



HAL
open science

Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du haut-Allier (Massif Central français)

François-Hubert Forestier

► **To cite this version:**

François-Hubert Forestier. Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du haut-Allier (Massif Central français). Géochimie. Faculté des Sciences de l'Université de Clermont-Ferrand, 1961. Français. NNT: . tel-00765853

HAL Id: tel-00765853

<https://theses.hal.science/tel-00765853v1>

Submitted on 17 Dec 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

BULLETIN
DU SERVICE
DE LA CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE

**MÉTAMORPHISME
HERCYNIEN ET ANTÉHERCYNIEN
DANS LE BASSIN DU HAUT-ALLIER
(Massif Central français)**

par

François-Hubert FORESTIER

N° 271 - TOME LIX

LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE CH. BÉRANGER
Paris : 15, rue des Saints-Pères - Liège : 17, boulevard de la Sauvenière

1963

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE

BULLETIN
DU SERVICE
DE LA CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE

**MÉTAMORPHISME
HERCYNIE ET ANTÉHERCYNIE
DANS LE BASSIN DU HAUT-ALLIER
(Massif Central français)**

par

François-Hubert FORESTIER

N° 271 - TOME LIX

LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE CH. BERANGER
Paris : 15, rue des Saints-Pères - Liège : 17, boulevard de la Sauvenière

1963

**MÉTAMORPHISME HERCYNIEN
ET ANTÉHERCYNIEN
DANS LE BASSIN DU HAUT ALLIER
(MASSIF CENTRAL FRANÇAIS)**

PAR

FRANÇOIS-HUBERT FORESTIER

Docteur ès Sciences,
Chef de Travaux à l'École Nationale Supérieure de la Métallurgie
et de l'Industrie des Mines de Nancy,
Collaborateur adjoint.

AVANT-PROPOS

C'est pendant la guerre de 1940 que, très jeune, mon père m'emmena avec lui dans les excursions minéralogiques qu'il faisait aux environs du Puy-en-Velay sous la conduite du Professeur J. Jung, alors Professeur à l'Université de Clermont-Ferrand. L'attrait des « pierres précieuses », zircons et saphirs du Croustet, se mua bientôt chez moi en passion et j'explorai petit à petit, en compagnie de mon ami L. Durand, les très nombreux gisements de cette région captivante pour le minéralogiste et pour le géologue que reste le département de la Haute-Loire.

C'est ainsi que naquit chez moi la passion de la minéralogie puis de la géologie du Massif Central. De vocation primitivement littéraire, je m'orientai vers les sciences naturelles sous la direction clairvoyante de mon père, alors collègue du Professeur R. Hocart à la Faculté des Sciences de Strasbourg. J'y suivis l'enseignement du Professeur S. Goldsztaub et du regretté G. Dubois.

C'est à M. le Professeur R. Hocart, depuis lors Professeur à la Sorbonne, que je dois d'avoir été présenté, jeune étudiant de licence, au Professeur M. Roques de la Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand. Cette

rencontre en 1950 fut pour moi, comme pour tant d'autres, une révélation qui devait orienter définitivement ma carrière.

L'année suivante, M. le Professeur M. Roques voulait bien m'accueillir dans son laboratoire de l'Université de Clermont-Ferrand où j'étais pris aussitôt par l'atmosphère si chaleureuse et effervescente qu'il savait y faire régner. Préparant une thèse de géologie sur le bassin du Haut Allier, je m'initiai dès lors, sous sa direction et sous celle qui me fut toujours si bienveillante de M. le Professeur P. Lapadu-Hargues, aux techniques pour moi nouvelles de la pétrographie. Le Centre National de la Recherche Scientifique m'avait accueilli comme stagiaire puis attaché de recherches jusqu'en 1955 ; son aide matérielle ne devait se relâcher à aucun moment par la suite et fut pour moi un secours inestimable.

En 1955, M. L. Neltner, Ingénieur Général des Mines, Directeur de l'École Nationale Supérieure des Mines de Saint-Étienne, voulut bien m'appeler après mon service militaire, au poste de Chef de Travaux à l'École des Mines où je succédai à mon ami dévoué M. Chenevoy, Maître de Conférences à la Faculté des Sciences de Lyon. L. Letourneur, Professeur à l'École des Mines, me prodigua très spontanément une amitié qui me fut précieuse. Le contact avec cette atmosphère toute nouvelle pour moi fut plein d'enseignements fructueux. La riche bibliothèque et les collections non moins riches de l'École furent les outils de choix mis à ma disposition avec la plus grande libéralité. Là aussi, l'aide matérielle la plus large ne me fut pas comptée. La proximité de mon terrain de recherches ainsi que celle du Laboratoire de Géologie de Clermont-Ferrand où je trouvais toujours aide et conseils facilitaient grandement la poursuite de mes recherches.

Celles-ci arrivaient à leur terme lorsque M. B. Schwartz, Directeur de l'École Nationale Supérieure de la Métallurgie et de l'Industrie des Mines, m'appela en 1959 au poste de Chef de Travaux à l'École des Mines de Nancy sur la recommandation de M. le Professeur M. Weppe. J'étais ici dans une atmosphère hautement dynamique : celle de la « Réforme de l'Enseignement » à l'École des Mines de Nancy, atmosphère d'autant plus dynamique que s'y ajouta bientôt le « Déménagement » de tous les services de l'École. Je trouvai auprès de M. M. Weppe, Professeur à l'École des Mines, la plus grande compréhension : les conditions de travail étant difficiles à Nancy à cette période, il accepta de me laisser de longs mois de liberté sans lesquels la rédaction de cet ouvrage eût été impossible ; qu'il en soit ici chaleureusement remercié. L'aide matérielle ne me fit pas non plus défaut, puisque l'École des Mines accepta de prendre à sa charge une part importante des frais de ronéotypie de ce travail.

Malgré quelques séjours à l'étranger : en Allemagne chez le Professeur Schneiderhöhn (Freiburg im Breisgau), ou plus récemment au Pérou, c'est avec un plaisir toujours neuf que j'ai retrouvé le Massif Central et la collaboration intime de mes excellents amis J.-M. Peterlongo, Maître de

Conférences à la Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand, M. Chenevoy, Maître de Conférences à la Faculté des Sciences de Lyon, J. Maisonneuve, Maître de Conférences à la Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand. Les critiques aussi passionnées qu'amicales qui fusaient dans nos discussions furent la manifestation d'un esprit d'équipe qui ne s'est jamais démenti.

Je dois beaucoup aussi à mes collègues et amis J. Didier, Chef de Travaux à la Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand (sa connaissance du granite du Velay et son étude sur le bassin houiller de Brassac-les-Mines m'ont été fort utiles), J. Grolier, Chef de Travaux à l'École Nationale Supérieure des Mines de Saint-Étienne, qui me fit voir certains problèmes du cristallophyllien sous l'angle tectonique. Mes remerciements vont encore aux chimistes du Laboratoire d'analyses de roches de Clermont-Ferrand qui ont bien voulu me faire des analyses dans des délais souvent très brefs : C. Rouger, J. Orliac, S. Pignide, ainsi qu'à tous ceux dont les critiques ou les conseils ont facilité l'aboutissement de ces recherches.

Que M. A. Nicolas, Assistant à l'École des Mines de Nancy, veuille bien trouver ici l'expression de ma sincère gratitude pour la camaraderie et l'aide pratique et efficace qu'il m'a toujours données du meilleur cœur.

INTRODUCTION

Cette étude a pour sujet la géologie des terrains cristallophylliens et cristallins de la région située au cœur du Massif Central français et qui constitue le bassin hydrographique du haut Allier.

La reconstitution de l'histoire géologique de cette zone métamorphique où les faits de terrain obligent à se passer de toute référence à quelque formation sédimentaire antéstéphanienne que ce soit, pose des problèmes particuliers. Je devrai souvent, pour esquisser leur solution, me livrer à une « anatomie comparée » de ces terrains avec les schistes cristallins de régions voisines. Ceux-ci ont été largement étudiés au cours de la période qui va de 1936 à 1960 : le cheminement des recherches concernant le terrain cristallophyllien du Massif Central s'est orienté d'abord du S vers le N puis d'W en E. Paradoxalement, le centre du Massif est resté de tout temps presque inexploré. J. Jung le constate en 1946 lorsqu'il écrit : « On y rencontre (dans ce qu'il nomme l'Arc de Brioude) une série qui monte jusqu'aux micaschistes et dont les faciès sont assez différents de ceux qui ont été décrits dans le reste de l'Auvergne..., le détail de cette zonéographie n'a pas encore été étudié jusqu'ici. Au point de vue tectonique, ce faisceau est remarquable par le brusque rebroussement de sa direction au S de la Limagne de Brioude... Ce rebroussement constitue l'arc le plus interne du fameux « V » que dessinent dans leur ensemble les plis du socle du Massif Central. Il constitue une sorte d'ombilic qui semble être resté instable pendant toute la durée des temps géologiques. L'abondance des roches ultrabasiques indique de profondes dislocations ayant agi avant même le moment du métamorphisme général et du plissement le plus ancien... Enfin, de nos jours encore, on y situe l'épicentre des séismes les plus fréquents et les plus intenses du Massif Central. »

C'est de cette région du Massif Central français que je vais préciser les grands traits géographiques et géologiques.

I. — Limites géographiques et géographie du bassin du haut Allier.

1. **Limites.** — Cette monographie régionale concernel'une des régions les plus sauvages du Massif Central français : le bassin hydrographique du haut Allier. Celui-ci s'inscrit, au cœur du massif, dans un carré dont la

surface approche 10.000 km² et sur les côtés duquel se placent Saint-Flour (Cantal) à l'W, Le Puy (Haute-Loire) à l'E, Issoire (Puy-de-Dôme) au N et Langogne (Lozère) au S. Ce territoire recouvre les parties méridionales de la Basse-Auvergne, du Livradois, la moitié occidentale du Velay, qui est, lui, partie intégrante du Languedoc, ainsi que la partie septentrionale du Gévaudan.

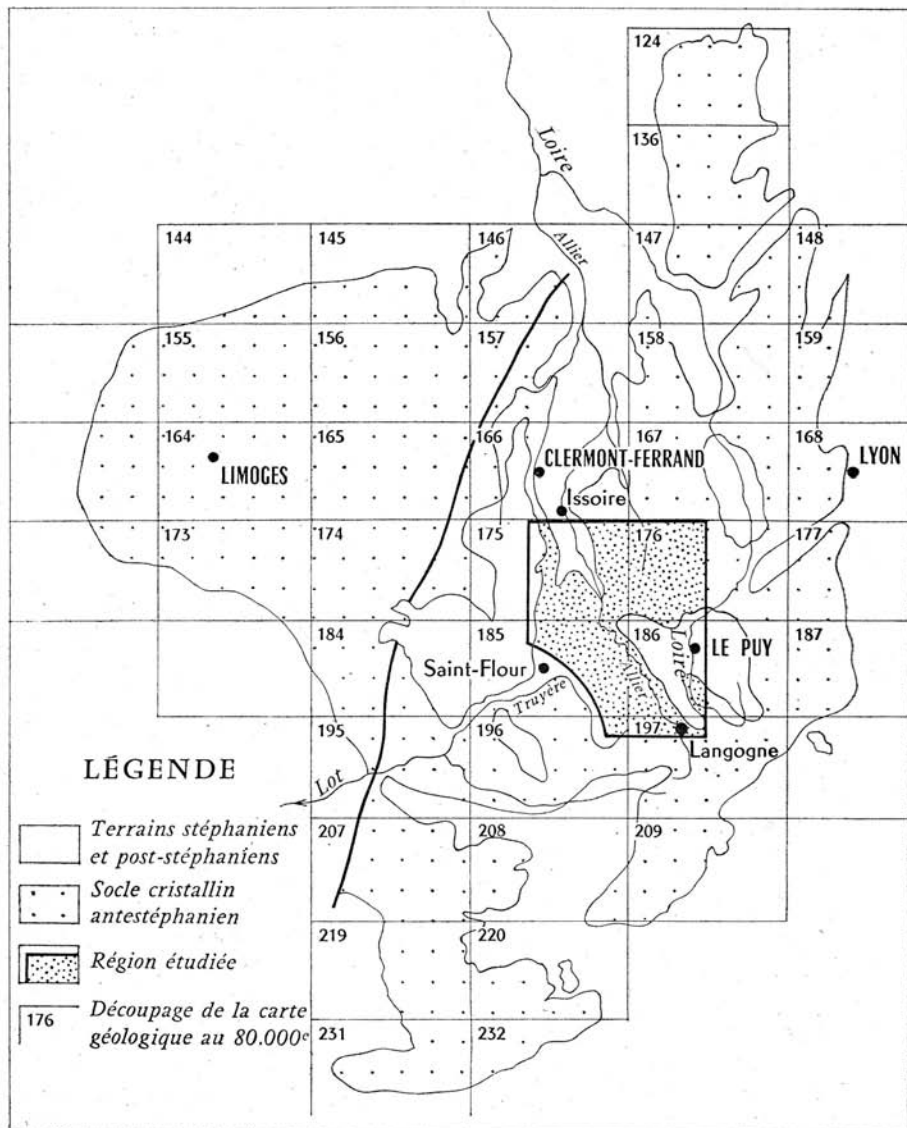


Fig. 1. — Situation de la région étudiée dans le Massif Central français.

2. **Régions naturelles.** — On discerne, dans le bassin, des régions géographiquement bien différentes :

— le long du cours de l'Allier, « les petites limagnes » appelées aussi Limagnes du Sud, par opposition à la grande Limagne de Clermont : petites plaines ou plutôt succession de bassins sédimentaires effondrés dont l'altitude s'échelonne de 400 m au N à 500 m au S ;

— à l'W, les plateaux cristallins d'entre Allier et Allagnon qui s'étagent de 600 à 1.000 m ;

— à l'E, les plateaux cristallins d'entre Loire et Allier dont l'altitude peut dépasser 1.100 m ;

— au S, les hautes terres cristallines de la Margeride septentrionale. Altitude : 1.100 à 1.500 m ;

— enfin, recouvrant ces plateaux en nappes continues ou en coulées éparses, les édifices volcaniques du Cézallier à l'W et des monts du Velay à l'E culminent à 1.555 m au Signal du Luguet et à 1.423 m au Devès. Ces coulées basaltiques représentent dans leur ensemble plusieurs milliers de kilomètres carrés.

3. **Hydrographie.** — Le relief de ce pays de plateaux est fortement rajeuni par un découpage tectonique et une reprise de l'érosion consécutive aux mouvements alpins. Comme il s'agit d'un relief « en creux », l'action des eaux tient une part prépondérante dans son modelé.

C'est l'Allier qui, traversant ce pays du SE au NW sur plus de 100 km de son cours, assure la quasi-totalité de son drainage et lui confère une certaine unité géographique. Quelques ruisseaux coulant vers la Truyère au SW ainsi que les deux branches occidentale et orientale de la Borne à l'E, affluent direct de la Loire, font exception à cette règle, mais de toute façon l'ensemble des eaux de cette région s'écoule vers l'Atlantique. La ligne de partage des eaux Atlantique-Méditerranée jalonne la limite méridionale de la région étudiée à l'E de Langogne, au col de la Chavade (1.265 m, Ardèche).

Une trentaine de kilomètres après sa naissance, vers 1.200 m au pied de la Mourre de la Gardille (1.501 m, Lozère), l'Allier n'est encore qu'un gros ruisseau lorsqu'elle traverse Langogne (907 m) et pénètre en Haute-Loire. De sa rive gauche lui vient le Chapeauroux, affluent d'importance comparable ainsi que le note Baulig (1928, p. 220) : « L'Allier se constitue en aval de Langogne par la réunion de deux cours d'eau parallèles et d'importance presque égale : l'Allier et le Chapeauroux, puis elle s'entaille fortement entre les plateaux du Gévaudan et ceux du Velay Occidental... » Cette entaille dont la profondeur atteint parfois 500 m ne s'atténue vers le NW qu'un peu en amont de Langeac et constitue le site grandiose et sauvage des gorges de l'Allier.

Entrée dans le département de la Haute-Loire à 900 m d'altitude, l'Allier en ressort à 400 m environ après avoir collecté du S vers le N :

— sur sa rive gauche, les eaux de l'Ance du Sud, de la Seuge, de la Desges, de la Cronce, du Celoux et finalement, moins de 10 km après sa sortie du département, un important affluent issu des pentes du Cantal : l'Allagnon ;

— l'apport venu de sa rive droite — nettement moindre — se disperse entre une multitude de torrents insignifiants. Seule, la Senouire grossie du Doulon a une importance comparable aux affluents de rive gauche. Son cours se joint à celui de l'Allier en aval de Vieille-Brioude. Enfin, vers le N, se jetant dans l'Allier, au S de Vichy : « La Dore et la Dolore drainent le versant S du Livradois ; autrefois tributaires de la Senouire, elles ont été capturées, à une époque déjà ancienne, par un cours d'eau installé dans l'Oligocène d'Ambert : d'où le coude aigu qui les ramène de la direction N-S à la direction opposée (S-N) » (Baulig, 1928, p. 225).

La longueur de ces affluents varie entre 20 et 60 km ; leurs vallées sont souvent des entailles sinueuses encaissées à plus de 300 m en contrebas des plateaux ; leurs versants abrupts et déchiquetés sont dénudés par l'érosion et constituent pour le géologue de remarquables coupes naturelles.

4. **Économie régionale.** — L'orographie tourmentée que l'on vient d'esquisser fut de tout temps un facteur défavorable à la pénétration de cette région par l'homme. Seule, la voie ferrée de Paris à Nîmes longe la vallée de l'Allier de bout en bout grâce à plus d'une centaine d'ouvrages d'art : tunnels et viaducs. Depuis le début de ce siècle, la proximité de centres industriels tels que Clermont-Ferrand ou Saint-Étienne a fortement contribué à l'exode de la population rurale.

La fertilité des plateaux volcaniques ne peut se manifester à des altitudes de 1.000 m où les hivers sont rigoureux. Partout ailleurs, à l'exception des Limagnes, les sols sont trop siliceux pour permettre une agriculture riche ; seuls la forêt et l'élevage des moutons et bovins constituent des ressources appréciables. Le sapin au-dessus de 1.000 m, le pin en dessous, plus rarement le hêtre couvrent aujourd'hui des surfaces qui s'étendent de plus en plus au fur et à mesure de l'abandon des terres cultivées. Le mécanisme est toujours le même : la terre à céréales cède le pas à la prairie, elle-même supplantée par la lande à genêts bientôt envahie par la forêt. Mais la forêt est un placement à long terme, souvent hors de portée des capitaux locaux. Les propriétaires sont fréquemment non résidents ce qui ne contribue pas au maintien de la population locale. Seules, les petites limagnes, avec leurs formations marno-calcaires oligocènes, ou alluviales, conservent le monopole d'une vie rurale prospère. Les céréales, quelques vergers et la vigne — cette dernière en forte régression — se partagent les terroirs.

L'industrie extractive est inexistante : la Compagnie Péchiney maintient une exploitation de fluorine au S de Langeac, à Marsanges ; ce même

matériau est exploité de façon plus ou moins intermittente dans la vallée de la Senouire. L'exploitation du bassin houiller de Brassac est en pleine régression après fermeture des mines de la Taupe. L'activité cessa dans le bassin de Langeac après la guerre de 1914-1918. L'antimoine, le plomb, le zinc, la barytine sont abandonnés. L'uranium même, exploité dans la partie méridionale du plateau de Craponne-sur-Arzon, a causé des déceptions. Seul le gîte de Langogne tient de belles promesses. Les feldspaths alcalins, exploités depuis peu aux abords de Lissac pour la céramique, ne sont pas d'une qualité suffisante pour autoriser de grands espoirs, en dépit d'une certaine abondance.

II. — Limites géologiques et géologie d'ensemble du bassin du haut Allier.

1. **Limites.** — Les limites géologiques du bassin du haut Allier sont aussi nettes que ses frontières géographiques :

— au N, le socle cristallin disparaît sous le bassin houiller de Brassac-les-Mines et les sédiments oligocènes de la limagne d'Issoire ;

— à l'W, la frange des coulées volcaniques tertiaires du Cézallier et du Cantal le limite sans ambiguïté ;

— au SW, il est bordé par un grand accident : la faille du Malzieu (Lozère) qui se suit sur plus de 40 km ;

— au S et au SE, la frontière est tracée par le contact intrusif du granite porphyroïde de la Margeride ;

— à l'E, la bordure occidentale du vaste massif granitique du Vivarais-Velay-Forez lui donne une frontière naturelle sur plus de 100 km du S au N ;

— enfin au NE, le socle, effondré par des failles, s'enfonce sous le fossé sédimentaire tertiaire d'Arlanc ; sa bordure est ensuite jalonnée vers l'W jusqu'au Houiller de Brassac-les-Mines par le granite du Livradois méridional.

2. **Ensembles géologiques.** — Si les périmètres géographiques et géologiques de cette région coïncident, cette correspondance se poursuit beaucoup moins étroitement en son sein entre régions naturelles et ensembles géologiques. Ceci est normal si l'on considère que la morphologie de cette région est essentiellement commandée par des événements tertiaires alors que son histoire géologique débute tôt dans le Paléozoïque.

Un socle métamorphique antéstéphanien en constitue l'ossature continue. Il est largement recouvert de formations plus récentes dans lesquelles l'érosion découpe des fenêtres et le rend à nouveau accessible par places.

Ces formations plus récentes, qui seront entièrement laissées de côté dans ce travail, recouvrent 3 ou 4.000 km² de socle. En raison de leur

importance, je les énumérerai ici : ce sont, en commençant par les plus anciennes :

— Deux bassins houillers sédimentaires d'âge stéphanien : le bassin de Brassac-les-Mines (Puy-de-Dôme), avec son prolongement méridional de Lavaudieu (Haute-Loire) et le lambeau oriental de Fressanges (Puy-de-Dôme), et, plus au S, le bassin de Langeac (Haute-Loire).

Ce Houiller, encastré dans de profonds fossés bordés de failles, est plissé et faillé par les phases tardives de l'orogénie hercynienne (la plus grande épaisseur de sédiments stéphanien subsistant aujourd'hui sur une verticale donnée est de l'ordre de 1.000 m).

— Le Secondaire ne laisse aucun dépôt ; il se manifeste au contraire par une abrasion continue qui réduit le pays à l'état de pénéplaine.

— Au Tertiaire, plus précisément à l'Oligocène, une sédimentation lacustre s'installe sur de grandes surfaces du socle pénéplané. Allongé du N au S entre Issoire et Brioude, ce lac se divise en deux branches au niveau de Brioude : l'une joignant Saint-Flour au SW, l'autre Le Puy au SE par le petit bassin de Paulhaguet. Cette sédimentation est bientôt interrompue par le contrecoup des plissements alpins qui découpent le socle en une mosaïque de compartiments dont le jeu tectonique s'amplifiera jusqu'à l'apparition des volcans, ici essentiellement pliocènes et quaternaires. Des lambeaux d'Oligocène se trouvent ainsi portés à des altitudes variant de 600 à 1.000 m.

— Le volcanisme du Cézallier comme celui des Monts du Devès (Velay) est basaltique ; les coulées barrent le cours de l'Allier un certain nombre de fois, lui créant des cours temporaires (l'un d'eux au moins, par les gorges de Lavoûte-Chilhac, lui restera). Ces coulées sont vraisemblablement issues de longues fractures presque rectilignes du socle.

Celle qui livra passage aux basaltes du Velay s'allonge sur 60 km, de Pradelles (Haute-Loire) au SE, à Paulhaguet (Haute-Loire) au NW. On peut imaginer une fracture N-S, moitié moins longue entre Allanche (Cantal) et Besse-en-Chandesse (Puy-de-Dôme), livrant passage aux basaltes du Cézallier.

III. — Travaux géologiques antérieurs sur le bassin du haut Allier.

A l'écart des courants de l'activité humaine, cette région resta à l'écart des travaux scientifiques. Les rares études qui la concernent peuvent se grouper en quatre périodes :

1. **Jusqu'en 1850 : les précurseurs.** — Les premières notes géologiques sur cette région sont incluses dans des travaux englobant des régions plus vastes et concernant le volcanisme (Faujas de Saint-Fond, 1778 ; Poulett-

Scrope, 1827). La paléontologie provoque quelques mémoires sur les faunes tertiaires (Bertrand de Doue, 1828). Trois monographies géologiques voient le jour : Barrès (1809), aïeul de l'illustre écrivain, décrit le canton de Blesle (Haute-Loire) ; il donne quelques indications sur la nature des terrains. A. Pissis (1836) donne la première monographie proprement géologique de l'arrondissement de Brioude accompagnée d'une carte dont la légende distingue :

Basalte et Scories	Serpentine
Terrain lacustre	Gneiss
Terrain houiller	Granite

F. Grellet de la Deyte donne enfin en 1838 une esquisse géognostique du canton d'Allègre avec carte.

On sait dès lors que le bassin du haut Allier est fait d'un socle « primitif » de granite et gneiss sur lequel reposent des sédiments houillers et tertiaires, plus ou moins recouverts par de nombreux volcans récents. Des alluvions jalonnent les cours d'eau.

2. **De 1850 à 1880** (date des premières éditions de la carte géologique détaillée au 80.000^e pour cette région). — La carte topographique de l'État-Major paraît et Tournaire entreprend la première exploration géologique méthodique de toute la Haute-Loire : son travail, accompli en vingt ans dans des conditions particulièrement dures, est remarquable. La carte géologique de Haute-Loire au 80.000^e qu'il donne en 1880, malheureusement sans mémoire de texte ¹, fourmille de renseignements. Tournaire précise le contour des sédiments houillers et tertiaires ainsi que du volcanisme tertiaire dont il reconnaît l'âge essentiellement pliocène. Quant à la difficile géologie des terrains dits primordiaux, il reconnaît le premier le synclinal des micaschistes à deux micas Desges-Senouire et en trace les contours approximatifs. Dans la région occupée par les gneiss francs, il note des zones où le gneiss très cristallin se rapproche d'un granite. Il affecte le symbole **Gm** à ces « roches de passage entre les granites et les gneiss », migmatites et granites d'anatexie de nos jours. Il repère le premier des directions et pendages dans le terrain cristallophyllien. Il trace de même le contour des granites et en distingue plusieurs variétés. On reste plein d'admiration devant un travail si considérable pour l'époque.

Durant cette période, l'étude des bassins houillers de Brassac et Langeac progresse grâce aux travaux de J. Dorlhac, H. Amiot, D.-P. Baudin. La recherche des filons minéralisés captive l'attention du public et la prospection privée se développe avec autant d'intensité que d'anarchie. J. Dorlhac heureusement consigne l'ensemble des résultats obtenus pour la galène

¹ Dès 1869, il donnait lors de la réunion de la Société Géologique de France au Puy, une « Note sur la constitution géologique du département de la Haute-Loire et sur les révolutions dont ce pays a été le théâtre ».

et la barytine dans un précieux mémoire (1862). Les terrains volcaniques et les sédiments fossilifères des Limagnes continuent d'attirer les recherches.

3. **De 1880 à 1940.** — Période d'édition et de réédition des quatre feuilles de la carte géologique détaillée de la France au 80.000^e couvrant la région : Brioude (175), Monistrol (176), Saint-Flour (185), Le Puy (186).

Leurs éditions successives sont loin d'avoir la valeur du travail de Tournaire : inexactitude des contours, rapidité de l'observation ou interprétations hâtives par des gens connaissant mal ce pays difficile.

Les feuilles du Service de la Carte reprennent, au moins pour la Haute-Loire, les contours de Tournaire sans beaucoup les améliorer. Pour le terrain cristallophyllien, la division adoptée est : micaschistes, gneiss, gneiss granitoïdes ; encore ces étages ne sont-ils cartographiés que sur les feuilles Monistrol et Le Puy.

En 1892, M. Boule publie sa *Description géologique du Velay* qui ne concerne que la feuille du Puy et dont bien des résultats sont maintenant à revoir. A la suite de son travail, M. Boule dirige une excursion de la Société Géologique de France en Velay et Lozère (1893).

La connaissance du socle cristallin reste stationnaire depuis Tournaire. Néanmoins, M. Boule étudie en 1891, dans un article paru à la S. G. F., certaines amphibolites et serpentines de la haute vallée de l'Allier.

4. **De 1940 à 1960.** — L'intérêt renaît pour l'étude du socle « primordial », c'est-à-dire cristallin et métamorphique ¹. Des mémoires s'étendant sur plusieurs régions mentionnent le haut Allier : M. Roques (1941) esquisse le synclinal de Massiac sur la carte au 320.000^e jointe à son mémoire ; J. Jung (1946) constate l'absence de travaux sur l'arc de Brioude. A. Demay (1947) voit dans le synclinal Desges-Senouire les racines de sa « nappe de la Margeride ».

Quelques études plus détaillées mais localisées concernent la partie NW : vallée de l'Allagnon et soubassement du massif volcanique du Sancy (S. P. Tung, 1950 ; J. Maisonneuve, 1952 ; J. Didier, 1954 ; Y. Vialette, 1957). Elles précisent l'existence et l'allure de la partie NW du synclinal des gneiss de Massiac reconnu par M. Roques.

IV. — Buts et méthodes.

Cet ouvrage est consacré dans son entier à l'étude des schistes cristallins et roches éruptives qui forment le socle précédemment défini.

Étude pétrographique certes, mais avant tout étude géologique. J'ai tenté

¹ Une belle collection de minéralogie régionale a été reconstituée au Musée du Puy. C'est là qu'ont été recueillis tous les spécimens provenant de la collection Marie Grenier, de Brioude. Cette collection bien entretenue est constamment enrichie des espèces nouvelles découvertes dans le département.

de déchiffrer l'histoire complexe, la structure, de ce « nœud » tectonique et zonéographique du Massif Central, de reconstituer la chronologie des événements qui en ont tracé la figure présente. La tâche ne m'a pas été simplifiée, certes, par l'absence totale de sédiments paléozoïques antéstéphanien non touchés par le métamorphisme ; mais cette absence même a sa signification.

Cette carence qui m'oblige à me référer à des régions voisines plus favorisées sous ce rapport, pour établir des similitudes, m'a permis par contre d'aborder sous un angle plus général certains problèmes du métamorphisme régional : polymétamorphisme, migmatisation seconde, par exemple. Les roches ultrabasiqnes de la région font l'objet d'un travail séparé.

Les venues métallifères sont si nombreuses et leur groupement si caractéristique que l'on ne pouvait les passer complètement sous silence. Elles ont été inventoriées, pour certains éléments, de façon aussi complète que possible et simplement pointées sur un tirage particulier du fond géologique au 200.000^e, ce qui fait ressortir les caractères intéressants de leur répartition (planche V en pochette).

Ne disposant que de données cartographiques antérieures plus que sommaires, mon premier soin fut d'établir une carte détaillée de ces schistes cristallins. La méthode choisie pour ce faire fut la *méthode zonéographique*¹ proposée par J. Jung et M. Roques (1936, 1938, 1941, 1952). En dehors du fait que cette méthode est de plus en plus utilisée en France, Outre-Mer, ou à l'étranger, elle seule permettait de lever de façon détaillée dans un délai raisonnable un territoire de plus de 5.000 km².

Ce lever a été réalisé au 80.000^e pour les moitiés E des feuilles Brioude (175) et Saint-Flour (185), et W des feuilles Monistrol (176) et Le Puy (186), à partir de minutes au 50.000^e et, pour la région d'Alleyras, au 20.000^e, ce fond topographique venant de paraître.

¹ Je rappellerai que cette méthode divise le terrain cristalloyphylien en :

- *Ectinites* : formations où la recristallisation s'est faite dans un climat topochimique ;
- *Migmatites* : formations où la recristallisation s'est faite dans un climat métasomatique.

Les ectinites de la séquence pélitique repère comprennent les zones d'isométamorphisme suivantes :

- X zone non métamorphique.
- Y² » des micaschistes supérieurs = schistes à chlorite et séricite.
- Y¹ » des micaschistes inférieurs = micaschistes à biotite et muscovite.
- Z² » des gneiss supérieurs = gneiss à biotite et muscovite.
- Z¹ » des gneiss inférieurs = gneiss à biotite et sillimanite.
- U » des gneiss ultra-inférieurs = gneiss à orthose et cordiérite.

Les migmatites sont des gneiss riches en feldspath (surtout alcalins) ; la biotite, la muscovite, la cordiérite, la sillimanite, le grenat y sont les minéraux les plus courants. Leur texture litée est : soit régulière, réalisant le faciès *embréchite* ; soit irrégulière (nébulitique, artéritique, agmatique...) et le faciès *anaterite* apparaît. Dans les formations migmatitiques, les deux faciès peuvent apparaître simultanément (les embréchites occupent alors volontiers la partie supérieure de la formation) ou indépendamment l'un de l'autre.

Pour des raisons typographiques, seule la synthèse au 200.000° de ces levers est présentée dans ce travail ; les minutes originales au 80.000° pourront être consultées au Laboratoire de Géologie de l'Université de Clermont-Ferrand.

L'étude pétrographique des échantillons de ces terrains a été faite au microscope polarisant, la détermination des feldspaths plagioclases réalisée à la platine universelle de Fedorov. La détermination des feldspaths alcalins n'a pu être faite avec une semblable précision, R. Brousse (1959) ayant récemment montré que les méthodes optiques ne permettaient pas en fait d'y atteindre ; seuls les rayons X paraissent efficaces. On a ici uniquement noté avec soin l'abondance des perthites, ainsi que le faciès, quadrillé ou non, du microcline.

La composition minéralogique quantitative des roches du synclinorium de Massiac a fait l'objet de nombreuses analyses modales inédites de S. P. Tung (1950) et J. Maisonneuve (1952) qui seront citées à leur place ¹.

L'étude chimique bénéficie d'une quinzaine d'analyses antérieures ; je présente ici une trentaine d'analyses nouvelles effectuées par les chimistes du Laboratoire de Géologie de l'Université de Clermont-Ferrand, qui voudront bien trouver ici l'expression de toute ma reconnaissance.

L'allure tectonique des schistes cristallins à l'échelle de l'affleurement a fait de ma part l'objet d'une observation attentive : schistosité plane et régulière, plissements intenses, existence d'une linéation nette, etc., ont été notés lorsqu'ils étaient typiques, mais l'étude tectonique complète de cette région reste à faire.

A l'échelle de la carte, le relevé des directions de la schistosité cristallophyllienne et de ses pendages m'a permis de déceler les grandes unités anticlinales ou synclinales et d'en établir des coupes schématiques classiques. Les problèmes ont été plus ardues dans la zone polymétamorphique du Livradois éridional.

L'absence de terrains sédimentaires antéstéphaniens m'a conduit à tenter d'établir une chronologie absolue du cristallophyllien par la méthode au Pb- α zircon montée par M. Roques au Laboratoire de Géologie de l'Université de Clermont-Ferrand. Les mesures ont porté sur 16 lots de zircons microscopiques, extraits suivant la méthode pratiquée en ce laboratoire. Les écarts importants obtenus entre certains résultats n'ont pas permis de les utiliser ici. L'interprétation géologique en reste encore incertaine.

Les localités et gisements cités dans le texte sont suivis, autant que possible, du nom du chef-lieu de la commune à laquelle ils appartiennent. De multiples confusions dues à des homonymies étaient en effet possibles.

¹ Je n'ai malheureusement pas pu effectuer, pour des raisons matérielles, les quelques analyses modales qui eussent été souhaitables pour certaines formations du synclinorium Desges-Senouire-Doulon.

lorsqu'il s'agissait de hameaux ou de fermes isolées. J'ai utilisé pour cela :

— le *Dictionnaire topographique du département du Cantal*, par E. Amé, Paris, 1897 ;

— le *Dictionnaire topographique du département de la Haute-Loire*, par A. Chassaing et A. Jacotin, Paris, 1907 ;

— le *Dictionnaire des lieux habités du département du Puy-de-Dôme*, par J.-B. Bouillet, Clermont-Ferrand, 1854.

L'orthographe suivie pour les noms de lieux est le plus généralement celle de la carte d'état-major au 80.000^e, qui est malheureusement souvent fautive. J'ai cru devoir cependant m'y conformer autant que possible pour faciliter encore le repérage des localités aux lecteurs ne connaissant pas la région.

V. — Principales unités géologiques du socle cristallophyllien du bassin du haut Allier.

On a vu au § III que les divisions géographiques du bassin du haut Allier n'avaient guère de liens avec les unités du socle métamorphique ; c'est donc l'examen de la carte géologique au 200.000^e qui permettra d'ordonner l'exposé de ces recherches. Cette carte met en évidence les unités géologiques suivantes qui seront étudiées dans l'ordre :

— au centre, le *synclinorium de Massiac*, d'axe NW-SE, enserré de toutes parts d'une couronne anticlinale d'anatexites grenues ;

— bordant cette couronne à sa partie externe mais sur trois côtés seulement : SW, SE, NE, une deuxième couronne continue, synclinale celle-là, présente les termes supérieurs de la série cristallophyllienne. Je la nomme *synclinorium Desges-Senouire-Doulon* et, pour la commodité de l'exposé, lui donnerai, en temps utile, des noms particuliers dans ses diverses branches. Vers le S, elle est interrompue par le granite de la Margeride qui n'en épargne que deux fragments méridionaux : la fenêtre d'Alleyras et la zone de Ruines. Vers le N, elle est bordée par la zone anticlinale d'anatexites grenues de Chaméane-Novacelles (Puy-de-Dôme), elle-même interrompue par le granite du Livradois ;

— les schistes cristallins de cette couronne synclinale ont été plus ou moins profondément transformés par un second métamorphisme (hercynien selon toute vraisemblance) qui y provoque une rétomorphose dont l'intensité maximum se fait sentir au N en Livradois ;

— vers l'E, cette couronne s'appuie à un arc d'embranchement œillées, de plus de 100 km de long et dont la convexité fait face à l'W. Cet arc est lui-même régulièrement adossé au batholite granitique du Velay-Vivarais.

Ces mêmes embréchites affleurent au S dans le synclinal, en niveaux stratoïdes ;

— enfin, les granites et filons divers de roches éruptives constituent d'importants ensembles nettement différenciés. On distingue :

— le granite de la Margeride qui a fait l'objet du mémoire de thèse de P. Lapadu-Hargues (1948) ;

— le granite du Velay ;

— le granite du Livradois et ses annexes (Champagnac-le-Vieux, La Chaise-Dieu) ;

— les petits massifs de granite d'anatexie liés à la couronne de migmatites du synclinorium de Massiac ;

— les innombrables filons et laccolites de granite à deux micas qui accompagnent les migmatites et les grands corps granitiques ;

— enfin, une formation dont l'importance se révèle en Livradois : les filons de lamprophyres.

PREMIÈRE PARTIE

LE SYNCLINORIUM DE MASSIAC ET SA COURONNE DE MIGMATITES

Cette importante structure affecte la forme approximative d'un rectangle dont les médianes auraient respectivement 20 et 40 km. La plus longue médiane figurant l'axe du synclinal est dirigée NW-SE. Aux extrémités des médianes se placent les communes de Lorlanges (Haute-Loire) au NE, Lavoûte-Chilhac (Haute-Loire) au SE, Molompize (Cantal) au SW, Saint-Alyre-ès-Montagne (Puy-de-Dôme) au NW.

Le tracé de l'axe de l'anticlinal de migmatites qui entoure ce synclinal complexe décrit un ovale extérieur à ce rectangle.

L'intérêt de ce synclinorium assez exceptionnel dans le Massif Central est d'être une structure fermée : limitée de tous côtés par les mêmes anatexites grenues ou schisteuses. Deux directions privilégiées s'imposent donc pour les coupes : je décrirai quatre coupes transversales et une coupe longitudinale (planche I en pochette).

CHAPITRE PREMIER

COUPES FONDAMENTALES

Le réseau hydrographique s'est profondément incrusté dans ce plateau d'altitude moyenne de 900 m. Les coupes naturelles y sont multiples et généralement bonnes ; seuls des basaltes en interrompent parfois la continuité.

Les thalwegs n'ont pas le monopole des affleurements ; les plateaux en offrent de fort corrects dus à l'ouverture depuis une dizaine d'années de nombreuses routes et chemins d'intérêt local. Ayant de ce point de vue une certaine latitude, j'ai choisi les coupes ci-dessous, décrites soit en fonction de leur bonne accessibilité (cas de la vallée de l'Allagnon entre Massiac et le Saut-du-Loup), soit en fonction de leur position géologique intéressante.

I. — Coupe transversale de Vèze (Cantal) à Ardes-sur-Couze (Puy-de-Dôme).

Le socle qui apparaît sous les coulées volcaniques du Cézallier aux environs de Vèze et plus au S vers Peyrusse est fait d'**anatexites grenues** à biotite. Dès avant la traversée de la Sianne, celles-ci sont abondamment pourvues de sillimanite et leur texture devient grossièrement schisteuse. On remarquera que, sur toute la périphérie du synclinorium de Massiac, chaque fois que la sillimanite apparaît en quantité dans les anatexites, leur texture tend à s'orienter et à devenir schisteuse.

