,45	8,80	10,10
CaO	9,90	10,25	9,80	10,50	9,80	10,25	11,45
Na ₂ O	3,35	3,65	3,30	3,20	4,30	3,65	3,15
K ₂ O	1,45	1,65	1,05	1,55	0,85	1,70	1,45
P ₂ O ₅	1,90	1,50	1,95	1,20	0,70	1,10	1,50
H ₂ O ⁺	0,80	0,40	1,90	0,65	1,10	0,00	3,95
H ₂ O ⁻	0,20	0,10	0,20	0,05	0,95	0,10	0,90
Total	100,95	99,80	99,75	99,85	100,05	100,50	100,75 (*)

Basanites post-villafranchiennes (${}_2\beta^2$)

- 8 - Point côté 930, 800 m au Nord-Est de la Fagette.
- 9 - Chausseloup, entre Senèze et Domeyrat.
- 10 - Chantel.
- 11 - Coulée des Greises entre Lamothe et Agnat.
- 12 - Vallée sous la carrière, près du château des Greises.
- 13 - Carrière près des Greises.

Analyses 8 à 10 et 13, *in* G. Devis, 1969 ; analyses 11-12, *in* J.-P. Marty, 1965.

	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	43,30	44,00	43,75	42,55	41,60	43,00
TiO ₂	3,15	2,50	3,25	1,60	1,50	2,25
Al ₂ O ₃	11,75	12,85	10,15	13,70	12,10	12,05
Fe ₂ O ₃	7,45	7,35	8,45	6,90	6,45	7,20
FeO	5,80	5,35	6,00	7,25	7,45	7,10
MnO	0,15	0,15	0,15	0,10	0,20	0,15
MgO	12,00	11,05	12,00	9,90	11,35	10,85
CaO	10,75	10,00	10,85	11,00	12,90	11,20
Na ₂ O	3,35	3,75	3,10	4,25	4,35	3,80
K ₂ O	1,40	1,60	1,30	2,05	1,50	1,35
P ₂ O ₅	0,70	1,50	0,80	0,80	0,60	0,60
H ₂ O ⁺	0,30	0,00	0,40	0,00	0,00	0,00
H ₂ O ⁻	0,40	0,15	0,40	0,10	0,10	0,20
Total	100,50	100,25	100,60	99,75	100,10	99,75

Hawaiite (β^2H)

14 - Coulée des Martres.

Analyse *in* A. Thonat, 1966.

	14
SiO ₂	49,40
TiO ₂	1,65
Al ₂ O ₃	15,30
Fe ₂ O ₃	6,10
FeO	6,10
MnO	0,15
MgO	6,30
CaO	8,80
Na ₂ O	3,90
K ₂ O	1,50
P ₂ O ₅	0,70
H ₂ O ⁺	0,00
H ₂ O ⁻	0,60
Total	100,50

Formations superficielles

Sous le terme formations superficielles sont regroupées les altérations, les colluvions et les alluvions, lesquelles, dans la plupart des cas, ne peuvent être présentées selon l'échelle stratigraphique. Tout au plus, les alluvions se prêtent-elles à une chronologie relative. Les unités cartographiques sont définies en fonction de la lithologie ou de la mise en place des formations. A l'échelle de la carte, il s'agit le plus souvent d'ensembles ou de complexes de formations.

La genèse et la répartition des formations superficielles sont directement liées au façonnement du paysage depuis la fin du Tertiaire. En dépit de leur épaisseur généralement faible, elles revêtent parfois une certaine importance, dans les problèmes d'aménagement par exemple.

Formations dérivées du socle cristallin

A. Altérations in situ. Les roches du socle sont représentées par des teintes vives (ensembles peu altérés) ou une teinte plus pâle (ensemble d'altération indifférencié). Cette distinction procède d'une certaine généralisation à partir des données ponctuelles du lever. D'une manière générale, les roches altérées correspondant au relief modéré des interfluvies tandis que les roches saines affleurent dans les entailles récentes où les arènes ont disparu.

Pour ce qui concerne les formations du socle, deux modes d'altération *in situ* sont à noter :

— pour les péridotites (plus ou moins serpentinisées), les différents massifs sont moins altérables que les roches qui les encaissent, aussi ont-ils tendance à rester en relief et ne présentent que peu ou pas de sol associé. Au demeurant, la végétation y est rare et clairsemée et quelques espèces végétales sont cantonnées au-dessus de 700 m de ces roches magnésiennes (telle la fougère *Nothlaena marantae*) ;

— les gneiss anatectiques à biotite-grenat-sillimanite et les gneiss granulitiques à disthène comportent une zone d'altération (des feldspaths essentiellement) d'épaisseur variable, constituant une sorte d'arène friable, de teinte gris brunâtre, assez caractéristique.

P. Paléosols éocènes et colluvions associées (« sidérolithique »). Parfois abusivement désignés sous le terme de latérite dans certains textes, les paléosols de cette région s'apparentent à des sols ferrugineux tropicaux. Leur couleur, dans les tons de rouge, et la continuité de certains affleurements ont attiré depuis longtemps l'attention. Ils se situent en bordure du bassin, contre le socle cristallin, esquissant un paléorelief perturbé par les accidents cassants du Tertiaire. Enfouis sous les formations oligocènes, ces paléosols ont été exhumés par l'érosion et soumis à nouveau aux processus de désagrégation et de colluvionnement.

Les études détaillées (A. Desprairies, 1963 ; M. Deschamps, 1973) décrivent un profil-type d'altération qui peut se résumer de la manière suivante, de bas en haut :

— roche cristalline à structure conservée, altération des tectosilicates avec apparition de kaolinite ; les affleurements ont une teinte blanchâtre ;

— formation tachetée rouge-blanc, à structure initiale encore plus ou moins visible, minéraux non reconnaissables : tous les micas ont disparu, la kaolinite et les oxydes de fer deviennent prépondérants ;

— formation rouge violacé, argileuse et compacte, où toute structure de la roche initiale a disparu ; les minéraux de néoformation sont sensiblement analogues à ceux de l'horizon précédent ;

— formation plus ou moins concrétionnée, à pisolithes brun-rouge, parfois aspect de cuirasse, habituellement regardée comme une zone de dégradation ou de lessivage superficiel ; la goëthite est le constituant essentiel.

L'absence d'hydrates d'alumine et les autres caractères de ce profil rapprochent bien ces formations des sols ferrugineux des régions tropicales où alternent saisons sèches et saisons humides. Le contexte régional tend à les situer à l'Éocène. Tronqués par l'érosion quaternaire, les affleurements ne présentent pas toujours un profil complet et, en surface, les colluvions oblitèrent en partie ces paléosols que l'échelle de la carte ne permet pas de différencier.

CζM, Cζ¹. **Arènes déplacées.** Des formations arénacées contenant de petits blocs anguleux du socle recouvrent divers glacis souvent situés en bordure des bassins oligocènes. Elles masquent généralement le socle, mais peuvent s'étendre sur les alluvions anciennes (rive droite de l'Allier) ou sur les sédiments tertiaires. Il s'agit d'arènes plus ou moins argileuses auxquelles se mêlent des biocailles résiduelles dont la nature lithologique révèle la proche origine. L'absence de coupe nuit à une meilleure connaissance de ces formations sur lesquelles sont implantées des cultures, notamment des vignes. La morphologie autant que la composition observée en surface ne sont pas sans évoquer les formations à blocs, d'origine péri-glaciaire, reconnues par ailleurs dans la région (feuille Saint-Germain-Lembron).

Çà et là sur le socle, de petites concentrations de matériaux grossiers allochtones, surtout représentés par des blocs de quartz aux arêtes plus ou moins émoussées, traduisent des phases d'érosion ancienne mais leur caractère extrêmement sporadique exclue leur représentation systématique. Néanmoins, les plus importantes formations de ce type rencontrées sur la feuille ont fait l'objet d'un figuré (cf. vers Chassagnes dans le bassin de Paulhaguet) ou bien ont été intégrées aux formations RC (cf. *infra*).

Formations dérivées des roches volcaniques

Cβ. **Colluvions (blocs et matériaux d'altération).** Autour des appareils et des coulées volcaniques, les versants présentent des colluvions et en particulier des formations à blocs dont l'épaisseur et l'extension sont suffisamment importantes pour masquer complètement le socle ou les sédiments sous-jacents. Constituées pour l'essentiel par des fragments basaltiques de taille variable, ces colluvions ont une matrice argileuse ou sableuse pouvant résulter partiellement de l'altération des roches volcaniques mais souvent empruntée à d'autres formations (arènes, sédiments tertiaires, etc.). La mise en place doit sans doute beaucoup à la solifluxion dans des conditions climatiques froides.

Formations dérivées des roches sédimentaires

CgS, CgC. **Colluvions sablo-argileuses ou argilo-calcaires.** En l'absence de critères sûrs permettant de séparer les colluvions sableuses des sédiments en place de même nature, cette distinction est simplement suggérée par une notation ponctuelle (CgS). Toutefois, dans le secteur de Bournoncle où affleurent des bancs calcaro-gréseux, la couverture colluviale, indirectement mise en évidence par les difficultés d'observation, prend un caractère particulier dû à la composante calcaire. Sous la notation CgC sont représentées des colluvions de composition mixte (sablo-argilo-calcaire), dérivant des niveaux supérieurs de l'Oligocène de ce secteur.

« Complexes » de formations

RC. Colluvions résiduelles. Sans être nécessairement contemporaines, les formations regroupées sous cette rubrique ont des caractères communs, du point de

vue lithologique et morphologique notamment. Constituées essentiellement par des matériaux provenant du socle, elles se superposent à celui-ci ou bien se placent immédiatement en marge, en bordure des bassins. L'épaisseur est souvent faible, quelquefois même inférieure au mètre ; leur figuration est néanmoins justifiée par l'intérêt qu'elles présentent dans l'évolution du relief. Quelques exemples précis illustrent la variété des cas.

Près des Martres (commune de Lubilhac), s'observe un complexe résiduel comprenant : le socle altéré surmonté d'une couverture argilo-limoneuse dérivant des roches métamorphiques et renfermant de petits blocs peu émoussés de ces mêmes roches ainsi que du quartz blanc. Sous la même notation sont représentés des paléosols, des argiles, des argiles sableuses apparaissant au Sud de Lubilhac sous les coulées volcaniques et sur certains glacis.

Au Nord de Talairat (commune de Saint-Beauzire), sur la route de la gare, un cailloutis de quartz et, accessoirement, de roches dures du socle, s'étale sur une étroite surface comprise entre 630 et 650 m d'altitude. Ces matériaux grossiers, peu usés, à matrice argilo-sableuse, évoquent plusieurs processus de colluvionnement et de concentration. Ils peuvent correspondre à des dépôts inactuels de bas-versants ou de fonds de vallons (notations C1, C2, cf. *infra*).

Au Sud de Brioude, le promontoire de la croix des Trois Frères présente des matériaux du socle, des arènes et des argiles. Il s'y adjoint sans doute des résidus de cônes de déjection démantelés, voire même des vestiges alluviaux de l'Allier. Ces divers constituants se distinguent mal les uns des autres.

Ainsi, l'unité cartographique RC peut comprendre des termes proches des arènes déplacées ou des résidus de déjection. Il convient de signaler que nombre de ces formations, trop peu importantes et confondues avec les sols, n'ont pas été représentées.

C1, C2. Colluvions des bas-versants (C1) et des vallons (C2).

C-F. Colluvions et alluvions indifférenciées. Plusieurs bas-versants et de nombreux vallons offrent un complexe colluvial alimenté par toutes les autres formations. Les caractéristiques granulométriques, lithologiques et l'épaisseur varient beaucoup comme pour les colluvions RC. Par rapport à ces dernières, les colluvions C1 et C2 s'inscrivent dans un contexte morphologique plus récent (dernières phases froides du Quaternaire et périodes subactuelles).

Dans les vallées, ces colluvions passent, bien plus progressivement que ne le suggère un contour précis, à des formations présentant un début de classement puis à des alluvions. C'est aux termes intermédiaires et aux plages indifférenciées que s'applique la notation C-F.

Formations lacustres

FLv. Sédiments lacustres des maars de Senèze et d'Alleret : brèches, sables et argiles. Ces formations ont été décrites avec les formations volcaniques.

Formations alluviales (sables et graviers)

Les formations alluviales de l'Allier et, à un moindre titre celles de la Senouire, occupent une superficie importante de la feuille. A défaut de pouvoir dater avec précision les divers épisodes de creusement et de remblaiement, les alluvions sont classées selon une chronologie relative et regroupées de la manière suivante :

F, alluvions anciennes indifférenciées,
Fp-v, RFp-v, alluvions plio-villafranchiennes,

Fw, Fx, Fy, alluvions du Quaternaire moyen et supérieur,
Fz, alluvions actuelles et subactuelles.

La dégradation des nappes alluviales et les matériaux de déjection sont examinés à la suite.

F. Alluvions anciennes indifférenciées. Des lambeaux d'alluvions ont été notés simplement F chaque fois que leur isolement ne permettait pas leur rattachement certain à l'une ou l'autre des nappes alluviales définies par ailleurs.

Fp-v. Alluvions plio-villafranchiennes. Cette désignation groupe des alluvions dont l'état de dégradation aussi bien que le contexte morphologique montrent clairement l'appartenance à des cycles antérieurs aux grandes nappes Fw et Fx-Fy.

Tels sont les sables et graviers sur lesquels reposent les coulées basaltiques dans les environs de Paulhaguet, en particulier à Couteuges. Ces formations fluviatiles, connues dans la littérature sous le nom de Sables à Mastodontes (P. Bout, 1973), ont livré par ailleurs (feuille Langeac) une faune typique du Villafranchien.

Une autre formation sablo-argileuse, de teinte jaunâtre, riche en matériaux siliceux grossiers se développe sur la rive droite de l'Allier, à l'Est de Fontannes, masquant Oligocène et Houiller. La surface prolonge celle de la nappe Fw, bien que celle-ci soit emboîtée dans l'ensemble Fp-v et se reconnaisse aisément du fait de la présence de galets de basalte. La puissance est de l'ordre de 12 à 15 mètres (14 m au puits de Lamothe ; 11 m à celui dit de Fontannes, sous 3,3 m d'alluvions Fw).

Fw, Fx, Fy. Alluvions du Quaternaire moyen et supérieur. Ces alluvions se caractérisent par la présence de galets basaltiques, absents dans les formations plus anciennes, ainsi que par un modelé assez net. La nappe Fv, reconnue sur la feuille Saint-Germain-Lembron, ne semble pas avoir laissé de traces sur celle de Brioude. Par contre, d'importants lambeaux de la nappe alluviale Fw subsistent sur la rive droite et sur la rive gauche de l'Allier formant une terrasse assez constante dont la surface se situe vers 455-460 m en amont et 440-445 m en aval.

Moins bien conservée, la nappe Fx s'observe entre la ville de Brioude et Largelier. Un talus d'une dizaine de mètres, à la faveur duquel affleurent parfois les sables et argiles oligocènes, marque l'emboîtement de la nappe Fy qui forme une plaine alluviale de près de 2 km de largeur.

L'épaisseur des alluvions varie entre 10 et 15 mètres.

Fz. Alluvions actuelles et subactuelles. Emboîté dans la nappe alluviale Fy, un chenal plus ou moins large et régulier représente l'ultime creusement de l'Allier. Les matériaux grossiers proviennent du démantèlement des alluvions antérieures et voisinent avec des chenaux ensablés ou limoneux dessinant d'anciens lits.

Pour les affluents de l'Allier, les alluvions Fy et Fz sont souvent indifférenciées et notées Fy-z.

J, RJ. Matériaux de déjection. De petits cônes de déjection se forment en bordure de la plaine alluviale au débouché de cours d'eau à régime torrentiel. Ces dépôts subactuels, rarement entamés par des coupes, peuvent être partiellement déblayés par les divagations récentes du cours d'eau qui leur a donné

naissance. Les matériaux de déjection consistent en blocs et sables peu usés arrachés au socle. Des matériaux analogues résiduels (RJ) s'observent dans la vallée de l'Allier et dans celle de la Senouire.

CF. **Résidus et colluvions d'alluvions.** La notation CF signale des formations de pente essentiellement alimentées par des alluvions et s'applique souvent à des glacis séparant les terrasses.

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

MAGMATISME- MÉTAMORPHISME- VOLCANISME

Les roches d'origine magmatique occupent une grande partie du territoire de la feuille Brioude. D'origine et d'histoire complexes, on note deux domaines :

— celui des orthogneiss, indubitablement d'origine magmatique (orthogneissification de granites), comme celui du Ceroux, au Sud-Ouest de la feuille $\zeta\gamma$ et quelques orthogneiss en lentilles isolées dans le Groupe leptyno-amphibolique ($\zeta\gamma_6$). Les roches basiques orthogneissifiées, comme les gabbros *flasésisés* associés aux amphibolites à saphirine, correspondent également à quelques activités magmatiques reprises dans des orogènes postérieurs. Il en va de même pour les divers types de péridotites orthogneissifiées et serpentinisées ;

— celui des granites et des granitoïdes correspondant pour la plupart à des différenciations anatectiques dans les gneiss à biotite et sillimanite. Les massifs (Champagnac-le-Vieux) et les filons (Vieille-Brioude) sont liés aux domaines les plus migmatitiques (diatexites à métatexites) des parties médianes et nord de la feuille. Diverses générations de granitoïde sont présentes et se sont mises en place à des conditions pression et température différentes. Quelques types sont sécants sur d'autres, plus anciens. Certains donnent des réactions spectaculaires avec les ultrabasites (cf. Péridotites à spinelles), d'autres, plus récents, ne présentent aucune réaction repérable sur le terrain. Enfin, beaucoup de granitoïdes clairs, à grain fin, contiennent en abondance de l'andalousite blindée dans du mica blanc.

L'histoire métamorphique des terrains de la feuille Brioude est à rapporter à celle du Haut-Allier (cf. Évolutions des idées) ; rappelons toutefois que c'est la découverte fortuite des premières reliques granulitiques indubitables qui permet d'entrevoir une histoire métamorphique plus complexe que celle qui avait été proposée jusqu'alors (F.-H. Forestier).

L'évolution rétro-morphique des paragenèses granulitiques et leur distribution au sein des terrains cristallophylliens permettent d'entrevoir qu'elles ont subi, dans le domaine des granulites (à $P_{H_2O} < P_{\text{solide}}$) (fig. 9) :

— un épisode dit de haute pression —haute température, durant lequel les paragenèses les plus granulitiques et les plus denses (éclogites, éclogitoïdes) ont été réalisées ;

— un épisode de haute température et de moyenne pression, avec apparition du plagioclase et de l'OPx dans les pyrigarnites ;

— un épisode de basse pression et température moyenne, avec apparition de minéraux hydratés (pœciliblastes de magnésio-hornblende brune, cordiérite magnésienne).

Ces reliques granulitiques sont alors banalisées en roches mésozonales, puis, éventuellement, dispersées par le jeu conjugué de la tectonique et de la migmatisation.

Une partie des terrains cristallophylliens de l'Est de la feuille a été, en outre, soumise à un épisode épizonal (zone à séricite + chlorite). Enfin, un épisode thermique de basse pression serait responsable du développement de certains minéraux (zéolites) dans les horizons favorables.

Les manifestations volcaniques (Pliocène—Quaternaire) correspondent à deux types de manifestations :

— un type explosif, phréato-magmatique, ayant donné naissance à des structures en maar (Alleret, Senèze) dont le développement est encore plus important sur la feuille le Puy ;

— un type intermédiaire, strombolien, dont les coulées et les brèches sont bien représentées.

Enfin, dykes et necks sont localisés près des appareils volcaniques importants ou isolés dans les gneiss (Saint-Ipize) ou la couverture sédimentaire (Laroche).

TECTONIQUE

Le territoire de la feuille Brioude recouvre deux grands ensembles géologiques :

— un ensemble effondré où affleurent des terrains non métamorphiques, peu ou pas déformés ;

— un ensemble cristallophyllien où les roches métamorphiques portent l'empreinte de déformations superposées et intenses.