De l'autre côté de l'arête volcanique qui sépare les départements du Cantal et du Puy-de-Dôme et qui domine au S le hameau de Bostbarty, le socle très fracturé renferme de nombreux filons métallifères (district de Leyvaux à stibine et mispickel). Le faciès pétrographique a changé : la sillimanite disparaît ; le litage devient plus fin et régulier ; la schistosité, de perceptible, devient franche : la roche se débite en parallélépipèdes : nous sommes dans des **gneiss rubanés à biotite** de grain plutôt fin. Ces gneiss, qui ont été considérés jusqu'à maintenant comme des embréchites et qui semblent constituer en fait un puissant groupe de **leptynites ortho**,

renferment çà et là des septa de gneiss à biotite et sillimanite d'une taille variant du décimètre à plusieurs centaines de mètres. Les schistosités du gneiss et des leptynites sont de directions concordantes. Je citerai particulièrement les gros septa traversés entre Saint-Étienne-sur-Blesle (Haute-Loire) et Leyvaux (Cantal), ainsi qu'entre Saint-Alyre-ès-Montagne et Rentières (Puy-de-Dôme). Les **amphibolites**, rares au N, deviennent abondantes dans les leptynites dès la latitude d'Auriac-l'Église (Cantal).

SW

NE

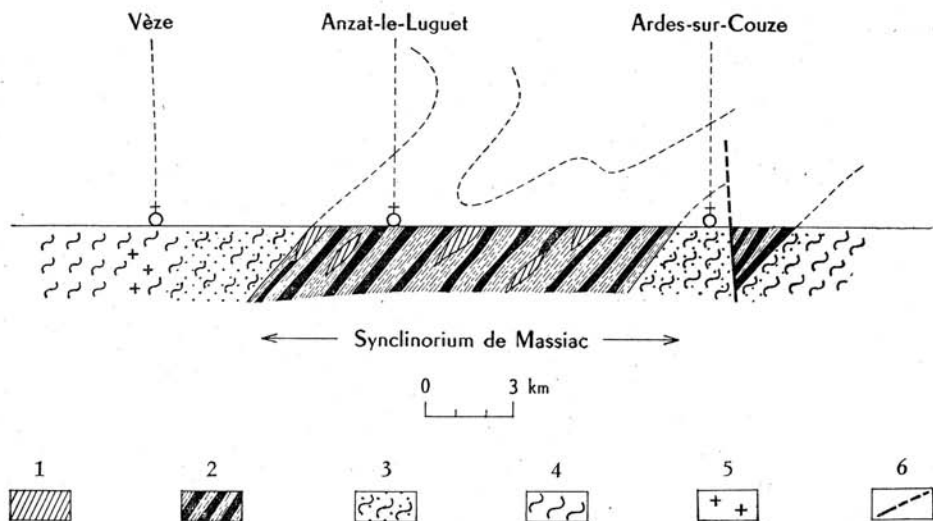


Fig. 2. — Le synclinorium de Massiac.
Coupe transversale de Vèze à Ardes-sur-Couze.

- | | | |
|---|---|------------------------------|
| 1, Gneiss à biotite et sillimanite (septa). | } | Zone Z' (gneiss inférieurs). |
| 2, Leptynites (ortho). | | |
| 3, Anatexites schisteuses à sillimanite. | } | Zone M' (anatexites). |
| 4, Anatexites grenues. | | |
| 5, Granites d'anatexie localisé. | | |
| 6, Failles. | | |

Ce faciès de leptynites rubanées à biotite, qui constitue à lui seul toute la partie NW du synclinorium de Massiac avec, çà et là, de petites passées ocellées, se poursuit vers le N sans discontinuer, identique à lui-même, jusqu'aux abords immédiats d'Ardes-sur-Couze¹. Là réapparaissent des anatexites schisteuses à biotite dans lesquelles la sillimanite ne se manifeste qu'avec discrétion. Plus à l'E, ces anatexites passent de façon progressive

¹ Une première étude de la région d'Ardes-sur-Couze, Anzat-le-Luguet, Besse-en-Chandesse a été faite par Y. Vialette en 1937 (Diplôme d'études supérieures).

au faciès grenu à cordiérite de Lempdes (Haute-Loire), lui-même analogue au faciès grenu nébulitique de Besse-en-Chandesse (Puy-de-Dôme) qui limite au NW le synclinal complexe.

Dans toute cette coupe, la série cristallophyllienne paraît monoclinale ; elle pend vers le SW avec des valeurs comprises entre la verticale et 45°. Elle est vraisemblablement affectée de plusieurs replis qui exagèrent la puissance réelle des leptynites (la coupe transversale les suit sur plus de 13 km !). Mais, en raison de l'uniformité du faciès pétrographique réalisé, la méthode zonéographique ne permet pas d'en établir la structure détaillée. L'absence de niveaux stratigraphiques repères laisse le problème entier. Seules, des méthodes purement tectoniques apporteraient peut-être ici des précisions. L'épaisseur réelle du groupe leptynique doit être de l'ordre de 5.000 m dans cette coupe.

II. — Coupe de Massiac (Cantal) au Saut-du-Loup (Puy-de-Dôme) dite : « coupe de l'Allagnon ».

Les affleurements rocheux presque continus qui bordent la route nationale n° 9 entre Massiac (Cantal) et Lempdes (Haute-Loire) permettent d'observer en détail les schistes cristallins de la moitié NE du synclinorium à ce niveau. Ces facilités furent mises à profit dès 1950 et S. P. Tung, assistant à l'Université de Pékin, en stage à Clermont-Ferrand, décrivit minutieusement la coupe dans un travail en anglais resté malheureusement inédit à ce jour ¹.

Vers le SW ², je limite volontairement cette coupe à la faille qui détermine approximativement le cours de l'Allagnon et de son affluent l'Allagnonnette au N et au S de Massiac, car à l'W et au SW de cet accident la série cristallophyllienne s'organise sur un plan un peu différent (voir planche I en pochette) qui serait mal traduit dans une coupe de cette orientation.

Vers le NE, je poursuis la coupe jusqu'au confluent de l'Allagnon avec l'Allier au hameau du Saut-du-Loup où s'effectue la retombée de l'anticlinal de migmatites de la basse Allagnon de l'autre côté du bassin stéphanien effondré de Brassac-les-Mines. Ces quelques kilomètres de coupe décrits en 1954 par J. Didier se font le long des routes I. C. 35 et I. C. 123 (Puy-de-Dôme) de Moriat au Saut-du-Loup.

A Massiac affleurent des **gneiss à biotite et sillimanite** au litage fin et

¹ Le manuscrit dactylographié peut être consulté au Laboratoire de Géologie de l'Université de Clermont-Ferrand.

² La suite de la coupe de l'Allagnon a été décrite par J. Maisonneuve (1932) ; son interprétation structurale lui a posé des problèmes auxquels j'ai apporté une solution quelque peu différente de la sienne, nos observations restant parfaitement concordantes quant à la cartographie des faciès.

régulier. Le grenat almandin et la tourmaline y sont présents çà et là. Ils se débitent en dalles ou fragments aux bords déchiquetés, ce qui permet souvent à l'affleurement de les opposer aux leptynites et aux migmatites dont le débit franc produit des parallélépipèdes plus ou moins réguliers. Ces gneiss se suivent sur une dizaine de kilomètres, jusqu'un peu au N du hameau de Brugeilles (commune de Torsiac). A la chapelle Sainte-Madeleine (N de Massiac), à Grenier-Montgon, au Babory de Blesle, entre ce hameau et celui d'Aubeyrac, ils contiennent des niveaux de leptynites à

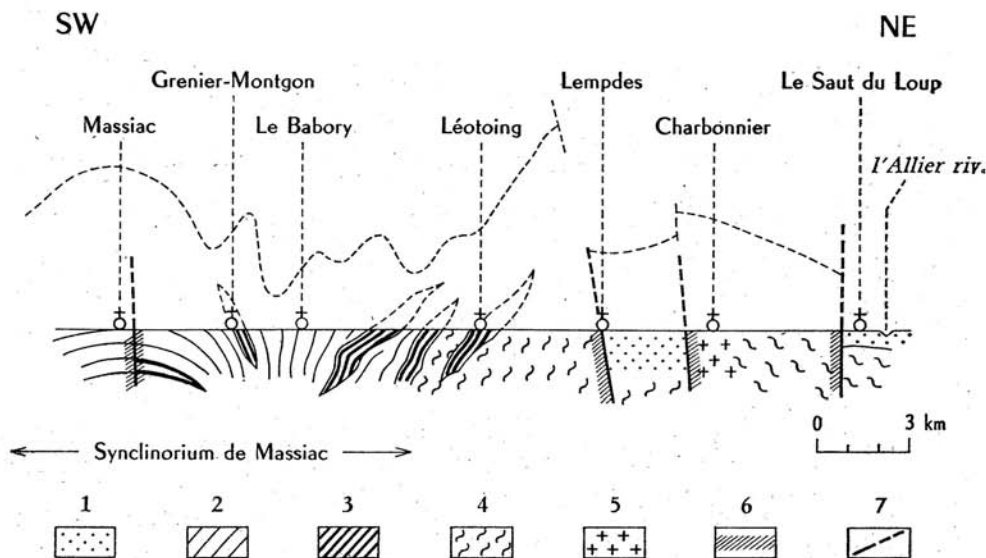


Fig. 3. — Le synclinorium de Massiac (branche N).

Coupe transversale de Massiac au Saut-du-Loup.

- 1, Sédiments stéphanien et oligocènes.
- 2, Gneiss à biotite et sillimanite. } Zone Z¹.
- 3, Leptynites (ortho). }
- 4, Anatexites schisteuses et anatexites grenues.
- 5, Granite d'anatexie localisé.
- 6, Mylonites.
- 7, Failles.

biotite, parfois à grain fin, identiques aux leptynites décrites dans la coupe précédente, mais formant lentilles. L'épaisseur du niveau principal, celui d'Espalem au N, atteint plusieurs centaines de mètres ; latéralement ils s'amincissent jusqu'à disparaître dans les gneiss. L'extension latérale du niveau d'Espalem atteint 10 km. A l'échelle de la carte, le contour limitant les faciès gneiss et leptynites peut être oblique sur la schistosité cristallophyllienne. Cette obliquité est trop faible pour être saisie directement sur le terrain à l'affleurement.

Les **leptynites** relaient définitivement les gneiss à biotite et sillimanite à quelques centaines de mètres au N de la carrière de Brugeilles, le long de la R. N. 9. Les migmatites débutent par un niveau peu épais de leptynites à biotite, auxquelles font suite des **anatexites schisteuses à sillimanite** jusqu'à Léotoing, puis des **anatexites grenues nébulitiques à biotite et cordiérite** jusqu'à Lempdes. Le faciès de ces dernières les rapproche beaucoup des anatexites à cordiérite d'Aubusson (Creuse) ou des Monts du Lyonnais, faciès répandu, on le sait, dans tout le N du Massif Central. Notons un niveau leptynique intercalé dans les anatexites un peu au N de Léotoing.

La coupe est interrompue à Lempdes par une des failles bordières de la Limagne ; elle reprend quelques centaines de mètres avant Charbonnier (Puy-de-Dôme) par un granite à biotite de grain plutôt fin, assez écrasé en raison de la proximité des failles du Houiller. De Charbonnier au Saut-du-Loup, on est de nouveau dans les anatexites grenues à cordiérite du type de Lempdes mais chloriteuses et écrasées, elles aussi, du fait des failles.

L'interprétation du **granite de Charbonnier** prête à discussion car son contact avec les anatexites affleure mal. Son faciès l'éloigne des innombrables filons de granite intrusifs dans les migmatites de la région. Je pense avec J. Didier qu'il représente le terme extrême de l'anatexie dans ce secteur pour les raisons suivantes :

- l'analogie de son faciès avec les petits massifs de granite d'anatexie localisé qui parsèment la couronne migmatitique du synclinorium de Massiac ;
- sa position structurale au cœur de l'anticlinal d'anatexites grenues ;
- enfin, son peu d'extension ne doit pas surprendre ; je montrerai par la suite que l'un des caractères de la couronne migmatitique du synclinorium est que les granites d'anatexie y sont toujours très localisés.

L'un des caractères généraux des migmatites qui entourent le synclinorium de Massiac, aisément observable ici, est qu'elles contiennent quantité d'enclaves de schistes cristallins de toute forme et de nature variée, parfaitement reconnaissables. Je citerai en exemple les blocs de gneiss à biotite et sillimanite, d'amphibolite, de péridotite et de serpentine plus ou moins carbonatée qui se rencontrent dans les anatexites schisteuses entre Lanau et le grand virage de la R. N. 9 sous le château de Léotoing ; de même les blocs de gneiss, de péridotite, et de serpentine inclus dans les anatexites nébulitiques à cordiérite, 300 m au S de Lempdes. S. P. Tung a signalé de minces niveaux d'amphibolites plus ou moins boudinés dans les tranchées de la voie ferrée : à 1 km au N du Babory dans des leptynites, et à 1 km en amont de Lempdes, au niveau du barrage sur l'Allagnon, dans des anatexites. Dans l'ensemble pourtant, les amphibolites sont rares dans ce secteur.

L'architecture de la série cristallophyllienne apparaît dans cette coupe de la façon suivante :

Aux abords de Massiac, les pendages des gneiss à biotite et sillimanite sont faibles : compris entre 45° et l'horizontale, ils dessinent un anticlinal secondaire que la coupe suivante Brioude - Saint-Flour permettra d'interpréter. Cet anticlinal fait place, dès Grenier-Montgon, à la branche synclinale N du synclinorium des gneiss de Massiac. Les pendages très redressés oscillent entre 60° et la verticale ; la schistosité cristallophyllienne plonge au SSW jusqu'à Lempdes, mises à part de petites variations locales. C'est ainsi que sous les gneiss peuvent émerger les migmatites qui forment l'anticlinal faillé de la basse Allagnon. Celui-ci sera étudié avec la couronne des migmatites.

Si l'on tente d'évaluer la *puissance des niveaux définis dans cette coupe*, on doit noter que :

a) Pour les gneiss à biotite et sillimanite, la présence dans le synclinorium d'un anticlinal secondaire à Massiac empêche de situer correctement le point où passe l'axe synclinal de la branche N du synclinorium des gneiss, entre Massiac et le Babory de Blesle. Le relevé minutieux des pendages effectué par S. P. Tung le fait passer approximativement à 1 km au S de Babory. De ce point à celui où commencent les affleurements continus de migmatites, il y a 4 km à vol d'oiseau. En raison du pendage moyen de 60° à 80° des assises, l'épaisseur des gneiss à biotite et à sillimanite est moindre ; elle s'établit aux environs de 3.000 m. Mais ce calcul ne tient pas compte de l'action de l'érosion et comme celle-ci a déjà fait disparaître la base de la zone des gneiss supérieurs, il est logique de penser qu'elle a simultanément décapé le sommet de la zone des gneiss inférieurs. *L'épaisseur réelle de cette zone est donc ici supérieure à 3.000 m. J'essaierai de préciser ce chiffre.*

b) Pour les leptynites du niveau accolé aux anatexites de Léotoing, l'évaluation est plus simple. Elles affleurent sur un peu plus d'un kilomètre à vol d'oiseau au N de Brugeilles. Compte tenu du pendage, leur puissance réelle est comprise entre 500 et 1.000 m. Mais le chiffre donné ne peut avoir grande signification puisqu'il existe plusieurs niveaux stratoïdes. Pourtant, la comparaison avec la coupe précédente suggère une remarque importante : *le développement des leptynites se réduit considérablement entre les deux coupes.* Ce fait sera ultérieurement discuté.

c) Les anatexites affleurent de Lanau à Lempdes. Des sondages à travers le Houiller prouvent qu'elles constituent le socle entre Lempdes et le granite de Charbonnier. La distance séparant Lanau de Charbonnier est à vol d'oiseau de 8.000 m. Le détail de l'architecture des anatexites reste, en l'absence de pendages réguliers, indéchiffrable par la méthode zonéographique. *On retiendra simplement que leur puissance est inférieure à 8.000 m.*

En résumé, la coupe de l'Allagnon qui ne porte que sur la moitié septentrionale du synclinorium de Massiac nous révèle d'importantes modifications dans sa constitution ; depuis la coupe précédente, la plus marquante est le relais des leptynites qui occupaient jusqu'alors le cœur du synclinal par des gneiss à biotite et sillimanite aux plissements complexes. Au NW du synclinorium, les gneiss ne jouaient que le rôle de septa dans les leptynites ; les rôles sont maintenant renversés : les leptynites ne sont plus que des septa dans les gneiss à biotite et sillimanite.

III. — Coupe transversale de Saint-Flour, Mentières (Cantal) à Brioude (Haute-Loire).

La coupe suit approximativement l'ancienne voie ferrée de Saint-Flour à Brioude par La Chapelle-Laurent. Cette voie ouverte en 1910 est désaffectée depuis 1940 mais son tracé, que la végétation envahit par places, fournit encore de bons affleurements. Ma description commence à Mentières où passe la faille orientale limitant le bassin de Saint-Flour. Son passage se signale vers Mentières :

- par la mylonitisation des leptynites ;
- par l'effondrement du compartiment méridional très marqué dans la topographie.

Des **leptynites à biotite** régulièrement litées affleurent jusque vers Chabrillac (commune de Tiviers). Elles contiennent des septa de gneiss à biotite et sillimanite, des filons quartzeux minéralisés (entre les deux tunnels de Chabrillac) ; elles renferment surtout des niveaux d'**amphibolites** entre Mentières et le hameau du Bouchet au N (Cantal), ainsi qu'un massif de **péridotite serpentinisée** entre la voie ferrée et ce hameau.

Des **anatexites schisteuses à sillimanite** succèdent aux leptynites, puis viennent des **anatexites nébulitiques** analogues à celles de Lempdes (Haute-Loire) mais dont la schistosité tourmentée est plus accusée ; elles occupent une position anticlinale. En poursuivant la coupe vers Brioude, on retrouve des anatexites à sillimanite puis un mince niveau de leptynites contenant de nombreux bancs d'amphibolites ainsi que plusieurs massifs de péridotite serpentinisée analogues à celui du Bouchet, ci-dessus noté (voir planche IV en pochette).

Ce flanc N de l'anticlinal est laminé par le passage d'un important accident NW-SE : la faille de Saint-Poncy ; la tranchée de chemin de fer coupe la zone faillée à la sortie SW d'un tunnel ; on y voit des écailles alternantes de leptynites et de gneiss à biotite et sillimanite.

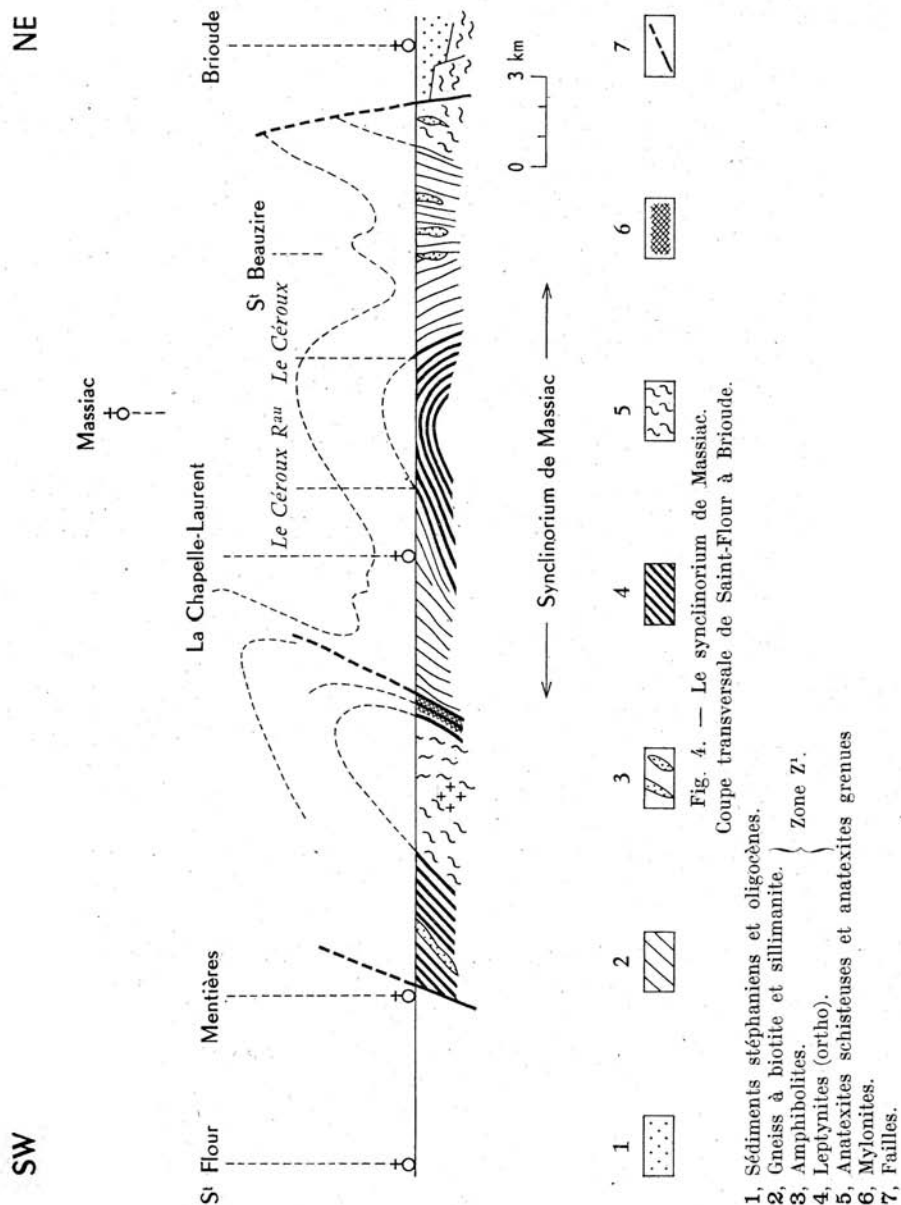
Poursuivant vers Brioude, les **gneiss à biotite et sillimanite** affleurent sans interruption jusqu'aux abords de l'ancienne gare de Cournil. Niveaux d'amphibolites et pointements de serpentine y sont rares.

La faille de Massiac s'amortit ici mais passe inaperçue car elle est parallèle à la direction de schistosité des gneiss.

Au niveau de La Chapelle-Laurent, on quittera un moment la voie ferrée pour prendre la route d'Ally vers l'E. Celle-ci coupe successivement deux profonds ravins. Dans le premier (ravin du Celoux ou Ceroux), la sillimanite des gneiss fait place à de la muscovite bien développée. La roche prend le faciès d'un **gneiss à deux micas** typique, gris à l'état frais.

Au fond du ravin suivant (ravin de Vertesseyre), la muscovite se raréfie mais j'ai trouvé dans le gneiss finement lité à biotite, sillimanite et grenat,

très phylliteux, qui borde la route juste après la traversée du ruisseau de Vertesseyre, deux ou trois lames de 1 cm de **disthène** bleu se transformant



en sillimanite sur les bords. La présence de ce minéral dans les gneiss à biotite et sillimanite constitue une anomalie qu'il est intéressant de signaler ici.

A deux ou trois cents mètres plus haut, la route passe dans les leptynites à biotite finement rubanées ; un filon de pegmatite les traverse. Il contient une multitude d'aiguilles d'andalousite rose longues de plusieurs centimètres ¹.

La présence de ces minéraux semble indiquer que l'on atteint ici zonéographiquement le plancher de la zone des gneiss supérieurs. On pourrait avancer l'hypothèse que ces gneiss dérivent d'un horizon sédimentaire particulièrement alumineux ; je ne le pense pas car la sillimanite n'est pas plus abondante ici qu'en d'autres points du synclinorium.

La voie ferrée de Brioude traverse ensuite les leptynites à biotite du dôme du Ceroux que l'on avait atteint au-delà du ruisseau de Vertesseyre ; elle les quitte avant le tunnel d'Artiges pour retrouver les gneiss à biotite et sillimanite. Ceux-ci affleurent jusqu'au niveau des fermes de Rozier (commune de Beaumont). Entre les anciennes gares de Talairat et Saint-Beauzire passent de puissants niveaux d'amphibolites souvent accolés à des leptynites ; leur direction générale est concordante avec la schistosité des gneiss. Ces niveaux se relaient dans les gneiss à biotite et sillimanite depuis la traversée de l'Allier vers Jazinde et Lomenède (commune de Villeneuve-d'Allier) jusque vers Grenier-Montgon. On notera la quasi-absence des amphibolites et serpentines dans le dôme leptynique du Ceroux et à ses abords.

Le passage des gneiss aux anatexites se fait pratiquement sans intercalations de leptynites entre Rozier et Saint-Laurent-Chabreuges ; viennent d'abord des anatexites schisteuses à sillimanite puis des anatexites nébulitiques grenues rapidement interrompues par les failles bordières du bassin tertiaire de Brioude.

Il est nécessaire de formuler les observations suivantes avant d'interpréter l'architecture des assises métamorphiques de cette coupe :

— les pendages, orientés au SW, sont monoclinaux dans l'anticlinal traversé de Mentières à Saint-Poncy ; leur valeur oscille entre la verticale et 45° ;

— ils conservent cette orientation monoclinale SW dans les gneiss de la branche S du synclinorium avec des valeurs plus faibles comprises entre 50° et l'horizontale : ils plongent sous les migmatites de l'anticlinal précédent. *La série cristallophyllienne a un profil renversé le long du bord S du synclinorium ;*

— les pendages sont périclinaux, peu accentués (de 40° à l'horizontale) à l'extrémité NW de la structure de leptynites que j'appelle, avec J. Maisonneuve, le dôme du Ceroux. Ce dôme s'enfonce lentement vers le NW

¹ P. de Brun (1902) avait signalé ce gisement visible alors en place. En 1960, je n'ai retrouvé que deux blocs de 50 cm éhoulés à 40 m en contrebas de la route, dans le bois. Les aiguilles d'andalousite sont fines : 2 à 3 mm de diamètre.

sous les gneiss ce qui explique la disposition de ces derniers en anticlinal secondaire à Massiac ;

— ils sont presque verticaux (60°-80°) dans la branche N du synclinorium des gneiss, allure qu'ils conservent dans les anatexites qui limitent la coupe au NE. Des replis accroissent vraisemblablement l'épaisseur réelle des gneiss de cette branche N. *La série cristallophyllienne est en position redressée mais normale le long du bord N du synclinorium ;*

— enfin, l'épaisseur attribuée aux différents termes de la série traversée dépend de l'interprétation tectonique adoptée pour cette coupe. Plusieurs possibilités se présentent qui ne seront discutées qu'après examen de la coupe longitudinale du synclinorium.

IV. -- Coupe transversale de Védrières-Saint-Loup (Cantal) à Vieille-Brioude (Haute-Loire).

Différant de la précédente sur quelques points, cette coupe se présente ainsi :

— Des **anatexites très grenues, nébulitiques**, affleurent de Védrières-Saint-Loup (Cantal) jusqu'à un peu au N de Chastel (Haute-Loire) où elles se chargent de sillimanite et deviennent schisteuses.

— Un mince niveau de **leptynites riche en amphibolites** les sépare des **gneiss à biotite et sillimanite** qui contiennent également quelques amphibolites.

— Les gneiss affleurent sur une grande distance avec quelques intercalations leptyno-amphiboliques (ruines du moulin d'Esplot, commune de Saint-Austremoine) : une faille que j'appelle « faille de la Rodde » (du nom d'une mine d'antimoine célèbre au début de ce siècle, commune d'Ally) interrompt vers le SE et parallèlement à la coupe le dôme du Ceroux ; seul, un isthme étroit de leptynites et d'anatexites tend à le relier aux niveaux leptyno-amphiboliques de Lavoûte-Chilhac. Les gneiss dessinent donc ici face au S un golfe profond (voir planche I en pochette). L'érosion fait apparaître une curieuse texture œillée dans les leptynites du moulin d'Esplot (commune de Saint-Austremoine). Ces yeux ou nodules clairs de 1 cm, répartis sans ordre dans la roche, sont formés de concentrations de grains de quartz et de sillimanite (ils n'ont aucun rapport avec les « yeux » des embréchites œillées). On retrouve cette texture dans les anatexites entre Saint-Cirgues et Les Flottes (près Lamothe) ainsi que dans les gneiss à deux micas le long de la route en face des ruines du château de Cusse (entre Vals-le-Chastel et Berbezit).

— La largeur de la branche N du synclinorium diminue ; les gneiss renferment des leptynites le plus souvent associées aux niveaux d'amphibolites qui sont puissants et fréquents ; ces derniers sont accompagnés d'un cha-

pelet de pointements ultrabasiques (**péridotites serpentinisées**) régulièrement alignés dans la direction générale des gneiss.

Poursuivant la coupe, vers Lomenède (commune de Villeneuve-d'Allier) passe un gros niveau leptyno-amphibolique qui fait place à des anatexites schisteuses à sillimanite et enfin à des anatexites nébulitiques grenues à cordiérite, contenant quelques septa leptyniques.

— L'église de Vieille-Brioude est construite sur un gros filon de **granite à deux micas** qui coupe les anatexites grenues sur plus de 10 km. Son parcours est jalonné sur les deux rives de l'Allier de plusieurs carrières (Vieille-Brioude, Entremont, etc.).

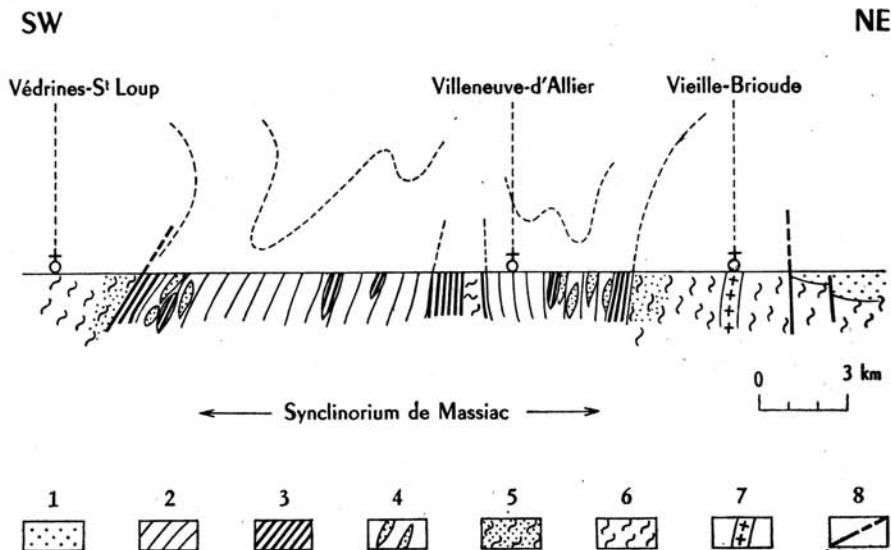


Fig. 5. — Le synclinorium de Massiac.
Coupe transversale de Vêdrines-Saint-Loup à Vieille-Brioude.

- | | |
|--|--------------------------------|
| 1, Sédiments oligocènes. | |
| 2, Gneiss à biotite et sillimanite. | } Zone Z' (gneiss inférieurs). |
| 3, Leptynites (ortho). | |
| 4, Amphibolites. | } Zone M' (anatexites). |
| 5, Anatexites schisteuses à sillimanite. | |
| 6, Anatexites grenues à cordiérite. | |
| 7, Granite filonien tardimigmatitique. | |
| 8, Failles. | |

Dans cette coupe, l'architecture de la série cristallophyllienne se présente ainsi :

— le synclinorium de Massiac ne reste divisé en deux branches que par un isthme étroit de leptynites ;

— dans sa branche S, les gneiss à biotite et sillimanite monoclinaux

plongent vers le S sous les migmatites de la couronne anticlinale. Ils sont plissotés au NE de Chastel, point de rebroussement des directions de la schistosité. *Le flanc S de la série est ainsi renversé ;*

— dans la branche N, *les gneiss sont redressés mais en position zonéographique normale le long de la bordure N du synclinorium.* Leur réduction de puissance annonce l'amortissement du synclinal qui bute bientôt sur une faille au SE tandis que, sous Blassac, ces gneiss à biotite et sillimanite s'insinuent en coin entre les leptynites riches en amphibolites de Lavoûte-Chilhac et l'isthme migmatitique ci-dessus décrit (voir planche I en pochette).

Les roches basiques (amphibolites, pyroxénites) et ultrabasiques (péridotites) associées aux leptynites forment un niveau tantôt homogène, tantôt discontinu dans les gneiss à biotite et sillimanite.

V. — Coupe longitudinale de Langeac (Haute-Loire) à Massiac (Cantal) et Saint-Alyre-ès-Montagne (Puy-de-Dôme).

La coupe commence à la faille qui borde le bassin stéphanien de Langeac partiellement recouvert d'alluvions au N. Elle traverse d'abord un gros massif d'**anatexites nébulitiques** grenues à cordiérite : le massif de la Cronce. Dans sa partie médiane, entre Langeac et Lavoûte-Chilhac, affleurent des massifs localisés de **granite d'anatexie** analogue comme faciès au granite de Peyrusse (Cantal) près Ferrières-Saint-Mary, ou aux pointements décrits vers Courgoul (Puy-de-Dôme) au N, par Y. Vialette. La R. N. 585 recoupe l'un d'eux au niveau du Chambon-de-Reilhac (Haute-Loire), entre Langeac et Lavoûte-Chilhac.

La fréquence des enclaves de schistes cristallins divers est tout aussi élevée dans ces anatexites qu'elle l'était à Lempdes. A 100 m à l'E du pont sur l'Allier au Chambon-de-Reilhac, dans une petite carrière désaffectée le long de la route, on peut observer, dans l'anatexite très granitoïde, des blocs enclavés de nature et de taille diverses : péridotite serpentinisée, gneiss pyroxénique, amphibolite. On fera des observations identiques le long de la même route 300 m avant d'arriver à Saint-Cirgues, dans toute la falaise d'anatexites appelée « les rochers de Lisoul » (Fouqué y a d'ailleurs signalé, dès 1882, un bloc de serpentine enclavé). A quelques kilomètres au SE de cette coupe mais dans les mêmes anatexites, entre Cronce et Cronce-Lorbe, on voit le long de la route de superbes agmatites d'amphibolite avec quelques enclaves « déplacées » de gneiss franc (voir fig. 13, p. 73).

A Saint-Cirgues affleurent des **anatexites schisteuses** à biotite, sillimanite et grenat qui ménagent une transition progressive entre les anatexites grenues à cordiérite de la Cronce et le **groupe leptyno-amphibolique** sur lequel le bourg de Lavoûte-Chilhac est établi.

Le site pittoresque de Lavoûte-Chilhac, où l'Allier, en modifiant l'orientation de son cours, trace un méandre presque fermé, doit son origine à d'épais niveaux d'amphibolite et de pyroxénite très résistants, intercalés dans les leptynites que l'Allier n'a pu entamer qu'en des points faibles. Chaque niveau d'amphibolite d'orientation NE-SW est ainsi traversé en « cluse » par la rivière qui le longe en direction pendant un certain temps avant d'y trouver la fissure qui permettra d'aller attaquer le niveau suivant.

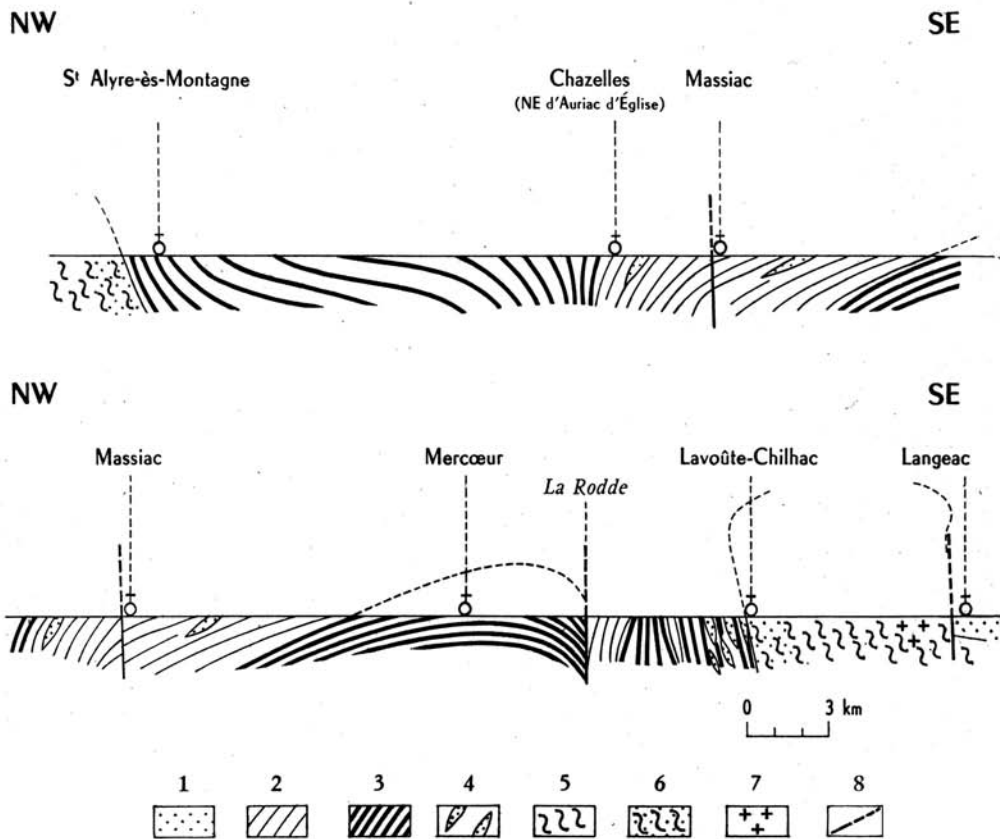


Fig. 6. — Le synclinorium de Massiac.
Coupe longitudinale de Langeac à Massiac et Saint-Alyre-ès-Montagne.

- | | |
|--|--|
| 1, Sédiments stéphanien. | |
| 2, Gneiss à biotite et sillimanite. | } Zone Z ¹ (gneiss inférieurs). |
| 3, Leptynites (ortho). | |
| 4, Amphibolites. | |
| 5, Anatexites schisteuses à sillimanite. | } Zone M ¹ (anatexites). |
| 6, Anatexites grenues à cordiérite. | |
| 7, Granite d'anatexie localisé. | |
| 8, Failles. | |

N. B. — Les caissons 5 et 6 doivent être inversés, la légende demeurant inchangée.

Le chapelet de massifs ultrabasiques existant dans les gneiss de la branche N du synclinorium se poursuit ici dans les leptynites. L'échelonnement se fait suivant la direction générale de la schistosité cristallophyllienne (massif de Traignac n^{os} 34, 35, du Bois n^o 32 et de Cunes n^o 31 ; voir planche IV en pochette).

La coupe traverse ensuite le golfe de **gneiss à biotite et sillimanite** décrit dans la coupe précédente. La sillimanite abondante est parfois concentrée en « yeux » (plateau de Montrôme, commune d'Ally). La coupe passe la faille de la Rodde, traverse parallèlement à son axe le dôme leptynique du Ceroux déjà défini et retrouve les gneiss à biotite et sillimanite jusqu'à Massiac où elle rencontre la faille de l'Allagnon. Les amphibolites sont rares depuis le début de la traversée du dôme du Ceroux ; les péridotites pratiquement absentes (Le Lac près Lubilhac n^o 42).

De Massiac à Saint-Alyre, la coupe se poursuit d'abord dans les gneiss à biotite et sillimanite, puis, au niveau de l'ancienne mine d'antimoine de Terret (entre Blesle et Auriac-l'Église), on traverse une zone faillée à demi-couverte par les basaltes tertiaires. De l'autre côté, les gneiss sont relayés par les leptynites qui recouvrent toute la partie NW du synclinorium jusqu'un peu au-delà de Saint-Alyre-ès-Montagne où les anatexites reparaisent dans la vallée de la Mayrand (Puy-de-Dôme).

VI. — La couronne anticlinale des migmatites.

Jusqu'à maintenant, j'ai considéré essentiellement dans les coupes décrites le remplissage du synclinorium. Sa périphérie étant plus homogène, j'en ferai une description globale.

1. **Les anatexites.** — Ce sont elles qui dessinent l'anneau continu autour du synclinorium. Deux faciès principaux :

- schisteux à biotite et sillimanite,
- grenu nébulitique à cordiérite.

a. **LES ANATEXITES SCHISTEUSES A BIOTITE ET SILLIMANITE.** — Décrites pour la première fois dans cette région par S. P. Tung (1950), ces roches constituent un niveau peu épais (épaisseur moyenne inférieure à 500 m) mais relativement continu sur le pourtour du synclinorium. Elles s'apparentent aux gneiss par leur composition minéralogique, où biotite et sillimanite abondent, et par leur texture schisteuse, mais ce sont des anatexites par leur structure tourmentée et l'abondance des parties quartzo-feldspathiques.

D'un côté, elles passent insensiblement aux anatexites grenues à cordiérite « type gneiss d'Aubusson (Creuse) », de l'autre elles sont relayées par les leptynites ou directement par les gneiss à biotite et sillimanite (Boisserette près Pinols, Haute-Loire). Leur présence est plus régulière sur le pour-

tour regardant le synclinorium de Massiac que sur le versant externe de la couronne anticlinale où des causes diverses (volcanisme, tectonique) tendent à les masquer ou à les réduire.

b. LES ANATEXITES GRENUES NÉBULITIQUES A BIOTITE ET CORDIÉRITE représentent le faciès profond, « fondamental » au sens de J. Jung et M. Roques, des migmatites de cette région. C'est lui qui constitue toute l'armature interne de la couronne migmatitique. Ses affleurements sont continus sur tout le pourtour du synclinorium ou le paraissent, la partie NW du synclinorium restant partiellement cachée sous les basaltes du Cézallier. La largeur de cette bande d'anatexites varie de 4 à 10 km.