Une étude microtectonique permet de rattacher ces ensembles à deux principaux épisodes de déformation. Les zones effondrées sont essentiellement dues à une tectonique cassante post-mésozoïque à quaternaire. Les terrains cristallophylliens résultent des phases de métamorphisme et de déformation rattachées à l'orogène hercynien.

Subdivisions structurales de la feuille

Les subdivisions correspondent assez bien avec les subdivisions lithologiques. Ce sont :

— les fossés d'effondrement appelés régionalement : Limagnes et représentés ici du Nord-Ouest au Sud-Est par les bassins de Lorlanges, Brioude et Paulhaguet. Ils sont limités par des failles dont le jeu a permis la subsidence de ces graben d'âge cénozoïque ;

— une unité chevauchante constituée du Groupe leptyno-amphibolique et des anatexites. Ces séries se distinguent par la présence de témoins granulitiques. Elles semblent donc avoir subi au moins un épisode de métamorphisme et peut-être de déformation supplémentaire par rapport aux autres séries métamorphiques ;

— une unité chevauchée constituée du dôme du Ceroux et des gneiss à biotite et sillimanite ; ces terrains ne montrent nulle part de reliques granulitiques.

Commentaires de la coupe générale

Une coupe interprétative (en marge de la carte) donne l'allure et les relations probables en profondeur des différentes unités structurales.

On y distingue les diverses unités lithologiques déjà décrites. Au Sud-Ouest, l'orthogneiss du Ceroux forme le cœur d'un anticlinorium dont le flanc nord

légèrement déversé semble pouvoir se suivre jusqu'aux failles bordières du bassin de l'Allier. La coupe particulièrement démonstrative, le long de l'ancienne voie ferrée de Brioude à Saint-Flour ne laisse aucun doute sur la position intermédiaire des gneiss à biotite-sillimanite sur l'orthogneiss (Sud de Verneuges) et sous l'ensemble Groupe leptyno-amphibolique—anatexites. Le contact progressif entre les gneiss et ce dernier ensemble présente en effet un pendage régulier vers le Nord (voir à Grenier, Faucon, Cerzat-du-Dragon), même si localement il devient vertical. Il s'agit alors d'une conséquence du déversement vers le Nord-Est de l'unité dite de Massiac (synforme : F.-H. Forestier, 1963 ; antiforme : F. Carme, 1974). Tous ces terrains sont découpés par de nombreuses failles dont seules les plus importantes peuvent être représentées. Ils doivent constituer le substratum de la Limagne : c'est le socle sur lequel sont déposés en discordance les terrains d'âge carbonifère, présents sous les terrains cénozoïques et préservés dans ce large fossé qui est la prolongation directe de la Limagne.

En poursuivant la coupe vers le Nord-Est on retrouve au-delà de ce fossé d'effondrement, les mêmes ensembles structuraux avec la même position et les mêmes relations, c'est-à-dire anatexites et Groupe leptyno-amphibolique sur les gneiss à biotite-sillimanite qui affleurent à la faveur d'un anticlinorium complexe de phase 3. La région à l'Est du bassin de Brioude constitue le flanc sud de ce repli et a un pendage général vers le Sud-Ouest. Il semble donc que l'on doive placer un fond synclinal sous le fossé de Brioude. Enfin, tout-à-fait au Nord (région de Laval-sur-Doulon), une disposition complexe du Groupe leptyno-amphibolique dans les anatexites s'interprète par des plis de phase 2 de grande ampleur affectant ces séries. Cette interprétation est également retenue dans la région de Saint-Didier-sur-Doulon (cf. fig. 10).

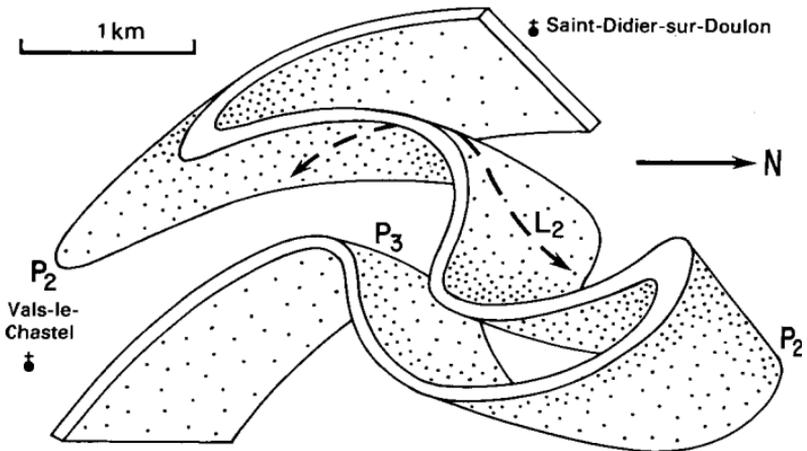


Fig. 10. — Diagramme de la région de Saint-Didier-sur-Doulon—Vals-le-Chastel (Nord-Est de la feuille). Style et relation des structures de phase 2 (plis isoclinaux P₂) et des structures de phase 3 (plis semblables P₃). Le plan représenté correspond à la base du Groupe leptyno-amphibolique, abstraction faite des failles.

Description des différentes microstructures rencontrées

Microstructures symmétamorphiques

- **Une foliation** (S) est présente dans tous les terrains cristallophylliens. Les limites lithologiques sont parallèles à ce plan de foliation qui est plus ou moins exprimé suivant le type de roche considéré. Ainsi, cette foliation est-elle régulière dans les gneiss à biotite-sillimanite ; elle moule des phénoclastes en certains points de l'orthogneiss du Ceroux ; elle prend enfin des allures flexueuses dans les anatexites où la remobilisation peut être telle que cette foliation est masquée (Domeyrat).

- **Des plis isoclinaux** (P₂) à charnières aiguës sont fréquemment observables. Dans les roches de faciès granulite, ils peuvent être oblitérés par une recristallisation alors postérieure à ces plis. Dans les autres terrains cristallophylliens (y compris l'orthogneiss où ils déforment des filons aplitiques comme près de Condros) ces plis sont en place bien que les charnières soient parfois isolées (D 52 au Sud de Ladignat). Les plis d'entraînement (chemin de Grenier à Faucon) ne sont qu'une variante de ces plis isoclinaux. On remarque que la foliation est parallèle au plan axial de ces plis. Une observation au microscope des charnières de ces plis isoclinaux montre qu'ils plissent une foliation qui leur est donc antérieure. Cette première foliation reste parallèle à la foliation générale dans les

flancs des plis. Ici donc, la foliation régionale est due à la superposition de deux foliations parallèles. On la note S_{1,2}.

- **Des linéations** (L) sont localement observables dans le plan de foliation. Il peut s'agir, soit :

- d'une linéation d'étirement (en particulier dans l'orthogneiss et dans certaines leptynites). Elle résulte de l'allongement de minéraux dans cette direction lors de leur déformation ;

- d'une linéation minérale, c'est-à-dire l'alignement dans le plan de foliation de minéraux de métamorphisme tels que disthène, sillimanite, micas.

Une observation plus détaillée permet de montrer que la linéation minérale et la linéation d'étirement (en dehors des granulites *s.l.*) ne sont que deux expressions d'un même épisode. En outre, sur certains affleurements favorables, on constate que ces linéations sont parallèles aux axes B des plis isoclinaux. Ces linéations et ces plis sont synchrones.

- **Du boudinage** est surtout facile à observer dans le Groupe leptyno-amphibolique où la différence de compétence entre les roches basiques et les gneiss encaissants favorise le développement de ce type de déformation. Plusieurs types de boudins peuvent être observés : charnières isolées (déjà citées), tronçons de niveau ayant une foliation interne parallèle à la foliation externe, tronçons ayant une foliation interne sécante à la foliation externe. Le boudinage résulte de plusieurs phases de déformation, d'où la très grande dispersion observée des boudins.

Microstructures post-métamorphiques

- **Des plis de type semblable** replissent toutes les structures décrites. Ces plis sont nombreux dans les gneiss à biotite-sillimanite (voir région de Saint-Illpize) et généralement déversés vers le Nord-Est. Rarement isolés, ils forment des cascades spectaculaires.

- **Une schistosité** (S₃) **de type pli-fracture** apparaît rarement ; elle est parallèle au plan axial des plis semblables.

• **Une linéation (L₃) de crénulation** est parallèle à l'axe de ces plis ; il s'agit du gauffrage du plan de foliation régionale.

Ces microstructures sont toutes post-métamorphiques, puisqu'elles affectent les minéraux de métamorphisme, et notamment les minéraux phylliteux.

Tectonique cassante

Cette rubrique concerne surtout des failles qui ont joué au Cénozoïque. En fait, ces failles réutilisent souvent des failles d'âge carbonifère et permien, développées lors d'un régime en compression (F. Arthaud et Ph. Matte, 1975).

Mais comme c'est le jeu le plus tardif qui est le plus facilement observable, nous les plaçons ici en régime de distension. Contrairement à ce que l'on pouvait attendre, les failles normales sont rares (failles à stries proches de la verticale, le plus bel exemple se trouve au Nord de Javauges).

La majorité des miroirs de faille observés (85 %) sont des miroirs de décrochement (striés de façon proche de l'horizontale) et le problème de savoir si les failles bordières des Limagnes ne sont pas des décrochements d'âge cénozoïque plus que des failles normales, comme on l'admet communément, est ainsi soulevé. Malheureusement aucun miroir strié soit en faille normale, soit en décrochement n'a pu être observé dans les terrains cénozoïques. Nous n'avons donc pas de preuve absolue quant au jeu coulissant de ces accidents au Cénozoïque. Par contre, on peut observer les stries proches de l'horizontale sur les miroirs des failles qui se prolongent dans le Cristallin (facilement accessible au Sud de Saint-Cirgues ou même à Allevier).