Ces anatexites, riches en enclaves de schistes cristallins divers (gneiss, amphibolites, péridotites), sont parfois leptyniques (Cronce-Lorbe, Domeyrat, Vieille-Brioude) : dans ce cas, leur couleur très claire, leur pauvreté en phyllites permettent de les identifier.

2. **Les granites d'anatexie.** — Ils occupent une part minime de la couronne migmatitique. Une dizaine de loupes de granite, dépassant rarement 1 km² de surface chacune, sont éparpillées tout autour du synclinorium et généralement situées au voisinage de l'axe anticlinal. Ces granites ont tous la même texture d'anatexite grenue isotrope, de grain plutôt fin. Chimiquement, ce sont des granites calco-alcalins. Leur peu d'extension peut s'expliquer de diverses manières :

— soit que l'érosion n'ait pas attaqué suffisamment profondément la structure anticlinale pour atteindre le granite supposé fondamental. On notera qu'aux endroits où le granite d'anatexie affleure, la largeur de la couronne d'anatexites qui est maximum est d'environ 8 km. Les pendages observables y sont presque toujours subverticaux. Compte tenu du redoublement anticlinal, les anatexites dégagées par l'érosion ont une épaisseur apparente un peu inférieure à 4.000 m mais leur épaisseur réelle est certainement supérieure. *Il est donc possible que le niveau actuel de l'érosion n'ait pas encore atteint la zone du granite d'anatexie fondamental;*

— une autre hypothèse serait que ce granite n'existât pas sous une forme batholitique mais diffuse, ne se formant qu'en des points où l'anatexie aurait atteint des conditions favorables. Cette hypothèse sera réexaminée lors de l'étude pétrographique.

Si l'on compare en cela le bassin du haut Allier à d'autres régions du Massif Central, on notera que les granites d'anatexie fondamentaux batholitiques, passant progressivement sur leur pourtour à une série cristallophyllienne normale, sont infiniment plus rares qu'on ne l'avait cru jusqu'à maintenant. Le seul représentant de cette catégorie reste le batholite du Velay-Vivarais ; encore son passage progressif à la série cristallophyllienne est-il contesté par M. Chenevoy qui y voit un granite intrusif.

Le qualificatif d'anatexie tend à ne plus s'appliquer à la nature des contacts du massif mais à la texture hétérogène de la roche massive.

VII. — Conclusion à l'étude des coupes.

Les quatre coupes transversales et la coupe longitudinale ont montré la complexité de ce synclinal et justifient l'appellation de *synclinorium de Massiac* que je lui donne.

1. **Zonéographie.** — *a.* ECTINITES. — Seule la zone des gneiss inférieurs est représentée¹ ; très localement à l'E de La Chapelle-Laurent, les associations minéralogiques indiquent que l'on atteint le plancher de la zone des gneiss supérieurs ; partout ailleurs, l'érosion a déjà fait disparaître une part notable des niveaux élevés de la zone des gneiss inférieurs.

Les leptynites ont un développement très inégal dans les diverses parties de la structure. Elles ne semblent pas avoir la signification zonéographique de migmatites (embréchites) qu'on a voulu leur attribuer. L'observation de passages latéraux par horizons parallèles intriqués entre les embréchites et gneiss à biotite et sillimanite est constante. Elles sont la plupart du temps liées aux amphibolites et constituent ce que j'appellerai désormais le **groupe leptyno-amphibolique brivadois** (du nom de la région de Brioude où affleurent ces faciès). L'étude pétrographique me permettra de préciser l'interprétation de ces roches.

b. MIGMATITES. — *α.* Les *anatexites nébulitiques grenues à biotite et cordiérite* apparaissent comme le faciès profond fondamental des migmatites dans ce secteur. Elles constituent le cœur des anticlinaux, possèdent à leur toit un faciès plus superficiel qui sont les anatexites schisteuses à biotite et sillimanite et qui jouent le rôle d'une mince zone de transition entre les anatexites d'une part et la zone des gneiss inférieurs d'autre part.

β. Le *granite d'anatexie* : inexistant, soit parce que le travail de l'érosion est insuffisant, soit parce que ce granite n'existe pas ici sous forme batholitique.

2. **Lithologie.** — La lithologie des formations traversées dans le synclinorium de Massiac est assez variée. Le faciès des gneiss à biotite et sillimanite correspond vraisemblablement à des *pélites alumineuses* qui forment le fond de la sédimentation.

Les quartzites sont rares et les cipolins inconnus ; on en déduit que la *série sédimentaire ne comportait ni calcaires ni grès quartzites*.

Les amphibolites sont très répandues dans les leptynites de la moitié SE du synclinorium, rares dans sa moitié NW. Leur répartition n'est pas quelconque.

¹ Du point de vue morphologique, dans les gneiss, les vallées s'installent parallèlement à la schistosité et l'un des versants n'est qu'un immense plan structural très typique (série des affluents de l'Avesne et du Ceroux).

Un horizon principal constitué d'une série de lentilles parallèles peu épaisses, longues de plus d'un kilomètre parfois, se relayant sur des dizaines de kilomètres depuis la région de Saint-Beauzire jusqu'à Saint-Privat-du-Dragon, puis épousant la courbure du synclinorium, se continuant jusqu'à Auriac-l'Église (Cantal) en passant par Lavoûte-Chilhac, Crouce, Saint-Poncy, Molompize. Quelques passées isolées échappent au plan général de cette répartition. Le niveau principal d'amphibolites qui longe en gros les bords du synclinorium de Massiac se retrouve aussi de l'autre côté de la couronne anticlinale. Il borde alors le synclinorium Desges-Senouire-Doulon.

Un deuxième horizon plus externe est situé dans les anatexites du flanc SE de la partie de l'anticlinal occupé par le bassin de Brioude. On le suit depuis Augnat (Puy-de-Dôme) au NW jusqu'à Vieille-Brioude et Lavaudieu au SE, par Lempdes et Saint-Géron. On retrouve ce second niveau de l'autre côté de l'axe anticlinal masqué par le bassin effondré de Brioude : à Jumeaux, vers le château de Grèze, à Lamothe et vers Javauges.

Il y a de fortes chances pour que ces amphibolites représentent des niveaux stratigraphiques particuliers dans la série métamorphique.

Cette présomption est renforcée par un autre argument : la cartographie minutieuse de tous les pointements et massifs ultrabasiques que j'ai poursuivie dans le bassin du haut Allier m'a montré que ces gisements ponctuels étaient alignés sur des directions cohérentes et constituaient de véritables niveaux.

Ces péridotites paraissent être des roches ortho dont la mise en place, vraisemblablement sous forme d'intrusions plutoniques, est contemporaine de la sédimentation géosynclinale ancienne.

J'ai pu, en suivant sur le terrain ces directions pressenties, découvrir de nombreux alignements ultrabasiques inconnus, alors qu'à l'écart desdites directions, mes recherches restaient vaines.

Or, le tracé de ces niveaux à roches ultrabasiques se superpose rigoureusement aux alignements d'amphibolites ci-dessus décrits.

L'absence de calcaires dans la série sédimentaire, la présence d'intrusions plutoniques péridotiques réparties à des niveaux privilégiés de la série sédimentaire où sont concentrées également les amphibolites et les pyroxénites me paraissent des arguments valables quoique insuffisants pour attribuer à ces amphibolites et pyroxénites une origine ortho et y voir d'anciennes coulées, éventuellement d'anciens sills de laves ou d'anciennes séries de tufs devenus interstratifiés par la suite dans la série sédimentaire et transformés ultérieurement par le métamorphisme.

3. Tectonique et épaisseur des zones d'isométamorphisme. — Deux interprétations tectoniques sont plausibles pour les coupes décrites ; les deux schémas ci-contre en rendent compte :

1^{re} hypothèse. — Le dôme du Ceroux est un môle enraciné directement dans les migmatites fondamentales. Les branches N et S des gneiss du synclinorium sont entièrement indépendantes. Cette hypothèse explique difficilement la répartition observée des niveaux d'amphibolites qui devraient se retrouver deux fois dans chaque branche synclinal. Elle ne donne pas d'explication satisfaisante à la position très excentrée du vestige de la zone des gneiss supérieurs de La Chapelle-Laurent.

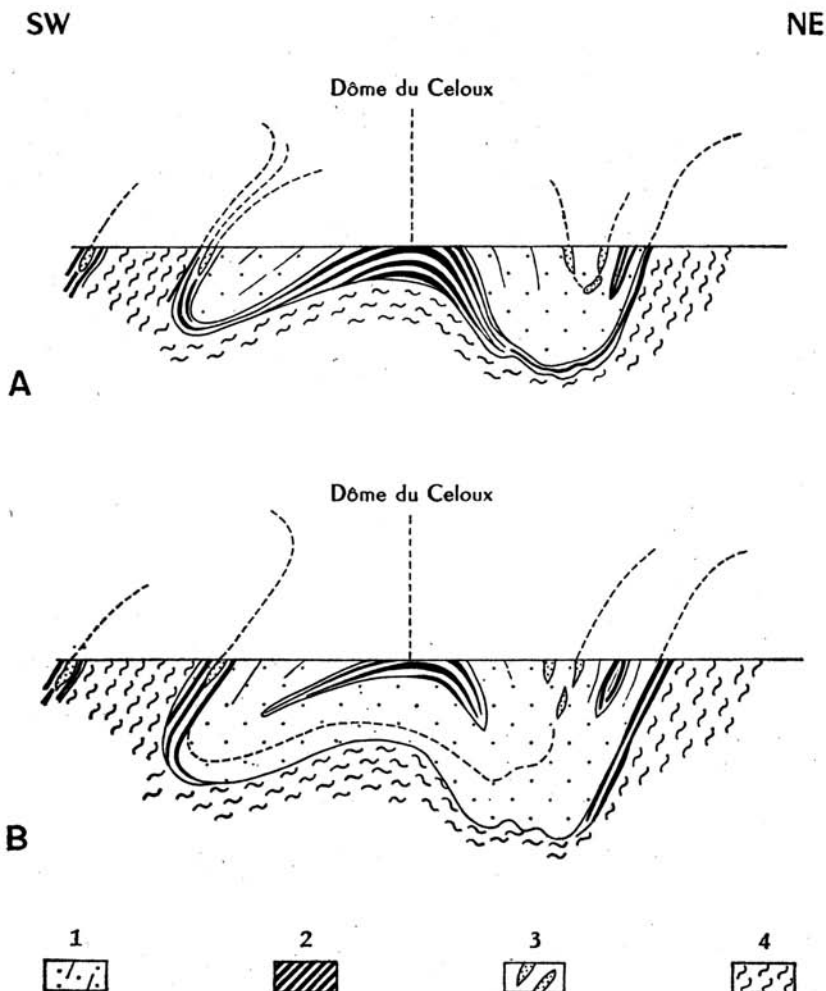


Fig. 7. — Deux interprétations tectoniques possibles du dôme anticlinal du Celoux (ou Ceroux).

Coupes schématiques.

1, Gneiss à biotite et sillimanite. 2, Leptynites (ortho). 3, Amphibolites. 4, Anatexites grenues.

Le chiffre qu'elle permet d'avancer comme épaisseur de la zone des gneiss inférieurs paraît faible : inférieure à 3.000 m.

2^e hypothèse. — Le dôme du Ceroux est une lentille reprise par le plissement. Les deux branches de gneiss du synclinorium de Massiac ne sont séparées qu'en apparence. Cette hypothèse permet d'expliquer plus aisément la répartition des amphibolites et péridotites observée en surface.

— La position du lambeau de La Chapelle-Laurent n'est plus excentrée dans les gneiss inférieurs mais au contraire bien centrale.

— L'épaisseur de la zone des gneiss inférieurs s'établit aux environs de 4.000 m au moins.

— La répartition des leptynites sur les bords N et S du synclinorium se correspond sans que l'on soit obligé d'admettre l'épaississement central au passage du dôme de Ceroux.

— La présence du niveau stratoïde d'Espalem montre qu'il existe déjà dans la série des niveaux isolés importants de leptynites.

Ce faisceau d'arguments m'incite à préférer la seconde hypothèse jusqu'à preuve du contraire.

Cette hypothèse étant levée, il n'en reste pas moins que la structure du synclinorium de Massiac est dissymétrique tant en plan qu'en coupe. Au S de Blassac (Haute-Loire), à Molompize et Auriac-l'Église (Cantal), les gneiss à biotite et sillimanite plongent sous les migmatites ainsi qu'il apparaît sur les schémas ci-dessus. Cette structure due de toute évidence à un renversement tectonique prendra toute sa signification lorsque je présenterai la structure symétrique du synclinorium de Massiac de l'autre côté de l'anticlinal effondré du bassin de Brioude.

Ce synclinorium de Massiac a subi de plus une sorte de cisaillement dont la faille de Massiac est l'un des éléments et que manifeste l'orientation des gneiss dans le triangle Massiac - Molompize - Saint-Poncy.

Les plissements intenses qui affectent la schistosité cristallophyllienne dans les zones que j'ai indiquées sur la planche I en pochette sont les témoins de ces déformations (rive droite de l'Allier, entre Chazieux et Le Chambon-de-Laboue, par exemple).

Rappelons enfin que la largeur de la couronne d'anatexites varie fortement (de 3 à 10 km) avec maximum de réduction aux sommets du rectangle que dessine le synclinorium, sans que les anatexites deviennent mylonitiques.

4. Le front des migmatites. — Quelle que soit l'interprétation qui sera donnée au groupe leptyno-amphibolique brivadois, *l'étude des coupes montre que le front des migmatites est situé dans ce synclinorium au sein de la zone des gneiss inférieurs.*

L'étude pétrographique du groupe leptyno-amphibolique brivadois me permettra de préciser ce niveau.

CHAPITRE II

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET CHIMIQUE DES ECTINITES

I. — La zone des gneiss supérieurs.

Elle n'occupe qu'une superficie réduite : 1 à 2 km². Le faciès-témoin, pris un peu à l'E de La Chapelle-Laurent (Cantal), est un *gneiss à biotite et muscovite* finement lité, gris à l'état frais, doré par altération.

En lames minces, sa composition minéralogique est la suivante :

Quartz	Sillimanite
Oligoclase (An. 15)	Magnétite
Biotite	
Muscovite	

La structure est lépidoblastique. L'oligoclase se présente en amandes de 1 à 2 mm, aplaties, finement maclées, très péculitiques. Ce feldspath est constellé de gouttelettes de quartz et d'inclusions de phyllites. La fréquence de la sillimanite varie d'un échantillon à l'autre. Je n'ai pas observé de microcline dans les lames étudiées.

Ces observations confirment que *l'on se trouve ici dans une zone de transition entre les gneiss inférieurs dont les associations minéralogiques sont persistantes et les gneiss supérieurs dont les nouvelles associations de minéraux n'ont pas encore réussi à s'imposer définitivement.*

En raison de leur peu d'extension et du fait que ce faciès reste encore un faciès de transition zonéographique, je n'ai pas fait faire d'analyse chimique de ces gneiss à deux micas.

II. — La zone des gneiss inférieurs.

Aux gneiss à biotite et sillimanite qui forment la majeure partie de cette zone s'associent des leptynites, des amphibolites et des péridotites serpentinisées.

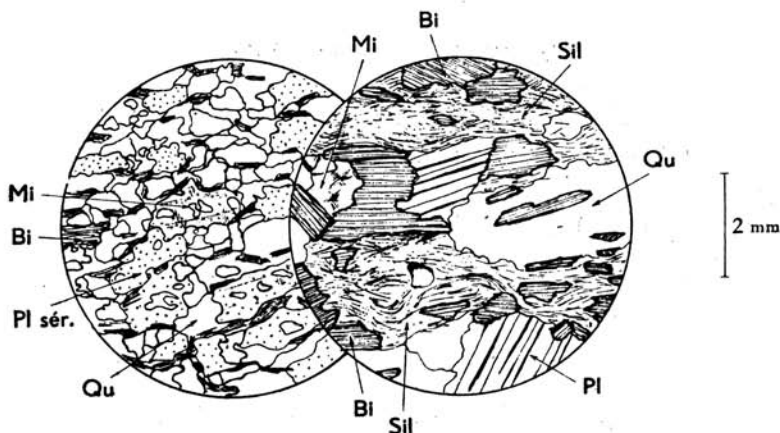
A. *Gneiss à biotite et sillimanite de Massiac.*

A l'œil nu, la roche apparaît finement litée, très schisteuse, de couleur brun violacé du fait de l'abondance de la biotite et de la sillimanite.

Au microscope, on y observe les minéraux suivants :

Quartz
Microcline
Oligoclase (An. 22-23)
Biotite
Sillimanite

Grenat
Apatite
Magnétite
Ilménite
éventuellement : Tourmaline



Leptynite de Montgon
(L. M. : Cl. 2804)

Gneiss à biotite
et sillimanite. Cissac
(L. M. : SE 239)

Fig. 8. — Zone des gneiss inférieurs.

Synclinorium de Massiac. Faciès d'origine sédimentaire (pélites).

Qu, Quartz (parfois avec aiguilles de sillimanite incluses). **Pl sér.**, Plagioclases séricitisés.
Pl, Plagioclases. **Mi**, Microcline. **Bi**, Biotite. **Sil**, Sillimanite.

La structure lépidoblastique, due aux paillettes de biotite et aux veinules de sillimanite, évolue parfois, par réduction de ces deux minéraux, vers un type plus granoblastique.

Le quartz se présente en longues plages rubanées moulant rarement d'autres minéraux ; il peut s'accumuler avec ou sans feldspath en veines ou lentilles d'exsudation de quelques centimètres.

Le feldspath alcalin est plutôt rare ; son altération en rend la détermination difficile ; il est généralement perthitique.

Le plagioclase (oligoclase An. 22-23), d'aspect sale, est le plus souvent séricitisé et imprégné de limonite.

La *myrmékite* est assez fréquente.

La *biotite* abondante, en lits plus ou moins parallèles, présente souvent un début d'altération. Soit une légère chloritisation, soit une atténuation du polychroïsme avec naissance de fines aiguilles de minéraux opaques à la périphérie de chaque plage (rutile ou magnétite). Les paillettes sont parfois déformées par les plissements ultérieurs et leur extinction est roulante.

La *sillimanite* généralement très abondante est distribuée en nodules fibreux de quelques millimètres aplatis suivant la schistosité (plateau de Montrôme, commune d'Ally). Elle souligne aussi la foliation lorsqu'elle est répartie en veinules accompagnant la *biotite*. Enfin, on la voit dispersée en aiguilles isolées dans presque tous les autres minéraux. Lorsqu'elle est localement très concentrée, elle donne naissance aux galets de fibrolite si fréquents dans les alluvions des ruisseaux drainant cette région.

Le *grenat almandin* très squelettique, l'*apatite*, l'*ilménite* et la *magnétite* sont les minéraux accessoires les plus fréquents avec la *tourmaline*.

Ce faciès lithologique offre des variantes locales dues à des différences dans les proportions relatives des divers minéraux. La disparition de la *sillimanite* donne naissance à des gneiss à *biotite* seule. La réduction des lits quartzo-feldspathiques engendre de véritables biotitites à *sillimanite* et *grenat*.

La composition minéralogique des *gneiss à biotite seule* ne diffère de celle des gneiss à *biotite* et *sillimanite* que par l'absence de *sillimanite* ; ce faciès encore riche en *biotite* fait transition avec les leptynites qui ont une structure franchement granoblastique, contenant une moindre proportion de phyllites.

Le faciès *biotitite à sillimanite* est plus particulier. Sa localisation est étroite ; il n'affleure çà et là que sur quelques décimètres ou quelques mètres au plus, surtout en des points où les gneiss sont plissotés. On a l'impression que les pressions subies par ceux-ci au cours de leur cristallisation ont eu pour effet d'en expulser localement le matériel quartzo-feldspathique, ne laissant subsister que *biotite*, *sillimanite* et *grenat*. La *biotite* toujours très fraîche donne à la roche une apparence saine, nullement mylonitique. On observe ce faciès : au N de Lavoûte-Chilhac, au N de Crounce, au NW de Saint-Poncy ou encore sur le pourtour du synclinorium Desges-Senouire-Doulon.

On pourrait admettre — en invoquant une origine purement chimique — que ce faciès représente des « reins d'accumulation » d'éléments ferromagnésiens au sein du gneiss ; cette interprétation paraît peu probable en raison de sa localisation plutôt tectonique¹.

La composition minéralogique (en % volumétrique) du gneiss à *biotite* et *sillimanite* riche en *biotite* du Babory de Blesle (analyse chimique n° 2 ci-des-

¹ M. Chenevoy (1938, p. 168-169) a signalé l'apparition du même faciès dans des conditions identiques en Haut-Limousin. Il remarque comme moi que la roche a toujours un aspect frais. M. Roques (1941, p. 354) signale le même faciès dans les gneiss à *biotite* de Lapeau (moyenne Dordogne).

sous) est la suivante (S. P. Tung, 1950. lame mince Clermont-Ferrand 2632) :

Quartz.	15,7 %
Microcline.	3,5 %
Plagioclase (An. 21).	39,0 %
Biotite.	38,3 %
Sillimanite	2,9 %
Grenat.	0,3 %

Un échantillon de gneiss à biotite seule, d'aspect plus massif, prélevé le long de la voie ferrée en face du Babory (commune de Blesle), a la composition suivante (*id.*, lame mince Clermont 2658) :

Quartz.	36,8 %
Microcline.	8,5 %
Plagioclase (An. 33).	32,6 %
Biotite.	22,1 %

Du point de vue chimique, je présente trois analyses ¹ :

— la première correspond au faciès moyen typique des gneiss à biotite et sillimanite du synclinorium de Massiac ;

— la seconde à un faciès où les lits de biotite et sillimanite sont plus fréquents, mais qui n'est pas encore une biotitite ;

— la troisième à une biotite pure que j'ai extraite d'un échantillon de biotitite à sillimanite largement cristallisé, par tri à la main sous la loupe binoculaire.

	An. 1*	An. 2	An. 3
SiO ₂	65,15	50,76	34,70
Al ₂ O ₃	18,60	25,00	24,80
Fe ₂ O ₃	2,35	0,20	2,70
FeO	3,60	8,92	17,70
MgO	2,40	4,45	8,10
CaO	0,65	0,39	0,00
Na ₂ O	1,70	0,87	0,45
K ₂ O	2,35	6,09	7,10
TiO ₂	0,40	0,68	2,40
P ₂ O ₅	0,10	0,07	0,00
MnO	0,05	0,11	tr
H ₂ O ⁺	2,35	3,04	1,85
H ₂ O ⁻	0,10	0,34	0,35
Total	99,80	100,92	100,15

¹ Sur les conditions dans lesquelles le prélèvement des échantillons a été effectué, cf. Annexe I. Les analyses chimiques effectuées sur les échantillons prélevés selon cette méthode sont distinguées par un astérisque. Exemple : An. 1*.

- An. 1* — *Gneiss à biotite et sillimanite*. Prélevé à proximité du massif de péridotite serpentinisée de Cissac, près Saint-Ipize (Haute-Loire).
An. nouvelle S. Pignide, 1959. Clermont-Ferrand, n° 1105.
Teneur calculée en corindon virtuel : 12 %.
- An. 2. — *Gneiss à biotite et sillimanite riche en biotite*. Prélevé le long de la R. N. 9 entre Lempdes et Massiac, à 14 km de Lempdes, près du Babory (Haute-Loire).
An. S. P. Tung et M. Roques, 1950. Clermont-Ferrand, n° 114.
Teneur calculée en corindon virtuel : 16 %
- An. 3. — *Biotite extraite d'une biotite à sillimanite*. Prélevé à l'E de Saint-Préjet-Armandon, dans le chemin des Begons (commune de Saint-Préjet) à Rouchon (commune de Montclard).
An. nouvelle C. Rouger, 1953. Clermont-Ferrand, n° 240.

L'étude de ces résultats permet certaines constatations :

— Ces roches sont essentiellement potassiques. La forte quantité de corindon virtuel (12 et 16 %) qui apparaît lors du calcul de leurs paramètres ne permet guère de doutes quant à leur origine sédimentaire.

— La composition des pélites constituant le sédiment alumineux primitif variait notablement d'un point à un autre de la série, ainsi qu'en témoignent les grosses variations de pourcentage observées entre les analyses 1 et 2 qui concernent pourtant toutes deux le faciès à biotite et sillimanite.

— Étant donné le climat topochimique de la recristallisation dans la zone des gneiss inférieurs, on en déduit que *les apports fournissant dans cette région la sédimentation pélitique géosynclinale variaient sensiblement dans le temps* : la sédimentation n'était pas monotone.

— Compte tenu des résultats de l'analyse chimique, les sédiments originaux auraient pu avoir la composition suivante approximative (% en poids) :

Minéraux argileux (illite, séricite, kaolinite)	55 %
Quartz	40 %
Calcite	1 %
Minerais (magnétite, ilménite)	4 %

Le sédiment correspondant pouvait être une *argile sableuse*, ou tout autre faciès se plaçant dans la catégorie des sédiments argilo-gréseux.

— On remarquera enfin l'uniformité de composition que ces gneiss manifestent à travers tout le N du Massif Central. Il suffit, pour s'en rendre compte, de comparer les gneiss de Massiac à ceux du Lyonnais ou de moyenne Dordogne.

	An. 1*	An. A	An. B	An. C
SiO ₂	65,15	64,95	63,80	66,15
Al ₂ O ₃	18,60	16,25	18,30	16,41
Fe ₂ O ₃	2,35	1,35	2,20	1,46
FeO	3,60	4,40	3,95	3,40
MgO	2,40	2,40	2,50	2,10
CaO	0,65	1,10	0,90	0,40
Na ₂ O	1,70	2,20	2,10	1,43
K ₂ O	2,35	2,90	3,00	4,36
TiO ₂	0,40	0,65	0,85	0,95
P ₂ O ₅	0,10	—	—	—
MnO	0,05	0,05	0,05	0,08
H ₂ O ⁺	2,35	2,70	2,65	2,50
H ₂ O ⁻	0,10	0,30	0,30	0,45
Total	99,80	99,25	100,60	99,69

An. 1* — *Gneiss à biotite et sillimanite du synclinorium de Massiac* (An. déjà citée).

An. A. — *Gneiss à biotite et sillimanite des Monts du Lyonnais*. Composition moyenne de la zone des gneiss à biotite et sillimanite. Route de Marcenod à Saint-Romain-en-Jarez (Loire) au S de l'Hôpital.

An. nouvelle de Y. Chaleil, 1956. Clermont-Ferrand.

In : J.-M. Peterlongo (1958, p. 53, An. 15).

An. B. — *Gneiss à biotite et sillimanite des Monts du Lyonnais*. Composition moyenne de la zone des gneiss à biotite et sillimanite. Route de Sainte-Catherine (Rhône) à Rive-de-Gier, lieu-dit : « Le grand bois ».

An. nouvelle de Y. Chaleil, 1956. Clermont-Ferrand.

In : J.-M. Peterlongo (1958, p. 52, An. 16).

An. C. — *Gneiss à biotite et sillimanite de moyenne Dordogne*. Route de Lapeau à Laval, à Vassejoux (Corrèze).

An. A. Fournet, 1938. Clermont-Ferrand, n° 38.

In : M. Roques (1941, p. 419, An. 40).

B. *Le groupe leptyno-amphibolique brivadois.*

Cette formation complexe occupe une notable surface du synclinorium de Massiac (voir planche I en pochette) et se retrouve, avec des caractères identiques, de l'autre côté de la couronne d'anatexites, dans le synclinorium Desges-Senouire-Doulon.

Deux catégories de roches y sont étroitement associées :

- basiques d'une part : amphibolites, pyroxénites, péridotites ;
- acides d'autre part : leptynites et roches décrites jusqu'à maintenant sous le nom d'embréchites, mais que je considère ici comme des ortholeptynites.

Les roches basiques ne sont pas toujours présentes, elles manquent presque totalement dans la partie NW du synclinorium, mais prédominent par contre au SE.

Sur le terrain, l'ensemble du groupe apparaît intimement associé aux gneiss à biotite et sillimanite auxquels il peut se substituer complètement ou dans lesquels il forme de multiples niveaux interstratifiés. *L'ensemble gneiss + leptynites dessine une unité cartographique particulièrement homogène.*

Leptynites et amphibolites se retrouvent également dans les anatexites en horizons isolés. *Cette ubiquité confère à ce groupe un cachet plus lithologique que zonéographique.*

J'étudierai maintenant successivement les différents faciès que l'on y rencontre.

1. Leptynites de Montgon. — Ce faciès constitue de petites lentilles dans les gneiss à biotite et sillimanite. J'en prends le type entre Massiac et Espalem dans une petite carrière actuellement exploitée à 850 m au N de Montgon (commune de Grenier-Montgon), le long de la route de Boisseuges.

A l'œil, c'est une roche grise à grain fin, homogène, se débitant en parallélépipèdes, ce qui en fait un matériau de construction. La schistosité y est peu marquée, simplement ponctuée de fines paillettes de biotite.

Au microscope, on y voit :

Quartz	Myrmékite (un peu)
Microcline (rare) $2V = -50^\circ$	Magnétite »
Oligoclase (An. 23)	
Biotite	

La structure est granoblastique à grano-lépidoblastique. Les *plagioclases* peuvent être séricitisés et la *biotite* partiellement chloritisée. Le *grenat* absent ici est fréquent dans d'autres lentilles. Les proportions de quartz et de feldspath varient d'une lentille à l'autre mais le faciès est assez constant; la *sillimanite* est rare. Il s'agit somme toute d'un gneiss à grain fin où la biotite est seule présente.

La composition minéralogique (% volumétrique) d'une telle leptynite, prélevée à 1 km au N du Babory (commune de Blesle) le long de la R. N. 9, a donné les résultats suivants (sur deux échantillons différents prélevés au même endroit). La roche ressemble par son grain fin à celle de Montgon (*in* S. P. Tung, 1950. Lames minces Clermont-Ferrand 2617-2618) :

Quartz.	27,4 %	7,4 %
Plagioclase (An. 12).	59,5 %	82,0 %
Biotite.	11,6 %	9,0 %
Grenat	—	0,3 %
Apatite	1,5 %	—
Magnétite.	—	1,1 %

De tels écarts de résultats dans une roche dont le grain est inférieur à 1 mm en moyenne reflètent l'existence de lits essentiellement plagioclasi-ques qui alternent à l'échelle de l'affleurement avec des lits plus quartzeux (les teneurs en biotite restent comparables). Cette répartition des minéraux, peu sensible à l'œil nu, traduit vraisemblablement une disposition ancienne de la lithologie sédimentaire.

L'analyse chimique de la leptynite de Montgon a donné :

	An. 4*	An. 1*
SiO ₂	65,50	65,15
Al ₂ O ₃	14,95	18,60
Fe ₂ O ₃	1,55	2,35
FeO	4,30	3,60
MgO	1,65	2,40
CaO	2,20	0,65
Na ₂ O	3,25	1,70
K ₂ O	3,80	2,35
TiO ₂	0,90	0,40
P ₂ O ₅	0,10	0,10
MnO	0,10	0,05
H ₂ O ⁺	1,25	2,35
H ₂ O ⁻	0,10	0,10
Total	99,65	99,80

An. 4*. — *Leptynite à biotite*. Prélevée le long de la route D. 19 b Montgon-Boisseuges dans une petite carrière actuellement en exploitation à 850 m au N de Montgon.

An. nouvelle J. Orliac, 1959. Clermont-Ferrand, n° 1099.

Teneur calculée en corindon virtuel : 1,6 %.

An. 1*. — *Gneiss à biotite et sillimanite*. Cissac près Saint-Ilpize.

La comparaison de cette composition avec celle des gneiss à biotite et sillimanite est intéressante et significative car les teneurs en silice sont identiques. La leptynite est beaucoup moins alumineuse que le gneiss. La forte teneur en alcalis et en chaux, s'opposant à la basse teneur en magnésie, traduit la forte prédominance des feldspaths sur la biotite.

Bref, les différences de composition chimique entre cette roche et le gneiss à sillimanite reflètent nettement leurs différences de composition minéralogique.

Une telle leptynite pourrait provenir d'un banc de grès argileux interstratifié dans la série pélitique franche.

Il est intéressant de ce point de vue de situer ces roches sur la courbe de F. J. Pettijohn (1949, 1^{re} éd., p. 251) qui donne des teneurs cumulées en FeO, Fe₂O₃, MgO en fonction de la teneur en SiO₂ dans les roches plutoniques et sédimentaires banales (voir figure 9).

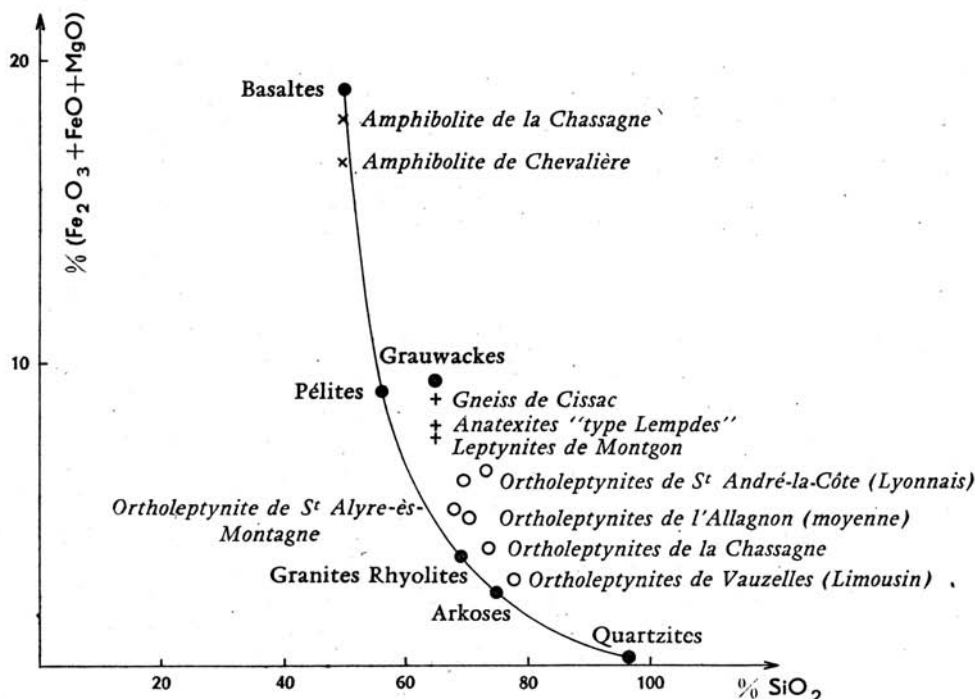


Fig. 9. — Affinités pétrographiques des divers faciès lithologiques de la zone des gneiss inférieurs du synclinorium de Massiac et de quelques faciès semblables du Massif Central, d'après leurs compositions chimiques (Diagramme de Pettijohn).

Gneiss de Massiac et leptynites de Montgon se placent nettement dans le groupe des pélites (les grauwackes sont à éliminer puisqu'elles présentent toutes une forte inégalité $Na_2O > K_2O$).

D'après les résultats de l'analyse chimique, le sédiment à l'origine de la leptynite de Montgon aurait pu avoir la composition minéralogique suivante :

— minéraux argileux	46 %
— quartz	45 %
— calcite	4 %
— minerais	4 %
— divers	1 %

Les leptynites de Montgon ont donc, selon toute vraisemblance et malgré leur faible teneur en alumine, une origine sédimentaire ; elles peuvent provenir de grès argileux. Ce faciès reste peu répandu dans le synclinorium.

2. **Les leptynites de Saint-Alyre-ès-Montagne, Anzat-le-Luguet, Leyvaux, La Chassagne, Mercœur, Lavoûte-Chilhac, etc.** — Ces roches ont été appelées jusqu'à maintenant « embréchites rubanées » mais je préfère les qualifier de leptynites pour les raisons qui vont être développées.

Il s'agit d'un faciès d'aspect constant sur de grandes étendues, à schistosité et litage réguliers, assez riche en parties quartzo-feldspathiques. Celles-ci sont réparties en lits minces de 1 à 5 mm d'épaisseur qui alternent avec des lits de biotite brune très fraîche. La muscovite est exceptionnelle, je ne l'ai observée qu'en un seul point : le long de la route I. C. 32 E dans une petite carrière au NW du hameau du Luguet (commune d'Anzat-le-Luguet, Puy-de-Dôme). La sillimanite y est rare. Cette roche a la texture d'un gneiss ; çà et là, un appauvrissement en phyllites lui donne un aspect plus massif et finement grenu.

Elle couvre en affleurement d'importantes surfaces aux contours capricieux dans le synclinorium de Massiac (cf. planche I en pochette et coupe de Vèze à Ardes-sur-Couze). Sa répartition irrégulière, avec intrication fréquente dans les gneiss à biotite et sillimanite, donne l'impression de passages latéraux entre ces deux formations, mais les contacts sont généralement nets. Ces roches se présentent souvent en niveaux isolés d'importance variable (100 m à 10 km de long), interstratifiés dans n'importe quelle formation du synclinorium : gneiss à biotite et sillimanite, anatexites schisteuses, anatexites grenues. J'ai indiqué, lors de l'étude des coupes, que le dôme du Ceroux par exemple pouvait s'interpréter comme une puissante lentille interstratifiée dans les gneiss.

L'épaisseur de ces leptynites est extrêmement variable : de l'ordre de 5.000 m au NW du synclinorium, elle est à peine d'une centaine de mètres vers Saint-Laurent-Chabreuges (Haute-Loire) ou La Boisserie (commune de Chastel, Haute-Loire) au S. Elle dépasse de nouveau 1.000 m vers Saint-Privat-du-Dragon (entre Lavoûte-Chilhac et Paulhaguet).

J'ai pu observer maintes fois que les niveaux interstratifiés dans les gneiss ou les anatexites disparaissent latéralement par amincissement progressif, quelles que soient leurs dimensions. Le gros niveau d'Espalem, décrit pour la première fois par S. P. Tung, est typique à cet égard.

Dernière observation de terrain : lorsqu'il existe des amphibolites dans la série, elles sont presque toujours associées à ces leptynites, même si elles sont dans les gneiss à biotite et sillimanite ; il y a alors une lentille leptynique à proximité.

Au microscope, ces roches révèlent la composition minéralogique suivante :

Quartz	Myrmékite (fréquente)
Microcline 2 V = — 60°	Grenat
Oligoclase (An. 25)	Magnétite
Biotite	Apatite
Muscovite (exceptionnelle)	Zircon
Sillimanite (rare)	

La structure est grano-lépidoblastique.

Le quartz est engrené; le microcline, généralement perthitique, contient souvent des inclusions de plagioclase indiquant une croissance plus tardive du feldspath alcalin.

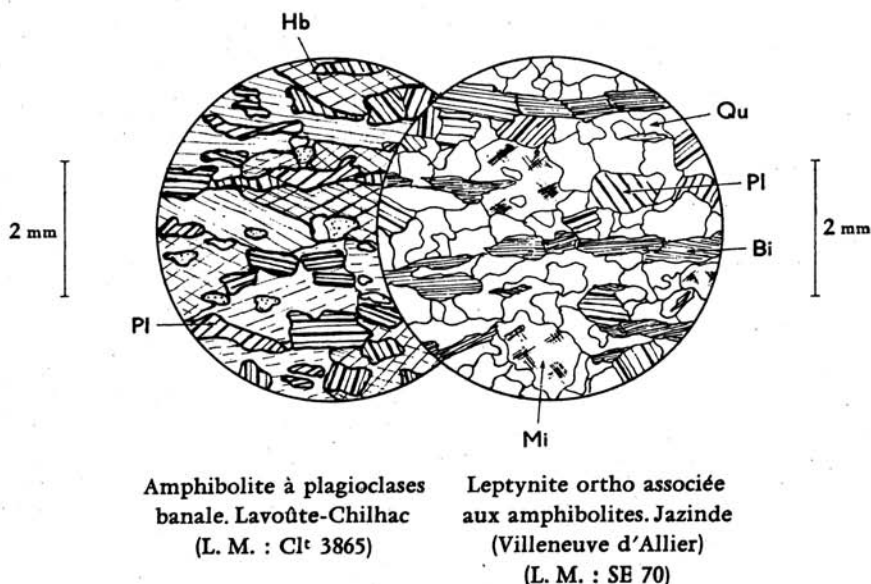


Fig. 10. — Zone des gneiss inférieurs. Synclinorium de Massiac. Faciès d'origine volcanique (tufs, sills). Le groupe leptyno-amphibolique brivadois **Qu**, Quartz. **Pl**, Plagioclase. **Mi**, Microcline. **Bi**, Biotite. **Hb**, Hornblende verte.

L'abondance des bourgeons de myrmékite réactionnelle, les traces de corrosion entre minéraux révèlent une certaine inertie de cette roche vis-à-vis du climat métamorphique régnant lors de sa genèse. Les signes de déséquilibre minéralogique sont plus rares dans les gneiss à biotite et sillimanite.