L'observation des critères de mouvement sur ces miroirs donne des résultats parfois contradictoires pour des failles de même direction, ce qui prouve que ces failles ont eu plusieurs jeux successifs et de sens opposés. Comme ces failles limitent aussi les bassins stéphaniens de cette région, il est difficile de séparer les mouvements tardi-hercyniens, ainsi suggérés, des mouvements cénozoïques qui oblitèrent les précédents, surtout lorsque ces failles rejouent en créant une brèche (Champaix). Quoiqu'il en soit, la population des décrochements démontre clairement une direction de compression N 40° E postérieure à une direction de compression nord-sud. La compression nord-sud est à l'origine des décrochements N 20-40° E sénestres et des décrochements N 140-160° E dextres. Ceux-ci sont réutilisés ou recoupés par des décrochements N 60-110°E sénestres et des décrochements N 150-20° E dextres dus à la compression N 40° E. Des failles normales peuvent s'expliquer par un épisode en distension probable au Cénozoïque, ce qui n'excluerait pas, d'ailleurs, des décrochements liés à cette phase. En effet, les stries donnent alors une direction de distension proche de N 80° E, clairement oblique à la direction cartographique des fossés de Lorlanges, Brioude et Paulhaguet. Le volcanisme et les structures associées pourraient être liés à cette distension. Cependant, la présence de dykes de direction proche du méridien (Laroche et au Sud de Ladignat) n'exclue pas un volcanisme dans un contexte en compression nord-sud.

Histoire tectonique proposée

La relation qui existe entre métamorphisme et phase de déformation est classiquement énoncée grâce à la détermination optique des minéraux anté-, syn- et post-tectoniques. En appliquant cette méthode (Zwart, 1960) avec les réserves de rigueur et compte tenu des microstructures décrites, on peut proposer l'ordre chronologique suivant :

- Une première phase en compression, dont le style et la direction restent inconnus, affecte toutes les séries métamorphiques. Son seul indice est la foliation plissée dans les charnières isoclinales. Les plis isoclinaux et la foliation dans les granulites pourraient être liés à cette phase ou lui sont antérieurs. La relation de cette (ces) phase (s) avec le (les) métamorphisme granulitique est encore inconnue.

- Une deuxième phase de déformation développe de façon symmétamorphique des plis isoclinaux (P_2) de direction initiale N 120° E. L'anatexis persiste un peu après cette compression. C'est pourquoi elle efface en partie la foliation (S_{1-2}) et les linéations dues à cette phase. La rétomorphose des roches granulitiques dans la mésozone est clairement favorisée par cette phase 2.

- Une troisième phase est à l'origine des plis semblables (P_3) et des structures anticlinoria et synclinoria de direction à peu près N 160° E, déversées vers le Nord-Est. La figure 10 montre les relations entre ces structures et celles de la phase précédente.

- Un métamorphisme de basse pression pourrait être lié à cette phase 3. Cependant, le métamorphisme livradois apparaît postérieur : les isogrades de ce métamorphisme recoupent les séries du Haut-Ailier et soulignent le caractère polymétamorphique d'une partie de ces séries.

- Une première phase cassante a initié des failles dont le jeu en décrochement a favorisé la formation de bassins où se sont déposés les terrains d'âge carbonifère et permo-carbonifère discordants sur les séries métamorphiques.

Par analogie avec les études tectoniques faites ailleurs dans le Massif Central, ces épisodes ont été rattachés aux phénomènes hercyniens *s.l.* (J.-P. Burg et Ph. Matte, 1978). L'érosion de cette chaîne a été rapide puisque dès le Stéphanien on retrouve des galets des séries métamorphiques environnantes et qu'au Permien elle est pénéplanée. La géomorphologie de cette région ne sera rajeunie qu'au Cénozoïque lors de la tectonique alpine. Décrochements, failles normales et phénomènes éruptifs semblent en effet devoir être rattachés à ce cycle. La formation des Limagnes associée au volcanisme cénozoïque et quaternaire, qui a fait la célébrité de l'Auvergne est de plus à mettre en relation avec le diapirisme du manteau.

Problème de l'existence d'un chevauchement dans cette région

Nous avons souligné la dualité entre Groupe leptyno-amphibolique—anatexites d'une part, et gneiss à biotite-sillimanite—orthogneiss du Ceroux d'autre part. Pour le premier ensemble on doit admettre :

- qu'il y a eu un ou plusieurs épisodes de déformations supplémentaires ;
- qu'il y a eu un ou des épisodes dans le domaine des granulites, inconnus jusqu'alors dans les gneiss à biotite et sillimanite ;
- que lorsque les autres séries étaient métamorphosées, cet ensemble subissait une fusion partielle et une rétomorphose générale.

Ces remarques tendent à placer ces séries plus profondément que les gneiss à biotite et sillimanite. Or les coupes *montrent que structurellement elles se placent au-dessus*. La tectonique tangentielle intense dans cette région permet d'invoquer une superposition tectonique en nappe pour expliquer cette inversion (F. Carne, 1974, J.-P. Burg, 1977). Cette nappe trouve sa confirmation dans l'étude des régions avoisinantes. Les cartes géophysiques (gravimétrie et magnétisme) montrent l'enracinement des séries leptyno-amphiboliques et ana-

tectiques au Nord-Est du Haut-Allier et leur caractère allochtone plus au Sud. La mise en place d'une telle nappe permettrait d'expliquer la superposition anormale des isogrades de métamorphisme dans les séries sous-jacentes.

En Haut-Allier, et plus particulièrement sur la feuille Brioude, la limite diffuse entre les deux ensembles est à rapprocher des caractères continus propres aux autres chevauchements profonds dans d'autres régions : la base du chevauchement serait située au niveau des péridotites qui semblent jalonner en grande partie cette limite à quelques centaines de mètres sous le Groupe leptyno-amphibolique. Le déplacement de la nappe s'est fait vers le Sud.

OCCUPATION DU SOL

SOLS, VÉGÉTATION ET CULTURES

Les différences d'altitude, d'exposition, d'humidité, de nature du sol, l'action de l'Homme créent des conditions favorables à l'existence de groupements végétaux variés. Il faut noter que, à l'abri des montagnes d'Auvergne, les précipitations annuelles descendent au-dessous de 700 mm de part et d'autre de la vallée de l'Allier. Cela explique la présence de la série du Chêne pubescent, avec des influences méditerranéennes très atténuées (l'Érable de Montpellier, absent du territoire de la feuille, existe non loin de là dans la vallée de l'Alagnon). On peut schématiser ainsi les principaux groupements végétaux :

- **Forêts.** Les chênaies (Chêne pubescent, Chêne pédonculé, Chêne sessile) et les pinèdes (Pin sylvestre) occupent la majeure partie des surfaces boisées. Parmi les espèces des chênaies, citons : *Luzula forsteri*, *Campanula persicaefolia*, *Deschampsia flexuosa*, *Teucrium scorodonia*. *Anemone nemorosa* (Anémone des bois), *Euphorbia dulcis* ; beaucoup plus localisés : *Cephalanthera rubra*, *Epipactis microphylla*. Les pinèdes, souvent riches en *Monotropa hypopitys*, n'ont guère d'espèces particulières, à part *Goodyera repens*.

Les sapinières et rarement les hêtraies l'emportent dans la partie la plus élevée, principalement vers l'Est de la carte. A quelques plantes des chênaies comme *Anemone nemorosa*, viennent s'ajouter : *Luzula nivea*, *Galium rotundifolium*, *Prenanthes purpurea*, *Lysimachia nemorum*, *Vaccinium myrtillus* (Myrtilles), de nombreuses Fougères. Les clairières se peuplent de : *Rubus idaeus* (Framboisier), *Epilobium spicatum*, *Sambucus racemosa* (Sureau à grappes), etc.

- Formations arbustives. Les fourrés et les landes remplacent souvent la forêt détruite ou préparent à sa reconstitution : *Prunus spinosa* (Prunellier), *Crataegus monogyna* (Aubépine), *Cornus sanguinea* (Cornouiller), etc. dans la plaine, *Sarothamnus scoparius* (Genêt à balais) ou *Calluna vulgaris* sur les coteaux, *Cytisus purgans* (Genêt purgatif) au voisinage des rochers.

- **Prairies et pelouses.** Elles se présentent sous de multiples aspects :

- prairies fraîches à *Arrhenatherum*, riches en plantes variées ;

- pelouses sèches, ordinairement acides avec : *Thymus serpyllum* s.l., *Helianthemum nummularium*, *Luzula campestris*, *Pulsatilla rubra* (Anémone pulsatille), *Saxifraga granulata*, parfois *Helianthemum guttatum*, etc ;

- pelouses calcicoles à Orchidées : *Ophrys sphecodes*, *O. fusca*, *O. scolopax*, *O. apifera*, *O. fuciflora* et *Bromus erectus*, *Hippocrepis comosa*, *Linum tenuifolium*, *Chlora perfoliata*, *Carex halleriana*, *Anacamptis pyramidalis*, *Orchis militaris*, *Orchis purpurea* ;

— prairie salée de Beaumont près de Brioude avec quelques espèces nettement halophiles : *Puccinellia distans*, *Spergularia marginata*, *Trifolium maritimum*, *Carex divisa*, *C. distans*, *Bupleurum tenuissimum*, etc. ;

— prairies humides de montagne avec : *Polygonum bistorta*, *Cardamine pratensis*, *Juncus sylvaticus*, *Carum verticillatum*, *Scorzonera humilis*, *Ranunculus flammula*, etc.

• Rochers et lieux arides. Ils sont, pour la plupart, de nature siliceuse comme l'attestent : *Sedum hirsutum*, *Sedum dasyphyllum*, *Asplenium septentrionale*, *Peucedanum oreoselinum*, *Scleranthus perennis*, etc. On note aussi : *Allium sphaerocephalum*, *Amelanchier ovalis*... Un affleurement de roches serpentines porte : *Notholaena marantae*, *Asplenium cuneifolium*.

• **Bord des eaux.** Une formation arborescente et arbustive s'étire sur les rives de l'Allier : Peupliers, Frênes, Aulnes, Saules divers, en particulier *Salix purpurea*. Au bord des eaux calmes, on peut aussi observer : *Glyceria fluitans*, *Leersia oryzoides*, *Sparganium ramosum*, *Alisma plantago-aquatica*, *Roripa amphibia*, *Lysimachia vulgaris*, *Scutellaria galericulata*, *Gratiola officinalis*, etc. Dans les lieux frais, non loin de la rivière, on rencontre : *Galanthus nivalis* (Perce-neige), *Ranunculus ficaria*, *Isopyrum thalictroides*, *Ranunculus auricomus*, *Malachium aquaticum*, etc.