Les proportions respectives de ces divers minéraux sont si variables d'un point à un autre dans un même niveau ou entre niveaux différents qu'une moyenne établie sur un peu plus de dix lames minces n'a statistiquement aucune valeur représentative. Le calcul montre que le nombre d'analyses nécessaires serait de plusieurs dizaines. Aussi ne citerai-je ici qu'un certain nombre d'analyses correspondant à des points bien localisés, à titre d'exemple.

Un premier groupe d'analyses se réfère à des échantillons prélevés dans la vallée de l'Allagon entre Lempdes et Massiac (ce sont ces analyses qui, après transformation en pourcentages pondéraux d'oxydes, ont permis de calculer la composition chimique moyenne des ortholeptynites de l'Allagon, citée plus loin. Les remarques ci-dessus concernant leur valeur

représentative expliquent les réserves faites quant à la composition chimique moyenne qui en a été déduite).

In : S. P. Tung, 1950.

	A	B	C	D	E	F
	%	%	%	%	%	%
Quartz . . .	31,6	31,4	41,5	26,3	18,8	27,9
Microcline . . .	17,9	18,3	5,4	13,9	23,1	20,6
Plagioclase . . .	40,8	43,2	34,1	49,6	46,2	36,6
Biotite . . .	9,4	4,2	18,8	7,5	9,5	10,7
Grenat . . .	0,3	—	—	—	0,2	0,3
Myrmékite . . .	—	—	—	2,4	—	1,2
Magnétite . . .	—	2,5	—	—	1,3	2,1
Nature du plagioclase . . .	An. 23	An. 24	An. 23-25	An. 35	An. 23	An. 23

On remarque que les proportions de feldspath plagioclase sont prédominantes sur celles des feldspaths alcalins. Il ne s'agit pas d'une règle générale dans la vallée de l'Allagnon où d'autres analyses montrent des proportions inverses. Il y a là cependant une tendance.

Un deuxième groupe d'analyses modales effectuées sur des échantillons prélevés au S de Massiac soit dans la vallée de l'Allagnon, soit sur le plateau, montre les pourcentages suivants :

In : J. Maisonneuve, 1952.

	A	B	C	D
	%	%	%	%
Quartz.	45,9	50,5	42,1	30,8
Microcline.	40,6	25,0	25,3	33,0
Plagioclase	5,0	19,6	19,1	15,1
Biotite	7,7	4,1	8,3	21,1
Muscovite-séricite	—	0,8	3,0	—
Magnétite	0,8	—	0,2	—
Sill. Cord.	—	—	2,0	—
Nature du plagioclase	An. 22	An. 33	An. 10	An. 30

Ici, la tendance est inversée : le feldspath alcalin est plus abondant que le plagioclase, ce qui montre qu'il est impossible de dégager une loi sur un aussi petit nombre de mesures.

On peut dire cependant que la même texture apparente recouvre des compositions minéralogiques sensiblement différentes : il y a convergence de ces formations vers un faciès unique.

L'étude chimique apporte des résultats plus précis.

J'ai fait faire une analyse sur une lentille de ces leptynites associées aux amphibolites (analysées par ailleurs) de l'ancienne mine de stibine de La Chassagne (commune de Saint-Just près Brioude), à l'E de Saint-Beauzire.

Y. Vialette a analysé d'autre part un faciès beaucoup plus alumineux au NW du synclinorium, pris à l'E de Saint-Alyre-ès-Montagne. Le même faciès a été retrouvé par P. Lapadu-Hargues à 6 km au NW de Blesle et analysé : la similitude est frappante.

Dans les deux cas, les teneurs en alcalins sont comparables, avec une légère prédominance de la soude sur la potasse, insuffisante toutefois pour en tirer des conclusions.

	An. 5*	An. 6	An. A
SiO ₂	73,00	67,25	67,20
Al ₂ O ₃	14,50	17,20	16,65
Fe ₂ O ₃	0,70	0,85	0,80
FeO	1,80	3,30	3,30
MgO	1,30	1,05	1,90
CaO	0,85	2,40	2,20
Na ₂ O	3,05	3,40	3,80
K ₂ O	3,00	3,20	3,10
TiO ₂	0,35	0,40	0,45
P ₂ O ₅	0,20	n. d.	0,05
MnO	0,05	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	0,55	0,30	0,40
H ₂ O ⁻	0,20	0,10	0,20
Total	99,55	99,50	100,10

An. 5* — *Leptynite à biotite* (un peu de sillimanite). Associée aux amphibolites à l'ancienne mine de stibine de La Chassagne (commune de Saint-Just près Brioude), à l'E de Saint-Beauzire (Haute-Loire).

An. nouvelle S. Pignide, 1959. Clermont-Ferrand, n° 1131.

Teneur calculée en corindon virtuel : 5 %.

Paramètres américains : I' 3. 1(2). 3'.

Équivalent magnétique de A. Lacroix : granite ou rhyolite alcalins.

An. 6. — *Leptynite à biotite* (embréchite rubanée). Saint-Alyre-ès-Montagne (Puy-de-Dôme).

An. Y. Vialette, 1956. Clermont-Ferrand, n° 558.

Paramètres américains : I (II). '2. 3 (4).

Équivalent magmatique de A. Lacroix : granite calco-alcalin ou rhyolite-dacite.

An. A. — *Leptynite à biotite* (gneiss migmatitique de P. Lapadu-Hargues). Prélevé le long de la D. 8 entre Blesle et Anzat-le-Luguet à 6 km de Blesle (Haute-Loire) vers la limite des gneiss à biotite et sillimanite et des ortho-leptynites.

An. J. Orliac, 1959. Clermont-Ferrand, n° 1185.

Sur la courbe de F. J. Pettijohn (1949, p. 251), ces roches se placent évidemment à proximité des granites (voir figure 9).

Ces trois analyses étant insuffisantes pour tirer des conclusions, j'ai utilisé la série inédite d'analyses modales citées plus haut, effectuées par S. P. Tung dans divers niveaux typiques de la vallée de l'Allagnon. A partir des six analyses précédemment citées, j'ai recalculé les compositions chimiques approchées en pourcentages pondéraux d'oxydes pour en tirer une valeur moyenne.

Le résultat obtenu est le suivant :

	An. 7*	
SiO ₂	70	An. 7*. — Moyenne de composition de 6 leptynites (« embréchites » de Tung). Vallée de l'Allagnon entre Massiac et Lempdes.
Al ₂ O ₃	14	
Fe ₂ O ₃	1,3	
FeO	2,4	
MgO	1,4	
CaO	2	
Na ₂ O	3,7	An. recalculées d'après analyses modales (in : Tung, p. 31-32, échantillons 2, 6, 7, 9, 10, 11, correspondant aux lames minces Clermont-Ferrand, n° 2647, 2627, 2815, 2620, 2649, 2631).
K ₂ O	3,8	
Total	98,6	

Ce résultat, utilisé avec prudence, n'est pas sans valeur. Une comparaison avec les analyses 5 et 6 montre d'abord qu'il peut être considéré comme une image relativement nette de la composition chimique de ces roches.

Cette composition diffère profondément de celle des gneiss à biotite et sillimanite : on trouve dans ces leptynites plus de silice, moins d'alumine, plus d'alcalins, les proportions respectives de ces derniers variant jusqu'à s'inverser.

On a jusqu'à maintenant interprété ces dissemblances comme une preuve de l'existence d'une importante métasomatose consécutive à la migmatisation.

On n'a peut-être pas suffisamment cherché à rapprocher ces leptynites

de roches plutoniques ; c'est là l'intérêt de la courbe de Pettijohn. Leur composition les situe à proximité immédiate des granites et des arkoses. L'énorme épaisseur de ces leptynites vers Anzat-le-Luguet interdit d'y voir d'anciennes arkoses métamorphiques. On sait que les arkoses sédimentaires ne sont jamais des formations très épaisses. Leur texture et leur mode de gisement ne permettent pas davantage d'en faire d'anciens granites.

Reste les rhyolites et les dacites plus franchement calco-alkalines, ainsi que leurs tufs. La comparaison chimique est frappante :

	An. 5*	An. A	An. 6	An. B
SiO ₂	73,00	73,62	67,25	67,80
Al ₂ O ₃	14,50	14,24	17,20	16,92
Fe ₂ O ₃	0,70	0,93	0,85	1,05
FeO	1,80	0,67	3,30	1,94
MgO	1,30	0,33	1,05	1,31
CaO	0,85	1,07	2,40	3,25
Na ₂ O	3,05	3,25	3,40	4,36
K ₂ O	3,00	4,28	3,20	3,35
TiO ₂	0,35	0,21	0,40	n. d.
P ₂ O ₅	0,20	0,02	n. d.	n. d.
MnO	0,05	0,08	0,05	0,35
H ₂ O ⁺	0,55	1,29	0,30	0,33
H ₂ O ⁻	0,20		0,10	n. d.
Total	<u>99,55</u>	<u>100,09</u>	<u>99,50</u>	<u>100,66</u>

An. 5*. — *Leptynite à biotite*. La Chassagne. An. déjà citée.

An. A. — *Rhyolite*. Slate Creek (Californie).

(in : Washington, p. 82, n° 19).

Paramètres américains : I. 3(4). '2. 3.

An. 6. — *Leptynite à biotite*. Saint-Alyre-ès-Montagne. An. déjà citée.

An. B. — *Dacite*. Mont Elbrouz (Caucase).

(in : Washington, p. 238, n° 168).

Paramètres américains : I'. 4. 2(3). '4.

Il est indéniable que leur composition rapproche ces leptynites beaucoup plus de roches effusives que d'une série pélitique.

Ne pourrait-on cependant leur attribuer une origine métasomatique ? Notons d'abord que, vis-à-vis des gneiss à biotite et sillimanite ou des leptynites type Montgon, les différences chimiques sont grandes et que la genèse de telles roches à partir d'une telle trame impliquerait d'importants mouvements de matière.

Or, je montrerai, en étudiant la couronne d'anatexites grenues qui limite le synclinorium de tous côtés, qu'elles ont pris naissance dans un climat de métamorphisme essentiellement topochimique. Le développement local

d'une intense métagénèse dans cette série paraît donc improbable.

Pour ces raisons, je suis amené à considérer cette formation comme l'équivalent fortement métamorphique et peut-être légèrement métagénétique d'une puissante série volcanique acide comprenant des coulées et des tufs sédimentés interstratifiés à tous les niveaux de la série sédimentaire pélagique qui donna les gneiss à biotite et sillimanite.

Le métamorphisme a puissamment transformé la structure de ces laves et tufs au point de la rendre méconnaissable (ce qui est logique si l'on considère que l'on est dans la zone des gneiss inférieurs) mais n'a que peu modifié leur composition chimique (ce qui concorde avec ce que l'on sait du climat métamorphique topochimique ayant régné lors de la genèse des roches du synclinorium).

L'ampleur de ce volcanisme peut surprendre. Pourtant, le cas est loin d'être unique dans le Massif Central. M. Roques (1941) a décrit en Bas-Limousin une série éruptive comparable : les leptynites de Tulle, mais elles sont dans la zone des gneiss supérieurs et moins complètement transformées du point de vue structural. M. Chenevoy (1958) a décrit en Limousin plusieurs séries volcaniques analogues : les leptynites de la Gartempe, qui sont au sommet de la zone des micaschistes inférieurs, et les leptynites de Noualias en Haut-Limousin dans la zone des gneiss supérieurs. J.-M. Peterlongo (1958) a décrit, dans l'anticlinal des Monts du Lyonnais, la série la plus proche du groupe leptyno-amphibolique brivadois : les leptynites de Saint-André-la-Côte qui sont, comme les leptynites brivadoises, à un niveau zonéographique assez bas de la zone des gneiss inférieurs.

La comparaison des analyses chimiques de ces faciès dans les divers groupes du Massif Central montre bien leur parenté en dépit de leurs positions zonéographiques variables (voir tableau comparatif page suivante).

Enfin, la comparaison entre la moyenne de ces huit analyses et la composition moyenne des six leptynites de l'Allagnon montre une concordance aussi satisfaisante, à la remarque près qu'à teneurs en silice, alumine et soude comparables, les leptynites de l'Allagnon semblent plus potassiques que leurs congénères du Massif Central, mais cette constatation peut n'être que fortuite, puisque les échantillons de Saint-Alyre-ès-Montagne (An. 6) et de Blesle (An. A) ont des teneurs en Na_2O prédominantes.

	An. A	An. B	
SiO_2 . . .	70	72	An. A. — Moyenne de composition de 6 leptynites.
Al_2O_3 . . .	14	14,6	Vallée de l'Allagnon entre Massiac et
Fe_2O_3 . . .	1,3	1,4	Lempdes (Cantal - Haute-Loire).
FeO . . .	2,4	1,7	(citée plus haut).
MgO . . .	1,4	1,3	An. B. — Moyenne de composition de 8 leptynites d'origine présumée volcanique du Massif Central.
CaO . . .	2	1,5	(citée plus haut).
Na_2O . . .	3,7	3,7	
K_2O . . .	3,8	2,2	

TABLEAU COMPARATIF DES COMPOSITIONS CHIMIQUES DES ORTHOLEPTYNITES
 A TRAVERS LE MASSIF CENTRAL

	GARTEMPE		HAUT BAS LIMOUSIN		HAUT ALLIER		LYONNAIS		Moyenne des 8 analyses
	An. A	An. B	An. C	An. D	An. 5*	An. 6	An. E	An. F	
SiO ₂	73,10	75,35	73,50	71,2	73,00	67,25	72,70	69,80	72,0
Al ₂ O ₃	15,05	13,00	13,85	14,2	14,50	17,20	14,05	15,10	14,6
Fe ₂ O ₃	1,45	1,18	0,80	0,87	0,70	0,85	2,30	3,20	1,4
FeO	0,50	0,60	2,03	2,34	1,80	3,30	1,60	1,50	1,7
MgO	0,60	0,70	1,88	1,12	1,30	1,05	2,55	1,40	1,3
CaO	1,35	0,35	0,90	3,2	0,85	2,40	1,45	1,95	1,5
Na ₂ O	6,90	5,10	3,05	3,1	3,05	3,40	2,75	2,45	3,7
K ₂ O	0,15	2,62	1,65	2,0	3,00	3,20	1,80	3,50	2,2
TiO ₂	0,20	0,48	0,65	0,3	0,35	0,40	0,25	0,25	0,3
P ₂ O ₅	0,15	tr.	0,10	0,1	0,20	n. d.	0,20	0,30	
MnO	tr.	0,05	0,08	0,06	0,05	0,05	tr.	0,10	
H ₂ O+	0,85	0,65	1,25	0,52	0,55	0,30	0,50	0,50	0,6
H ₂ O-	0,10	0,15	0,28	0,06	0,20	0,10	0,05	0,05	0,1
Total	100,40	100,23	100,02	99,07	99,55	99,50	100,20	100,10	99,4

An. A. — *Leptynite fluidale* du Moulin de Réculat, près Bussière-Poitevine (Haute-Vienne).

In : M. Chenevoy (1958, p. 53, An. 6).

An. B. — *Leptynite*. Vauzelle près Bussière-Poitevine (Haute-Vienne).

In : M. Chenevoy (1958, p. 54, An. 7).

An. C. — *Leptynite*. Noualias près Saint-Martin - Sainte-Catherine (Haute-Vienne).

In : M. Chenevoy (1958, p. 149, An. 16).

An. D. — *Leptynite à amphibole*. Brivezac (Corrèze).

In : M. Roques (1941, p. 273, An. 21).

(Cette analyse est citée par M. Chenevoy (1958, p. 149, An. B), avec la provenance erronée : leptynite de Vauzelle, groupe de la Gartempe).

An. E. — *Leptynite*. 1,8 km à l'E d'Orliénas (Rhône).

In : J.-M. Peterlongo (1958, p. 38, An. 9).

An. F. — *Leptynite*. Saint-André-la-Côte (cimetière) (Rhône).

In : J.-M. Peterlongo (1958, p. 38, An. 10).

An. 5*. — *Leptynite associée aux amphibolites*. Ancienne mine de stibine de La Chasagne (commune de Saint-Just-près-Brioude, Haute-Loire).

An. déjà citée.

An. 6. — *Leptynite*. Saint-Alyre-ès-Montagne (Puy-de-Dôme) (faciès exceptionnellement alumineux).

An. déjà citée.

3. **Les amphibolites et pyroxénites.** — En règle générale, ces roches sont associées aux leptynites que je viens de décrire. Elles se présentent en horizons d'épaisseur variable, formant généralement des alternances répétées avec les leptynites, et sont localisées à des niveaux particuliers de la série où elles sont accompagnées de nombreux petits massifs de péridotite serpentinisée. Ces niveaux dessinent sur la carte un U dont l'axe serait orienté NW-SE (voir planche 1 en pochette).

L'ensemble alterne avec les gneiss à biotite et sillimanite de la zone des gneiss inférieurs.

Il en existe plusieurs faciès qui diffèrent par leur composition minéralogique. Une première étude en a été faite dès 1891 par M. Boule ; ses résultats restent en grande partie valables. Sa description est excellente :

« A l'œil nu, la roche est assez uniforme. Elle est presque toujours grenue ; la grosseur des éléments est peu considérable. La structure schisteuse est toujours nettement accusée : les cristaux d'amphibole aux facettes miroitantes sont bien orientés en feuillets très minces. Quelquefois l'élément noir domine à tel point qu'on n'aperçoit que quelques points blancs de feldspath ou de quartz, au milieu du feutrage des cristaux d'amphibole. D'autres fois, des feuillets noirs alternent régulièrement avec des feuillets blancs ; l'épaisseur relative de ces feuillets peut varier notablement... Ce qui est très remarquable, c'est la différence profonde qui existe entre cette composition minéralogique des gneiss à amphibole et celle des gneiss granulitiques [nos leptynites] avec lesquels les premiers ont cependant des relations stratigraphiques tout à fait intimes ». Malgré cela, « ... Même sur le terrain les roches de passage sont rares ou absentes. Les lits granulitiques (leptyniques) sont nettement séparés des lits amphiboliques ».

Au microscope, les minéraux généralement présents sont :

Quartz (rare)	Sphène (abondant)
Oligoclase basique à andésine (An. 25-50)	Apatite
Hornblende verte	Grenat (assez rare)
Biotite	Pyrite
Augite	Magnétite
Diallage	Ilménite
	Rutile

Minéraux secondaires : chlorite, calcité en enduits dans les fissures et diaclases, épidoite, zoïsite (saussurite).

Le microcline de génération primaire est exceptionnel ; l'amphibole est toujours une hornblende vert sombre sur échantillon (sa couleur s'éclaircit quelquefois jusqu'à un vert actinote sans que les propriétés optiques en soient affectées) en tirant sur le marron en lames minces.

Ainsi que le constate M. Boule : « Je n'ai vu aucun échantillon renfermant à la fois tous les minéraux dont je viens de parler. »

On rencontre en conséquence plusieurs faciès :

— des amphibolites franches, sans autre minéral qu'une hornblende verte et quelques plagioclases (sans quartz) ;

- des amphibolites à plagioclases et biotite (souvent quartziques) ;
- des amphibolites à grenat ;
- des amphibolites à pyroxène monoclinique ;
- des pyroxénites à grenat ;
- des pyroxénites à plagioclases dominant (cimetière de Lavoûte-Chilhac).

a. AMPHIBOLITES FRANCHES. — Ce faciès est très répandu, seul ou associé aux autres variétés. On le rencontre dans tout le niveau principal (voir planche IV en pochette), par exemple à l'ancienne mine de stibine de La Chassagne (commune de Saint-Just-près-Brioude) ou aux abords du gîte de serpentine du Bois, au-dessus et à l'W de Lavoûte-Chilhac, de même sur toute la crête qui descend de la cote 627 m au SE du hameau du Pouget sur Lavoûte-Chilhac, etc. Le plagioclase peut être très altéré, séricitisé ou saussuritisé ; la hornblende est presque toujours intacte. Le quartz est rare. Microcline et grenat sont absents.

b. AMPHIBOLITES A PLAGIOCLASE ET BIOTITE (souvent quartziques). — Ce faciès est aussi répandu que le précédent avec lequel il est associé. J'en choisirai le type à l'E de Saint-Beauzire, à proximité du hameau de La Chassagne (commune de Saint-Just-près-Brioude) où les stériles de l'ancienne mine de stibine offrent un excellent échantillonnage.

A l'œil, la roche est vert sombre, régulièrement litée ; des bancs épais à hornblende et biotite prédominantes alternent avec des parties où des lits quartzo-feldspathiques clairs, de quelques millimètres d'épaisseur, parfaitement plans et réguliers séparent des lits amphiboliques sombres d'épaisseur voisine. Cette alternance peut se répéter sur plusieurs décimètres d'épaisseur avec un litage qui donne des feuillets d'une planéité surprenante. Cette observation suggère même une origine sédimentaire.

Quantitativement (en % volumétriques), la composition minéralogique d'amphibolites semblables, étroitement associées à des lentilles d'ortholeptynites interstratifiées dans les gneiss à biotite et sillimanite de la vallée de l'Allagnon, se présente comme indiqué plus bas (*in* S. P. Tung, 1950 : A = lame mince Clermont-Ferrand 2623. R. N. 9, 9,7 km au S de Lempdes. B = lame mince Clermont-Ferrand 2616. Le Babory (commune de Blesle).

Un gneiss amphibolique formant une toute petite lentille dans les gneiss à biotite et sillimanite au confluent du ravin de la mine d'Ouche et de l'Allagnon présente un pourcentage beaucoup plus élevé de minéraux clairs. Il s'agit d'un faciès « contaminé » par les terrains encaissants lors du métamorphisme ; le cas est très classique (*in* S. P. Tung, 1950 : C = lame mince Clermont-Ferrand 2814).

	A %	B %	C %
Hornblende verte	62,7	49,4	16,8
Plagioclase	18,4	33,3	43,8
Biotite.	4,6	6,4	26,9
Sphène	1,1	3,9	n. d.
Quartz.	—	3,2	5,0
Microcline.	—	0,9	3,3
Magnétite.	10,0	0,4	3,5
Apatite	3,2	2,5	0,7
Nature du plagioclase	An. 12-13	An. 23	An. 32

On remarquera que la basicité du plagioclase semble croître régulièrement lorsque la teneur de la roche en hornblende s'abaisse.

Chimiquement, l'amphibolite de La Chassagne a la composition suivante :

	An. 7*	An. A	An. B	An. C	An. D
SiO ₂	50,50	49,10	55,20	51,4	46,3
Al ₂ O ₃	16,55	17,25	17,58	14,5	15,7
Fe ₂ O ₃	3,15	2,90	3,00	2,1	2,9
FeO	7,95	4,30	4,83	9,0	7,8
MgO	7,00	10,10	4,20	6,0	8,6
CaO	7,75	12,60	7,25	11,0	10,7
Na ₂ O	3,25	2,60	5,05	2,2	2,7
K ₂ O	0,75	0,30	0,75	1,0	0,6
TiO ₂	1,30	0,50	1,12	2,5	2,1
P ₂ O ₅	0,20	tr.	0,50	0,2	0,10
MnO	0,10	tr.	0,12	0,18	0,16
H ₂ O ⁺	1,00	0,65	0,45	0,88	1,86
H ₂ O ⁻	0,45	0,00	0,10	0,16	0,24
Total	99,95	100,30	100,15	100,92	99,76

An. 7*. — *Amphibolite rubanée*. Associée aux leptynites de l'ancienne mine de stibine de La Chassagne (commune de Saint-Just-près-Brioude) à l'F de Saint-Beauzire.

An. nouvelle J. Orliac, 1959. Clermont-Ferrand, n° 1095.

Paramètres américains : (II) III. 5. '4. (4)5. 2. 1(2). 2(3).

Équivalent magmatique de A. Lacroix :

— forme grenue : norite à hypersthène à la limite des gabbros.

— forme microlitique : andésite-basalte.

An. A. — *Amphibolite rubanée*. Associée aux leptynites de Molompize, vallée de l'Alagnon (Cantal).

An. J. Orliac, 1959. Clermont-Ferrand, n° 1144.

Paramètres américains : III. 5. 4'. '5. (1(2). 2'. 2. 2.).

Équivalent magmatique de A. Lacroix :

— forme grenue : gabbro.

— forme microlitique : basalte.

An. B. — *Amphibolite à résidus* (Associée aux leptynites du groupe leptyno-amphibolique de la Gartempe). Boissonet près Bussière-Poitevine (Haute-Vienne).

An. C. Rouger, 1954. Clermont-Ferrand, n° 301.

In : M. Chenevoy (1958, p. 58, An. 8).

Paramètres américains : II. 5. 3. 5.

(comparé par M. Chenevoy à une andésite-basalte).

An. C. — *Amphibolite quartzique à biotite* (Associée aux leptynites de Tulle). Uzerche (Corrèze) - Route d'Espartignac, carrière au N de Fauroux.

An. A. Fournet, 1937. Clermont-Ferrand, n° 3 et 3 bis.

In : M. Roques (1941, p. 301, An. 25).

Paramètres américains : III. 5. 4. 4. (2. 1. 2. 3.).

Équivalent magmatique : gabbro-basalte.

An. D. — *Amphibolite* dans les leptynites de Bagnac (Corrèze).

An. A. Fournet, 1938. Clermont-Ferrand, n° 18 et 18 bis.

In : M. Roques (1941, p. 301, An. 23).

Paramètres américains : III. 5. (3)4. (4)5. (2. 3. 2. 2(3).).

Équivalent magmatique : gabbro-basalte.

L'amphibolite de La Chassagne, contrairement à ce que suggérait sa texture, a chimiquement des caractères qui l'apparentent nettement à des roches éruptives. Son association sur le terrain avec des péridotites est un argument de poids en ce sens. L'absence de calcaires dans la série renforce la présomption. Néanmoins, la texture si curieuse de ces roches interdit d'y reconnaître d'anciennes roches grenues ou même d'anciennes coulées de laves.

Le niveau amphibolique de La Chassagne provient très probablement de tufs andésitiques ou basaltiques remaniés et sédimentés. Seuls des niveaux amphiboliques plus massifs représentent peut-être d'anciennes coulées basaltiques ou andésitiques.

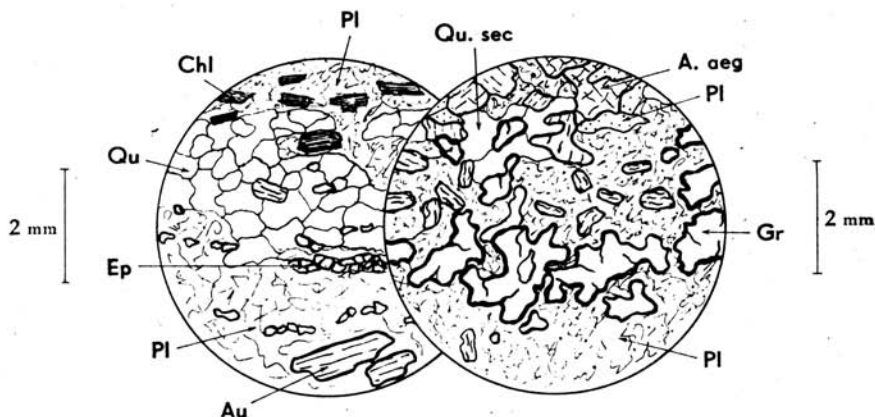
Les amphibolites de Molompize (An. A) dans la vallée de l'Allagnon sont chimiquement très proches de celles de La Chassagne ; elles sont encore plus riches en MgO et CaO.

Je note au passage une coïncidence favorable des arguments géologiques et de l'hypothèse de P. Lapadu-Hargues (1959). On sait que cet auteur propose de distinguer les amphibolites para et ortho au vu de leur teneur en titane ; il situe la limite entre les deux groupes aux abords de 0,8 % TiO₂, les teneurs du groupe ortho étant supérieures, celles du groupe para inférieures. La difficulté d'interpréter l'origine des amphibolites ne permet encore d'accepter cette proposition que sous une prudente réserve. Ici pourtant, avec 1,30 % TiO₂, l'amphibolite de La Chassagne se range dans le groupe ortho de P. Lapadu-Hargues.

La comparaison de cette amphibolite, étroitement liée aux ortho-leptynites brivadoises, avec des roches provenant d'associations similaires en d'autres régions du Massif Central permet de constater une concordance aussi nette que pour les leptynites. A teneur en silice et alumine comparable, toutes ces roches sont très faiblement potassiques et riches en éléments du groupe cafémique, donc franchement basiques.

c. AMPHIBOLITES A GRENAT. — Je n'ai rencontré le grenat que dans des amphibolites à pyroxène ou des pyroxénites étudiées plus loin : entre Soulagès (Cantal) et Farreyre au NE (Haute-Loire) et aux environs de Chantel (NE de Saint-Ilpize) ; mais M. Boule décrit non loin de ce dernier point, à Peygerolles (commune de Saint-Privat-du-Dragon), dans le même niveau, un gneiss amphibolique à grenat riche en oligoclase, quartz et biotite, pauvre en sphène. Le grenat y est xénomorphe, en cristaux de petite taille et limpides. Il cite également Saint-Georges-d'Aurac mais, cette localité étant sur le basalte, il s'agit vraisemblablement d'échantillons prélevés à l'W dans la tranchée de la voie ferrée de Langeac, au niveau du Monteil (commune de Mazeyrat-Crispinhac).

d. AMPHIBOLITES A PYROXÈNES ET PYROXÉNITES A GRENAT. — Les amphibolites de la partie SE du synclinorium contiennent fréquemment du



Pyroxénite à plagioclases,
épidote et chlorite.
Ancien cimetière de
Lavoûte-Chilhac.
(L. M. : Clⁿ 3962)

Pyroxénite à grenat
et augite aëgyrinique.
Chantel près Saint-Ilpize
(L. M. : Clⁿ 4500)

Fig. 11. — Zone des gneiss inférieurs. Synclinorium de Massiac.
Pyroxénites du groupe leptyno-amphibolique brivadois.

Qu, Quartz (sec, secondaire). **Pl**, Plagioclases basiques séricitisés. **Chl**, Chlorite. **Ep**, Epidote. **Au**, Augite et diopside. **A. aeg**, Augite aëgyrinique. **Gr**, Grenat grossulaire.

pyroxène. Sur ce point, les environs NE de Lavoûte-Chilhac et de Chantel (NE de Saint-Ilpize) sont caractéristiques.

Au-dessus du chemin qui remonte le ravin de Chantel (Saint-Ilpize) affleurent de superbes amphibolites plagioclasiques à amphibole vert clair ou vert émeraude mêlées de bancs à hornblende vert noir. On y voit au microscope :

Hornblende verte en cristaux automorphes,
Pyroxènes relictuels en grains incolores (diopside ?),
Plagioclase séricitisé,
Grenat en petits cristaux, sphère.

La structure est nématoblastique; les cristaux de hornblende de plusieurs millimètres sont remarquablement frais. Leur état contraste avec celui du plagioclase et du pyroxène qui sont à peine reconnaissables.

Associés à ces amphibolites, il existe un petit gisement de péridotite serpentinisée et surtout une *pyroxénite sodique à grenat* fort curieuse. A l'œil nu, cette roche ressemble à une amphibolite à grenat de couleur gris vert sombre. J'y ai déterminé au microscope :

Plagioclase saussuritisé (fortement), indéterminable
Augite ægyrinique
Ægyrine
Grenat grossulaire
Zoïsite abondante
Chlorite
Pas de minerais ni d'amphibole.

Structure nématoblastique. L'ensemble des minéraux est corrodé, le plagioclase est très affecté par une saussuritisation qui s'accompagne d'un gros développement de zoïsite.

Je ne possède malheureusement pas d'analyse chimique de ce faciès qui dérive très probablement d'une roche volcanique bien qu'aucune trace de structure-relique ne subsiste.

Aux alentours NE de Lavoûte-Chilhac (terroir de Charrobe), les amphibolites normales sont également entrelardées d'*amphibolites à diallage* où abonde la zoïsite, secondaire. J'ai récolté en place entre des amphibolites et des gneiss à biotite, sillimanite et grenat, le long de la rive droite de l'Allier, au ras de l'eau sous l'ancien cimetière de Lavoûte-Chilhac, à 30 m en amont d'une falaise d'amphibolites tombant à pic dans la rivière et à l'aval d'un rapide, une autre roche particulière, blanc grisâtre, qui s'est révélée en lames mince être une *pyroxénite à plagioclase dominants*.

J'y ai reconnu :

Quartz (peut-être secondaire mais assez abondant)
 Plagioclases séricitisés et saussuritisés indéterminables
 Augite
 Chlorite abondante en lits
 Épidote abondante
 Zoisite abondante
 Sphène.

La structure est faite de lits alternés de plagioclases + quartz, chlorite + zoisite, épidote + augite.

Le plagioclase quoique indéterminable est vraisemblablement très basique. Il n'y a pas d'amphibole.

M. Boule a signalé d'autres *amphibolites pyroxéniques à augite* associées aux amphibolites normales à Saint-Beauzire.

J'ai aussi retrouvé le pyroxène et le grenat dans les niveaux amphiboliques situés au SE de Rageade (Cantal) vers la Boisserie (commune de Chastel) (M. Boule indique par erreur la Boissière près Chastel).

J'ai observé au microscope :

Plagioclases très séricitisés	Grenat squelettique
Hornblende verte	Sphène
Augite	Apatite
Chlorite en lits (ex-biotite)	Magnétite

M. Boule avait observé, de plus, le diallage.

En résumé, les amphibolites qui entrent dans l'ensemble que j'ai appelé le groupe leptyno-amphibolique brivadois sont fort peu homogènes. D'un banc à l'autre la composition minéralogique subit de larges écarts. Les pyroxénites sont plus communes qu'on ne le pensait, présentant parfois des associations de minéraux inhabituelles. Je n'ai pu faire le grand nombre d'analyses chimiques qui eussent été nécessaires pour approfondir leurs caractères. Mais *ce qui a été dit donne de fortes raisons de penser que ces pyroxénites et amphibolites dérivent, elles aussi, d'une série de roches volcaniques basiques dont certains termes devaient être très sodiques.*

4. **Les péridotites serpentinisées.** — Ces roches faisant l'objet d'un travail particulier, je ne les mentionne ici qu'en passant. Plusieurs dizaines de petits massifs sont alignés dans les niveaux amphiboliques. Du point de vue pétrographique, ce sont des péridotites à amphibole monoclinique incolore (pargasite), fréquemment associée à un pyroxène orthorhombique (bronzite). Elles sont atteintes par la serpentinitisation à des degrés divers, parfois complètement.

Leur composition chimique est la suivante :

	An. 8*	
SiO ₂	38,80	An. 8*. — <i>Péridotite serpentinisée</i> . Massif de
Al ₂ O ₃	3,70	50 m de diamètre dans les gneiss
Fe ₂ O ₃	5,35	à biotite et sillimanite. Au S de
FeO	2,40	Cissac près Saint-Illpize.
MgO	37,90	An. nouvelle J. Orliac, 1959. Cler-
CaO	0,90	mont-Ferrand, n° 1011.
Na ₂ O	0,10	Paramètres américains : V. 5. '5. 5.
K ₂ O	0,00	(1(2). (3)4. 1. 1.).
TiO ₂	0,20	Équivalent magmatique de A. La-
P ₂ O ₅	tr.	croix : péridotite.
MnO	0,10	
H ₂ O ⁺	9,75	
H ₂ O ⁻	1,00	
Total	<u>100,20</u>	

La teneur en eau élevée de cette roche indique une serpentinsation déjà avancée. Ces roches témoignent de l'existence d'une activité magmatique ultrabasique lors de la sédimentation géosynclinale.

5. Conclusions à l'étude du groupe leptyno-amphibolique brivadois. — Assez disparate mais très important par la surface qu'il recouvre dans le synclinorium de Massiac, l'ensemble de ces leptynites, amphibolites, pyroxénites, péridotites représente, selon toute probabilité, une série de roches éruptives volcaniques pour la plupart, qui ont subi le métamorphisme régional dans la zone des gneiss inférieurs.

La recristallisation de ces laves, tufs et petits massifs de roches grenues ultrabasiques s'est faite sans grands changements dans leur composition chimique initiale : les apports d'éléments extérieurs ont été limités et, en conséquence, la recristallisation a dû se faire à volume sensiblement constant par remaniement sur place des éléments préexistants.

Un volcanisme acide avec émission de rhyolites, de dacites, et production massive de tufs alternait avec des phases basiques pendant lesquelles venaient au jour des andésites et basaltes. Les intrusions ultrabasiques de péridotites punctuaient cette activité plutonique géosynclinale.

La succession lithologique des faciès actuellement observée trouve une explication dans l'existence de tufs qui se sédimentaient dans les mers géosynclinales où se poursuivait néanmoins sans relâché le dépôt d'une puissante série argileuse où les coulées se trouvaient bientôt interstratifiées.

Une question importante se pose encore : *doit-on rattacher ce groupe brivadois aux ectinites ou aux migmatites ?*

Les migmatites de cette région sont typiquement représentées par les anatexites de type Aubusson qui sont décrites dans le chapitre suivant. L'unité cartographique des gneiss à biotite et sillimanite et du groupe leptyno-amphibolique brivadois est nette d'une part ; la texture de ces roches est celle de gneiss d'autre part ; enfin, le fait que l'on rencontre indifféremment gneiss à sillimanite, leptynites et amphibolites en agmatites ou en niveaux préservés dans les anatexites incite à voir dans ces roches des faciès de la zone des gneiss inférieurs et à les rattacher aux ectinites.

En conséquence, le front des migmatites dans cette région est représenté par la limite supérieure des anatexites schisteuses à biotite et sillimanite et il se place à l'extrême base de la zone des gneiss inférieurs.

Ce type de relation entre les anatexites grenues de type Aubusson et la zone des gneiss inférieurs se retrouve généralement dans tout le N du Massif Central.

CHAPITRE III

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET CHIMIQUE DES MIGMATITES

Deux faciès principaux seront décrits sous cette rubrique :

- des anatexites schisteuses à biotite et sillimanite ;
- des anatexites grenues nébulitiques à biotite et cordiérite.

I. — Anatexites schisteuses à biotite et sillimanite.

A première vue, ces roches se présentent sur le terrain comme des gneiss à biotite et sillimanite : même composition minéralogique, abondance de sillimanite qui colore les biotites en mauve comme dans les gneiss, texture schisteuse des gneiss. Un examen plus approfondi révèle pourtant d'importantes différences :

- le litage de la roche est loin d'avoir la régularité et la finesse de celui des gneiss ;
- le grain des parties quartzo-feldspathiques (2 mm environ) est beaucoup plus gros que dans les gneiss ;
- les lits de biotite et sillimanite sont très sinueux, n'ont pas de continuité et présentent de multiples renflements où se concentrent de gros (5 à 10 cm) paquets de sillimanite blanche ;
- enfin, à l'échelle de l'affleurement, la formation est hétérogène : des parties typiquement gneissiques, de plusieurs mètres, à litage fin, passent insensiblement mais sans ordre à des parties quartzo-feldspathiques grenues, franchement nébulitiques.

Les coupes précédemment décrites montrent que ce faciès a une localisation uniforme et constante au toit des anatexites grenues à cordiérite. L'épaisseur du niveau varie un peu selon les points mais est de l'ordre de 1.000 m.

Cette formation est particulièrement typique dans la haute vallée de la Sianne entre Vèze et Molèdes (Cantal), dans la vallée de Valjouze (Cantal) et au SE du synclinorium entre Saint-Cirgues (Haute-Loire), Traignac et Soulhac (commune de Saint-Cirgues).

Au microscope, on y voit les minéraux suivants :

Quartz	Cordiérite (un peu)
Microcline — 2V = 72 à 84	Myrmékite
Oligoclase (An. 24)	Séricite
Biotite	Grenat
Sillimanite	Apatite
	Magnétite
	Zircon.

La structure hétérogène est grano-lépidoblastique. Les apparences de corrosion entre minéraux (oligoclase attaqué par le quartz par exemple), de même que les bourgeons de *myrmékite* sont fréquents. De petits grains de *cordiérite* altérée en pinite apparaissent vers la base du niveau marquant la transition avec les anatexites grenues nébulitiques à nodules de cordiérite.

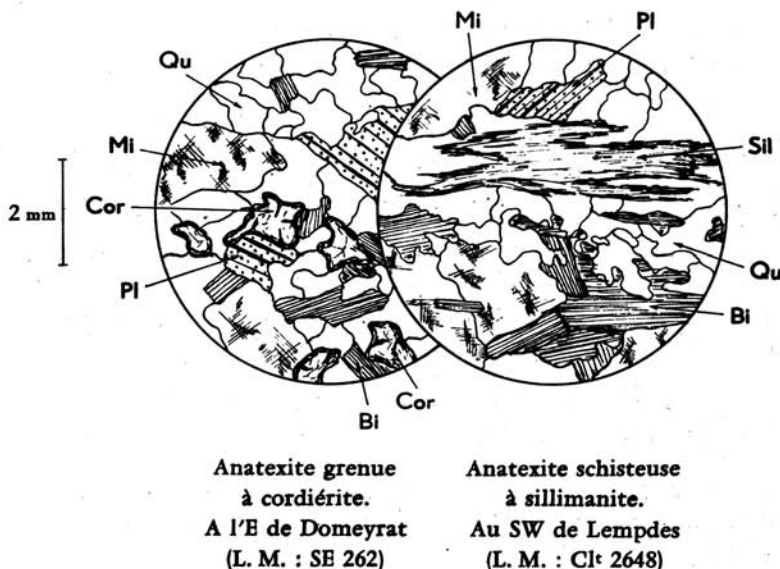


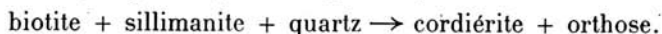
Fig. 12. — Zone des migmatites. Synclinorium de Massiac.