Dans les marais et les fossés prolifèrent : *Epilobium hirsutum*, *Pulicaria dysenterica*, *Eupatorium cannabinum*, *Lycopus europaeus*...

• Cultures. Les milieux cultivés hébergent de nombreuses adventices : *Lagoseris nemausensis*, *Euphorbia helioscopia*, *Alopecurus agrestis*, *Chenopodium* divers, etc. Plusieurs de ces adventices croissent de préférence sur les terrains marneux et s'épanouissent souvent dans les moissons : *Ranunculus arvensis*, *Neslia paniculata*, *Delphinium consolida*, *Euphorbia exigua*, *Specularia perfoliata*, *Conringia orientalis*, *Myagrum perfoliatum*, *Galium tricornem*... D'autres se cantonnent plutôt sur les sols siliceux : *Rumex acetosella*, *Agrostemma githago*, *Scleranthus annuus*, *Aphanes arvensis*, *Spergula arvensis*, *Centaurea cyanus*. *Viola tricolor*, etc.

Si les champs de la plaine sont abandonnés, on voit apparaître ou se répandre : *Daucus carota*, *Cirsium arvense*, *Aster linosyris*, *Peucedanum alsaticum*, *Picris hieracioides*, etc. et bientôt les arbustes des fourrés.

• **Sites rudéralisés.** Mentionnons enfin quelques plantes nitrophiles des cours de ferme, rues des villages, bords des routes : *Hordeum murinum*, *Alliaria officinalis*, *Malva sylvestris*, *Ballota foetida*, *Marrubium vulgare*, *Matricaria suaveolens*, *Sisymbrium officinale*, *Hyoscyamus niger*, etc.

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Dans l'état actuel de nos connaissances, sur le territoire de la feuille Brioude, aucun site préhistorique ou archéologique remarquable n'est à signaler.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Étroitement liées au climat et à la géologie, les ressources en eau souterraine de la feuille Brioude sont médiocres et inégalement réparties entre formations cristallines et cristallophylliennes, formations sédimentaires et formations volcaniques.

Le climat du bassin de Brioude et de la région qui l'entoure présente un caractère continental marqué par un maximum de pluie en saison chaude et un minimum hivernal : pour une hauteur moyenne annuelle de précipitations comprise entre 600 et 700 mm, la fraction efficace n'est que de 100 à 150 mm (moyenne pour la France 310 mm).

Secteur de nature cristalline ou métamorphique

Les formations éruptives et métamorphiques, qui occupent une place nettement prépondérante sur le territoire de la feuille, sont recouvertes d'une frange d'altération superficielle. C'est à cette couche meuble d'arène dont l'épaisseur dépasse rarement 3 m, qu'incombe le rôle de réservoir et de filtre pour les eaux météoriques ; or, ces zones cristallines bordières de la rivière Allier sont ravonnées par de profondes vallées, entaillées par ses affluents, ce qui entraîne une fragmentation de l'aquifère. Dans ce secteur, les points d'eau sont donc relativement nombreux, dispersés, à faible débit unitaire et essentiellement variable dans le temps.

Les sources des vallons comme celles de Vieille-Brioude (Védrines), Frugières-le-Pin, présentent toutes des débits inférieurs à 10 l/mn ; il en est de même de celles du secteur Saint-Just-près-Brioude, Mercœur, Villeneuve-d'Allier où, malgré une tectonisation intense, la puissance de la couverture arénisée, compte tenu de l'altitude moyenne voisine de 700 m, demeure peu importante.

Les sources de Saint-Didier-sur-Doulon situées au bas d'un vaste versant boisé (forêt de Lamandie) ont des débits atteignant 20 l/mn, probablement dus à un drainage complémentaire par fractures.

Ces eaux, très peu minéralisées, ont un pH inférieur à 6 ; leur résistivité atteint parfois 50 000 ohm/cm.

Secteur de nature volcanique

Diaclasés et fissurés, très perméables, les basaltes, basanites et hawaïtes, constituent des aquifères remarquables fortement développés vers le Sud (plateau du Devès). Sur le territoire de la feuille Brioude, les terrains volcaniques, peu étendus, correspondent à des îlots « satellisés » aux confins septentrionaux du Devès.

A l'Ouest et au Centre-Est, les coulées basaltiques reposent directement sur le socle gneissique imperméable qui forme le mur de la nappe. Arrêtées dans leur cheminement *per descensum*, les eaux souterraines donnent naissance à des sources sous-basaltiques, jaillissant au contact basalte—gneiss. Il en est ainsi des sources de Lubilhac (la Frideyre, source du Pré Gras), de Saint-Just-près-Brioude (Artiges, Lorillot, le Tenou). Beaucoup de ces écoulements avant leur émergence traversent un masque d'éboulis, surmontant parfois une zone localement plus altérée du socle : telles sont les sources de la Chomette, Salzuit, Montclard, qui ont donc une alimentation mixte. Les débits de ces sources sous-basaltiques, généralement inférieurs à 1 l/s, dépassent exceptionnellement 2l/s.

Au Sud-Est, dans la dépression de Paulhaguet, un horizon intermédiaire constitué de dépôts oligocènes et villafranchiens sépare socle et coulées. Les sédiments argilo-sableux oligocènes et les alluvions plio-villafranchiennes forment un niveau perméable où les eaux souterraines ayant traversé les basaltes s'accumulent en donnant naissance aux sources infra-basaltiques. Au Sud de Couteuges, ces alluvions plio-villafranchiennes extrêmement argileuses sont suf-

fisamment imperméables pour constituer le toit d'une nappe en charge emmagasinée dans une ancienne coulée sous-jacente (résultat fourni par le forage de Bannat, feuille Langeac, dont le débit est de 14 l/s).

Ces eaux, peu minéralisées, sont chimiquement neutres. Leur pH varie de 6,8 à 7,5 ; leur résistivité est de l'ordre de 10 000 ohm/cm.

Secteur de nature sédimentaire

Les formations oligocènes argilo-sableuses ou calcaro-gréseuses, de perméabilité variée mais habituellement faible, recèlent quelques nappes peu étendues à forte minéralisation, donnant naissance à des sources autrefois captées, aujourd'hui abandonnées.

Les cours du Doulon et des divers ruisseaux qui sillonnent le territoire de la feuille, sont pratiquement dépourvus d'alluvions.

A l'amont de Vieille-Brioude, l'Allier et la Sénouire ont déposé quelques plages d'alluvions modernes : l'une d'elles, vers Lavaudieu sur la Sénouire a jadis permis l'installation de captages pour alimenter la ville de Brioude.

A l'aval de Vieille-Brioude, les alluvions modernes notées Fy-z forment un ensemble continu emmagasinant la nappe de l'Allier. Les alluvions antérieures, notées Fv et Fw, recèlent également des nappes perchées (aérodrome de Brioude) dont le régime et l'importance sont mal connus.

C'est dans les alluvions modernes que se trouve la nappe alluviale de l'Allier, ressource aujourd'hui intensément exploitée. La puissance de l'aquifère ne dépasse pas 7,50 m et les valeurs de la transmissivité sont comprises entre 3.10^{-3} et $1.10^{-2} m^2/s$ dans les zones où sont implantés les captages de Brioude et Fontannes ; ailleurs, elles sont voisines de $1.10^{-3} m^2/s$.

L'alimentation de cette nappe alluviale est assurée par la fraction efficace des précipitations et les écoulements occultes en provenance des coteaux. Le drainage par la rivière est le phénomène naturel, mais, au niveau des zones de captage, il y a inversion de la relation nappe-rivière : c'est cette possibilité de réalimentation dans le secteur de Brioude, où l'extension latérale de la nappe de l'Allier est relativement limitée, qui conditionne la pérennité du débit et la productivité des ouvrages dont le débit unitaire atteint $50 m^3/h$.

Ces eaux, bicarbonatées calciques, sont légèrement agressives.

Eau minérale

Dans les limites de la feuille Brioude, se trouvent deux sources d'eau minérale : la source gallo-romaine à Saint-Géron et la source Montrioulet à Beaumont.

Seule la source de Saint-Géron fait encore l'objet d'un arrêté ministériel d'autorisation, mais elle n'est plus exploitée depuis 1976.

Ce sont des eaux minérales froides, carbo-gazeuses et de type bicarbonaté sodique. Elles émergent de terrains métamorphiques du rebord ouest du bassin de Brioude.

RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES

Matériaux divers

<i>Utilisation</i>	<i>Matériau</i>	<i>Formations</i>	<i>Commune, lieu-dit</i>	<i>Époque d'exploitation et observations</i>
Tuiles, briques	Argiles sableuses	RC	Saint-Just près Brioude, la Chassagne	Ancienne tuilerie
Tuiles, briques	Argiles sableuses	Fp-v ?	Lamothe, la Tuilerie	Ancienne tuilerie
Tuiles, briques	Argiles sableuses	Fp-v ?	Lamothe, la Tuilière	Ancienne tuilerie
Tuiles, briques	Argiles sableuses	Fp-v	Fontannes, la Tuilerie	Ancienne tuilerie
Tuiles, briques	Argiles sableuses	?	Fontannes	Dorlhac signale une briqueterie à Granat
[Tuiles, briques	Argiles sableuses	gs	Couteuges, la Tuilerie basse	Ancienne usine et extraction
Tuiles, briques	Argiles sableuses	gs	Couteuges, la Tuilerie	Tuilerie dite de Paulhaguet ; carrière abandonnée ; usine alimentée par les deux centres d'extraction ci-après.
Tuiles, briques	Argiles sableuses	gs	Paulhaguet, les Vincentes	Carrières
Tuiles, briques	Argiles sableuses	gs	Salzuit, la Garnassoune	Carrières
Chaulage	Calcaire	gSC	Brioude, la Chaunière	
Chaux	Calcaire	gC, gCk gM	Bournoncle-Saint-Pierre, Bard Bournoncle-Saint-Pierre, les Chauffours	Extraction ancienne
Emplois divers	Sables et graviers	Fp-v	Couteuges, Coudert	
Emplois divers	Sables et graviers	Fp-v	Couteuges, Lestrada-tourc	
Bétons, divers	Sables et graviers	Fy, Fy-z	Brioude, la Gravière Cohade, les Gravières	Ancienne exploitation
Construction	Arkose	h-r	Allevier, Côte Rouge	

Gîtes minéraux

Nom du gîte	N° d'archivage au S.G.N.	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
<i>Filon du communal de Saint-Beauzire</i>	1-4001	Sb	Sulfures et oxydés d'antimoine, quartz.	Filon - E-W Pge : 90° Pce : 0,6-1,4 m minéralisé sur 0,06-0,5 m.	Leptynites, gneiss.	Filon découvert en 1916. Travaux jusqu'en 1918, repris en 1931, arrêt la même année (Sté Mines la Lucette). Filon reconnu sur une longueur de 30 m et une hauteur de 17 mètres. Production : 1 à 1,5 t Sb métal.
<i>Filon de Clamont</i>	1-4002	Sb	Stibine, mispickel, pyrite, blende, chalcocopyrite, énarгите, quartz.	Filon - N-S à N 20° E Pge : W Pce : 1 m (réduite : 0,5 m)	Leucogranite.	Découvert en 1897. 4 puits de 6 à 15 m, galerie de 6 m, petits traçages. Production : 47 t de minerai à 18 % Sb (8,5 t Sb métal).
<i>Filon de Vernassal</i>	1-4003	Fe		Chapeau de fer.	Gneiss.	Affleurement large de 2 à 3 m, grattages superficiels pour fer.
<i>Le Croizet (ou Croizet)</i>	1-4004	Sb	Stibine, sulfures et oxydés d'antimoine	2 filons, N 40° et 45° E Pge : 60° SE et vertical Pce : 0,15 à 0,45 m.	Gneiss	Petits travaux de recherche (petits puits et tranchées). Extraction : 15 t de minerai à 18-20 % Sb.
<i>Bosponparent</i>	1-4005	Sb	Oxydés d'antimoine	Filon E-W Pge : 70° S Pce : 0,1 à 0,4 m.	Gneiss.	Petits travaux de recherches (tranchée, puits, galerie). Extraction : 12 t de minerai à 25 % Sb.
<i>Pecouy (Pié Couyé)</i>	1-4006	Sb	Sulfures et oxydés d'antimoine.	Filon N 45° E Pge : NW vertical Pce : 0,1 à 0,5 m	Gneiss.	Petits travaux de recherches (puits, tranchée). Extraction : 10 t de minerai à 15-20 % Sb.
<i>Roufroux</i>	1-4007	Sb	Oxydés jaunâtres d'antimoine.	Filon, N-S ?	Gneiss granitique à disthène.	Indice reconnu par tranchée et galerie en T.B.

Nom du gîte	N° d'archivage au S.G.N.	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
<i>Beaubagny</i>	1-4008	Sb	Stibine, pyrite, mispickel, quartz.	Filon, N 55° E	Leptynite et gneiss.	Indice reconnu par galerie et traçage, fouille superficielle et petit puits.
<i>Roche basse</i>	1-4009	Sb	Stibine, pyrite, mispickel, berthiériite, pyrrhotite.	2 filons N 35° et 45° E Pge : SE 55° et 65° Pce : 0,1 à 0,2 m.	Gneiss.	Petits travaux de reconnaissance par galeries.
<i>Violette</i>	1-4010	Sb	Sulfure d'antimoine.	Filon.	Leptynite et gneiss.	Petits travaux de reconnaissance par galeries.
<i>Chanterelles (Pès-Paulhac)</i>	2-4001	Pb, Ag, Ba	Galène, blende, chalcopryrite, bornite.	Filon N 20-40° E	Gneiss.	Travaux de recherches : puits et traçages.
<i>La Chassagne</i>	5-4001	Sb	Stibine, pyrite, berthiériite, marcasite, blende.	Filon N 310° E Pge : NE 80°-90° Pce : 10 à 12 m (réduite : 1-2 m)	Gneiss leptynique, amphibolite.	Concession instituée en 1901. Puits de 150 m desservant 6 niveaux. Production 1901-1916 : 2 000 t de Sb métal (minerai à 20-25 % Sb).
<i>Cistrières</i>	5-4002	Sb	Stibine, pyrite, blende, mispickel, berthiériite.	6 filons principaux N 30° à 50° E	Gneiss à biotite et sillimanite. Orthogneiss du Ceroux.	Concession Cistrières 1901-1927. Production : env. 150 t Sb métal. 9 filons signalés à l'intérieur de la concession.
<i>Le Fraisse</i>	5-4003	Sb	Stibine, berthiériite mispickel, blende, barytine.	Filon N 30° E Pge : W 80° Pce réduite : 0,3 m	Orthogneiss du Ceroux.	Concession de Chazelle, instituée en 1839. Production : 3 000 t env. de Sb métal au filon Fraisse.
<i>Mine Grasse</i>	5-4004	Sb Ag	Stibine.	Filon N 130° E	Gneiss à biotite et sillimanite.	Concession de Chazelle. Exploité au XIII ^e siècle.

Nom du gîte	N° d'archivage au S.G.N.	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
<i>La Fage</i>	5-4006	Sb	Stibine, blende, marcasite, kermésite.	3 filons principaux N 70° E N 135-155° E N 70° E	Gneiss à biotite et sillimanite. Orthogneiss du Ceroux.	Concession La Fage : 1861-1925. 8 filons signalés dans le périmètre de la concession. Déjà exploité aux 17 ^e et 18 ^e siècles. Production : 250-275 t Sb métal.
<i>Ceyroux (Filon Jeune) (ou Ceroux)</i>	5-4007	Sb Zn	Stibine, sidérose, blende, mispickel.	Filon, N 10 à 20° E Pge : vertical Pce : 1,5 m (réduite : 0,2 m)	Orthogneiss du Ceroux.	Concession de Chazelle. Production : 200 à 750 t Sb métal au filon du Ceyroux.
<i>Osfond-Liserte</i>	5-4008	Sb	Stibine, stibiconite, cervantite, berthiérite, blende, quartz.	3 filons N 10 à 30° E Pge : variable Pce : 0,5 à 1 m	Orthogneiss du Ceroux.	Concession de la Licoulne (1817-1936). Production : 2 000 t Sb métal pour les 3 filons.
<i>Mercœur</i>	5-4009	Sb	Oxydés Sb, quartz.	Filon N 30° E Pge : W 80° (2 ^e filon parallèle 60 m à l'W)	Orthogneiss du Ceroux.	Filon le plus important de la concession de la Licoulne et même du district de Brioude-Massiac. Reconnu sur 2 300 m de longueur et 250 m de hauteur. 3 colonnes exploitées. Production : 8 500 t Sb métal. Il existe 4 autres filons parallèles à l'W et le croiseur Maurissanges au NW.
<i>Gour-d'Our (Roche-Sauve)</i>	5-4011	Sb	Stibine, galène, blende, quartz.	Filon N-S Pge : W	Orthogneiss du Ceroux.	Recherches par galerie en traçage de 22 m.
<i>Védrines-Maya (Vazeilles)</i>	6-4001	Ba Pb	Barytine, (galène)	Filon, N 130° E Pge : NE 80° à vertical Pce : 0,25 à 1 m	Gneiss anatectique à biotite et sillimanite.	Petite exploitation pour barytine au début du siècle. Filon situé au toit d'un filon de granite à grain fin. Production inconnue.

Nom du gîte	N° d'archivage au S.G.N.	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
<i>Vieille-Brioude</i>	6-4002	As	Mispickel, quartz.	Filon N 145° E Pge : vertical Pce : 0,15 m	Gneiss à biotite et sillimanite.	Indice non travaillé.
<i>Lodines</i>	6-4004	Pyr (Sb)	Pyrite, stibine, mispickel.	Filon, N 140° E Pge : subvertical Pce : 0,3 m	Gneiss à biotite et sillimanite.	Tranchée en allongement, galerie en traçage. Production inconnue.
<i>Ricoules (Rousseille ou Brugerolle)</i>	6-4005	Sb	Stibine, mispickel, pyrite, quartz.	Filon, N-S Pge : subvertical Pce : 0,1 à 0,3 m	Gneiss à biotite et sillimanite.	Galerie en traçage de 100 m. Production nulle ou très faible.
<i>Le Chazelet</i>	6-4006	As	Mispickel, blende, pyrite, quartz.	Filon, N 130° E Pge : subvertical Pce : 0,1 m	Gneiss à biotite et sillimanite.	Indice non travaillé.
<i>Tapon (Bartailat)</i>	6-4007	Ba As	Barytine, mispickel, quartz.	Filon	Leptynite et gneiss.	Fouilles anciennes.
<i>Sabatoux</i>	6-4008	Sb	Oxydés Sb, quartz, calcite.	Filon, N 135° E Pge : subvertical	Gneiss à biotite et sillimanite.	Puits de 35 m, galerie en traçage. Production inconnue.
<i>La Bagatelle et Salzuit (Chavagnac)</i>	7-4001	Ba Pb	Barytine, galène, cuivre gris, mispickel, quartz.	Filons, N 130° E Pge : NE 75° à vertical Pce : 0,2 à 1,3 m	Gneiss à biotite et sillimanite.	Tranchées, galeries, petits puits. Production inconnue.
<i>Côte du Pin</i>	7-4002	Ba Pb	Barytine, galène, quartz.	Filon N 130° E	Gneiss à biotite et sillimanite.	Grattages superficiels. Pas de production.
<i>Aurouze</i>	8-4001	F Pb	Fluorine, galène, blende, chalcopyrite.	Filon, E-W et N 135° E.	Gneiss à biotite et sillimanite.	

Charbon

Sur la feuille Brioude, quelques petits gisements apparaissent comme le prolongement vers le Sud du gisement de Brassac auquel ils sont sans doute reliés en profondeur sous l'Oligocène qui les sépare.

Ils s'alignent aussi avec le bassin de Langeac, plus au Sud, dans le prolongement de la plaine de la Limagne. Peut-être est-ce parce que cette direction d'effondrement avait déjà tendance à s'affirmer dès le Stéphaniens ?