Qu, Quartz. Pl, Plagioclase. Mi, Microcline. Bi, Biotite. Sil, Sillimanite. Cor, Cordiérite.

Du point de vue chimique, je ne possède aucune analyse de ce faciès et ceci est une lacune car, en raison de l'hétérogénéité et de la grosseur de grain de ce faciès, il n'est pas possible de s'en faire une idée à partir d'analyses modales de lames minces.

Néanmoins, la parfaite similitude de composition minéralogique qui existe dans les gneiss à biotite et sillimanite et ces anatexites schisteuses permet de penser que leur composition chimique n'est guère différente.

A leur base, elles se transforment en anatexites grenues à cordiérite et le changement de paragenèse peut s'exprimer par la réaction classique :



II. — Anatexites grenues nébulitiques à biotite et cordiérite en nodules.

Ce faciès constitue le cœur de toute la couronne migmatitique du synclinorium de Massiac. J'en prends le type à Lempdes où il a été déjà décrit et analysé par S. P. Tung (le long de la R. N. 9, à 2,8 km au SE de Lempdes, après le troisième pont du chemin de fer sur la route). Ce faciès est le type normal mais, localement, j'ai observé des variantes dans cette formation : anatexites leptyniques très claires, anatexites à biotite sans cordiérite, agmatites d'amphibolites.

1. **Anatexites à cordiérite de Lempdes (Haute-Loire) ou d'Aubusson (commune de Mazeyrat-Aurouze, Haute-Loire).** — Alors que tous les faciès décrits jusqu'à maintenant avaient une texture de gneiss plus ou moins parfaite, les anatexites de Lempdes ont sans conteste une texture de migmatites.

Ce sont des roches sombres de grain moyen où la foliation évanescence n'est plus marquée çà et là que par des traînées de paillettes de biotite. La cordiérite verte (altérée en pinite) se groupe en nodules aux formes irrégulières de plusieurs centimètres de diamètre. Dès qu'elle est atteinte par la circulation des eaux d'infiltration qui libèrent des hydroxydes de Fe, elle apparaît en grosses tâches rouille sur les parois exposées.

La texture de la roche est si irrégulière qu'il est rarement possible d'y relever une direction ou des pendages suivis. Çà et là, elle est parcourue en tous sens par des filons de granite à grain fin, d'aplite ou de pegmatite dont l'épaisseur va du centimètre à plusieurs mètres et qui semblent remplir des cassures de la roche : les tranchées de la R. N. 588 aux environs de Volclaire (commune de Molompize, Cantal) sont typiques à cet égard.

Cette roche ressemble à s'y méprendre aux anatexites à cordiérite de la région d'Aubusson (Creuse) et aux anatexites de l'anticlinal des Monts du Lyonnais. Le grenat almandin y est fréquent en dodécaèdres roses à l'état frais atteignant 1 cm.

Au microscope, on reconnaît :

Quartz	Grenat almandin
Microcline	Muscovite (rare), séricite
Oligoclase (An. 23-26)	Pinite
Myrmékite	Apatite
Biotite	Sphène
Cordiérite	Rutile
Sillimanite	Magnétite, pyrite
	Zircon.

La structure est granoblastique à tendance lépidoblastique, souvent pœcilitique. La taille des grains est un peu inférieure au millimètre.

Des plages de *microcline* pœcilitique envahissant atteignent plusieurs millimètres. Il s'agit de *microcline* légèrement perthitique.

L'*oligoclase* est basique et parfois recristallisé et pœcilitique. La *myrmékite* est abondante et borde parfois le *plagioclase* de ses bourgeons.

La *cordiérite* se développe aux dépens de la *biotite*, dont les paillettes accompagnées de grains de minéraux opaques entourent souvent les grains de *cordiérite*. Celle-ci est presque toujours transformée en agrégats de *séricite* (*pinite*). La *sillimanite* accompagne soit la *cordiérite*, soit la *biotite* qui est toujours fortement pléochroïque.

Muscovite et *séricite* sont d'origine secondaire. La *magnétite* est tantôt primaire, tantôt d'exsudation; elle résulte alors de la transformation des *biotites* soit en *chlorite*, soit en *sillimanite* ou *cordiérite*. Le *zircon*, abondant dans la *biotite*, y détermine de beaux halos pléochroïques.

Parfois, la *cordiérite* est absente; on a alors des anatexites grenues à *biotite* seule (Lastic, Vêdrines-Saint-Loup — Cantal).

La structure, les phénomènes de corrosion, les remplacements indiquent que ces anatexites sont des roches fortement recristallisées.

Bien que moins hétérogènes que les anatexites schisteuses à *biotite* et *sillimanite*, il est assez difficile de se faire une idée de la composition minéralogique quantitative moyenne des anatexites grenues à *cordiérite*. Cela nécessiterait probablement une centaine d'analyses. Encore, une telle moyenne n'aurait-elle pas grande signification pétrographique si l'on considère l'hétérogénéité initiale du matériel métamorphique mis en jeu dans l'anatexie. Aussi me contenterai-je de citer ici une analyse modale effectuée sur l'échantillon dont l'analyse chimique est citée ci-dessous (An. 9) :

(in : S. P. Tung, 1950. Lame mince Clermont-Ferrand, n° 2608).

Quartz.	26,7 %
Microcline	10,5 %
Plagioclase (An. 22).	15,3 %
Biotite.	12,6 %
Muscovite, séricite	28,2 %
Cordiérite.	4,2 %
Sillimanite	1,8 %
Magnétite.	0,7 %

Les deux analyses suivantes prouvent l'hétérogénéité minéralogique du faciès :

(in : J. Maisonneuve, 1952).

A. Lame mince Clermont-Ferrand 2966 — 4 km en amont de Villeneuve-d'Allier.

B. Lame mince Clermont-Ferrand 3109 — Peyreneyre près Volclair.

	A	B
Quartz.	35,5 %	32,5 %
Microcline	40,3 %	23,6 %
Plagioclase	14,6 %	39,0 %
Biotite.	8,9 %	4,9 %
Grenat.	0,6 %	
Magnétite.	0,1 %	
Nature du plagioclase . .	An. 10	An. 25

Du point de vue chimique, trois analyses ont été faites dans ces faciès :

— l'une par S. P. Tung, à 2,8 km au SW de Lempdes (Haute-Loire), dans un faciès très typique riche en gros nodules de cordiérite ;

— une seconde par Y. Vialette, plus au NW, le long de la route de Valbeleix à Courgoul (Puy-de-Dôme) dans un faciès à cordiérite non moins typique ;

— une troisième analyse effectuée par Y. Vialette correspond au faciès beaucoup plus rare, très clair, que je décris sous le nom d'anatexite leptynique. Ainsi que le constate Y. Vialette, « cette analyse met en évidence une passée quartzreuse dans les anatexites ». Par son caractère exceptionnel, ce faciès fait pendant, pour les anatexites, à l'analyse n° 2 pour les gneiss à biotite et sillimanite.

On comparera ces résultats à l'analyse de l'anatexite de Courtine (près Fayet-Ronaye) en Livradois, qui est identique (Deuxième partie, Groupe du Livradois méridional).

	An. 9	An. 10	An. 11
SiO ₂	68,82	61,40	83,80
Al ₂ O ₃	18,07	20,40	7,80
Fe ₂ O ₃	0,19	1,30	1,45
FeO	3,61	5,45	0,60
MgO	1,78	2,30	0,25
CaO	1,05	0,55	1,00
Na ₂ O	0,49	1,00	1,30
K ₂ O	3,34	3,10	2,75
TiO ₂	0,53	0,65	0,45
P ₂ O ₅	0,19	n. d.	n. d.
MnO	0,07	0,05	0,45
H ₂ O ⁺	1,45	3,25	0,45
H ₂ O ⁻	0,42	0,30	0,10
Total	100,01	99,75	99,95

- An. 9. — *Anatexite grenue à biotite et cordiérite (avec sillimanite)*. Le long de la R. N. 9, à 2,8 km de Lempdes en direction de Massiac.
An. S. P. Tung, 1950. Clermont-Ferrand, n° 113.
In : S. P. Tung (1950, p. 19).
- An. 10. — *Anatexite grenue à biotite et cordiérite*. Route de Valbelex à Courgoul (Puy-de-Dôme).
An. Y. Vialette, 1956. Clermont-Ferrand, n° 554.
In : Y. Vialette (1957, p. 22).
- An. 11. — *Anatexite grenue leucorate*. 2 km à l'E de Besse-en-Chandesse (Puy-de-Dôme).
An. Y. Vialette, 1956. Clermont-Ferrand, n° 559.
In : Y. Vialette (1957, p. 22).

Le faciès-type des anatexites à cordiérite étant variable d'un point à un autre, il n'est pas surprenant de constater des écarts de composition chimique qui reflètent probablement des différences dans la répartition des minéraux à l'échelle de l'affleurement, les quantités de roches prélevées pour l'analyse étant insuffisantes pour réaliser un échantillon réellement moyen¹. Aussi est-on conduit à considérer une moyenne des compositions chimiques comme plus représentative de l'ensemble de la formation.

J'en exclus l'anatexite leucocrate qui est vraiment exceptionnelle.

	An. A		An. 1*
SiO ₂	65,11		65,15
Al ₂ O ₃	19,23		18,60
Fe ₂ O ₃	0,75	} = 5,28	2,35
FeO	4,53		3,60
MgO	2,04		2,40
CaO	0,80		0,65
Na ₂ O	0,75	} = 3,97	1,70
K ₂ O	3,22		2,35
TiO ₂	0,60		0,40
P ₂ O ₅	n. d.		0,10
MnO	0,06		0,05
H ₂ O ⁺	2,35		2,35
H ₂ O ⁻	0,36		0,10
Total	100,01		99,80

- An. A. — *Moyenne des deux analyses 9 et 10 d'anatexites grenues à cordiérite*. Clermont-Ferrand, n° 113 et 554.
- An. 1*. — *Gneiss à biotite et sillimanite*. Cissac près Saint-Ilpize.
An. déjà citée.

La comparaison de la composition chimique moyenne des anatexites et du gneiss à biotite et sillimanite de Cissac est éloquente ; les deux roches

¹ L'échantillonnage moyen a été réalisé sur les anatexites de Courtine en Livradois (voir An. 23) ; le résultat est bien intermédiaire.

sont franchement potassiques et, aux erreurs d'analyse près, leur composition est identique ; dans le cas de roches éruptives, on parlerait de types hétéromorphes.

Il ne saurait être question d'invoquer de grands mouvements de matière pour expliquer la genèse des anatexites à cordiérite du synclinorium de Massiac : *comme les gneiss à biotite et sillimanite qu'elles renferment souvent en septa, elles sont nées dans un climat métamorphique essentiellement topochimique.*

Ce n'est pas la première fois que l'étude de ce faciès à travers le Massif Central mène à de telles conclusions. J'ai rapproché plus haut par leur faciès les anatexites de Lempdes des anatexites d'Aubusson (Creuse), largement répandues dans le Haut Limousin. M. Chenevoy, qui en a fait l'étude chimique, aboutit à des conclusions voisines ; J.-M. Peterlongo, qui a observé les anatexites à cordiérite des Monts du Lyonnais en grand détail du point de vue chimique, arrive aux mêmes résultats.

Il est frappant de rapprocher toutes les analyses citées se rapportant à des faciès comparables (voir tableau comparatif page 70).

Il y a légèrement plus de Fe, Mg dans les gneiss que dans les anatexites ; le taux des alcalins est variable mais on a toujours $K_2O > Na_2O$.

Ainsi, d'W en E, sur 300 km à vol d'oiseau dans la partie médiane et septentrionale du Massif Central, les gneiss inférieurs et les anatexites type Aubusson ont des caractères chimiques remarquablement voisins qui montrent que ces faciès d'apparence si dissemblable, dont l'un a une texture de gneiss, l'autre de migmatite, se sont développés tous deux dans un même climat de métamorphisme topochimique.

Sur le terrain, les anatexites type Aubusson représentent par leur gisement les « migmatites fondamentales » de J. Jung et M. Roques, mais ces auteurs définissent les migmatites fondamentales comme des formations métasomatiques (1952, p. 31).

Il apparaît, à la lueur de ces faits nouveaux, qu'il est nécessaire de revoir certaines définitions de base. Plusieurs éventualités se présentent :

— Si l'on continue à ne voir dans les migmatites que des formations métasomatiques, les anatexites d'Aubusson doivent en être exclues. On devrait en conséquence les considérer comme des ectinites mais, étant des roches recristallisées, elles n'ont absolument pas la texture de gneiss, ce qui interdit de les rattacher aux gneiss ultra-inférieurs qui s'en rapprocheraient par la composition minéralogique. D'autre part, je montrerai plus loin que dans ces anatexites se développent localement des poches d'un granite franc qui passe insensiblement sur ses bordures aux anatexites, ce qui est un caractère maintes fois observé dans les migmatites. Enfin, elles contiennent de multiples enclaves de gneiss, amphibolites et péridotites, ce qui suppose qu'elles ne sont pas absolument contemporaines de ces gneiss mais tant soit peu postérieures.

TABLEAU COMPARATIF DES COMPOSITIONS CHIMIQUES DES GNEISS A BIOTITE
ET SILLIMANITE (ZONE DES GNEISS INFÉRIEURS)
ET DES ANATEXITES TYPE AUBUSSON A TRAVERS LE MASSIF CENTRAL

	LIMOUSIN		HAUT ALLIER			LYONNAIS			
	Gneiss Lapleau	Anatexite Azat- Châtenet	Gneiss Saint- Ilpize	Anatexite Allagnon (moyenne)	Anatexite Livradois	Gneiss Mar- cenod	Gneiss Sainte- Catherine	Anatexite Gram- mond	Anatexite Saint- Symphorien
	An. A	An. B	An. 1*	An. C	An. 25*	An. D	An. E.	An. F	An. G
SiO ₂	66,15	69,60	65,15	65,11	66,35	64,95	63,80	65,85	67,15
Al ₂ O ₃	16,41	15,55	18,60	19,23	17,60	16,25	18,30	16,40	16,30
Fe ₂ O ₃	1,46 ⁴	0,75 ²	2,35 ⁵	0,75 ⁵	1,10 ²	1,35 ⁵	2,20 ⁵	1,45 ⁵	1,60 ⁵
FeO	3,40 ⁶	3,72 ²	3,60 ⁵	4,53 ⁶	3,60 ⁶	4,40 ⁵	3,95 ⁵	3,95 ⁶	3,60 ⁶
MgO	2,10	1,75	2,40	2,04	2,65	2,40	2,50	1,95	2,25
CaO	0,40	1,02	0,65	0,80	1,05	1,10	0,90	1,00	0,75
Na ₂ O	1,43 ⁵	2,15 ²	1,70 ⁴	0,75 ⁵	2,30 ⁵	2,20 ⁵	2,10 ⁵	2,65 ⁵	2,35 ⁵
K ₂ O	4,36 ⁷	2,45 ³	2,35 ⁵	3,22 ⁷	2,85 ¹⁵	2,90 ¹⁰	3,00 ¹⁰	3,30 ⁵	3,50 ⁵
TiO ₂	0,95	0,70	0,40	0,60	0,50	0,65	0,85	0,70	0,65
P ₂ O ₅	0,45	0,10	0,10	n. d.	0,20	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
MnO	0,08		0,05	0,06	tr.	0,05	0,05	tr.	tr.
H ₂ O ⁺	2,50	1,45	2,35	2,35	1,50	2,70	2,65	1,85	2,10
H ₂ O ⁻	0,45	0,18	0,10	0,36	0,40	0,30	0,30	0,30	0,30
Total.	99,69	99,47	99,80	99,80	100,10	99,25	100,60	99,40	100,55

An. A. — *Gneiss à biotite et sillimanite*. Route de Lapleau à Laval, à Vassejoux (Corrèze).

In : M. Roques (1941, p. 419, An. 40, An. déjà citée).

An. B. — *Anatexite grenue à biotite et cordiérite*. Azat-Châtenet (Creuse).

An. F. Théron, 1955. Clermont-Ferrand.

In : M. Chenevoy (1958, p. 275, An. 26).

An. 1*. — *Gneiss à biotite et sillimanite*. Cissac près Saint-Ilpize (Haute-Loire).

(An. nouvelle déjà citée).

An. C. — *Anatexite grenue à biotite et cordiérite*. Moyenne des deux analyses 9 et 10 précédemment citées (Lempdes et Valbelex).

An. 25*. — *Anatexite grenue à biotite et cordiérite*. Petite carrière de Courtine, le long de la route de Fayet-Ronaye à Sainte-Catherine : I. C. 132; dans la vallée du Doulon.

An. nouvelle J. Orliac, 1960. Clermont-Ferrand, n° 1394.

An. D. — *Gneiss à biotite et sillimanite*. Composition moyenne.

In : J.-M. Peterlongo (1958, p. 53, An. 15, An. déjà citée).

An. E. — *Gneiss à biotite et sillimanite*. Composition moyenne. (An. déjà citée).

In : J.-M. Peterlongo (1958, p. 53, An. 16).

An. F. — *Anatexite grenue à biotite et cordiérite*. Composition moyenne. Route de Chevrières (Rhône) à Saint-Héand (Loire), à la latitude de Grammond.

An. Y. Chaleil, 1956. Clermont-Ferrand.

In : J.-M. Peterlongo (1958, p. 52, An. 17).

An. G. — *Anatexite grenue à biotite et cordiérite*. Composition moyenne. Entre Saint-Symphorien-sur-Coise et Pont-Français (Rhône).

An. Y. Chaleil, 1956. Clermont-Ferrand.

In : J.-M. Peterlongo (1958, p. 52, An. 18).

— Si l'on admet que les anatexites d'Aubusson sont des migmatites, la notion de migmatite doit être modifiée.

2. Anatexites leptyniques de Domeyrat, Cronce-Lorbe (Haute-Loire), Besse-en-Chandesse (Puy-de-Dôme), etc. — Le long du ruisseau de la Cronce à Cronce-Lorbe (commune de Cronce), au pied de la butte du château en ruines de Domeyrat, à 2 km à l'E de Besse-en-Chandesse (Puy-de-Dôme) et en quelques autres points, les anatexites grenues à biotite et cordiérite renferment des passées d'extension limitée, très leucocrates, d'anatexites à grain fin, pauvres en biotite.

Au microscope, ces roches apparaissent composées de :

Quartz dentelliforme	Biotite
Microcline perthitique 2V = — 75	Magnétite
Oligoclase (An. 23)	Zircon.
Myrmékite	

Le *microcline* abondant est pœcilitique et a une apparence envahissante; il paraît postérieur à l'*oligoclase* qu'il contient souvent en inclusions. Ce dernier est d'ailleurs moins abondant. La *biotite*, rare, est en très fines paillettes fortement pléochroïques.

La composition chimique de ce faciès siliceux a été donnée par l'analyse 11 (559), effectuée sur un échantillon prélevé très au NW du synclinorium mais semblable à ceux que l'on récolte au SE.

La teneur en alcalins semblable à celle des anatexites ou des gneiss fait penser que ce faciès est dû à l'origine à une variation locale de la série sédimentaire qui présentait en ces points un faciès non pélitique mais franchement arénacé.

3. Amphibolites, péridotites et agmatites. — Les anatexites nébulitiques contiennent, comme les gneiss, des horizons basiques et ultrabasiques : amphibolites, pyroxénites et péridotites.

Alors que l'intégrité d'un même niveau lithologique était respectée dans la zone des gneiss inférieurs, elle ne l'est plus dans les anatexites où chaque niveau, se prêtant mal pour une raison chimique ou mécanique à l'homogénéisation qui se réalisait dans les anatexites, est boudiné, fragmenté, transformé en un essaim de blocs dispersés dans une matrice de nature plus leucocrate et parfois contaminée par la roche enclavée.

Ainsi naissent de belles agmatites dont je décrirai deux exemples :

— l'un pour les amphibolites, entre Cronce et Cronce-Lorbe au S du synclinorium ;

— l'autre pour les péridotites, au lieu-dit « Les Rochers de Lisoul », à l'E de Saint-Cirgues (canton de Lavoûte-Chilhac).

a. AGMATITE D'AMPHIBOLITE DE CRONCE (HAUTE-LOIRE). — On observe cette agmatite le long de la route D. 16 de Cronce à Cronce-Lorbe. De nombreux blocs anguleux d'amphibolite vert sombre, présentant tous les intermédiaires entre le bloc isolé de ses voisins et le bloc en cours de fissuration, à peine disjoints parfois, sont noyés dans une matrice claire de nature hétérogène, tantôt pegmatite feldspathique à grandes lames de biotite, tantôt diorite, tantôt anatexite à hornblende.

Au contact des blocs d'amphibolite et des filonnets de pegmatite plagioclasique se développent des concentrations de biotite franche, de 2 ou 3 cm d'épaisseur parfois, qui témoignent de réactions limitées de double diffusion entre l'amphibolite et la pegmatite. Les fissures de l'amphibolite dans ces zones de contact sont assez abondamment tapissées de calcite.

A quelques mètres, les blocs d'amphibolite sombre sont pris dans une matrice à composition dioritique qui indique un type de contamination différent car il affecte l'anatexite. Dans ce cas, on voit au microscope :

— Dans l'amphibolite :

Quartz (peu)	Sphène
Hornblende verte (abondante)	Apatite
Biotite (abondante),	Magnétite
Andésine (An. 30-35)	

La structure est granoblastique, pœcilitique.

Hornblende verte et *biotite* sont corrodées et réduites à l'état d'écumoire. Ces cavités aux formes souvent géométriques sont occupées par des *plagioclases* et plus rarement du *quartz*.

— Dans la matrice du bloc :

Quartz (abondant)	Hornblende verte
Andésine (An. 30-35)	Sphène
Biotite	Apatite
	Magnétite.

La *hornblende verte* est beaucoup plus rare dans la matrice que dans l'amphibolite; elle n'est pratiquement pas corrodée; il semble que ce soit un minéral néoformé. Le *plagioclase*, abondant, automorphe, est très frais. Aucune trace de cataclase.

Ces observations prouvent l'existence de mouvements de matière à petite échelle : endo- et exomorphisme.

L'aspect général de l'affleurement suggère un banc d'amphibolite tel qu'on en observe dans les gneiss associé aux leptynites, concassé lors de l'anatexie. A quelques mètres des épontes de ce niveau amphibolique, l'anatexite renferme de superbes « enclaves déplacées » arrondies de gneiss, de la taille du décimètre. La schistosité de ces enclaves a des orientations quelconques par rapport à celle de l'anatexite; certaines sont perpendiculaires (voir figure 13).

L'anatexie s'est donc exercée sur un ensemble de gneiss avec bancs d'amphibolite ayant déjà acquis cette nature au moment où elle a commencé à agir. Car il est inconcevable qu'une même phase métamorphique ait pu engendrer simultanément deux schistosités perpendiculaires, même localement.

Une telle observation de détail peut se répéter un grand nombre de fois dans toute l'étendue de la couronne d'anatexites du synclinorium, car les essaïms d'enclaves y sont fréquents.

Elle est, à mon sens, un argument majeur pour prouver que la formation des anatexites grenues nébulitiques est une phase nettement postérieure à la formation des ectinïtes dans le synclinorium de Massiac. Il ne fait cependant aucun doute ici que les deux phénomènes (ectinisation et anatexie) représentent deux aspects successifs d'un même cycle de métamorphisme.

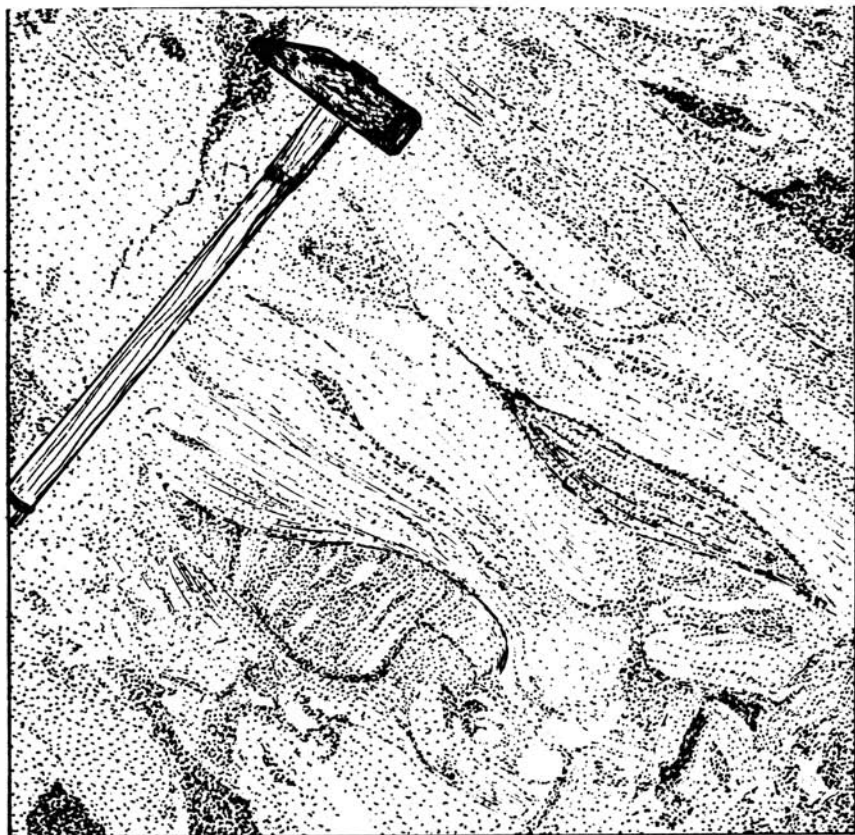


FIG. 13. — Enclaves « déplacées » de leptynites (ortho) dans les anatexites grenues de Cronce. Route D. 16 entre Cronce et Cronce-Lorbe (Haute-Loire). Manche du marteau : 45 cm. (Calqué sur photographie).

Ceci est un argument indirect de plus pour ne pas considérer ces anatexites comme des ectinites mais comme des migmatites.

Le gisement qui vient d'être décrit est loin d'être le seul dans la masse des anatexites envisagées. Les amphibolites sont présentes dans toute la zone des anatexites, en blocs de plusieurs mètres parfois alignés, témoignant de toute évidence du boudinage d'un banc plus conséquent. De tels bancs existent d'ailleurs, longs de quelques dizaines à quelques centaines de mètres, mais généralement moins importants que dans les gneiss. Leur répartition à travers la couronne anticlinale ne semble pas quelconque. Comme dans les gneiss mais avec moins de régularité, ce qui se conçoit aisément, ils s'alignent en se relayant à certains niveaux de la série. Cette disposition est particulièrement nette de part et d'autre du bassin de Brioude (voir planche I en pochette) qui tient la place de l'axe anticlinal effondré. La nature sédimentaire ou éruptive des roches qui ont donné ces amphibolites lors du métamorphisme est plus difficile à préciser que dans les gneiss car l'anatexie a oblitéré un peu plus leurs caractères primitifs.

Une analyse chimique a été faite par Y. Vialette sur une amphibolite incluse dans les anatexites de la partie N de la couronne à Chevalière (entre Besse-en-Chandesse et Saint-Pierre-Colamine, Puy-de-Dôme). L'étude en lame mince montre une roche composée de :

Hornblende verte
Quartz recristallisé
Andésine (An. 34) zonée
Microcline
Calcite abondante en petits filonnets.

	An. 12
SiO ₂	49,40
Al ₂ O ₃	18,95
Fe ₂ O ₃	2,35
FeO	6,10
MgO	8,00
CaO	5,90
Na ₂ O	2,40
K ₂ O	4,00
TiO ₂	0,70
P ₂ O ₅	n. d.
MnO	0,20
H ₂ O ⁺	2,20
H ₂ O ⁻	0,30
Total	100,50

An. 12. — *Amphibolite dans les anatexites.*
Route de Lompras à Chevalière
(Puy-de-Dôme).
An. nouvelle Y. Vialette, 1956. Clermont-Ferrand, n° 560.
Paramètres américains : II. 5. 3. 3.
Équivalent magmatique de A. Lacroix : diorite-andésite.

L'existence de microcline et de quartz recristallisé abondant indique que cette roche a déjà subi d'assez fortes modifications dues à l'anatexie dans

sa composition initiale. La calcite paraît être, comme à Crounce, davantage un excès de CaO exsudé par l'amphibolite lors de sa recristallisation partielle au cours de l'anatexie qu'un constituant primaire ¹.

Les paramètres calculés ont donc toutes chances d'indiquer un équivalent magmatique trop acide. Compte tenu de cette réserve, la composition chimique est somme toute semblable à celle de l'amphibolite de La Chassagne pour laquelle j'avais conclu à une origine éruptive. Il s'agit ici aussi très vraisemblablement d'une lave de nature andésitique à la limite des basaltes.

Dans certains cas, la recristallisation est très poussée, au point de faire perdre à la roche son aspect schisteux. Je citerai en exemple une enclave amphibolique dans les anatexites à cordiérite que j'ai prélevée dans la paroi rocheuse d'un virage aigu de la R. N. 9, à l'aplomb du château de Léotoing ². L'enclave, dont une partie est encore visible sur place, était une boule de 15 cm de diamètre.

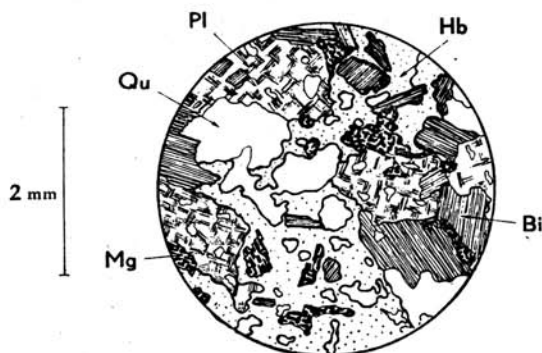


Fig. 14. — Enclave d'amphibolite recristallisée dans les anatexites à cordiérite et sillimanite. Synclinorium de Massiac. Couronne d'anatexites. Grand virage de la R. N. 9, sous les ruines du château de Léotoing (L. M. : SE 738).

Qu, Quartz. **Pl**, Plagioclase marqueté pœcilitique. **Bi**, Biotite très fraîche. **Hb**, Hornblende verte pœcilitique. **Mg**, Magnétite graphique.

Au microscope, on y voit :

Quartz en gouttelettes
Andésine basique (An. 50) séricitisée
Myrmékite
Hornblende verte
Biotite
Magnétite.

¹ On soulève ici la question toujours non résolue, qui sera réexaminée à propos des péridotites, de savoir pourquoi le calcium libéré par un remaniement chimique d'une roche basique ou ultrabasique se fixe de préférence à l'état libre sous forme de carbonate quelle que soit la roche-hôte, même si celle-ci, comme dans le cas présent, est aluminieuse.

² Où elle fait partie d'un essaim de blocs de péridotite (gisement de Lanau n° 14, découvert par S. P. Tung).

La structure pœcilitique est curieuse. La *hornblende* et le *plagioclase* sont réduits à l'état d'écumoire avec des figures de corrosion singeant des micropegmatites; la *magnétite* a aussi recristallisé en squelettes à allure géométrique de micropegmatite, la *biotite* se présente en petites paillettes très fraîches sans orientation et semble se développer au détriment de la *hornblende*.

Cette enclave est vraisemblablement une amphibolite dont la recristallisation a été stoppée avant achèvement complet.

b. AGMATITES DE PÉRIDOTITES SERPENTINISÉES DE SAINT-CIRGUES (HAUTE-LOIRE), n° 33 (Voir planche IV en pochette). — Entre Saint-Cirgues et le moulin de la Prade, la R. N. 585 longe une falaise d'anatexites à biotite, cordiérite et sillimanite qui représentent une zone de transition entre les deux faciès d'anatexites déjà décrits : faciès grenu à cordiérite et faciès schisteux à sillimanite.

Sur toute la surface de cette grande falaise très moussue sont répartis sans ordre des dizaines de blocs de péridotite ayant atteint divers degrés de serpentinitisation. La taille des blocs va que quelques centimètres à plusieurs mètres ; leur forme est arrondie, rarement anguleuse. Ils sont généralement distants de plusieurs mètres les uns des autres (mais, dans d'autres essaims, ils sont beaucoup moins éloignés).

Au microscope, leur composition minéralogique s'établit ainsi :

Olivine	Chlorite incolore
Antigorite maillée	Magnétite
Bronzite	Spinelle brun
Pargasite	Calcite, giobertite en filonnets.

L'*olivine*, le *pyroxène* et l'*amphibole* ont subi les atteintes de la serpentinitisation, ce sont des minéraux primaires comme la *magnétite* et la *spinelle*. *Antigorite*, *chlorite* et *calcite* sont des minéraux secondaires.

Ces blocs sont séparés de l'anatexite par des écorces concentriques de minéraux réactionnels (amphiboles et phyllites), épaisses de 1 ou 2 cm, qui marquent l'existence de réactions de double diffusion entre péridotite et anatexite lors du métamorphisme.

On remarque ici comme à Cronce la présence de carbonates de Ca et Mg. Ils cimentent des fissures dans les blocs, imprègnent parfois l'antigorite et le chrysotile auxquels ils peuvent même dans certains cas (Allevier, n° 12, Lanau n° 14, etc.) se substituer totalement. Ils sont postérieurs à la formation des auréoles de minéraux réactionnels et s'accompagnent souvent d'opale et de calcédoine ferrugineuse (rouille).

L'association, normale et fréquente, en quantité parfois importante, de carbonates tardifs avec des roches franchement plutoniques telles que ces péridotites, montre qu'on ne saurait sans discussion préalable tirer de la

présence de carbonates dans une amphibolite une preuve de son origine sédimentaire.

L'origine de ces carbonates secondaires reste obscure ; d'où et sous quelle forme provient le CO_2 qui fixe les excès de Ca et Mg libérés par les réactions endo-exomorphes qui se traduisent par les auréoles de minéraux réactionnels ? Comment ces carbonates liés à la calcédoine peuvent-ils proliférer jusqu'à envahir un massif entier ?

Ces questions seront examinées dans l'étude particulière des péridotites mais aucune réponse très satisfaisante n'est encore proposée. Ces formations sont de basse température ; si leur genèse est liée au métamorphisme régional, ce ne peut être qu'à un stade très tardif de celui-ci, vraisemblablement hydrothermal en raison de la calcédoine.

Avant de clore l'étude de ces péridotites serpentinisées, il faut insister sur le fait que *les essaims de blocs sont le mode normal de gisement des péridotites dans les anatexites de type Aubusson*¹. La dispersion des blocs se fait dans l'alignement de la schistosité générale des anatexites, suggérant une sorte de boudinage à grande échelle d'un massif primitif inclus dans le sédiment.

Ces essais ne sont pas répartis de façon quelconque dans la masse des anatexites : ils sont, comme dans les gneiss, alignés sur des directions données qui coïncident, de part et d'autre du bassin de Brioude, avec celles du niveau d'amphibolites précédemment défini dans les anatexites.

4. Conclusion à l'étude des anatexites. — Les anatexites de la couronne migmatitique du synclinorium de Massiac ont une disposition tectonique anticlinale qui enserme de tous côtés les ectinites de cette structure. Zonéographiquement, le phénomène anatexique ne s'est pas élevé plus haut que la base de la zone des gneiss inférieurs.

Lithologiquement, ces anatexites paraissent s'être formées par réorganisation *in situ*, dans des conditions physico-chimiques appropriées, des ectinites du synclinorium que l'on retrouve à l'état de septa innombrables dans toute la formation.

La limite entre gneiss inférieurs et migmatites ainsi définis n'est pas un plan idéalement régulier mais une zone de transition qui peut avoir jusqu'à 100 m d'épaisseur et plus, où les indices annonçant de profonds bouleversements dans la schistosité cristallophyllienne se multiplient. Celle-ci dessine des sinuosités accusées, disparaît localement, pour reparaitre aussitôt. Du point de vue texture de la roche, cette anatexie topochimique provoque des résultats mécaniques apparents assez différents selon qu'elle s'exerce sur les leptynites, les amphibolites ou les gneiss à biotite et sillimanite.

Gneiss et leptynites « encaissent » progressivement l'anatexie, leur schistosité cristallophyllienne frissonne puis ondule, jusqu'à disparaître. Les

¹ Les gros massifs « entiers » y sont très rares.

amphibolites et péridotites réagissent de façon plus « entière », ils sont sujets au boudinage qui isole des blocs de toute taille et de contours variant grandement suivant les conditions locales et l'intensité du phénomène. Les niveaux boudinés se rencontrent surtout dans les niveaux plus élevés atteints par l'anatexie, les brèches anguleuses dans les niveaux profonds.

Cette observation conduit à penser que ce type de migmatisation ne s'est pas propagé dans la série cristallophyllienne à la manière d'une tache d'huile, comme la migmatisation métasomatique qui sera décrite dans la seconde partie (sans quoi tous les niveaux basiques rencontrés devraient être boudinés), mais s'est développé en bloc dans toute une tranche inférieure de la série cristallophyllienne.

Le caractère topochimique de cette anatexie conduit à reposer le problème de la définition des migmatites. La dénomination de ces roches est habituellement une évidence de terrain, qui correspond à une certaine richesse apparente en matériel quartzo-feldspathique ainsi qu'à des textures où la schistosité cristallophyllienne régulière tend à s'estomper (embréchites, nébulites, agmatites...).

Lorsque l'on cherche à étayer cette distinction sur des critères génétiques plus précis, on se heurte au fait que les roches susceptibles d'être classées d'après leur faciès parmi les migmatites paraissent devoir leur origine à des processus pétrogénétiques différents, entre autres les processus métasomatiques et topochimiques, et que, somme toute, une migmatite est un faciès de convergence. Il reste à savoir dans quelle mesure les critères chimiques ou structuraux d'après lesquels on attribue l'origine de telle ou telle roche ou tel ou tel processus sont valables. Et si, en fait, métasomatose et topochimisme ne sont pas, à l'échelle d'une série cristallophyllienne, deux aspects différents d'une même réalité plus profonde : la mobilité des éléments chimiques, variant suivant les conditions physico-chimiques du milieu.

Dans ces conditions les migmatites peuvent être considérées comme des séries ayant subi une forte mobilisation tandis que les ectinites sont des séries où la mobilisation des éléments fut normalement faible.

III. — Le granite d'anatexie.

Au sein des anatexites nébulitiques à cordiérite se développe localement un faciès de composition minéralogique et de grain analogues (1 mm) mais de texture à peu près équante : les phyllites y sont encore légèrement orientées.

Ce faciès présente tous les caractères d'un granite mais n'a pas d'exten-

sion. Chaque massif ne dépasse guère 1 km² en surface. On en connaît une dizaine ¹ ; ils sont répartis au long de l'axe anticlinal des anatexites.

Au microscope, la roche présente :

Quartz	Apatite
Microcline	Zircon
Oligoclase (An. 23-28)	Magnétite.
Myrmékite	
Biotite	

La structure est grenue, les *plagioclases* sont pœcilitiques, renfermant des gouttes de *quartz* et quelques paillettes de *biotite*. Le *microcline* n'est pas abondant; il renferme les mêmes inclusions.

La composition minéralogique quantitative (en % volumétriques) de ces granites a été établie pour les deux pointements de Ferrières-Saint-Mary (Cantal) [le long de la route de Ferrières à Peyrusse] et de la vallée de l'Arcueil (1 km en amont de Nuvieu). Ces roches à grain fin (1 mm) étant beaucoup plus homogènes que les anatexites ou les gneiss, l'analyse modale est plus représentative. Le feldspath forme 50 % de ces roches.

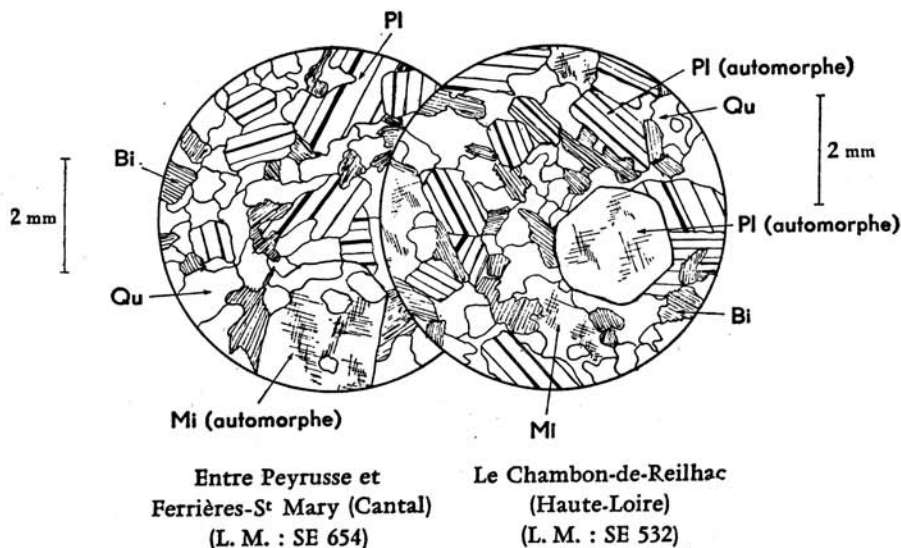


Fig. 15. — Granite d'anatexie localisé. Synclinorium de Massiac.