- **Sondage de Cohade** (766-2-15 ; x = 680,90 ; y = 337,95)

En 1906, un sondage de recherche de charbon aurait trouvé, à la profondeur de 358 m, des schistes houillers.

0 - 348 m : alternance de marnes, argiles, calcaires, sables, avec prédominance d'argiles rouges.

348 - 358 m : marnes grises (10 m).

358 - 358,20 m : schistes houillers (0, 20 m).

Profondeur finale : 358,20 m.

- **« Gisement » de Côte Rouge**

A 4 km au Nord de Brioude, au lieu-dit Côte Rouge, se trouve un bel affleurement de grès et schistes rouges. Pour J. Dorlhac (1881, p. 191), il s'agit de terrain houiller : quatrième étage de Brassac = étage de Brioude. La carte à 1/80 000 lui attribue plus logiquement un âge permien, par simple analogie de faciès, car on n'y a trouvé aucun fossile caractéristique. Cette carte à 1/50 000, sans prendre parti, les attribue au Permo-Carbonifère (grès et conglomérats d'Allevier).

En tout cas un sondage de recherches fait en 1898-99 n'y a trouvé aucune trace de charbon.

- *Puits de Chadrat*, à Azerat (766-2-16 ; x = 682,3 ; y = 338,4).

0 - 38 m : alternances de grès tendres friables avec des grès plus durs, à éléments plus grossiers. Tous ces grès ont une couleur rouge vineux.

38 - 40 m : conglomérats à gros éléments.

Profondeur finale : 40 mètres.

- **Affleurement houiller et concession de Lamothe**

Près de Lamothe, les anciens documents font état d'un mince affleurement houiller entre gneiss et Tertiaire, mince au point de n'être plus visible actuellement et de n'être pas représenté sur cette édition à 1/50 000. Cependant cet affleurement a suscité des recherches puis une exploitation qui semble avoir été assez active au moment de l'institution de la concession de Lamothe en 1843.

On y a trouvé quelques couches irrégulières, une de 0,20 à 1,50 m et trois plus élevées, de 0,40 à 1 mètre. Le charbon était très sale et bouleversé. Les terrains sont très redressés. De plus un des puits a trouvé le *terrain houiller sous les gneiss*.

Puits Blanc, à Chaniat (766-3-1 ; x = 686,55 ; y = 334,45).

Avant 1838 :

0 - 33 m : grès gris, rougeâtres ou verdâtres.

Puits de Pressac, à Chaniat (766-3-2 ; x = 686,5 ; y = 334,35)

Avant 1838 :

0 - 5 m : argiles oligocènes (5 m).

5 - 55,40 m : grès houillers ; à 35 m une couche de houille de 0,25 mètre.

Puits anonyme, à Lamothe (766-3-3 ; x = 686,55 ; y = 334,85).

Avant 1838 :

0 - 10 m : gneiss, très altéré.

10 - : schiste argileux tendre, blanchâtre ; schiste argileux gris.

... - 68 m : grès houiller.

Une galerie à TB, prise au fond du puits, a rencontré une couche de charbon à une distance de 8 m de ce puits.

Puits Berthier, à Lamothe (766-3-4 ; x = 686,60 ; y = 334,80).

Avant 1838 :

0 - 4 m : éboulis.

4 - 66,60 m : grès avec des intercalations de schistes.

Puits de Lamothe, à Lamothe (766-3-5 ; x = 686,35 ; y = 334,60).

En 1865 :

0 - 14 m : alluvions fluviales quaternaires (14 m) ;

14 - 27 m : alluvions lacustres oligocènes (13 m) ;

27 - 421 m : terrain houiller, avec couches de houille (394 m). Les couches ont un pendage ouest très net, subvertical en tête, faible en dessous.

Puits de Fontannes (766-3-6 ; x = 685,75 ; y = 333,75).

1855-1862 :

0 - 40 m : terrasse quaternaire.

40 - 51,80 : Oligocène lacustre.

51,80 - 278 m : terrain houiller. L'inclinaison des terrains est variable, et faible vers l'Ouest.

A noter qu'il y a, de 110 à 114 m, un banc de poudingue grossier et que c'est au-dessus de ce banc que se trouvent des grès verdâtres et rougeâtres, par bancs de 0,25 à 0,7 m d'épaisseur. Ne s'agirait-il pas du « rh » de Côte Rouge ?

• **Terrain houiller de Lavaudieu**

Enfin un affleurement houiller assez important se trouve dans la région de Lavaudieu, sans grand intérêt économique. Il est à noter que pour J. Dorlhac ce gisement comme celui de Lamothe appartient au même étage houiller que celui de Côte Rouge. Des recherches très anciennes (puits et descenderies) ont été exécutées sur le versant nord de la colline de Lugeac. On n'a représenté sur cette feuille que les deux plus récents :

Puits de Billanges (pas inventorié par le Code Minier)

En 1855 :

0 - 62 m : terrain houiller avec plusieurs couches de schistes carbonneux. Poudingue à la base.

Puits de recherches (pas inventorié par le Code Minier)

En 1857 :

0 - 45,1 m : terrain houiller.

Après ces résultats peu satisfaisants, les travaux ont été abandonnés.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES

Les principaux gisements ont été indiqués dans la description des terrains affleurants.

Certains sites remarquables ont été indiqués sur la carte par un astérisque notamment pour les formations sédimentaires.

Sites et itinéraires d'excursion géologique sont encore à consulter, par le lecteur intéressé, dans le *Guide géologique régional : Massif Central*, par J.-M. Peterlongo, 2^e édition, 1978, Masson, Paris, et, en particulier :

— *itinéraire 8* : la vallée du Haut-Allier, de Brioude à Saint-Privat d'Allier, par Langeac et Saugues;

— *itinéraire 19* : de Brioude au Puy.

BIBLIOGRAPHIE

- AMIOT (1881). — Bassin houiller de Langeac. *In*. Étude des gîtes minéraux de la France (texte).
- ARTHAUD F., MATTE Ph. (1975). - Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, p. 139-171.
- AUBERT G. (1962). — Rapport préliminaire sur l'antimoine en France et les possibilités particulières du district de Brioude-Massiac. Rapp. B.R.G.M.
- AUBIGNAT A. (1940). — Ressources en antimoine. Rapport du Service des Mines, arrondissement de Clermont-Ferrand (inédit).
- BELKESSA R., GAGNIÈRE G. (1974). - Étude hydrogéologique de la vallée de la Lidenne. Rapport B.R.G.M., S.G.N. 370 MCE.
- BILLET C, GAGNIÈRE G., ROUZAIRE D. - Étude géophysique par sondages électriques du Val d'Allier entre Brassac-les-Mines et Brioude. Rapport B.R.G.M., S.G.N. 432 MCE.
- BOULE M. (1892). - Description géologique du Velay. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 28.
- BOUT P. (1960). — Le Villafranchien du Velay et du bassin hydrographique moyen et supérieur de l'Allier. Thèse.
- BOUT P. (1973). - Les volcans du Velay.
- BROUSSE R. (1961). — Analyses chimiques des roches volcaniques tertiaires et quaternaires de la France. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LVIII, n° 263, 140 p.
- BROUSSE R. (1971). — Magmatologie du volcanisme néogène et quaternaire du Massif Central. Symposium J. Jung, Clermont-Ferrand, p. 377-478.

- BURG J.-P. (1977). — Tectonique et microtectonique des séries cristallophylliennes du Haut-Ailier et de la vallée de la Truyère. Contribution du microscope électronique à transmission à l'étude de la déformation des minéraux dans les zones profondes. Thèse 3° Cycle Montpellier, 79 p + 27 pl. h.t. + 2 annexes.
- BURG J.-P., MATTE Ph. (1977). - Déformations hercyniennes et rétro-morphose dans la série leptyno-amphibolique du Haut-Ailier et de la vallée de la Truyère (Massif Central français). *C.R. Acad. Sc, Paris*, t. 284, p. 787-790.
- BURG J.-P., MATTE Ph. (1978). — A cross section through the French Massif Central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. *Z. dt. geol. Ges.*, 129, p. 429-460.
- CAMUS C. (1975). — La chaîne des Puys (Massif Central Français). Étude structurale et volcanologique. Thèse doctorat, Clermont-Ferrand, 320 p.
- CARME F. (1974). — Tectoniques superposées dans le Haut-Ailier : mise en évidence d'une mégastucture tangentielle formée aux dépens d'un socle plus ancien. *C.R. Acad. Sc, Paris*, t. 278, p. 2501-2504.
- COISY Ph., NICOLAS A. (1978). — Regional structure and geodynamics of the upper mantle beneath Massif Central. *Nature*, 274, 5670, p. 429-432.
- DEMAY A. (1945). — Sur les formations cristallophylliennes de la haute vallée de l'Allier. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 11-12, p. 158-160.
- DESCHAMPS M. (1973). - Étude géologique du Sidérolithique du Nord-Est, du centre du Massif Central français et des terrains qui lui sont associés. Thèse d'État Paris VI, 1270 p.
- DESPRAIRIES A. (1963). - Étude sédimentologique de l'Oligocène de la Limagne de Brioude. Thèse, fac. sci. Paris.
- DESROUSSEAU J. (1938). - Bassins houillers et lignitifères de la France. Mém. annexe à la Statistique de l'Ind. minérale.
- DEVIS G. (1968). — Le Puy de Liotour et les vallées fossiles du ruisseau de la Trinité, du Doulon et de la Senouire aux environs de Domeyrat (Haute-Loire). *Rev. Sci. nat. Auvergne*, vol. 34, p. 49-72.
- DEVIS G. (1969). — Le volcanisme du Brivadois. D.E.S., Clermont-Ferrand, 175 p.
- DEVIS G. (1970). — Le volcanisme et le gisement fossilifère de Senèze. *Rev. Sci. nat. Auvergne*, vol. 36, p. 25-87.
- DORLHAC J. (1862). — Étude des filons barytiques et plombifères des environs de Brioude, accompagnée de considérations sur leur direction, leur âge, leur origine et leur composition, et sur leurs soulèvements et les accidents des dépôts houillers de Brassac et de Langeac. *Bull. Soc. industr. min.*, VIII, p. 273-348 et p. 377-468.