Qu, Quartz. Pl, Plagioclases. Mi, Microcline. Bi, Biotite.

¹ Cf. planche I en pochette. Ce sont les massifs de : Courgoul, Chevalière, Charbonnier, Peyrusse, Arcueil, Viellespesse, Ferrussac, Chambon-de-Reilhac.

(in : J. Maisonneuve, 1952).

A. Lame mince Clermont-Ferrand 3193 — Ferrières-Saint-Mary.

B. Lame mince Clermont-Ferrand 3146 — Arcueil.

	A	B
	%	%
Quartz	37,5	32,6
Microcline	28,8	41,4
Plagioclase	22,2	9,0
Biotite	11,5	17,2
Nature du plagioclase . .	An. 24	An. 16

Chimiquement, ces granites se présentent de la façon suivante :

	An. 13	An. 14	An. 15*	An. 16
SiO ₂	58,30	65,38	68,45	72,00
Al ₂ O ₃	21,95	13,37	14,35	16,00
Fe ₂ O ₃	1,20	0,85	1,40	0,70
FeO	4,35	3,08	3,55	2,00
MgO	1,60	4,33	3,30	0,50
CaO	3,10	2,75	1,80	1,70
Na ₂ O	3,40	3,10	2,75	3,20
K ₂ O	3,40	3,90	2,85	3,10
TiO ₂	0,95	0,43	0,55	0,20
P ₂ O ₅	n. d.	0,42	0,10	n. d.
MnO	0,05	0,08	0,05	tr.
H ₂ O ⁺	1,15	2,10	1,00	0,60
H ₂ O ⁻	0,10	0,22	0,25	tr.
Total	99,55	100,01	100,40	100,00

An. 13. — *Granite d'anatexie*. Chevalière (Puy-de-Dôme) entre Besse-en-Chandesse et Saint-Pierre-Colamine.

An. Y. Vialette, 1956. Clermont-Ferrand, n° 555.

Paramètres américains : I(II). 4'. (2)3. 3'.

Granite calco-alcalin monzonitique.

An. 14. — *Granite d'anatexie*. Carrière à 300 m au S de Charbonnier (Puy-de-Dôme).

An. Y. Chaleil, 1954. Clermont-Ferrand, n° 336.

Paramètres américains : II. 4. 2'. 3.

Granite calco-alcalin monzonitique.

An. 15*. — *Granite d'anatexie*. Carrière du Chambon-de-Reilhac le long de la R. N. 585, entre Lavoûte-Chilac et Langeac (en face le pont sur l'Allier).

An. nouvelle J. Orliac, 1960. Clermont-Ferrand, n° 1403

Paramètres américains : II. 3'. 2'. 3'.

Granite calco-alcalin monzonitique.

An. 16. — *Granite (d'anatexie?)*. — Route de Valbelex à Courgoul (Puy-de-Dôme), 200 m au S de Courgoul.

An. Y. Viallette, 1956. Clermont-Ferrand, n° 561.

Paramètres américains : I. (1)2. 2. 3'.

Granite calco-alkalin.

La composition chimique de ces granites paraît assez variable en dépit d'une grande similitude de grain, de faciès et de gisement. Seule, leur teneur voisine et généralement équilibrée en K_2O et Na_2O leur confère un air de famille.

Il faut toutefois remarquer d'une part que la nature anatexique du granite de Charbonnier n'est pas formellement établie, d'autre part que la très basse teneur en silice du granite de Chevalière en fait un cas un peu particulier.

L'exemple le plus représentatif paraît être le granite d'anatexie du Chambon-de-Reilhac. Le granite de Courgoul présente, vis-à-vis des anatexites auxquelles il est génétiquement lié, de notables différences de composition chimique. Par comparaison avec les anatexites, ces résultats d'analyse montrent que la genèse de ces granites s'est vraisemblablement accompagnée de mouvements d'éléments chimiques.

Or, on a vu précédemment que ceux-ci devaient être très réduits lors de la gestation des anatexites. Ce fait pourrait expliquer le peu d'extension du faciès granitique lié aux anatexites de type Aubusson, le climat métamorphique régnant lors de l'anatexie étant en général défavorable à sa formation. Seules, des conditions particulières pouvaient lui donner çà et là naissance.

CHAPITRE IV

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET CHIMIQUE DES ROCHES ÉRUPTIVES FILONIENNES ASSOCIÉES A LA SÉRIE MÉTAMORPHIQUE DANS LE SYNCLINORIUM DE MASSIAC

L'ensemble de la série cristallophyllienne que je viens de décrire est sillonné en tous sens de multiples filons de roches diverses, essentiellement granite, aplites, pegmatites ; dans une moindre proportion de quartz, très rarement (au contraire de ce que nous verrons en Livradois) de lamprophyres.

On les rencontre surtout dans les anatexites mais ils ne sont pas rares dans les gneiss. J'en décrirai ici quelques types :

I. — Les granites et aplites.

Ces roches se présentent en filons d'épaisseur variable (de quelques centimètres à plusieurs mètres ou dizaines de mètres), aux épontes nettes et très tranchées d'avec les formations encaissantes quelles qu'elles soient. Le grain est fin, la texture parfois saccharoïde, surtout lorsqu'il y a peu de micas.

Au microscope, ils se montrent composés de :

Quartz	Biotite
	Muscovite
Microcline	Cordiérite
	Grenat
Oligoclase	Magnétite
Myrmékite (peu)	Apatite-tourmaline
	Zircon.

La structure est grenue, à feldspath automorphe et quartz engrené (grains de 1 mm et < 1 mm). Les aplites se distinguent des granites par leur extrême pauvreté en phyllites. En revanche, elles contiennent souvent du *grenat almandin* rose.

Ces filons sont généralement d'extension limitée à une centaine de mètres ou moins. Certains d'entre eux font exception à la règle et se suivent sur

des kilomètres sans interruption (le filon de Vieille-Brioude, qui est le plus long que j'ai observé, se suit sur près de 15 km sans grande interruption).

Leur direction est variable comme leur pendage. Je n'en ai pas fait le relevé systématique, ce qui eût représenté un travail considérable, mais ce travail de bénédictin apporterait probablement des résultats intéressants du point de vue de la tectonique ancienne.

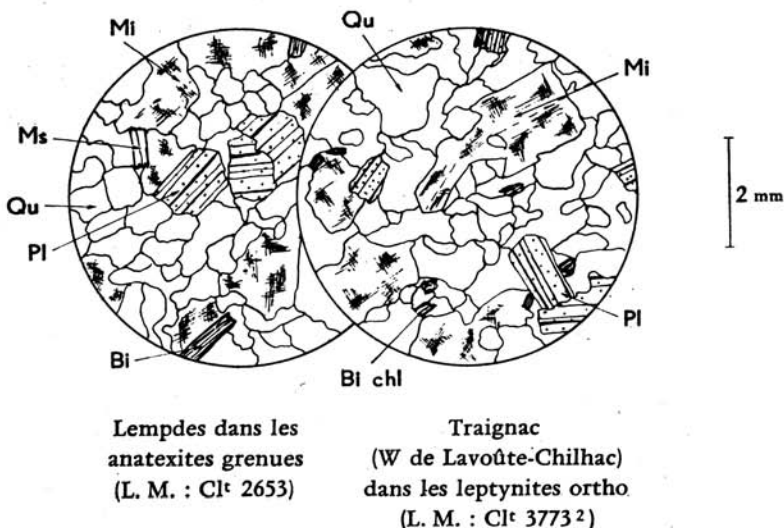


Fig. 16. — Granites filoniens à bords nets. Synclinorium de Massiac.
Qu, Quartz. **Pl**, Plagioclase (plus ou moins séricitisé). **Mi**, Microcline. **Bi**, Biotite.
Bi chl, Biotite chloritisée. **Ms**, Muscovite.

La composition minéralogique quantitative de ces granites reflète l'homogénéité qui règne dans un filon donné. On citera en exemple le grand filon de Vieille-Brioude sur lequel deux analyses modales ont été effectuées en des points distants de 6 km.

(In · J. Maisonneuve, 1952).

- A. Lame mince Clermont-Ferrand 2694 — Carrière de Vieille-Brioude.
- B. Lame mince Clermont-Ferrand 3623 — Carrière d'Entremont.

	A	B
	%	%
	—	—
Quartz.	36,7	32,9
Microcline	43,4	42,5
Plagioclase	11,2	18,6
Biotite.	3,3	4,2
Muscovite.	5,4	1,8
Nature du plagioclase . .	An. 25	An. 25

Par contre, les pourcentages de minéraux varient sensiblement d'un filon à un autre sauf pour le quartz qui oscille autour de 35 % :

(In : S. P. Tung, 1950. Granites filoniens recoupant les anatexites, les ortholeptynites et les gneiss à biotite et sillimanite prélevés dans la vallée de l'Allagnon entre Lempdes et Massiac).

A. Lame mince Clermont-Ferrand	2601	— R. N. 9,	0,7 km au S de Lempdes.
B. »	2605	— entre Lempdes et le Babory.	
C. »	2637	— »	»
D. »	2640	— »	»
E. »	2641	— »	»
F. »	2619	— »	»
G. »	2621	— »	»
H. »	2652	— »	»
I. »	2651	— »	»
J. »	2660	— 800 m au N du Babory (voie ferrée).	

	A	B	C	D	E
	%	%	%	%	%
Quartz.	39,4	38,3	34,4	35,8	32,0
Microcline	6,3	15,4	9,5	11,4	11,4
Plagioclase	47,4	42,6	47,4	44,4	50,4
Biotite.	6,4	5,1	6,4	5,7	0,2
Muscovite.	0,5	2,4	1,9	2,2	5,4
Cordiérite	—	2,2	0,4	0,5	—
Divers.	—	—	—	—	—

Nature du plagioclase An. 15 An. 17 An. 17-18 An. 13-15 An. 14

	F	G	H	I	J
	%	%	%	%	%
Quartz.	35,4	34,2	36,1	37,8	35,3
Microcline	23,6	21,5	18,5	21,5	25,0
Plagioclase	31,8	34,6	36,9	26,9	27,5
Biotite.	2,7	3,3	6,1	8,2	4,8
Muscovite.	5,7	3,1	2,0	2,5	4,8
Cordiérite	0,6	—	0,4	2,4	0,7
Divers.	—	2,7	—	0,5	1,9

Nature du plagioclase An. 14-16 An. 14-15 An. 11 An. 15 An. 16

Chimiquement, les cinq analyses suivantes donneront une idée de leur composition :

	An. 17	An. 18	An. 19	An. 20	An. 21
SiO ₂	75,27	74,59	73,75	73,94	74,50
Al ₂ O ₃	14,64	14,77	15,15	15,63	15,45
Fe ₂ O ₃	0,32	1,53	0,85	0,38	0,85
FeO	0,60	0,09	0,75	0,69	0,15
MgO	0,06	0,07	0,70	tr.	0,10
CaO	0,84	1,51	0,35	1,12	0,70
Na ₂ O	2,93	3,16	4,00	3,80	3,00
K ₂ O	3,83	3,25	4,10	3,88	4,45
TiO ₂	0,15	0,12	0,15	tr.	0,20
P ₂ O ₅	0,18	0,09	n. d.	tr.	n. d.
MnO	0,02	0,03	0,05	tr.	tr.
H ₂ O ⁺	0,83	0,75	0,85	0,71	0,80
H ₂ O ⁻	0,16	0,22	0,15	0,24	0,10
Total	99,83	100,18	100,35	100,39	100,30

An. 17. — *Granite filonien à deux micas et cordiérite*. Le Babory de Blesle (Haute-Loire) dans les gneiss inférieurs (Lame mince 2651 Clermont-Ferrand).

An. M. Roques et S. P. Tung, 1950. Clermont-Ferrand, n° 111.

Paramètres américains : I. 3. 1. 3.

An. 18. — *Granite filonien à biotite et cordiérite*. Vallée de l'Allagnon. Barrage de Lempdes, le long de la R. N. 9, dans les anatexites à cordiérite (Lame mince Clermont-Ferrand 2605).

An. S. P. Tung, 1950. Clermont-Ferrand, n° 112.

Paramètres américains : I. 3. 2. 3.

An. 19. — *Granite filonien à deux micas et cordiérite*. Tardimigmatique. Route de la Meyrand à Parry (Puy-de-Dôme), dans les anatexites (Lame mince Clermont-Ferrand 7703).

An. Y. Vialette, 1956. Clermont-Ferrand, n° 553.

Paramètres américains : I. (3)4. 1. 3'.

An. 20. — *Granite filonien à muscovite et grenat*. Dans les anatexites. Volclaire (commune de Molompize, Cantal).

An. Raoult, in : Lacroix (1933).

Paramètres américains : I. 4. 2. 3.

An. 21. — *Granite filonien à deux micas (muscovite rare)* dans les anatexites. Rive gauche de la Couze, à Barrège près Ardes-sur-Couze (Lame mince Clermont-Ferrand 6624).

An. Y. Vialette, 1956. Clermont-Ferrand, n° 557.

Paramètres américains : I. 3'. 1'. 3.

La composition chimique de ces granites est remarquablement homogène : tous sont alcalins et très acides, plus, dans l'ensemble, que le granite

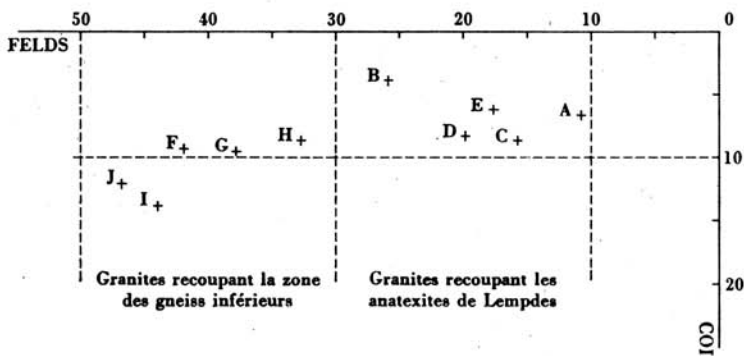
LES GRANITES FILONIENS DE LA VALLÉE DE L'ALLAGNON

Aires de dispersion des indices de J. Jung et R. Brousse (1959) calculés d'après leurs analyses modales.

$$\text{Indice de saturation (SAT)} : \frac{Qu}{Qu + F} \times 100.$$

$$\text{Indice de coloration (COL)} : 100 - (Qu + F).$$

$$\text{Indice feldspathique (FELDS)} : \frac{F. \text{ alcalin}}{F. \text{ alcalin} + \text{Plagiocl.}} \times 100.$$



Ces granites se groupent en deux familles suivant leur indice feldspathique. La coupure coïncide sur le terrain avec le changement des terrains encaissants : les filons inclus dans les anatexites sont moins alcalins que ceux qui recoupent les formations de la zone des gneiss inférieurs (orthoptynites et gneiss à biotite et sillimanite).

	SAT	COL	FELDS	
A	42,3	6,9	11	Granites recoupant les anatexites de Lempdes
B	39,7	3,7	26	
C	37,6	8,7	16	
D	39,0	8,4	20	
E	34,1	6,2	18	
<hr/>				
F	38,9	9,2	42	Granites recoupant la zone des gneiss inférieurs
G	37,8	9,7	38	
H	39,4	8,5	33	
I	43,8	13,8	44	
J	40,2	12,2	47	

d'anatexie. Ce qui les différencie essentiellement, ce sont leurs teneurs cumulées en (Fe, Mg, Ca) O :

- comprises entre 1 et 2 % pour les granites filoniens cités ;
- comprises entre 5 et 10 % pour les granites d'anatexie.

Tous ces granites filoniens sont, d'après leurs gisements, postérieurs à l'anatexie et représentent un « jus » de composition chimique déséquilibrée, déjà très appauvri en éléments cafémiques. Le stade ultérieur sera l'aplite, plus acide ; et finalement le filon de quartz plus ou moins hyalin résorbera la silice en excès.

II. — Les pegmatites.

Également abondantes sous forme de filons, elles sont souvent associées aux granites filoniens qu'elles recoupent presque toujours. Elles leur sont donc très généralement postérieures. Le plus souvent pauvres en micas, ce sont des rochers blancs ou très clairs ; la nature de leur feldspath permet d'en distinguer deux catégories :

- pegmatites à microcline dominant (blanc ou rosé) ;
- pegmatites à plagioclases dominants (blanc) [et, dans ce cas, il s'agit presque toujours d'un plagioclase acide, voisin de l'oligoclase].

La biotite est le mica le plus fréquent dans les filons de cette région. Il n'en sera plus de même au S (synclinorium Desges-Senouire-Doulon).

La structure graphique est très fréquente dans les pegmatites à microcline. Le microcline y est largement perthitique.

Les minéraux accessoires que l'on rencontre sont en nombre limité. Ce sont, par ordre de fréquence décroissante :

- Tourmaline noire (souvent en gerbes).
- Muscovite.
- Grenat almandin (rose, mais le plus souvent altéré et de couleur rouille).
- Cordiérite (pinite).
- Andaloucite rose en prismes à section carrée. Ce dernier minéral est beaucoup plus rare. Je l'ai rencontré en trois points :
 - pont de Vertesserre (gîte déjà signalé p. 24-26) ;
 - vallée de l'Allagnon — le long de la R. N. 9, à 3 km de Lempdes (échantillon S. P. Tung, T. 033) ;
 - déblais inférieurs de la mine de stibine de Freycenet près Ally.

Je dois signaler ici, d'après une référence de A. Lacroix dans sa *Minéralogie de la France* (t. 1, p. 96), que M. Fouqué avait découvert à proximité de Sal-bas (hameau de la commune de Saint-Poncy situé au NW du chef-

lieu de commune) des pegmatites à grands éléments où des cristaux de tourmaline atteignaient 1,20 m suivant l'axe vertical avec un diamètre de 0,40 m. Je n'ai malheureusement pas eu le loisir de rechercher ce gisement remarquable, vraisemblablement inclus dans les ortholeptynites brivadoises.

Du point de vue chimique, l'oligoclase d'une pegmatite des environs de Blesle a été analysée, il y a près d'un siècle, par Fouqué :

	An. 22	
SiO ₂	62,4	An. 22. — <i>Oligoclase-andésine</i> de la vallée de l'Allagnon, Route de Molèdes, 2 km en amont de Blesle (Haute-Loire). <i>In</i> : Fouqué (1894), cité par A. Lacroix : « <i>Minéralogie de la France</i> », t. 2, p. 170.
Al ₂ O ₃	22,8	
CaO	7,0	
Na ₂ O	8,4	
K ₂ O	0,5	
Total	101,1	

Lorsque ces pegmatites viennent à recouper des roches basiques ou ultrabasiqes, elles y subissent des transformations parfois très importantes et deviennent des pegmatites « hybrides » suivant la terminologie de Fersman.

J'étudie en détail ce phénomène de l'hybridation dans le travail consacré aux roches ultrabasiqes et n'en indique ici que les conclusions principales :

— Les pegmatites à oligoclase traversant des amphibolites se chargent en biotite. Fines paillettes aux épontes, cristaux allongés en « couteaux » de plusieurs centimètres (jusqu'à 20 cm à Molompize) au cœur du filon. Cette biotite est parfois transformée en vermiculite. Exceptionnellement, il apparaît du disthène (Marvejols, Lozère) dans la pegmatite (voir J. Geffroy, 1949).

— Les pegmatites à oligoclase ou albite traversant des péridotites serpentinisées dans cette région perdent leur quartz et se chargent de corindon, d'andalousite, de margarite, avec ou sans biotite (Traignac, commune de Saint-Cirgues ; Le Bois, commune de Lavoûte-Chilhac ; Coureuges, commune de Saint-Préjet-Armandon ; Salzuit). C'est ainsi que j'ai découvert, pour la première fois dans cette région et vraisemblablement en France, de véritables **plumasites** et **marundites** (roches décrites pour la première fois vers 1900 aux États-Unis puis en Afrique du Sud).

— Les pegmatites à microcline sont beaucoup plus rares dans les péridotites ou amphibolites. Je n'en connais d'exemple en Haute-Loire qu'à Jazinde (commune de Villeneuve-d'Allier) et à 50 m au NE du cimetière de Saint-Préjet-Armandon où une pegmatite à oligoclase contient quelques cristaux de microcline perthitique. Cette pegmatite se perd dans la serpentine en un nuage de quartz et de vermiculite.

III. — Les microgranites.

On n'en connaît que dans la partie NW du synclinorium où ils forment une longue traînée N-S, étroite et régulière, de puissants filons qui représentent l'amortissement méridional du champ filonien microgranitique du horst granitique de Saint-Yvoine près Issoire. Ils sont signalés sur la feuille géologique de Brioude au 80.000° (2° édition, 1932).

Ces filons se relaient régulièrement du N vers le S ; on en connaît trois près de la Mayrand (Puy-de-Dôme), un autre à 1.500 m à l'E de Saint-Alyrès-Montagne (Puy-de-Dôme), deux autres au SW d'Anzat-le-Luguet (Puy-de-Dôme) et enfin un groupe de quatre à l'E de Molèdes (Cantal) (voir planches IV et V en pochette).

Ces microgranites sont semblables ; celui de la Mayrand (étudié par Y. Vialette) se montre, à l'œil, formé d'une pâte sur laquelle se détachent des phénocristaux de quartz et de feldspath.

Au microscope, on voit :

- | | |
|---------------------------|--|
| — Pâte microcristalline : | Quartz
Feldspath
Muscovite. |
| — Phénocristaux : | Quartz bipyramidé avec golfes de corrosion
Oligoclase acide
Muscovite
Limonite. |

Son analyse chimique a été faite par Y. Vialette :

	An. 23
SiO ₂	71,10
Al ₂ O ₃	17,00
Fe ₂ O ₃	1,30
FeO	0,45
MgO	0,60
CaO	0,05
Na ₂ O	3,15
K ₂ O	4,05
TiO ₂	0,15
P ₂ O ₅	n. d.
MnO	0,05
H ₂ O ⁺	1,80
H ₂ O ⁻	0,40
Total	100,10

An. 23. — *Microgranite alcalin*. Le Mayrand (Puy-de-Dôme).
An. nouvelle Y. Vialette, 1956. Clermont-Ferrand, n° 556.
Paramètres américains : I. (1)2. 1. 3.

Par leur acidité générale, leur teneur en (Fe + Mg + Ca)O ainsi que par le pourcentage d'alcalins, ces roches se révèlent très proches parentes des granites tardimigmatiques filoniens étudiés plus haut. Seule, leur structure les différencie nettement ; elles leur sont contemporaines ou légèrement postérieures.

Je rappelle ici pour mémoire que J. Didier (1954) a étudié des rhyolites stéphanienues qui affleurent dans le bassin houiller de Brassac (La Côte-du-Pin). Il s'agit essentiellement de tufs.

IV. — Les lamprophyres.

Les gisements connus sont très rares dans le synclinorium de Massiac. Ces roches se présentent en filons dont l'épaisseur est de l'ordre du décimètre ; elles sont toujours altérées en surface et le plus souvent profondément. Ce mode de gisement suffit à camoufler ces roches aux yeux de l'observateur même attentif et contribue certainement à accroître leur rareté apparente.

Le premier groupe de filons de lamprophyres a été décrit par S. P. Tung dans la vallée de l'Allagnon à 850 m au N du Babory (commune de Blesle, Haute-Loire) ; le long de la voie ferrée, Tung a signalé un filon de « minette carbonifère ». J. Didier (1954) en a repris l'étude et a montré qu'il y avait deux groupes de filonnets (bornes S. N. C. F. 392,7 et 392,9) qui sont des *diabases altérées* gris verdâtre de grain très fin, contenant :

Microlites de plagioclase séricitisé
Chlorite
Calcite.

Leur âge est indéterminé et certainement ancien ; ils recoupent les gneiss à biotite et sillimanite et leur sont postérieurs.

Y. Vialette (1957) a décrit au NW du synclinorium un filon de *kersantite* intrusif dans les « embréchites » à 1 km à l'E de La Poilade (commune de Mazoires, route de Rentières à Saint-Alyre-ès-Montagne, Puy-de-Dôme). C'est une roche sombre à grain fin, partiellement altérée : la limonite abondante s'infiltré dans toutes les cassures. Elle contient :

Biotite chloritisée très abondante
Hornblende verte
Oligoclase
Quartz (rare).

La structure est doléritique.

J'ai découvert moi-même un troisième groupe dans la vallée de la Cronce : le long de la R. N. 585, entre Lavoûte-Chilhac et Langeac ou, plus précisément, entre la ferme d'Aubazaguet et le croisement de la route de Chilhac à Ferrussac dit « Les quatre che-

mins ou la Pierre plantée », à une cinquantaine de mètres de la ferme isolée le long de la route nationale, dans les anatexites à cordiérite et sillimanite. La roche de couleur rouille forme un filon de 20 cm d'épaisseur, très altéré.

Au microscope, on y voit :

Biotite en microlites alignés

Fond microcristallin imprégné de limonite.

La structure est nettement fluidale, la biotite très abondante à peine pléochroïque est déjà assez altérée. Le fond microcristallin représente vraisemblablement un plagioclase altéré. Il n'y a pas de quartz apparent. Cette roche paraît appartenir au *groupe des minettes*. Ce n'est pas une diabase en raison de sa structure.

Son âge est indéterminé; elle recoupe les anatexites qui lui sont donc antérieures.

CHAPITRE V

CONCLUSIONS A L'ÉTUDE DE LA PREMIÈRE PARTIE

Le synclinorium de Massiac est une unité structurale remarquablement homogène du Massif Central ; le cas est assez exceptionnel pour qu'on le mette en évidence. Cette étonnante fosse synclinale complexe, qu'une écorce continue d'anatexites protège et enserme de toutes parts, paraît être le bastion le plus méridional d'un très ancien môle de terrains cristallins autour duquel sont venues s'infléchir toutes les chaînes plus récentes.

I. — Lithologie.

Les terrains métamorphiques qui constituent le synclinorium de Massiac ont, selon toute vraisemblance, deux origines distinctes :

- sédimentaire d'une part,
- éruptive d'autre part.

La richesse en alumine des gneiss à biotite et sillimanite permet de conclure qu'ils sont l'équivalent métamorphique d'une puissante série de pélites ; les larges variations des proportions quantitatives des divers minéraux entre niveaux voisins dans les gneiss indiquent que la sédimentation était dépourvue de monotonie. La présence de leptynites type Montgon permet d'affirmer que les *pélites franchement argileuses alternaient avec des pélites gréseuses*. La fréquence de cette alternance ne paraît pas aussi régulière qu'en Limousin (M. Chenevoy, 1958) ; en conséquence, le faciès flysch est moins accusé. Cette tendance se poursuit vers l'E du Massif Central puisque J.-M. Peterlongo (1958) signale que « le faciès schisteux est dominant en Lyonnais ». Ainsi, les apports sédimentaires qui arrivaient au géosynclinal subsident paraissent évoluer de façon régionale vers un type plus franchement argileux lorsqu'on se dirige de l'W vers l'E du Massif Central médian.

Quartzites et calcaires sont pratiquement inconnus dans cette partie du bassin du haut Allier où le caractère pélitique est absolument prépondérant. Cette sédimentation géosynclinale pélitique est troublée par de longs épisodes éruptifs essentiellement volcaniques.

La présence d'ortholeptynites étroitement liées à des amphibolites ainsi qu'à des pyroxénites en est, selon toute probabilité, le témoignage. Il s'agit de lentilles plus ou moins régulièrement réparties dans la série pélitique, remarquablement abondantes dans un ou deux niveaux privilégiés. La fréquence des roches basiques est maximum dans la partie SE du synclinorium alors que les roches acides prédominent presque exclusivement au NW. Les variations d'épaisseur considérables et très brusques de ces niveaux constituent un argument en faveur d'une origine volcanique. L'allure généralement tranchée des contacts entre faciès différents, leur chimisme plutôt sodique, aussi. Enfin, les deux niveaux principaux à roches basiques sont ponctués de chapelets de petites intrusions ultrabasiques régulièrement alignées : ce sont les très nombreux massifs de péridotites serpentinisées reportés sur la planche IV en pochette. Si l'origine ortho des amphibolites et pyroxénites peut faire l'objet de discussions, celle de ces péridotites paraît plus assurée.

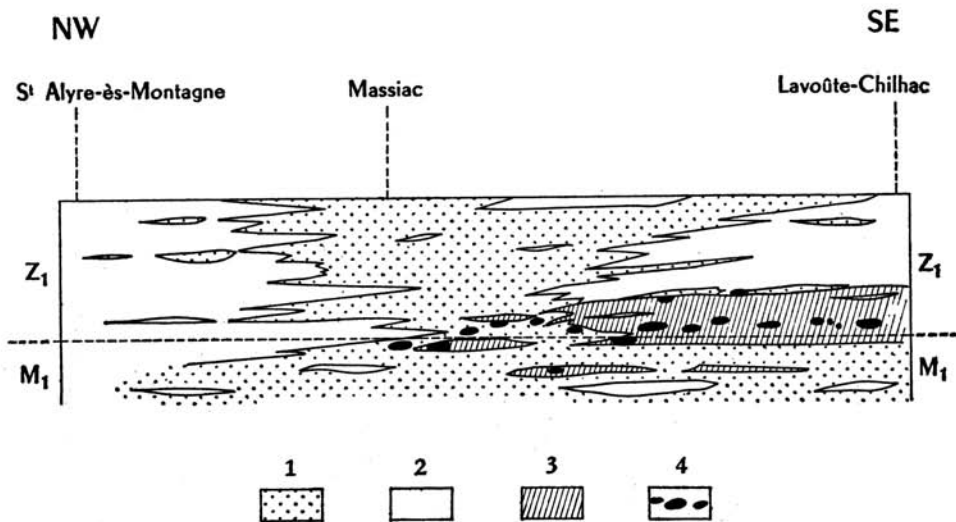


Fig. 17. — Coupe schématique illustrant la disposition des pélites, des niveaux volcaniques, des péridotites et de la zonéographie dans le synclinorium de Massiac.

1, Pélites argilo-gréseuses. 2, Volcanisme acide. 3, Volcanisme basique. 4, Intrusions péridotiques. M_1 , Zone des anatexites. Z_1 , Zone des gneiss inférieurs.

L'existence d'un très important volcanisme, tant acide que basique, troublant la sédimentation géosynclinale du Massif Central médian est un phénomène général depuis le Limousin jusqu'en Lyonnais. Seule la situation zonéographique des niveaux volcaniques varie. A l'E du Sillon houiller, les niveaux volcaniques ou intrusifs (amphibolites, pyroxénites, ortholepty-

nites, péridotites) apparaissent dans la zone des gneiss inférieurs (Lyonnais, synclinorium de Massiac, Artense).

A l'W du Sillon houiller, ces mêmes niveaux sont dans la zone des gneiss supérieurs (groupe de Tulle) ou dans la zone des micaschistes (groupe de la Gartempe).

La signification régionale de ce phénomène est encore obscure.

Elle l'est d'autant plus qu'à une dizaine de kilomètres au S de la structure de Massiac, dans le groupe de la Desges, un niveau volcanique est présent dans la zone des micaschistes inférieurs (ce dont on reparlera dans la deuxième partie de ce travail).

Si ces niveaux volcaniques sont contemporains au sens large, ce qui est vraisemblablement le cas pour ceux de Massiac et de la Desges, leur disposition prouverait l'existence d'une discordance régionale de la zonéographie métamorphique sur la stratigraphie de la série initiale. Ce phénomène a déjà été envisagé par J. Jung (1954) à l'échelle du Massif Central. Mais ce caractère si prononcé de la discordance zonéographie-stratigraphie entre Massiac et Desges conduit à se demander si le métamorphisme ne s'est pas exercé sur une série volcano-sédimentaire déjà plissée.

II. — Zonéographie.

La série géosynclinale volcano-sédimentaire qui vient d'être définie subissait bientôt les effets du métamorphisme régional. Transformée en série cristallophyllienne, sa base est sujette à une intense mobilisation par laquelle se traduisait le phénomène d'anatexie. Cette anatexie reste cependant cantonnée vers la base de la zone des gneiss inférieurs. Elle produit un faciès d'anatexites très semblable à celui de la région d'Aubusson (Creuse) ou de l'anticlinal des Monts du Lyonnais ; la localisation zonéographique de leur front est identique dans toute la moitié N du Massif Central.

Plissée ensuite en une chaîne considérable (l'ampleur des anticlinaux et synclinaux en est une preuve), cette série était attaquée par une érosion intense dont les produits se déposaient au loin. Dès le Carbonifère, le socle métamorphique était mis à jour et, avant le Stéphanien, le cœur des anticlinaux était atteint, faillé, suffisamment effondré pour recueillir les produits d'une nouvelle phase d'érosion succédant aux plissements hercyniens (les sédiments stéphanien reposent directement sur les anatexites à Brassac et à Langeac).

La phase majeure d'érosion qui a découvert le synclinorium de Massiac et ses abords est antéstéphanienne.

La conséquence zonéographique de ce rabotage considérable est que, seul, le tréfonds de ce socle nous reste accessible : zone des gneiss inférieurs

et migmatites. Tout le reste a disparu dans la région du synclinorium de Massiac.

La nature pétrographique et chimique de ces migmatites pose un problème de nomenclature dont les arguments principaux ont été exposés ; leur discussion demande un cadre plus large que celui des formations du haut Allier.

III. — Âge de la série.

Il est toujours ardu de dater une série cristallophyllienne ; il l'est particulièrement dans le cas de la série du synclinorium de Massiac où il y a à dater successivement :

- l'âge de la série initiale sédimentaire ou éruptive ;
- l'âge du ou des métamorphismes ;
- l'âge des plissements ;
- l'âge de l'érosion.

Nous venons de voir que la mise à jour de cette série était en grande partie achevée avant le Stéphanien. Ceci implique que le plissement ait été au plus tard dinantien ; l'âge du métamorphisme en est reporté au Dévonien.

Remarquons que l'intervalle de temps séparant le Dévonien supérieur du Stéphanien peut être comparé, si l'on en croit l'échelle des temps absolus de Holmes (1959), à celui qui sépare la fin de l'Éocène de l'époque actuelle (période alpine).

Cette courte période aurait vu successivement la recristallisation complète d'une série volcano-sédimentaire de 20.000 m d'épaisseur, sa migmatisation, son plissement et surtout une érosion qui l'atteint jusque dans ses racines, ce qui représente une épaisseur de terrains décapés de 10 km approximativement. Au rythme de l'histoire géologique, un tel film ressemble à un dessin animé accéléré.

Ceci nous conduit à reculer dans le temps plissement et surtout métamorphisme.

Un second argument vient à l'appui de cette présomption : nous avons vu l'étroite parenté géologique qui liait les formations métamorphiques du synclinorium de Massiac à celles de la moitié N du Massif Central : que ce soient celles des Monts du Lyonnais, celles de la Creuse (Aubusson) ou même du Morvan. Or, si dans le bassin du haut Allier, l'absence totale de terrains paléozoïques non métamorphiques, antérieurs au Stéphanien, ne permet aucune attribution chronologique sans réplique, il n'en est pas de même en Lyonnais et en Morvan où J.-M. Peterlongo (1958) et A. Demay (1930) ont signalé la discordance de terrains dévoniens supérieurs sédimentaires ou faiblement métamorphiques sur des gneiss et migmatites, forte-

ment plissés et profondément érodés, analogues à ceux du synclinorium de Massiac.

En conséquence, métamorphisme et plissement des séries lyonnaises et morvandelles appartiennent à un cycle orogénique plus ancien que le cycle hercynien. *Par ricochet, on en déduit que la série cristallophyllienne du synclinorium de Massiac, c'est-à-dire son métamorphisme et son plissement majeur, appartient à un cycle orogénique antérieur au cycle hercynien.*

Anticipant sur la seconde partie de ce travail, il y a lieu de donner ici le troisième argument qui vient à l'appui de cette conjecture :

La série de type Massiac a subi, dans le synclinorium Desges-Senouire-Doulon, un second métamorphisme et une seconde migmatisation, toujours antéstéphanien.

Il est donc impensable d'attribuer le métamorphisme ancien au cycle hercynien : il lui est antérieur.

Si l'on remonte le cours des temps géologiques, le premier cycle orogénique antécarbonifère que l'on rencontre est situé à la fin du Silurien : il s'agit du *cycle calédonien*. Ses phases principales s'échelonnent depuis le Cambrien supérieur (phase vendéenne) jusqu'au Dévonien inférieur (phase érienne). Plus anciennement encore, nous trouvons les mouvements cadomiens (Cambrien inférieur).

Les plissements considérables du Massif Central septentrional, dont la structure de Massiac n'est que l'élément le plus méridional, appartiennent donc au cycle calédonien ou à un cycle encore plus ancien. Le métamorphisme de la série précédait ces plissements.

Aucun argument géologique ne permet d'atteindre actuellement dans le bassin du haut Allier une approximation chronologique meilleure.

Ces conclusions rejoignent d'ailleurs celles qui ont été formulées en Limousin septentrional par M. Chenevoy (1957). Elles confirment celles de J. Jung (1953-1954) quant à l'existence d'un noyau arverno-vosgien antéhercynien, déjà entrevue et soulignée par A. Demay (1930 et 1948).

Si métamorphisme et plissements sont peut-être d'âge silurien (ou plus anciens) dans le synclinorium de Massiac, la série volcano-sédimentaire initiale serait cambro-silurienne ou infracambrienne, correspondant ainsi à la base des formations sédimentaires de la Montagne Noire. Mais il n'est guère possible d'établir pour le moment des corrélations plus précises en l'absence de jalons sûrs.

DEUXIÈME PARTIE

LE SYNCLINORIUM DESGES-SENOUIRE-DOULON

Le contraste est marqué entre la série qui vient d'être décrite et celle dont j'aborde maintenant l'étude. L'unité et la symétrie du synclinorium de Massiac sont aussi évidentes que l'est le bouleversement subi par le synclinorium Desges-Senouire-Doulon dans son organisation première. Pour suivre sans s'égarer l'étude de cette structure si complexe, le lecteur voudra bien lire cette deuxième partie en conservant sous les yeux la planche II (en pochette).

Le synclinorium Desges-Senouire-Doulon bordant sur trois côtés la couronne de migmatites du synclinorium de Massiac, je désignerai par flanc interne le flanc accolé à ces anatexites et par flanc externe celui qui lui fait face.

Ce dernier a été en grande partie victime des granites et de la migmatitisation hercynienne qui n'en ont laissé subsister que quelques lambeaux.

Le flanc interne a été épargné dans son ensemble mais sa bordure d'anatexites est jalonnée de façon presque continue de bassins effondrés stéphaniens remplis de sédiments houillers.

La série cristallophyllienne dessinant le synclinorium Desges-Senouire-Doulon est ainsi réduite à une bande de terrain large de 5 à 10 km au plus, qui s'insinue sur des dizaines de kilomètres de long entre quatre grandes unités géologiques :

- la couronne d'anatexites du synclinorium de Massiac qui en définit le flanc interne ;
- le bloc d'anatexites de Chaméane-Novacelles qui délimite le flanc externe au N ;
- le granite du Velay (et l'arc d'embranchement ceillées qui lui est accolé), qui joue le même rôle à l'E ;
- le batholite granitique de la Margeride qui en fait autant au S.

L'histoire hercynienne de ce synclinorium fut riche d'événements. Sans parler des granitisations, la série cristallophyllienne qui le constituait subit

un second métamorphisme essentiellement marqué au N en Livradois, accompagné d'une seconde migmatisation de caractère entièrement différent de celle de Massiac.

La complexité géographique et géologique de cette structure m'a conduit, pour la commodité de l'exposé, à diviser son étude en tronçons arbitrairement découpés. Chacun d'eux, cependant, rassemble des formations constituant un ensemble géologique cohérent.

Quatre groupes ont été ainsi délimités :

- le groupe de la Senouire ;
- le groupe du Livradois méridional ;
- le groupe d'Alleyras ;
- le groupe de la Desges.

Les granites du Livradois sont étudiés avec le groupe correspondant ; la migmatisation ceillée est étudiée dans son ensemble avec le groupe d'Alleyras. Enfin, les minéralisations postérieures au second métamorphisme font l'objet d'un dernier chapitre.

Le bouleversement tectonique des terrains métamorphiques du synclinorium Desges-Senouire-Doulon ne permet pas d'adopter pour leur étude un plan similaire à celui que j'ai suivi lors des descriptions du synclinorium de Massiac.

Je ferai dans chaque groupe une description globale des faciès sans m'astreindre à suivre rigoureusement la même coupe ; cette description sera suivie de l'étude pétrographique et chimique. Les conclusions générales de la troisième partie coordonneront les résultats.

CHAPITRE VI

LE GROUPE DE LA SENOUIRE

Le groupe de la Senouire tire son nom d'un affluent de l'Allier qui le parcourt d'E en W. Je le limite, au N, à la latitude de Berbezit (Haute-Loire) et, au S, à une ligne joignant Langeac à la pointe N extrême du granite de la Margeride (voir planche II en pochette).

La direction générale des schistes cristallins qui le constituent est N-S ; leur pendage est généralement redressé ; les plongements de la schistosité passent de façon capricieuse et souvent soudaine de l'W à l'E.

Je commencerai l'étude des faciès, *dans ce groupe comme dans les suivants*, à partir de ce que nous connaissons déjà : la couronne d'anatexites du synclinorium de Massiac qui le limite régulièrement à l'W.

I. — Les anatexites.

Je ne m'étendrai pas sur leur description : ce sont des anatexites grenues à biotite et cordiérite, identiques à celles de Lempdes déjà décrites, particulièrement typiques en face Domeyrat (vers l'E) ou à Esfacy (près Paulhaguet). J'ai déjà signalé le faciès leucocrate des anatexites leptyniques de Domeyrat.

A ces anatexites à cordiérite fait suite une bande, ici très mince, d'anatexites schisteuses à biotite et sillimanite (ce faciès prend de l'importance au N de Pinols, dans le groupe de la Desges).

II. — La zone des gneiss inférieurs.

1. **Le groupe leptyno-amphibolique brivadois.** — Entre Frugières-le-Pin et Saint-Préjet-Armandon, les anatexites font place aux ortholeptynites que j'ai précédemment décrites dans le synclinorium de Massiac. Leurs caractères sont identiques ; elles sont criblées de niveaux amphiboliques et renferment plusieurs massifs de péridotite serpentinisée dessinant parmi les

amphibolites un alignement de direction parallèle (massifs ultrabasiques de Bonnefond n° 61, Faveyrolles n° 60, Coureuges n° 62, Saint-Préjet-Armandon n°s 63-64, Cusse Lugeastre-Bas n°s 65-66) [voir planche IV en pochette].

Sur la route D. 20 de Saint-Préjet-Armandon à Montclard, ces leptynites montrent de beaux affleurements où l'on observe une schistosité très contournée qui révèle la proximité de la zone d'anatexie.

A 100 m à l'E de Faveyrolles (commune de Chassagnes), le long du chemin qui remonte le vallon, ces leptynites subverticales contiennent, sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur, de gros yeux de microcline blanc perthitique. Le microscope permet de voir qu'ils sont entourés d'une couronne de bourgeons de myrmékite. Les yeux ont de 1 à 5 cm ; ils sont monocristallins ou formés d'un petit nombre d'individus, 2 ou 3.

Le fait est exceptionnel dans cette formation pour ne pas dire unique. Il indique que les leptynites ont capté là une bouffée potassique métasomatique ; la chose frappe parce que nous n'avons pas encore rencontré et décrit le grand arc d'embranchement œillées à microcline qui affleure à quelques kilomètres plus à l'E. Cette bouffée de microcline fixée par les leptynites en un point où elles étaient le plus rapprochées des embréchites œillées peut avoir son origine de ce côté-là.

2. Les gneiss à biotite et sillimanite. — Poursuivant vers Montclard le long de la D. 20, les leptynites cèdent le pas très tôt à des gneiss à biotite bourrés de sillimanite blanche (ou violacée lorsqu'elle est mêlée de biotite). Celle-ci, concentrée en veines, simule des lits quartzo-feldspathiques. C'est ce niveau qui fournit les galets de fibrolite charriés par la Senouire et utilisés par l'industrie préhistorique pour la confection de haches polies.

Cette richesse en sillimanite est encore plus accusée que dans le synclinorium de Massiac. On l'observe aisément le long des routes D. 20 entre La Baraque Barthol (près Saint-Préjet-Armandon) et Montclard ; entre Chassagnes et Collat (D. 22) ; entre Sainte-Marguerite et Chassagnes dans les bois à l'W de La Visade ; plus au S à Saint-Éble autour de la fontaine du village ; à 2 km à l'E de Saint-Éble, au-dessus de Cizières, la sillimanite a même fait l'objet de recherches infructueuses en vue d'une exploitation industrielle.

Le litage de ces roches est moins régulier que dans les gneiss de Massiac ; des faces coupées normalement à la foliation montrent que les lits de biotite sont moins uniformes. Parfois, les plissements sont intenses (beaux exemples sur le roc poli autour de la fontaine de Saint-Éble).

Comme pour les gneiss de Massiac, on retrouve ici les mêmes variantes :

- gneiss à biotite seule ;
- biotitites à sillimanite (à l'W de La Visade ; entre Saint-Préjet-Armandon et la ferme des Begons, etc.).

L'épaisseur des faciès de la zone des gneiss inférieurs peut s'estimer comme suit :

- pour le groupe leptyno-amphibolique : de 800 m à 1.500 m ;
- pour les gneiss à biotite et sillimanite : de 600 m à 1.000 m.

Ces variations d'épaisseur tendent à se compenser : lorsque les gneiss à biotite et sillimanite sont peu épais, le groupe leptyno-amphibolique a son épaisseur maximum et *vice versa*. Ce qui fait que l'ensemble de la zone a une puissance moyenne de 2.000 m environ ; elle s'amincit du N vers le S.

Je rappelle que les valeurs obtenues dans le synclinorium de Massiac pour le même ensemble de gneiss, leptynites et amphibolites oscillaient entre 4.000 et 5.000 m. *L'épaisseur de la zone des gneiss inférieurs est ici réduite de moitié*, en dépit de l'identité des faciès lithologiques représentés et de leur position zonéographique semblable.

III. — La zone des gneiss supérieurs.

Continuant à remonter la route D. 20 en direction de Montclard, on voit, dès avant le carrefour des cinq chemins d'où part la route de Trabesson et Collat (D. 20^a), le gneiss à biotite et sillimanite se charger de muscovite. Celle-ci se développe rapidement au détriment de la sillimanite et, peu après les cinq chemins, sur la route de Trabesson, nous sommes dans des gneiss à deux micas. La même transition s'observe plus au S le long de la D. 22 vers Crozemarie ; le long de la D. 4 entre Bacou et Sainte-Marguerite ; entre Saint-Éble et Malgascon sur la R. N. 102, etc.

Les gneiss à deux micas du groupe de la Senouire sont des roches finement litées, à grain fin, grises à l'état frais, virant rapidement à des tons dorés par altération superficielle. La *sillimanite* y est encore persistante presque partout mais n'a plus l'importance qu'elle avait dans la zone des gneiss inférieurs ; elle est typiquement rassemblée en petits yeux blanchâtres tachant çà et là le gneiss (vallée de la Vesseyre entre l'Air, commune de Sainte-Marguerite, et Pouzols, commune de Josat).

Les minéraux accessoires les plus courants sont la *tourmaline*, le *grenat*. Ils ne sont pas très abondants.

Le faciès lithologique de cette zone est assez constant dans le groupe de la Senouire. On ne rencontre pas d'amphibolites, de péridotites, de quartzites ; les leptynites type Montgon, par contre, sont assez répandues.

Sous Malgascon, à l'embranchement sur la R. N. 102 de la *petite* route de Sainte-Eugénie-de-Villeneuve, les gneiss à deux micas renferment de grosses masses de quartz blanc, sortes de lentilles d'exsudation de plusieurs mètres de long et quelques décimètres d'épaisseur, au contact desquelles la sillimanite se concentre en paquets de fibres blanches de plusieurs centimètres.

L'épaisseur de cette zone oscille entre 800 et 1.200 m ; assez bien délimitée, elle s'appuie sur les gneiss inférieurs et est surmontée à son tour par les micaschistes inférieurs.

IV. — La zone des micaschistes inférieurs.

Les gneiss à deux micas font place, le long de la D. 20^e vers Trabesson, à des roches plus schisteuses, très phylliteuses, où les points blancs feldspathiques, encore nets dans les gneiss à deux micas, ne sont plus perceptibles à l'œil nu. Cette roche dorée brillante au soleil, faite de lits alternants de quartz et de micas, est un micaschiste à biotite et muscovite. On la recoupe jusqu'à Collat, où elle est interrompue vers l'E par le granite porphyroïde orienté intrusif de La Chaise-Dieu (qui sera étudié avec le groupe du Livradois méridional). Sur le bord oriental du laccolite granitique, elle réaffleure dans les gorges de la Senouire. Le granite en contient de nombreuses enclaves.

Au niveau de Josat et des ruines du château de Murs (rive gauche de la Senouire), de gros cristaux de microcline apparaissent dans le micaschiste et s'y multiplient, le transformant rapidement vers l'E en embréchite ceillée à deux micas. Celles-ci constituent un niveau continu de 100 km de long qui sera étudié avec le groupe d'Alleyras.

Si l'épaisseur de micaschistes épargnée par cette migmatisation est relativement importante au N, elle diminue fortement au S où, vers Lachaud-Curmilhac, les micaschistes ne forment plus qu'une mince bande plaquée contre les embréchites à deux micas.

Ces micaschistes contiennent en abondance grenat almandin et tourmaline en fines aiguilles noires réparties sans ordre dans le plan de schistosité. L'étude microscopique montrera qu'ils contiennent aussi andalousite et staurotide. Le disthène a été signalé au N de Chavagnac-Lafayette, au-dessus de la mine de fluorine des Sausses. Je ne l'ai jamais vu en place ¹.

Du point de vue lithologique, les seuls faciès de ce groupe différents du faciès décrit ci-dessus sont des quartzites et des leptynites à grain très fin. La sillimanite en est absente. Il n'y a ici aucun niveau de péridotite ou d'amphibolite.

La texture de ce micaschiste est toujours finement plissotée. L'ampleur des microplis est de l'ordre du centimètre; leur axe est parallèle à la linéation. Celle-ci est très marquée dans les bancs à tendance leptynique. La linéation est généralement perpendiculaire au pendage. Ceci semble indiquer que, lors du plissement en synclinal, cette formation très plastique a épousé le plissement dans toute sa masse, chaque lit se froissant comme une étoffe, avec çà et là de petites microcassures lorsque l'effort imposé dépassait les limites de rupture, mais peu de cataclase dans l'ensemble.

Aux environs de Saint-Pal-de-Senouire et en d'autres points du synclinal, on observe

¹ Mais des échantillons récoltés par Marie Grenier sont déposés dans la collection de minéralogie régionale au Musée du Puy.

des plis décimétriques analogues à ceux dont j'ai relevé la présence dans les gneiss à biotite et sillimanite du synclinorium de Massiac. Leur étude tectonique pourrait apporter des résultats intéressants sur le détail du plissement dans ce synclinal.

L'épaisseur de la zone des micaschistes inférieurs est impossible à chiffrer du fait de son invasion par les embréchites œillées qui en ont fait disparaître une part certainement importante puisqu'on retrouve des septa de micaschistes assez loin vers l'E dans ces embréchites.

On peut avancer un chiffre minimum de 2.000 m.

V. — La moitié orientale du synclinal.

Lorsque l'on traverse l'arc d'embréchites œillées entre Josat et Allègre en recherchant les septa qui peuvent y être conservés, on constate que l'on parcourt en sens inverse la succession zonéographique qui vient d'être décrite. Le groupe leptyno-amphibolique brivadois se retrouve dans le granite du Velay à l'W d'Allègre avec ses amphibolites toutes recristallisées (Sarzol) et ses péridotites dont les noyaux ont résisté à la granitisation (gisement dit « de Ringues » n° 70, non loin du cimetière d'Allègre, sur le vieux chemin direct d'Allègre à Sarzol).

À l'E de Fix-Saint-Geney's, les tranchées de la R. N. 102 vers Limandres montrent les gneiss à biotite et sillimanite en grosses masses emballées par le granite qui les injecte. Les gneiss à biotite et sillimanite de ces enclaves sont identiques comme aspect à ceux qui ont été décrits plus haut à l'W de La Visade (commune de Sainte-Marguerite) : même richesse en biotite et sillimanite, même couleur violacée.

Du côté S du vallon se trouve le petit massif de péridotite serpentinisée de Limandres n° 71 ; il est associé à des leptynites brivadoises. À quelques centaines de mètres de là, le long de la R. N. 102, au pont sur le ravin de Limandres, on trouve dans les champs, (rive gauche) des blocs d'amphibolite et surtout d'une belle pyroxénite à grenat rose où le grenat domine. Les amphibolites sont identiques à celles de Sarzol, très recristallisées.

Les enclaves sont plus rares dans les embréchites œillées mais celles que l'on y trouve sont des micaschistes leptyniques à l'W, des gneiss à deux micas plus à l'E, puis des gneiss à biotite seule et à biotite et sillimanite vers le granite.

Ces observations peuvent être répétées dans tous les affleurements de ce niveau, entre Sembadel et Saint-Jean-de-Nay, *via* Vernassal.

La répartition des enclaves dans le flanc disparu du synclinal permet de supposer que l'épaisseur des zones d'isométamorphisme y était comparable aux valeurs relevées dans le flanc occidental.

Le synclinal de la Senouire était donc primitivement une structure symétrique par rapport à un axe que figure la bande de micaschistes. Un premier

plissement avait déterminé sa physionomie antérieurement à la genèse des embréchites ceillées ainsi qu'à la granitisation du Velay.

La série sédimentaire qui lui donnait naissance avait un caractère péltique accusé et une haute teneur en alumine, révélée par l'abondance des minéraux alumineux dans toutes les zones d'isométagmorphisme préservées actuellement. Le volcanisme du groupe leptyno-amphibolique brivadois se retrouve avec des caractères identiques mais son volume décroît.

L'épaisseur des zones d'isométagmorphisme subit une importante réduction par rapport à ce qu'elle était pour les gneiss inférieurs dans le synclinorium de Massiac, et pour les autres zones dans d'autres parties du Massif Central. Je me borne pour le moment à constater le phénomène.

VI. — Étude pétrographique et chimique du groupe de la Senouire.

Les anatexites grenues à biotite et cordiérite ou à biotite et sillimanite qui limitent à l'W le synclinal de la Senouire sont identiques aux faciès décrits dans la première partie ; il n'y a donc pas lieu d'y revenir.

1. **La zone des gneiss inférieurs.** — Le groupe leptyno-amphibolique brivadois a les mêmes caractères pétrographiques que dans le synclinorium de Massiac. Seuls, les gneiss à biotite et sillimanite présentent quelques différences.

Au microscope, les minéraux constituants sont les mêmes :

Quartz	Sillimanite
Oligoclase (An. 20).	Apatite
Microcline	Zircon,
Biotite	

mais leurs proportions sont différentes : moins de microcline, plus de sillimanite.

L'*oligoclase* contient normalement des paillettes de biotite ; il est généralement xénomorphe et parfois pœcilitique (gouttelettes de quartz). Le quartz est apparu en dernier, corrodant çà et là des minéraux précédemment formés. La *biotite* a le polychroïsme intense qui lui est caractéristique dans cette zone ; elle n'a pas ici de tendance à la chloritisation. La *muscovite* est épisodique, mais beaucoup plus répandue que dans les gneiss de Massiac. Ce fait est peut-être en rapport avec l'étroitesse de la zone à biotite et sillimanite qui rend plus sensible le chevauchement des associations minéralogiques typiques de chaque zone. La rareté relative du *microcline* est probablement liée à cette présence de *muscovite*. Lorsqu'il y a de la *muscovite* dans le faciès franc à biotite et sillimanite, celle-ci est souvent corrodée, déchiquetée.

Je n'ai pas d'analyse chimique de gneiss à biotite et sillimanite pris dans le groupe de la Senouire, mais des analyses faites au S dans le groupe d'Alleyras montrent que leur composition chimique est identique à celle des

gneiss de Massiac. On retrouve ici les variantes décrites à Massiac (An. 2 et 3) pour les faciès riches en biotite et sillimanite.

La structure grano-lépidoblastique est analogue à celle des gneiss de Massiac, les traces de laminage sont plus fréquentes, ce qui se traduit par des plagioclases et du quartz fissurés en tous sens et recimentés par une fine mouture de quartz secondaire.

2. La zone des gneiss supérieurs. — C'est dans ce groupe de la Senouire que je puis définir ses caractères puisque l'érosion l'a complètement épargnée. Elle est encadrée par son toit de micaschistes à deux micas et son mur de gneiss à biotite et sillimanite. Les gneiss à deux micas sont le faciès le plus répandu.

Au microscope, on y reconnaît :

Quartz	Sillimanite
Oligoclase (An. 10-20)	Grenat
Muscovite	Tourmaline
Biotite	Magnétite.

Le quartz est abondant; le microcline a disparu. Le plagioclase acide contient en inclusions biotite et muscovite. Il est très pœcilitique, souvent constellé de gouttelettes de quartz et, dans ce cas, sali par les oxydes ou hydroxydes de fer (limonite) diffus.

La biotite est fraîché, pléochroïque dans des tons foncés; à proximité des nombreuses failles accessoires qui découpent le socle de cette région, elle est parfois chloritisée; cette transformation s'accompagne d'une exsudation massive de minéraux opaques (rutile, magnétite, ilménite).

La muscovite est en belles lamelles intactes, nombreuses, entremêlées de biotite. Elle a la même disposition que dans les micaschistes mais est moins abondante. La sillimanite est encore fréquente mais elle ne forme plus de veines continues comme dans les gneiss inférieurs. Elle est répartie en petits « nœuds » de fines aiguilles en paquets enchevêtrés.

La structure des gneiss à deux micas est identique à celle des gneiss à biotite et sillimanite : lépidoblastique. Les lits de quartz sont plus fournis que dans ces derniers.

Chimiquement, je ne possède pas d'analyse de ce faciès dans le groupe de la Senouire, mais plus au S, dans le groupe d'Alleyras, les mêmes gneiss à deux micas ont une composition voisine de celle des gneiss à biotite et sillimanite.

Les gneiss à deux micas doivent leur origine à la recristallisation de la même série pélitique que celle du synclinorium de Massiac. La persistance de la sillimanite traduit une grande richesse en alumine des sédiments. Ceux-ci étaient franchement argileux.

3. La zone des micaschistes inférieurs. — a. Le faciès-type est un MICASCHISTE A BIOTITE ET MUSCOVITE. Ces deux micas sont distribués en feuillets

séparés par des lits très minces de quartz. L'ensemble produit une roche schisteuse, luisante, de couleur dorée. J'en prends le type dans la vallée de la Senouire entre Josat et Saint-Pal-de-Senouire (anciennement Saint-Pal-de-Murs) sous le hameau de Grandet (commune de La Chapelle-Bertin). Certains plans de schistosité sont criblés de fines aiguilles de tourmaline.

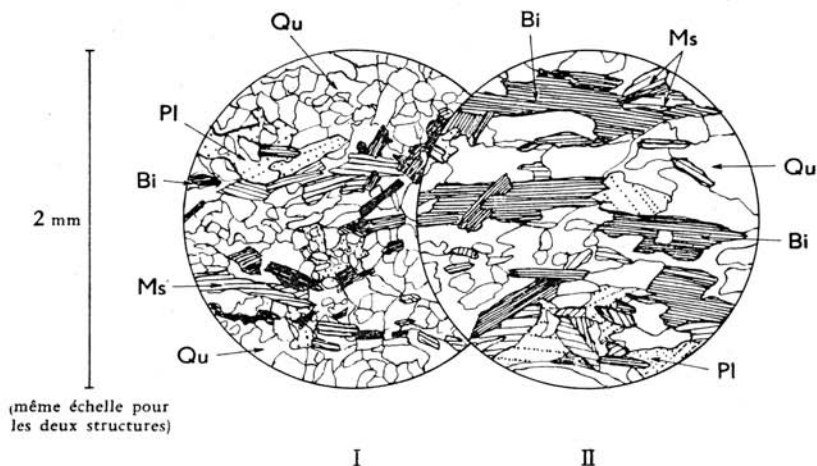


Fig. 18.

I. Zone des micaschistes inférieurs.

Micaschistes à deux micas oligoclasiques (grain fin). Groupe de la Desges. La Rochette (commune de Pébrac) (L. M. : SE 66).

II. Zone des gneiss supérieurs.

Gneiss à deux micas (avec « yeux » de sillimanite). Groupe de la Senouire. Ravin de la Vesseyre, entre Pouzols et le confluent avec la Senouire (à l'Air) (L. M. : SE 269).

A grossissement identique, noter l'accroissement de taille des grains dans le gneiss à deux micas.

Qu, Quartz. Pl, Plagioclase acide pœcilitique. Bi, Biotite. Ms, Muscovite.

Au microscope, on voit :

Quartz
Biotite
Muscovite

Minéraux opaques.

Le quartz forme des lits de moins de 1/10 de mm d'épaisseur, où il est disposé en petits individus xénomorphes, accolés plutôt qu'engrenés. Ça et là, un lit de quartz de plusieurs millimètres d'épaisseur et de 1 cm de long ou plus forme une petite amande aplatie; elle est généralement faite de 2 ou 3 individus très allongés.

A l'échelle de l'affleurement, on observe de place en place des lentilles plus conséquentes que l'on interprète habituellement comme des quartz d'exsudation. Ce quartz est presque toujours hyalin, ce qui signifie qu'il contient peu d'inclusions liquides ou gazeuses. Il a donc cristallisé dans des conditions différentes et à température plus éle-

vée qu'un quartz hydrothermal (laiteux). Il est contemporain de la genèse du micaschiste et représente un excès de silice non saturé par les bases.

Le type de micaschiste que je viens de décrire peut être considéré comme « canonique ». Il supporte de nombreuses variantes : la principale est due à l'existence de très petits cristaux de plagioclase acide, généralement salis de séricite ou d'hydroxydes de fer et mêlés au quartz. Ce plagioclase est souvent non maclé ; il ressemble beaucoup à celui que j'ai décrit dans les gneiss à deux micas mais la taille des individus est plus faible dans les micaschistes. Il contient des inclusions de biotite et muscovite dont l'orientation concorde très souvent avec la schistosité ambiante. Il est presque toujours pœcilitique à des degrés divers. On observe jusqu'à de véritables écumeurs dont les trous sont remplis de quartz.

b. Ce faciès de MICASCHISTE A GRAINS D'OLIGOCLASE ACIDE est très répandu dans la zone des micaschistes inférieurs. On l'observe par exemple à 100 m de la sortie de Josat sur la route de Sainte-Marguerite.

La proportion de phyllites peut décroître fortement, ce qui entraîne l'apparition de deux autres faciès :

- quartzite lorsqu'il n'y a pas de feldspath ;
- leptynite lorsqu'il y en a.

c. LES QUARTZITES FRANCS sont rares ; j'en ai observé un niveau de quelques mètres d'épaisseur sur le flanc W du ravin de la Vesseyre, dans les bois entre Jax et Varennes-Saint-Honorat. La roche contient du quartz en petites plages xénomorphes engrenées. De fines paillettes de muscovite desinent les lits en pointillé. Elle est accompagnée de petits cristaux squelettiques, allongés, de staurotide, d'une quantité notable de magnétite et de sphène.

d. LES LEPTYNITES forment des bancs plus massifs qui rompent la monotonie des empilements schisteux. Elles sont assez répandues sans avoir de répartition privilégiée à certains niveaux. On en observera dans la vallée de la Senouire sous le château de la Tourrette (commune de Josat). Elles contiennent souvent du microcline de néoformation en veinules qui témoigne de la proximité des migmatites oïllées (sous la Tourrette). Le microcline y est quadrillé.

e. LES MICASCHISTES A MINÉRAUX sont moins répandus dans le groupe de la Senouire que dans celui de la Desges mais sont malgré tout présents.

Les minéraux qui atteignent un développement particulier sont :

Grenat almandin
Tourmaline noire
Andalousite

Staurotide
Disthène (rare)
Cordiérite (rare).

On les rencontre surtout dans les micaschistes riches en micas (micaschistes alumineux). Le lecteur voudra bien, pour avoir leur description détaillée, se reporter au groupe de la Desges, où ils présentent leur plus beau développement.

La cordiérite altérée accompagne l'andalousite dans un micaschiste à Vernelle (commune de Chavagnac-Lafayette). Elle y est abondante mais c'est le seul point où je l'ai rencontrée dans ce groupe. Son aspect en lame mince est identique à la cordiérite des micaschistes de Chanteuges (voir groupe de la Desges).

J'ai déjà parlé du disthène de Chavagnac-Lafayette. Je n'en connais pas d'autre gisement dans le groupe de la Senouire.

L'andalousite en prismes à section carrée très parfaits est le plus souvent entourée d'un épais manteau de muscovite et séricite. On ne la voit qu'en lames minces où elle est très caractéristique. La régularité de ses prismes suggère une formation tardive.

La staurotide est pœcilitique, parfois squelettique, le grenat aussi. La tourmaline est toujours fraîche, en petits prismes polychroïques, à cœur bleu vert et à couronne brun marron.

Les micaschistes à minéraux sont souvent altérés et chargés d'hydroxydes de fer qui imprègnent les rares plagioclases, salissent la biotite, s'infiltrant entre tous les grains de minéraux

f. LES MICASCHISTES A RÉSIDUS (de biotite et sillimanite). Ça et là dans la série affleurent des micaschistes à deux micas, ici très phylliteux, ailleurs plutôt quartziques, pouvant contenir grenat et tourmaline. L'examen au microscope révèle l'existence, dans ces micaschistes, de paquets de biotite en voie de chloritisation, associée à des amas de fibres flexueuses de sillimanite. Ces associations de biotite et sillimanite ressemblent étroitement à celles que l'on voyait dans la zone des gneiss inférieurs. Elles semblent en voie de résorption ; la biotite est déchiquetée, plus ou moins chloritisée ; la sillimanite paraît se transformer en séricite ou muscovite.

Le quartz parfaitement limpide des lits du micaschiste contient pas mal de houppettes de sillimanite qui semblent détachées des agrégats de biotite-sillimanite. L'automorphie et la propreté des paillettes de muscovite contrastent avec le délabrement de la biotite. Ces micaschistes contiennent de l'oligoclase.

L'origine de ce faciès pose un problème qui ne sera discuté que lors de l'étude du groupe du Livradois méridional. Aucun gisement ne se recommande particulièrement pour l'observation de ce faciès ; je l'ai rencontré dans les bois au NW de Collat, dans le ravin de la Fioule sous Vissac.

g. LES MICASCHISTES CATACLASTIQUES A CHLORITE ET SÉRICITE. — J'ai noté au début de l'étude des micaschistes que ceux-ci étaient très généralement plissotés. On rencontre dans leur zone des micaschistes gris bleuté, satinés, dont l'aspect évoque aussitôt la séricite. Lors de mes premières courses de terrain dans cette région, je croyais avoir affaire à des micaschistes supé-

rieurs (schistes à chlorite et séricite) mais la répartition incohérente du faciès restait pour moi une énigme. L'un des bons points d'observation de la roche est situé sur la route des Bruniaux (commune de Connangles) à Montclard (D. 20), à l'embranchement de la petite route forestière de Trabesson.

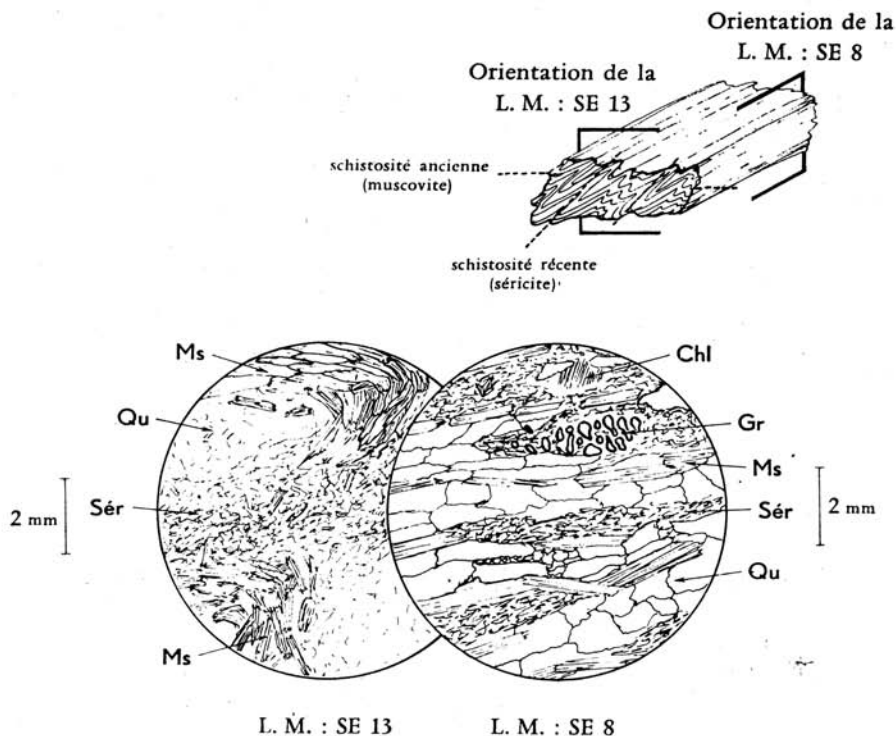


Fig. 19. — Micaschiste à deux micas, grenat (et tourmaline), plissé, avec chlorite et séricite secondaires.

Groupe de la Senouire. Le Bruniaux près Berbezeit, embranchement de la petite route de Trabesson.

Qu, Quartz. Ms, Muscovite. Sér, Séricite. Chl, Chlorite. Gr, Grenat almandin étiré.

Son étude au microscope montre qu'il s'agit de micaschistes banaux à biotite, muscovite, avec ou sans oligoclase, paraissant laminés, étirés. Le laminage affecte tantôt des roches plissotées tantôt des roches à schistosité plane. Les plans de glissement sont soulignés par d'épaisses trainées de séricite parfois associée à de la sillimanite, semble-t-il, et surtout à des houppettes de chlorite. La biotite a presque toujours fait place à la chlorite avec libération abondante de minerais.

Lorsqu'il y a du grenat, ses cristaux sont fragmentés, étirés dans le plan de schistosité (voir fig. 19). Les plagioclases sont séricitisés, déchiquetés, bourrés d'oxydes et d'hydrates de fer et généralement indéterminables. Lorsqu'ils ne sont pas méconnaissables, on reconnaît l'oligoclase acide classique.

Ces micaschistes sériciteux ont des structures très schisteuses, les minéraux n'ont pas été concassés mais laminés ; les structures en mortier sont normales. La cataclase revêt un aspect particulier.

Je ne puis dès maintenant proposer d'interprétation de ces roches dont je note simplement l'existence avant d'y revenir lors de l'étude du groupe du Livradois. *Leur répartition irrégulière et étendue sur le terrain montre que ce ne sont pas des mylonites ordinaires.*

h. Du point de vue chimique, j'ai fait faire une analyse du faciès MICASCHISTE A BIOTITE, MUSCOVITE ET OLIGOCLASE ACIDE qui est le plus répandu. Les prélèvements ont été faits à 100 m du front des embréchites œillées au S de Curmilhac (commune d'Auteyrac) mais l'étude en lame mince montre que les échantillons analysés sont exempts de microcline. Les lits quartzo-feldspathiques sont finement grenus.

	An. 24*	An. A
SiO ₂	67,90	64,15
Al ₂ O ₃	15,85	18,0
Fe ₂ O ₃	1,20	2,0
FeO	3,40	3,35
MgO	2,60	2,20
CaO	0,80	1,25
Na ₂ O	2,50	2,45
K ₂ O	2,95	3,20
TiO ₂	0,65	0,80
P ₂ O ₅	0,30	0,15
MnO	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	1,65	1,90
H ₂ O ⁻	0,15	0,25
Total	100,00	99,75

An. 24*. — *Micaschiste à biotite et muscovite, grain fin. Le long de la route D. 11^e entre Lachaud et Siaugues-Saint-Romain, sous Curmilhac, 100 m avant le front des embréchites œillées.*

An. nouvelle J. Orliac, 1959. Clermont-Ferrand, n° 1058.

Teneur en corindon virtuel : 7,14 %.

An. A. — *Micaschiste à biotite et muscovite, grain fin. La Fouillouse près Saint-Barbant (Haute-Vienne).*

An. F. Théron, 1955. Clermont-Ferrand.

In : M. Chenevoy (1958, p. 45, An. 2).

Teneur en corindon virtuel : 8,57 %.

L'origine sédimentaire de ce micaschiste ne fait guère de doute. Je donne à titre de comparaison l'analyse d'un faciès analogue rencontré en Limousin par M. Chenevoy. Leurs teneurs en alumine libre sont voisines et élevées.

Ainsi que le note M. Chenevoy, les inégalités $MgO > CaO$ et $K_2O > Na_2O$ sont en faveur de l'origine sédimentaire (E. Bastin, 1909).

Le calcul de la composition virtuelle fait apparaître dans les deux cas 25 % de feldspaths calcosodiques, alors que leur proportion réelle dans la roche est inférieure à 10 %.

Les teneurs en silice et alumine montrent que le micaschiste de Curmilhac correspond à un faciès sédimentaire plus gréseux que celui de Fouilloux.

La composition minéralogique approximative du sédiment originel recalculée à partir de l'analyse chimique pondérale pouvait être :

— Minéraux argileux (illite, kaolinite, séricite)	48,5 %
— Quartz.	47 %
— Minerais (ilménite, magnétite).	3 %
— Calcite.	1,5 %

Les micaschistes à deux micas à lits quartzo-oligoclasiques (grain fin) de Curmilhac représentent, selon toute vraisemblance, d'anciens sédiments argilo-gréseux, analogues à ceux qui ont engendré les leptynites de Montgon dans la zone des gneiss inférieurs du synclinorium de Massiac.

Les micaschistes très phylliteux ainsi que les faciès à minéraux alumineux représentent d'anciens sédiments plus franchement argileux.

L'origine des micaschistes à résidus ainsi que des micaschistes cataclastiques à chlorite et séricite ne sera discutée que dans la suite de cette étude.

VII. — Conclusions à l'étude du groupe de la Senouire.

La série cristallophyllienne que je viens de décrire dans le groupe de la Senouire représente du point de vue lithologique l'équivalent et la suite normale de la série de Massiac. *Les modalités de l'érosion font que cette série est zonéographiquement plus complète que ne l'était celle du synclinorium de Massiac.*

Comme en Limousin et en Lyonnais, la zone des gneiss supérieurs et celle des micaschistes inférieurs viennent se superposer régulièrement et sans discordance aux gneiss inférieurs.

Cette série est de type essentiellement pélitique, l'abondance des minéraux alumineux à certains niveaux indique qu'il y avait là des pélites franchement argileuses. D'autres faciès étaient plus gréseux. Vers la base de la série zonéographique, on retrouve le groupe volcanique leptyno-amphibolique si caractéristique du synclinorium de Massiac, mais son épaisseur est réduite dans le groupe de la Senouire. Les amphibolites et périclites sont absentes de la zone des micaschistes inférieurs et de la zone des gneiss supérieurs il n'en sera plus de même dans le groupe de la Desges.

Du point de vue zonéographique, certaines paragenèses réalisées dans les micaschistes inférieurs sont inhabituelles et doivent retenir notre attention (chlorite-séricite ; biotite-sillimanite). L'étude des groupes suivants éclairera leur signification.

L'épaisseur des zones d'isométagmorphisme et en particulier celle de la zone des gneiss inférieurs est sujette à une forte réduction (rapport de 1 à 2) entre le synclinorium de Massiac et celui de la Senouire de part et d'autre de la couronne d'anatexites grenues.

Le niveau volcanique leptyno-amphibolique brivadois occupe dans les deux structures des situations zonéographiques comparables.

La zone des gneiss supérieurs a une très faible épaisseur, compte tenu de son importance en d'autres régions du Massif Central (Lozère, Moyenne-Dordogne, Limousin).

L'étude des micaschistes montre, du point de vue tectonique, que l'ensemble de cette série est fortement plissé, laminé même par endroits. Les failles tertiaires ont désorganisé la structure initiale du synclinal en le recoupant perpendiculairement à son axe et en provoquant le coulissage des blocs ainsi créés. Le plus spectaculaire est sans conteste le mouvement qui décale à Saint-Pal-de-Senouire le laccolite granitique de La Chaise-Dieu de toute sa largeur.

De plus, antérieurement à ces phénomènes, la symétrie du synclinal avait été gravement perturbée par une venue métasomatique potassique qui avait transformé tout le flanc externe oriental en embréchites œillées.

A une période à peu près contemporaine, les micaschistes étaient traversés par un laccolite de granite porphyroïde intrusif orienté, venu s'infiltrer comme une lame concordante avec la schistosité des micaschistes. Nous verrons que ce granite de La Chaise-Dieu est à rapprocher du granite du Livradois.

Enfin, l'ensemble de la zone des micaschistes inférieurs a subi une tourmalinisation plus ou moins accentuée mais généralisée.

CHAPITRE VII

LE GROUPE DU LIVRADOIS MÉRIDIONAL ET SES GRANITES

Les formations que je décris dans ce chapitre occupent la partie méridionale du Livradois : partie de l'ancienne province de Basse Auvergne.

Elles joignent, au S, le groupe de la Senouire à la latitude de Berbezit et ne dépassent pas, au N, une ligne Ambert-Issoire. Le granite du Forez, dont le contour N-S est souligné par le fossé effondré d'Arlanc, les limite à l'E. Elles disparaissent à l'W sous la Limagne d'Issoire. Le bourg de Saint-Germain-l'Herm (Puy-de-Dôme) marque à peu près le cœur de cette région.

Les terrains cristallophylliens y dessinent un V très ouvert dont l'axe de symétrie dirigé N-S passerait par Fournols (Puy-de-Dôme) et Berbezit (Haute-Loire). De ce dernier point, on voit sur la carte l'une des branches du V se diriger vers le NW tandis que l'autre est orientée vers le NE. La pointe de ce V, tournée au S, suggère un gigantesque coin enfoncé dans le flanc interne du synclinal de la Senouire entre la zone des micaschistes et celle des gneiss inférieurs, écartelant profondément la structure en augmentant sa dissymétrie.

Cette dislocation est à l'origine d'une partie des failles importantes qui hachent la région, toutes marquées d'alignements de mylonites.

La plus longue, celle de Jumeaux à Berbezit, décale le granite de La Chaise-Dieu en son milieu et se poursuit en Velay. On la suit sur 60 km; elle est dirigée NW-SE et sensiblement verticale.

La faille de Fressanges qui borde le lambeau stéphanien de ce nom au S de Champagnat-le-Jeune se poursuit jusqu'à Laval. Elle est parallèle à la précédente.

La faille de La Chapelle-Geneste, de direction NE-SW, limite au S le bassin effondré d'Arlanc et semble être le prolongement de la faille de Fressanges après inflexion de sa direction au niveau de Cistrières. Cette faille de La Chapelle-Geneste provoque une discontinuité zonéographique dans la série cristallophyllienne; son jeu a entraîné un certain chevauchement mais il ne saurait être question de parler de charriage; le pendage de ces accidents est compris entre la verticale et 45°.

Les failles N-S se groupent dans une dernière catégorie d'accidents :

- failles de Limagne à l'W ;
- failles de Saint-Germain-l'Herm au centre ;
- failles du fossé d'Ambert et faille de l'Ance à l'E.

Le V cristallophyllien ainsi défini est une structure synclinale qui s'appuie au N au môle d'anatexites de Chaméane-Novacelles, au SW à la couronne d'anatexites du synclinorium de Massiac (anticlinal d'Isseuges, commune d'Agnat) et au SE elle se raccorde tangentiellement aux micaschistes du groupe de la Senouire qu'elle chevauche tout au long de la faille de La Chapelle-Geneste. Cette série synclinale est monoclinale sur toute la longueur de son axe ; elle plonge sous le môle d'anatexites de Chaméane-Novacelles. *La série cristallophyllienne est donc en position zonéographique normale sur le flanc SW du synclinal, mais renversée sur ses flancs N et SE.*

Plusieurs types de granites jouent un rôle important dans la série : ce sont tous des granites intrusifs.

Le granite à biotite de Saint-Germain-l'Herm, généralement porphyroïde ; est un gros massif dont le cœur est fait d'un granite à deux micas à gros grain non porphyroïde : le granite de Fournols-Échandelys. La transition entre les deux faciès est insensible, très progressive. Le granite à deux micas de Fournols est, dans cette région, toujours séparé des terrains métamorphiques par son écorce de granite à biotite plus ou moins porphyroïde.

Je considère les massifs de granite porphyroïde à biotite de La Chaise-Dieu, de Champagnac-le-Vieux ainsi que les petits pointements de La Vèze (commune de Saint-Didier-sur-Doulon) et de Réal (commune de Chassignoles) comme des annexes du granite de Saint-Germain-l'Herm. Tous sont intrusifs.

Les granites à deux micas de grain fin type Peslières ou Les Guillaumanches (commune de La Chaise-Dieu) affleurent largement (Saint-Martin-d'Ollières, etc.). Ce sont des granites filoniens qui recourent les granites de Saint-Germain-l'Herm et La Chaise-Dieu, et leur sont en conséquence plus ou moins postérieurs. Ils sont complètement distincts par leur faciès du granite de Fournols-Échandelys.

Le granite intrusif porphyroïde de Champetières, quoique antéstéphanien, semble plus récent que les précédents. Par certains points, il ressemble au granite du Mayet-de-Montagne.

Enfin, vers l'E, le granite du Forez, considéré par P. Lapadu-Hargues comme un granite d'anatexie, constitue un grand batholite complexe formé de plusieurs faciès distincts, parmi lesquels je citerai :

- le faciès classique à nodules de cordiérite, répandu dans tout le Velay et étudié au barrage de La Palisse (Ardèche) ;

- le faciès porphyroïde à biotite de Medeyrolles (Puy-de-Dôme) ;
- le faciès à deux micas de Châteauneuf près Allègre ;
- le faciès porphyroïde des sources minérales de Montbel près Saint-Paul-de-Tartas, etc.