- DORLHAC J. (1879). — Bassin houiller de Brioude et de Brassac. Atlas. *In*. Étude des gîtes minéraux de la France.
- DORLHAC J. (1881). — Bassin houiller de Brioude et de Brassac. Texte. *In* Étude des gîtes minéraux de la France.
- EHRlich A. (1968). — Les diatomées fossiles des sédiments villafranchiens de Senèze. *Bull. Ass. Fr. Étude du Quatern.*, t. 4, p. 267-280.
- ELHAI H. (1969). — La flore sporo-pollinique du gisement villafranchien de Senèze. *Pollens et Spores*, Mus. Hist. nat., vol. XI, n° 1.
- FORESTIER F.-H. (1952). — Découverte de pegmatites à corindon dans la série cristallophyllienne de la haute vallée de l'Allier en Haute-Loire. *Rev. Sci. nat. Auvergne*, vol. 18, 1-2-3-4.
- FORESTIER F.-H. (1963). — Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le Bassin du Haut-Ailier (Massif Central français). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 271, tome LIX.
- FORESTIER F.-H. (1964). — Les péridotites serpentinisées en France. Groupe I : péridotites intracristallines. Fasc. IV : Massif Central médian. Bassin du Haut-Ailier. Ed. B.R.G.M., Paris.
- FORESTIER F.-H., LASNIER B. (1969). - Découverte de niveaux d'amphibolites à pargasite, anorthite, corindon et saphirine dans les schistes cristallins de la vallée du Haut-Ailier. Existence du faciès granulite dans le Massif Central français. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 23, p. 194-235.
- FORESTIER F.-H., LASNIER B., LEYRELOUP A., MARCHAND J. (1973). - Vues nouvelles sur la catazone dans le Massif Central français et le Massif armoricain de l'affleurement au Moho. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XV, p. 562-578, 2 pl. h.-t.
- GRANGEON P. (1962). — Note préliminaire à l'étude géologique du volcan et du gisement fossilifère de Senèze. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 5, p. 149.
- GRANGEON P. (1966). - Sur l'extension de l'Oligocène au Sud du bassin de Brioude. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 8, p. 291-293.
- GRANGEON P. (1967). — Le cours villafranchien de la Senouire dans le bassin de Paulhaguet et quelques remarques sur certains phénomènes volcaniques de la région au Sud-Est de Cerzat (Haute-Loire, Massif Central français). *Bull. Ass. Fr. Étude du Quatern.*, t. 2, p. 145-163.
- GRANGEON P., PELLETIER H. (1964). - Ancien cours de la Sénouire, affluent de la rive droite de l'Allier, dans le bassin de Paulhaguet. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 258, p. 1 867-1 869.
- GREEN D.-H., RINGWOOD A.-E. (1967). - The genesis of basaltic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 15, p. 103-190.

- LASNIER B. (1968). — Découverte d'une granulite à disthène et almandin associée à la péridotite à grenat du massif de Courtilles (Haute-Loire). *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 91, p. 490-494.
- LASNIER B. (1977). — Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif Central français (Haut-Ailier) : les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. Thèse de doctorat ès sciences naturelles, Nantes, 351 p. + 87 pl. h.-t.
- LASNIER B., LEYRELOUP A., MARCHAND J., TOURET J. (1975). - Les socles granulitiques et leur évolution tectono-métamorphique : leur place dans la chaîne hercynienne d'Europe moyenne. 3^e RAST, Montpellier, p. 216.
- LEYRELOUP A. (1973). - La lithologie du socle profond en Velay : d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes : granites et série charnockitique, leur thermométamorphisme (Massif Central français). Thèse 3^e cycle, Nantes, 356 p., + 22 pl. h.-t.
- LEYRELOUP A. (1974). — Les enclaves catazonales remontées par les éruptions néogènes de France : nature de la croûte inférieure. I - Lithologie et structurologie d'ensemble du complexe granulito-charnockitique sous-jacent au Massif Central français d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 46, p. 17-27.
- LEYRELOUP A., LASNIER B., MARCHAND J. (1975). - Retrograde corona-forming reactions in high pressure granulite facies rocks. *Pétrologie*, 1, 1, p. 43-55.
- MAC DONALD D.-R., KATSURA T. (1964). - Chemical composition of Hawaiian lavas. *Journ. Petrol.*, 5, p. 82-133.
- MARCHAND J. (1974). — Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif Central français (Haut-Ailier). Les termes acides. Thèse 3^e cycle, Nantes, 207 p., + 2 cartes h.-t.
- MARTY J.-P. (1965). — Étude du volcanisme récent de la région de Saint-Georges d'Aurac (Haute-Loire). Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 100 p.
- MATTAUER M. (1974). — Existe-t-il des chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Sud de la France ? 2^e RAST, Pont-à-Mousson, p. 279.
- MAURY R. (1976). — Contamination (par l'encaissant et les enclaves) et cristallisation fractionnée de séries volcaniques alcalines continentales (Massif Central français) et océaniques (Pacifique central) : l'origine des laves acides. Thèse doctorat, Orsay, 455 p.
- PELLETIER H. (1968). — Contribution à l'étude sédimentologique de l'ancien lac de Senèze (Haute-Loire ; Massif Central français). *Rev. Sci. nat. Auvergne*, vol. 34, 1-2-3-4, p. 39-50.
- PÉRICHAUD J.-J. (1970). — Les gisements métalliques du district à antimoine de Brioude— Massiac (Massif Central français). Possibilités économiques du district. Thèse Clermont-Ferrand.

- PÉRICHAUD J.-J., RAVOUX M. (1964). - Les filons de barytine et fluorine de la Haute-Loire. Rapp. B.R.G.M.
- PÉRICHAUD J.-J., PIERROT R. (1965). - La chapmanite de la Bessade (Haute-Loire). *Bull. Soc. fr. Minér. Crist.*, t. LXXXVIII, p. 294-299.
- PÉRICHAUD J.-J., PICOT P., PIERROT R. (1966). - Sur l'existence d'une minéralisation stanno-argentifère exceptionnelle dans la région de Massiac (Cantal). *Bull. Soc. fr. Minér. Crist.*, t. LXXXIX, p. 488-495.
- PERRIER G., RUEGG J.-C. (1973). — Structure profonde du Massif Central français. *Ann. Géoph.*, 29, p. 435.
- SABATÉ P. (1968). — Étude pétrographique et structurale du socle cristallophyllien entre l'Allagnon et l'Allier (Massif Central français). Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 170 p.
- SCHAUB S. (1943). — Die oberpliocène Säugetierfauna von Senèze und ihre verbrestungsgeschichtliche stellung. *Eclogae Geol. Helv.*, t. XXXVI, n° 2, p. 270-289.
- STEHLIN H.-G. (1923). — Die oberpliocène. Fauna von Senèze. *Eclogae Geol. Helv.*, t. XVIII, n° 2, p. 268-281.
- THONAT A. (1966). — Le volcanisme de l'Est du Cézallier et la vallée fossile de l'Allagnon. D.E.S., Clermont-Ferrand, 177 p.
- TOURNAIRE (1880). — Carte géologique du département de la Haute-Loire au 1/80 000. 4 feuilles et 1 pl. de coupes.

Cartes géologiques de la France à 1/80 000

Feuille *Brioude* : 1^{re} édition (1882), par F. Fouqué ;
2^e édition (1925) par Boule, Ph. Glangeaud ;
3^e édition (1964), par P. Lapadu-Hargues.

Feuille *Monistrol* : 1^{re} édition (1892), par P. Termier ;
2^e édition (1943), par A. Demay.

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

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

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Les levers détaillés ayant servi de base à l'édification de la feuille Brioude sont entreposés au laboratoire de pétrologie et minéralogie de l'université de Nantes, ainsi que les collections de référence (échantillons et lames minces) concernant les domaines cristallins, cristallophylliens et volcaniques. Les analyses chimiques détaillées de roches et de minéraux sont compilées dans les travaux récents publiés sur cette région (J. Marchand, 1974 ; B. Lasnier, 1977).

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. 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 S.G.R. Auvergne, 22, avenue de Lempdes, 63800 Cournon-d'Auvergne, soit au B.R.G.M., 191, rue de Vaugirard, 75015 Paris.

AUTEURS

Les explorations, les tracés géologiques et la notice explicative ont été réalisés de 1970 à 1979 par une équipe dont les travaux ont été coordonnés par Bernard LASNIER et Jacques MARCHAND, maîtres assistants à l'Institut des sciences de la nature de l'université de Nantes.

Les levés ont été effectués par :

- Robert BOUILLER, collaborateur de la carte géologique de la France, pour les terrains sédimentaires, de 1975 à 1978 ;
- Guy CORNEN, assistant à l'Institut des sciences de la nature de l'université de Nantes, pour les formations volcaniques, de 1977 à 1978 ;
- Jean-Pierre BURG, attaché de recherche au C.N.R.S. à l'université de Montpellier, pour la tectonique, de 1974 à 1978 ;
- B. LASNIER, J. MARCHAND et A. LEYRELOUP, maître-assistant à l'université de Montpellier, François-Hubert FORESTIER, professeur à l'université de Nantes, pour les formations du socle, de 1967 à 1978.

Ont en outre collaboré à la rédaction de la notice explicative :

- André BAMBIER, ingénieur géologue au B.R.G.M. pour les gîtes minéraux ;
- Francine BATARD, hydrogéologue au B.R.G.M., pour les eaux minérales ;
- Eugène BONIFAY, directeur des Antiquités préhistoriques (Auvergne), laboratoire de géologie du Quaternaire du Centre universitaire de Marseille-Luminy, pour la préhistoire et l'archéologie ;
- DUPONT, professeur à l'université de Nantes, pour la phytogéographie (1979) ;
- Gilbert GAGNIÈRE, ingénieur hydrogéologue au B.R.G.M., pour l'hydrogéologie ;
- E. GRENIER, École d'agriculture (le Breuil-sur-Couze, 63340 Saint-Germain-Lembron), pour la couverture végétale.