I. — Caractères généraux de la série métamorphique livradoise. Son polymétamorphisme.

L'étude pétrographique des schistes cristallins du Livradois méridional est extrêmement déroutante. Dès que l'on s'écarte de la couronne migmatitique du synclinorium de Massiac, ou du groupe de la Senouire, en se dirigeant vers le N, il devient de plus en plus difficile de mettre un nom sur des roches qui sont généralement schisteuses, satinées, bourrées de séricite et de chlorite. Ça et là, des déterminations à vue paraissent s'imposer ; un simple coup d'œil au microscope et ces improvisations s'écroulent. Dans ces conditions, la description générale de la série ne peut être séparée de son étude pétrographique.

Les schistes cristallins du Livradois méridional ont des textures de gneiss ou de micaschistes, un aspect généralement gris luisant ; on dirait à première vue des mylonites, mais l'étendue de leurs affleurements ainsi que leur structure ne permettent pas de se contenter d'une telle interprétation.

De plus, il ne s'agit pas à proprement parler de roches écrasées mais de roches étirées. La structure au microscope est typique à cet égard.

Les faciès satinés gris, cataclastiques, débutent dès la faille Jumeaux-Berbezit mais ne prennent toute leur ampleur qu'après Champagnac-le-Vieux vers le N ou l'E. Ils se poursuivent jusqu'à la faille de La Chapelle-Geneste sans discontinuer. Ces terrains ont des pendages peu marqués, allant de l'horizontale à 45°.

Leur dénomination et leur interprétation prennent en défaut la zonéographie classique ; on reconnaît cependant, dans cette masse cristallophyllienne, des granites intrusifs filoniens ou en massifs ; ils sont toujours schistifiés, transformés en orthogneiss. Leur composition minéralogique (où sont apparues chlorite et séricite) ainsi que leur structure ont profondément évolué.

Ces transformations généralisées m'amènèrent à envisager que j'avais affaire à un groupe polymétamorphique.

Considérant la question sous cet angle, je trouvais en Bretagne des points de comparaison si suggestifs qu'ils mirent fin à mes incertitudes. J. Cogné (1960) a décrit en Bretagne méridionale une série polymétamorphique dont les caractères correspondent avec une rare netteté à ce que j'observais en

Livradois. Le polymétamorphisme s'y traduit par ce que J. Cogné appelle une *rétromorphose dynamique* par opposition à la *rétromorphose statique* :

« Ce phénomène (la *rétromorphose dynamique*) consiste en une altération cataclastique fine, résultat d'un étirement systématique des séries dans le sens de la schistosité cristallophyllienne primitive. Il se traduit soit par le glissement des plans schisteux les uns sur les autres, avec microplissements locaux extrêmement fréquents, soit par le boudinage des faciès plus massifs.

« Dans les micaschistes, le quartz se trouve finement moulu, comprimé, puis va exsuder en petits lits, lentilles, glandules, où il recristallise. La biotite est tordue, déchiquetée et remplacée par de la chlorite. Les grenats et autres minéraux plus résistants (staurotide par exemple) sont fracturés et éparpillés le long des files sériciteuses. Les feldspaths, quand il y en avait (faciès quartzo-feldspathique), sont également brisés, séricitisés. On passe ainsi à des micaschistes hétérogènes à trame séricito-chloriteuse confuse, plus ou moins riches en micro-résidus, et englobant des amandes quartzieuses très étirées. » ... « Certains faciès plus massifs, leptynites ou niveaux basiques finement cristallisés subissent un boudinage remarquable, chaque tronçon se trouvant prolongé parfois par d'importantes exsudations siliceuses » ... « Enfin les lits granito-gneissiques sont cataclasés sur place, les feldspaths étant fracturés et leurs débris, à peine déplacés parfois, étant noyés dans une matrice séricito-quartzueuse où s'isolent quelques plages de quartz recristallisé... »¹

« Il s'agit là d'un phénomène microtectonique puissant, régulier, développé lentement, en profondeur, au sein de séries métamorphiques. Il nécessite pour celles-ci la possibilité de s'étirer, de glisser latéralement suivant les plans de schistosité anciens, sous l'action d'une charge importante et sans doute croissante. On aboutit de cette façon à ces sortes de phyllades (séricito-chloriteuses) que, seule, la présence fréquente de micro-résidus et d'abondantes exsudations quartzieuses distingue réellement des véritables phyllades satinées qui apparaissent normalement dans les séries sédimentaires au-dessus des zones de métamorphisme régional.

« Ce type de *rétromorphose* est d'ordre beaucoup plus mécanique que *métamorphique*... » « Son Développement nécessite, semble-t-il, que les schistes cristallins anciens aient pu être soustraits pendant un certain temps à l'action du métamorphisme, c'est-à-dire en fin de compte qu'ils aient été soulevés au-dessus des zones où le métamorphisme agit grâce à un événement orogénique quelconque, avant d'être redescendus peu à peu par subsidence et sous la charge croissante de la sédimentation, vers ces mêmes zones profondes d'action métamorphique... » « Ces schistes cristallins anciens subissent d'abord les déformations, étirements, écrasements, microplissements qui précèdent le métamorphisme, prenant ainsi imparfaitement le faciès des phyllades microplissées... » puis « sont saisis aussitôt par une série de recristallisations plus ou moins importantes qui correspondent en fait au développement d'un nouveau métamorphisme régional positif, mais qui tendent aussi à effacer peu à peu la trace de cette microcataclase préalable. » ... « Ceci signifie en pratique que le développement de ce type de *rétromorphose* ne peut se produire que lorsqu'un cycle métamorphique nouveau vient recouvrir les séries métamorphiques d'un cycle orogénique plus ancien. »²

¹ J. Cogné (1960), p. 329.

² J. Cogné (1960), p. 328.

La longueur de cette citation s'explique par le fait que l'étude de la série livradoise en est une illustration constante. Nous allons retrouver pas à pas les faits ainsi décrits, de façon plus complète qu'en Bretagne car le groupe livradois est plus diversifié zonéographiquement et lithologiquement.

On remarque que le Livradois méridional est la première des séries polymétamorphiques décrites dans le Massif Central qui présente ce phénomène de rétromorphose dynamique d'une façon aussi spectaculaire. Les autres séries connues (Limousin, Lyonnais) relevaient plutôt d'une rétromorphose statique. La position tectonique générale du Livradois qui en fait le cœur du fameux V hercynien a incontestablement d'étroits rapports avec ces particularités du métamorphisme.

La géologie de ce groupe imposant une nouvelle forme à mon exposé, je décrirai successivement :

- les formations intactes : — anatexites ;
 - gneiss ;
 - micaschistes ;
- les formations recristallisées : — partiellement ;
 - totalement ;
 - architecture du groupe polymétamorphique ;
- les granites intrusifs et leur métamorphisme.

II. — Les terrains métamorphiques anciens intacts.

A. — *Les anatexites.*

1. **Les anatexites d'Isseuges (commune d'Agnat).** — L'anticlinal d'anatexites d'Isseuges, décrit dans une courte note par M. Roques en 1936, n'est qu'un secteur de la couronne anticlinale d'anatexites qui borde le synclinorium de Massiac. On ne s'étonnera donc pas de retrouver dans ces roches tous les caractères des anatexites de Lempdes, de la Crouce ou d'autres points de la couronne. Ce sont des roches massives, de grain assez fin, où les phyllites n'ont pas de répartition régulière. La cordiérite est présente, accompagnée d'un peu de sillimanite. Elle est rare dans les faciès leptyniques qui existent ici aussi.

On voit au microscope :

Quartz	Muscovite (fines paillettes)
Microcline	Cordiérite (pinite)
Oligoclase (An. 22)	Sillimanite
Myrmékite	Grenat
Biotite plus ou moins chloritisée	Magnétite, ilménite, épidote.

Le quartz est engrené. Le microcline abondant est quadrillé, non perthitique; il englobe phyllites et plagioclase. Le plagioclase est un oligoclase moyen séricitisé. La biotite est assez chloritisée, des aiguilles de sagénite ou des paquets de magnétite et ilménite l'accompagnent alors. Le grenat est en petits grains limpides sans formes nettes. La cordiérite et la sillimanite sont très dispersées et n'apparaissent que dans quelques lames minces. La myrmékite est abondante; elle tend à se concentrer à la périphérie des plages de microcline envahissant. La muscovite, en petite quantité, est presque toujours présente.

Ces anatexites contiennent quelques essais de blocs de péridotite serpentinisée (Isseuges n° 7, Les Flottes n° 13, Allevier n° 2, etc.) associés au niveau amphibolique symétrique de celui de Paulhac près Brioude.

Ce bloc se raccorde sans discontinuité, au SE, aux anatexites de Frugières-le-Pin et de Domeyrat et, au NW, aux anatexites de Lempdes puisqu'elles constituent le socle du bassin houiller de Brassac.

2. **Les anatexites de Chaméane-Novacelles.** — J'en prends le type dans la grande carrière de Vachère (ne pas confondre avec La Vachère, commune de Chaméane) le long de la route de Saint-Genès-la-Tourrette à Sauxilange (I. C. 49).

L'anatexite est très grenue, nébulitique, mais plus granitoïde, c'est-à-dire moins hétérogène, qu'à Lempdes.

Les minéraux, cordiérite en nodules mise à part, sont plus uniformément répartis; les traînées schisteuses sont plus rares. Le grain est fin.

Au microscope, on reconnaît :

Quartz	Cordiérite (pinite)
Microcline perthitique	Sillimanite
Oligoclase acide séricitisé	Zircons.
Myrmékite	
Biotite fraîche	
Muscovite	

La structure est granoblastique. Le quartz est engrené. La muscovite est plus fréquente qu'à Lempdes. Cordiérite et sillimanite sont abondantes.

Ces anatexites sont traversées de filonnets de granite à deux micas, d'aplite ou de pegmatite, tout comme dans la coupe de l'Allagnon.

On les retrouve identiques à elles-mêmes, en septa de toute taille, dans l'écorce de granite à biotite plus ou moins porphyroïde du granite à deux micas de Fournols, qu'elles entourent entièrement vers le S. Elles affleurent au S à Courtines, commune de Fayet-Ronaye (le long de la route de Fayet-Ronaye à Sainte-Catherine, I. C. 132), dans une petite carrière où elles sont fraîches bien que très proches de la faille du Doulon. Également à l'E de

Fayet-Ronaye, ou au N de Novacelles dans une carrière le long de la R. N. 449^A. Elles ont, en tous ces points, les mêmes caractères.

Comme les anatexites de la couronne du synclinorium de Massiac, elles contiennent souvent des essaims d'enclaves de roches basiques et ultrabasiques : blocs de péridotite serpentinisée auréolés d'anthophyllite et de phyllites dans la carrière de Vachère précédemment citée ; blocs de même nature superbement auréolés dans les bois à l'W de Saint-Bonnet-le-Bourg (chemin à travers bois de la Grange à la Bardelle. Les anatexites forment en ce point un septum d'un kilomètre dans le granite à biotite). En d'autres points, on observe des enclaves de schistes cristallins divers.

Ces anatexites grenues à cordiérite de Chaméane-Novacelles contiennent, comme celles du synclinorium de Massiac, des niveaux leptyniques leucocrates. Ils sont peu étendus. J'en ai observé essentiellement aux abords de la Fessille (commune de Fayet-Ronaye) le long de la route du Fayet à Doranges. J'ai retrouvé ce niveau plus à l'E entre Veille et Novacelles, le long de la route I. C. 105.

On y observe au microscope :

Quartz	Muscovite (peu)
Microcline quadrillé	Magnétite (peu)
Oligoclase séricitisé	Zircon.
Myrmékite (bourgeons)	
Biotite	

La structure est granoblastique ; le grain est fin. Le quartz est engrené. Le *microcline* n'est pas perthitique ; ses cristaux envahissants englobent de petites plages de biotite, plagioclase et quartz. Le *plagioclase* (oligoclase An. 15-25) est assez séricitisé. Les bourgeons de *myrmékite* sont abondants. Les *phyllites* : biotite ou muscovite sont en fines paillettes réparties entre les grains, Elles ne sont pas suffisamment abondantes pour former des cloisons.

Les quartz étirés, à extinction roulante et bords en dentelle, de l'échantillon de Veille indiquent que cette roche appartient déjà à une zone soumise aux tensions du second métamorphisme. La roche de la Fessille est plus intacte.

Les anatexites leptyniques de cette région ressemblent beaucoup à celles de Domeyrat ou de Cronce-Lorbe (commune de Cronce).

L'ensemble de ces faciès d'anatexites grenues du bassin du haut Allier et du Livradois constitue pétrographiquement un tout homogène qui doit être rapproché des anatexites d'Aubusson (Creuse).

Chimiquement, j'ai fait faire l'analyse des anatexites à cordiérite de Courtine au NW de Fayet-Ronaye ; leur composition est la suivante :

	An. 25*	An. A
SiO ₂	66,35	68,82
Al ₂ O ₃	17,60	18,07
Fe ₂ O ₃	1,10	0,19
FeO	3,60	3,61
MgO	2,65	1,78
CaO	1,05	1,05
Na ₂ O	2,30	0,49
K ₂ O	2,85	3,34
TiO ₂	0,50	0,53
P ₂ O ₅	0,20	0,19
MnO	tr.	0,07
H ₂ O ⁺	1,50	1,45
H ₂ O ⁻	0,40	0,42
Total	100,10	100,01

An. 25*. — *Anatexite grenue à biotite et cordiérite*. Petite carrière de Courtine le long de la route de Fayet-Ronaye à Sainte-Catherine : I. C. 132; dans la vallée du Doulon.

An. nouvelle J. Orliac. Clermont-Ferrand, n° 1394.

An. A. — *Anatexite grenue à biotite et cordiérite*. Lempdes.
(An. 9 déjà citée).

La similitude des deux analyses ci-dessus confirme le rapprochement qui a été fait entre les anatexites livradoises et les anatexites de la couronne du synclinorium de Massiac.

B. — *La zone des gneiss intérieurs.*

1. **Le groupe leptyno-amphibolique brivadois.** — Lorsque l'on suit la R. N. 588 de Brioude à Champagnac-le-Vieux et que l'on a dépassé Isseuges, la route décrit un virage prononcé et franchit par une forte côte : la côte de Balistre (commune de Champagnac-le-Vieux), un escarpement de la topographie. Cet escarpement marque le passage de la grande faille Jumeaux-Berbezit, qui se voit exactement dans le virage à la ferme de Balistroux. Les anatexites y sont écrasées, satinées, sériciteuses. De l'autre côté de la faille, on aborde en montant sur Champagnac les leptynites et amphibolites du groupe leptyno-amphibolique brivadois. Elles bordent régulièrement les anatexites d'Isseuges depuis Saint-Didier-sur-Doulon, où elles se raccordent à celles du groupe de la Senouire, jusqu'à Auzon, où elles disparaissent sous les sédiments du bassin de Brassac. Seule, la butte de Lugeac en conserve un témoin sur la rive gauche de l'Allier.

On reconnaît d'autres niveaux leptyno-amphiboliques relativement peu atteints par le second métamorphisme à l'E et au SE de Laval-sur-Doulon : dans les gneiss à bio-

tite et sillimanite de Madriat (commune de Cistrières) où ils s'accompagnent de péridotites (Madriat et la Barbate); aux abords de Pervençhère (commune de Cistrières) le long de la R. N. 588. Ce sont ces ortholeptynites vraisemblablement qui affleurent à Mas-Marchet (commune de La Chapelle-Geneste) avec des amphibolites et un petit noyau de péridotite serpentinisée mais elles sont déjà très atteintes par le second métamorphisme. Ces observations montrent qu'il y a forte probabilité pour que le niveau qui borde les anatexites d'Isseuges, de Saint-Didier-sur-Doulon à Auzon, se retrouve dans le flanc N du synclinal et borde complètement le bloc d'anatexites de Chaméane-Novacelles au SE et SW. Mais la cataclase et les recristallisations dues au second métamorphisme ont si fortement modifié les faciès que je ne puis l'affirmer.

La distribution mutuelle des leptynites, amphibolites, pyroxénites et péridotites se fait exactement de la même façon que dans le synclinorium de Massiac. Les amphibolites, pyroxénites et péridotites serpentinisées sont groupées en niveaux particuliers dans les leptynites auxquelles elles sont étroitement associées. Comme dans le synclinorium de Massiac, elles sont abondantes au SE et rares au NW (Auzon) où les leptynites prédominent, au moins dans la branche W du synclinal dont l'axe est parallèle à celui de Massiac.

L'épaisseur du niveau leptyno-amphibolique brivadois ne semble pas dépasser en Livradois 1.000 m. Il contient fréquemment des intercalations et septa de gneiss à biotite et sillimanite et même des sillimanitites à grenat. Les niveaux de leptynites isolés dans les gneiss sont fréquents.

Du point de vue pétrographique, les faciès sont semblables à ceux du synclinorium de Massiac.

Les leptynites, bien représentées à Auzon et à Saint-Didier-sur-Doulon, sont des gneiss à biotite assez finement lités où les lits quartzo-feldspathiques réguliers, de grain plutôt fin, déterminent une texture rubanée. L'existence de sillimanite dans certains bancs montre que la sédimentation pélique générale n'était pas totalement interrompue par les émissions de tufs volcaniques; chaque type d'apport l'emportait successivement; d'où les nombreuses alternances observées tant verticalement que latéralement.

On reconnaît au microscope :

Quartz	Zircon
Microcline	Un peu de chlorite avec sagénite.
Oligoclase	
Biotite	
Magnétite	

Je n'ai pas étudié les amphibolites de façon aussi détaillée que dans la vallée de l'Allier, car leurs caractères macroscopiques sont identiques. Ce sont habituellement des amphibolites à hornblende, plagioclases et biotite; leur grain est fin. Leurs diaclasses sont souvent tapissées de carbonates. Je n'ai pas décelé de pyroxénites bien qu'il dût y en avoir.

A Courtilles (commune de Saint-Hilaire-sur Auzon), j'ai étudié une grosse enclave de péridotite assez particulière. Le bloc de 2 m de diamètre, aux contacts parfaitement nets, est inclus dans des leptynites et amphibolites. Il est formé d'une péridotite à grenat présentant un litage net d'origine métamorphique dû à de la chlorite associée à de la trémolite.

On voit au microscope :

Olivine prise dans un réseau
maillé d'antigorite
Bronzite

Grenat auréolé de chlorite
Spinelle brun
Magnétite soulignant le réseau
maillé
Chlorite verte en lits accompagnée
de trémolite.

C'est à peu près la seule *péridotite à grenat* que j'aie rencontrée dans tout le bassin du haut Allier. Elle est relativement peu serpentinisée; l'olivine est en grains dont la taille est inférieure à 1/10 de millimètre. L'auréole de chlorite autour du grenat est faite de paillettes implantées par la tranche sur le contour du cristal de grenat; les traces des clivages ont une disposition régulièrement rayonnante autour de chaque plage de grenat.

L'ensemble des caractères du groupe leptyno-amphibolique brivadois se retrouve donc très fidèlement dans le groupe du Livradois comme dans celui de la Senouire.

2. Les gneiss à biotite et sillimanite. — Ce faciès est assez mal conservé dans l'ensemble de la structure; il n'est reconnaissable qu'au NW dans le triangle Saint-Martin-d'Ollières, Esteil, Auzon, et au S dans le triangle Cistrières, Laval, Saint-Didier-sur-Doulon.

Ce sont des roches généralement riches en biotite et sillimanite; le litage y est grossier mais la linéation est très apparente à l'inverse de ce qui se passe dans les gneiss de Massiac. Elles contiennent toujours une notable proportion de muscovite. On les observera à l'W de Saint-Martin-d'Ollières sur la route d'Auzon (Lavialle) I. C. 24^E, le long de la D. 5 entre Saint-Hilaire et Auzon, le long de la D. 19 vers Tourchon (commune de Saint-Didier-sur-Doulon), le long de la D. 56^B entre Laval et Saint-Didier-sur-Doulon, etc.

Au microscope, ces gneiss se montrent constitués d'un épais feutrage de biotite et de sillimanite interrompu par des veinules de quartz souvent constellé d'aiguilles de sillimanite. Les quartz d'exsudation hyalins des environs de Tavernols (commune de Saint-Didier-sur-Doulon) contiennent des amas de sillimanite semblables à ceux que j'ai mentionnés à Malgascon dans le groupe de la Senouire.

Des paillettes de muscovite de taille variable accompagnent la biotite mais il est difficile d'affirmer que leurs genèses furent contemporaines. Les feldspaths sont peu abondants; le microcline est absent dans toutes les lames examinées. Des amas de séricite semblent provenir de la transformation totale de plagioclases anciens. De grandes

plages d'oligoclase-albite salies d'hydroxydes de fer englobent tous les autres minéraux, muscovite comprise. La biotite est alors chloritisée; les exsudations de magnétite et rutile sont importantes. Ces modifications témoignent de l'action du second métamorphisme.

Les plages d'oligoclase-albite ne sont pratiquement pas déformées; les paillettes de biotite, chlorite et muscovite en inclusion y dessinent des alignements sinueux qui indiquent que *la cristallisation de ce plagioclase est postérieure aux phases majeures de déformation.*

Le grenat est fréquent mais presque toujours altéré en produits ferrugineux. La tourmaline est répandue; elle se concentre en amas de fines aiguilles noires, capillaires, associées à des amandes quartzseuses (entre Madriat et l'Air), ou apparaît en prismes isolés.

On trouve dans ces gneiss à biotite et sillimanite les variantes déjà rencontrées lors de l'étude des gneiss de Massiac : gneiss à biotite seule, biotite à sillimanite ou sillimanitites (fibrolites). Elles sont peu répandues dans l'ensemble, sillimanitites exceptées.

3. Les gneiss à graphite. — Lorsque l'on va d'Auzon à Champagnac-le-Vieux par la route D. 5, on traverse, 2 km avant d'arriver au carrefour de la route de Saint-Hilaire à Chassignoles (D. 52), un niveau de gneiss friables criblés de fines paillettes de graphite. Leur taille est inférieure à 1 mm. La proximité de la grande faille Jumeaux-Berbezit, ainsi que la nature graphiteuse du gneiss, font que ce niveau est passablement laminé. On le suit sur 100 m de long; la végétation ne permet pas de déterminer son épaisseur. Il affleure bien le long de la route.

Il s'agit d'un gneiss à biotite et sillimanite qui, à l'œil nu, paraît contenir une notable proportion de séricite et damourite, mêlées de limonite. Il n'y a pas de biotite dans les parties riches en graphite. Ce dernier minéral se présente en fines paillettes automorphes (1 mm), gris acier, à l'éclat métallique, laissant une trace sur le papier, très distinctes à l'œil nu. Il semble être un minéral constitutif de la roche et non un produit secondaire.

Le graphite est peu commun dans les gneiss du bassin du haut Allier. A. Lacroix (1893-1913, t. II, p. 358) l'a signalé à la Valette (commune de Massiac) au S de Massiac, en masses compactes ou schisteuses (il faut noter la proximité de la faille de l'Allagnonette). J. Dorlhac l'a également signalé plus au N, près du château de Léotoing, sur les bords de l'Allagnon¹, en filonnets dans les gneiss. De Brun qui a recherché ultérieurement ce gîte n'a pu le retrouver.

Dans aucun de ces gisements, il ne paraît être un élément constitutif des gneiss, à l'inverse de ce qui semble se passer vers Saint-Hilaire-sur-Auzon.

Les gneiss à graphite de ce dernier gisement sont tout proches (quelques

¹ J. DORLHAC (1884). *Ann. Soc. Agric. du Puy*, t. XX, p. 497.

centaines de mètres) de niveaux d'ortholeptynites. Il n'est pas absurde de penser que la série volcanique initiale comportait quelques intercalations charbonneuses, ressemblant ainsi aux tufs anthracifères viséens, et que ces niveaux carbonés auraient donné les gneiss à graphite. Il est également possible que les pélites transformées en gneiss à biotite et sillimanite aient été localement riches en matière organique.

4. Caractères généraux de la zone des gneiss inférieurs. — Les gneiss inférieurs du groupe livradois ont des caractères très semblables à ceux du groupe de la Senouire d'une part et du synclinorium de Massiac d'autre part. Les horizons volcaniques acides (leptynites) et basiques (amphibolites) y alternent avec des pélites fort alumineuses, ce dont témoigne une large répartition de la sillimanite. Ces pélites comportaient de rares niveaux charbonneux qui se traduisent dans la série métamorphique actuelle par la présence de graphite.

L'épaisseur totale de la zone ne peut être évaluée en Livradois car le second métamorphisme en a oblitéré une part indéterminable mais grande.

Celui-ci se manifeste déjà nettement dans cette zone d'isométamorphisme. Il provoque tout d'abord un étirement mécanique des gneiss qui se traduit par l'existence d'une belle linéation et par l'allure des lits de quartz au microscope. Il modifie par ailleurs les paragenèses : la biotite tend à se chloritiser ; la séricite envahissante provient d'une transformation poussée des plagioclases. Une albitisation (oligoclase acide) suit ces transformations et fossilise les déformations préalables dans ses cristaux intacts (inclusions orientées).

J'étudierai le détail de ces modifications dans un prochain paragraphe.

C. — *La zone des gneiss supérieurs.*

L'individualité de la zone des gneiss supérieurs est assez indécise en Livradois. Tout d'abord, elle n'est reconnaissable que dans le S du synclinal, entre Cistrières et l'Hermitagne (commune de Saint-Didier-sur-Doulon). Elle y tient le rôle d'une zone de confluence entre la zone des gneiss inférieurs et celle des micaschistes inférieurs.

J'ai noté l'existence généralisée de la muscovite dans les gneiss à biotite et sillimanite. La proportion en est faible malgré la taille des paillettes bien visibles à l'œil nu. Lorsque, de Tavernols (commune de Saint-Didier-sur-Doulon), on se dirige vers l'E, on voit la muscovite envahir les gneiss à biotite et sillimanite assez progressivement ; la proportion de plagioclases diminue et, au bout de quelques kilomètres de cette progression, le faciès est devenu celui d'un micaschiste à biotite et muscovite avec résidus de sillimanite (forêt de Lamandie).

Je considère que cette zone de transition correspond à la zone des gneiss supérieurs bien qu'il ne soit pas absolument exclu que la muscovite qui

envahit la série appartenant au second métamorphisme. Mais on aurait alors une lacune zonéographique entre les micaschistes inférieurs et les gneiss inférieurs qui devrait s'expliquer par un grand accident tectonique faisant chevaucher les deux zones, ce qui n'est pas le cas.

On pourrait également admettre que les micaschistes représentent les gneiss inférieurs rétomorphosés lors d'un cycle de métamorphisme plus récent. L'éventualité est peu probable car les micaschistes à deux micas sont eux-mêmes atteints par le second métamorphisme (voir ci-dessous).

La zone des gneiss supérieurs paraît donc représentée par des gneiss à deux micas riches en sillimanite, pauvres en plagioclases. Le feutrage de biotite et sillimanite présente la même physionomie que dans les gneiss à biotite et sillimanite mais il est résiduel. La chloritisation et l'albitisation (oligoclase acide) sont répandues. La linéation est très marquée.

L'épaisseur du niveau n'excède pas 500 m. Il est interrompu vers le S par la faille de Berbezit contre laquelle il se perd par laminage et, au N, il est arrêté à la faille de La Chapelle-Geneste, chevauchée par les formations polymétamorphiques.

Du point de vue lithologique, ses analogies avec les gneiss à deux micas du groupe de la Senouire permettent de lui attribuer une origine sédimentaire. Mais son allure générale a été vraisemblablement assez modifiée par le second métamorphisme.

D. — *La zone des micaschistes inférieurs.*

1. **Micaschistes à deux micas et à minéraux.** — Bien représentés dans cette région, on y rencontre en abondance grenat almandin, tourmaline noire bacillaire, staurotide, plus rarement andalousite. Staurotide et andalousite ne sont généralement visibles qu'au microscope. On observe ce faciès en de nombreux points, par exemple : à l'W d'Intranges (commune de Connangles) le long du granite de La Chaise-Dieu, au niveau du château de Fiaugoux le long de la R. N. 106, et surtout aux abords de Lavadour, Charvol et Chassagne (commune de Malvières pour les trois localités).

Tous ces minéraux sont en cristaux automorphes très frais. L'andalousite en prismes de 1 cm et plus, à section carrée, est d'un beau rose pâle lorsqu'elle n'est pas masquée par une chemise de muscovite; elle est peu séricitisée dans la masse. Le feldspath est absent ou rare.

2. **Micaschistes à deux micas et plagioclases.** — On retrouve ce faciès classique du groupe de la Senouire en forêt de Lamandie entre Berbezit et Cistrières. Il est toujours fortement modifié par le second métamorphisme.

Les grains de plagioclase (oligoclase acide) sont très séricitisés; la biotite est chloritisée; la séricite envahit les microfissures d'une structure cataclastique.

3. **Quartzites.** — J'ai observé un banc de quartzite très blanc, intercalé dans les micaschistes à deux micas et tourmaline presque au fond du premier ravin que longe le chemin de Charvol à Dore-l'Église, à la limite des départements du Puy-de-Dôme et de Haute-Loire mais sur le versant S du ravin, donc en Haute-Loire.

Au microscope, ce quartzite se montre composé de :

Quartz engrené,

Muscovite en fines paillettes espacées,

Chlorite (quelques paillettes accompagnant la muscovite; elles représentent une ancienne biotite).

Le grain est fin (1/10 de millimètre), la structure est engrenée, non cataclastique.

Ce niveau extrêmement dur a parfaitement résisté aux actions mécaniques en dépit de sa proximité de la faille de La Chapelle-Geneste qui passe à quelques dizaines de mètres au N, de l'autre côté du ruisseau.

4. **Leptynites.** — Ces roches à grain très fin sont assez répandues dans le niveau de micaschistes pincé entre le granite de La Chaise-Dieu et les embréchites œillées. Elles ne présentent aucune particularité nouvelle par rapport à leurs homologues du groupe de la Senouire.

5. **Micaschistes à résidus** (de biotite et sillimanite). — J'ai noté à propos de la zone des gneiss supérieurs que des paquets de biotite et sillimanite se maintenaient dans cette série très au-dessus de leur niveau zonéographique normal. Cette remarque concernait également les micaschistes du groupe de la Senouire. On ne pourra émettre d'hypothèse valable sur l'origine de ce faciès qu'après étude des faciès polymétamorphiques.

6. **Micaschistes cataclastiques à chlorite et séricite.** — Ils sont abondamment répandus dans la série mais leur étude relève des formations polymétamorphiques. Je note simplement qu'à La Chaud (commune de Champagnac-le-Vieux)affleure une formation qui paraît pouvoir se rapporter à des micaschistes à deux micas, grenat et tourmaline. Elle constitue une écaille de quelques dizaines de mètres d'épaisseur appuyée contre le granite porphyroïde de Champagnac, orientée NW-SE parallèlement à la faille Jumeaux-Berbezit. Elle a plusieurs kilomètres de long puisqu'on la recoupe au N de Boucharel (commune de Champagnac) sur la route D. 56 de Champagnac-le-Vieux à Saint-Didier-sur-Doulon. Elle comporte des faciès très cataclastiques, quartzeux et phylliteux et je l'étudierai avec les formations polymétamorphiques.

7. **Caractères généraux de la zone des micaschistes inférieurs.** — Le caractère le plus apparent des micaschistes dans ce groupe est la dissymétrie de

leur architecture. Leur répartition ne cadre pas avec le plan d'ensemble actuellement observable du groupe métamorphique livradois, ce qui permet de penser que leur formation comme leur plissement appartiennent à un cycle métamorphique différent de celui qui présida à la genèse définitive du groupe livradois.

Ces micaschistes sont antérieurs : ils se rattachent à ceux du groupe de la Senouire. Ils sont clivés en deux masses distinctes par le granite de La Chaise-Dieu et ses masses filoniennes annexes au N (granite à deux micas tardif des Guillaumanches, de Rayraguet, etc.). Ces granites, qui contiennent de multiples enclaves de micaschistes, leur sont postérieurs.

Vers l'E, les micaschistes sont oblitérés par les embréchites ceillées qui leur définissent une limite précise. Vers le NE, ils se perdent dans le granite du Forez, également postérieur.

Du point de vue lithologique, ils se rattachent aussi aux micaschistes de la Senouire. Leur richesse en alumine indique qu'ils dérivent d'une série sédimentaire pélitique où la monotonie des argiles n'était rompue çà et là que par quelques bancs gréseux. Les niveaux basiques et ultrabasiques y sont inconnus.

III. — Les terrains polymétamorphiques.

Les roches que je vais maintenant décrire ont des structures de palimpsestes. Leur histoire complexe ne peut être reconstituée qu'autant que la cataclase due à leur étirement, suivie par les recristallisations, permet encore de lire leurs vicissitudes à travers leur structure. Je considérerai successivement les faciès incomplètement transformés et les faciès entièrement modifiés. L'intensité des transformations varie largement entre deux points même très voisins et sans suivre apparemment un plan de détail très net.

A. — *Formations où paragenèse et zonéographie anciennes sont encore distinctes.*

1. **Micaschistes de Grix (commune de Cistrières) et de Vieilleguerre (commune de Connangles).** — Les micaschistes qui ont été décrits dans le paragraphe précédent revêtent, tout au long de la faille de La Chapelle-Geneste ainsi que dans une bonne partie des bois de Lamandie, un faciès nouveau.

Très schisteuses, ces belles roches dorées virent à un gris ardoise sali de limonite rouille. De brillantes elles deviennent satinées, tandis que des paillettes de muscovite de 1 mm ou plus, xénomorphes, sont éparses et désorientées dans la masse. Des grains de grenat sont parfois visibles, altérés en produits ferrugineux.

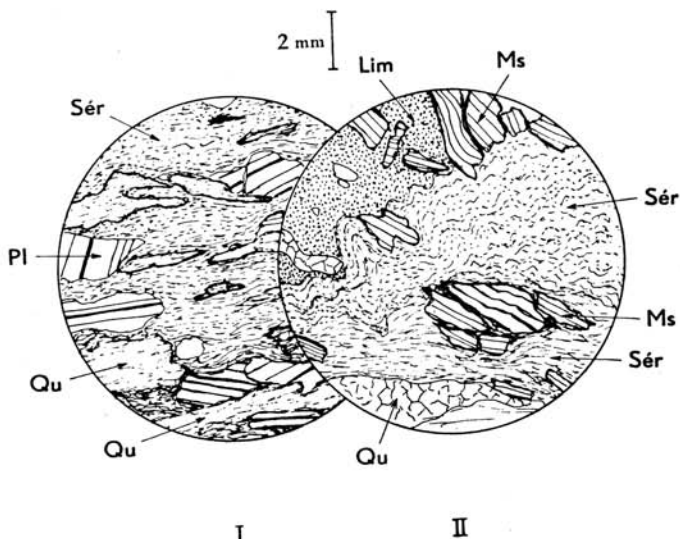


Fig. 20. — Microcataclase et invasion de chlorite et séricite.
Zone Y² récente.

- I. *Dans les gneiss anciens.* — Livradois méridional. A l'E de Champagnac-le-Vieux, R. N. 588, à proximité de la cote 915 m (L. M. : SE 607).
- II. *Dans d'anciens micaschistes à deux micas.* — Livradois méridional. Le long de la R. N. 499, entre Charlettes et Grix (commune de La Chapelle-Geneste) (L. M. : SE 19).
- Qu**, Quartz recristallisé. **Ms**, Muscovite tordue, cassée, aux extinctions onduleuses. **Sér**, Mouture séricito-chloriteuse, avec débris de muscovite et biotite. **Pl**, Plagioclases étirés, cassés, reliques (séricitisés). **Lim**, Hydroxydes de fer opaques, imprégnant la mouture sériciteuse.

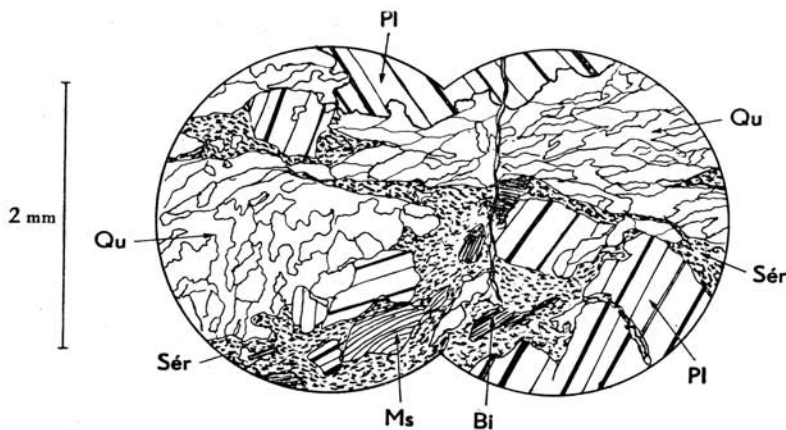


Fig. 21. — Détail de la structure du quartz recristallisé « étiré » dans les gneiss rétro-morphosés du Livradois méridional.

- A l'E de Champagnac-le-Vieux, R. N. 588 à proximité de la cote 915 m (L. M. : SE 607, détail).
- Qu**, Quartz recristallisé « étiré » en amygdales et veinules. **Pl**, Plagioclases cassés. **Bi**, Biotite relique. **Ms**, Muscovite. **Sér**, Mouture séricito-chloriteuse.

Ce faciès est identique à celui que j'ai décrit dans le groupe de la Senouire sous le nom de micaschistes cataclastiques à chlorite et séricite.

La composition minéralogique de ces roches est la suivante :

Quartz	Limonite
Muscovite	Grenat.
Chlorite	
Séricite	
Oligoclase acide (An. 10-20)	

Le quartz entièrement recristallisé, à contours dentelliformes, est rassemblé en veinules, amandes, plissotées, bordées de lits séricito-chloriteux. Son grain varie depuis la mouture ultra-fine jusqu'aux plages du millimètre. Toutes sont allongées, étirées, à extinction très onduleuse, avec parfois une structure en mortier.

La muscovite en plages atteignant plusieurs millimètres est tordue, déchiquetée, émiettée en séricite. Ses extinctions entre nicols croisés sont largement onduleuses. La biotite n'a pas résisté; elle est intégralement chloritisée et les oxydes ferrugineux libérés par cette transformation se sont aussitôt hydratés, transformés en limonite qui salit et imprègne toutes les fissures des autres minéraux. Cette chlorite incolore est elle-même émiettée comme la muscovite; ses déchets sont dispersés dans les lits de séricite.

Les lits séricito-chloriteux se sont formés au détriment de la muscovite primaire, des anciens grains d'oligoclase et de la biotite; ils sont très plissotés.

Quelques yeux d'oligoclase acide ou d'albite dont disséminés çà et là; ils sont profondément imprégnés de limonite. Leur extinction est franche lorsqu'ils sont intacts. Ils sont parfois cassés et recimentés par des veinules de séricite. Ils contiennent en inclusions plus ou moins orientées : muscovite, chlorite et séricite. Ils leur sont donc postérieurs. Le fait que ces plagioclases soient encore cassés et recimentés indique qu'ils ont cristallisé avant la fin des déformations qui s'exerçaient sur la série. Dans les faciès intégralement recristallisés, ils sont plus tardifs et absolument intacts.

Le grenat paraît être un minéral relictuel qui a généralement bien résisté au second métamorphisme : ses cristaux sont limpides, mais ils sont souvent enrobés d'une chemise de chlorite et un certain nombre d'individus sont aplatis, cassés, avec des fragments dispersés selon les plans de schistosité. Il paraît y avoir d'autre part une seconde génération de petits grenats limpides et intacts, que ce soit dans les faciès à chlorite et séricite ou à biotite et cordiérite. Ces grenats contiennent en inclusion les divers minéraux du fond de la roche (quartz, phyllites) et sont donc tardifs.

L'ensemble de ces caractères indique que ces roches sont d'anciens micaschistes à deux micas qui ont subi, dans toute leur masse et non seulement suivant des surfaces privilégiées — ce qui écarte l'idée de laminages dus à des failles —, des tensions suivies ou accompagnées de plissements intimes suffisamment intenses pour détruire en grande partie la structure initiale des micaschistes. Ces modifications de structure s'accompagnaient d'une évolution de la composition minéralogique caractérisée par le remplacement de la biotite et de la muscovite par de la chlorite et de la séricite.

Cette transformation équivaut à un métamorphisme rétrograde ou rétro-morphose des micaschistes inférieurs dans la zone des micaschistes supérieurs. Cette rétro-morphose s'accompagne d'une albitisation (*sensu lato*) dont on saisit ici les prémices mais que l'on verra se développer avec intensité dans les faciès entièrement recristallisés. Cette évolution de structure (microscopique) précédant et provoquant une évolution minéralogique correspond au phénomène de *rétromorphose dynamique* défini par J. Cogné.

2. L'écaille des micaschistes de Champagnac-le-Vieux. — J'ai mentionné précédemment l'existence d'un mince niveau de micaschistes cataclastiques à chlorite et séricite à quelques centaines de mètres au SW de Champagnac-le-Vieux. La roche est d'aspect identique aux micaschistes de Grix.

On y repère au microscope :

Quartz
Muscovite
Chlorite
Séricite

Tourmaline
Almandin.

Ces minéraux présentent les mêmes caractères que dans les micaschistes de Grix. Le grenat et la tourmaline ont résisté à l'étirement de façon variable suivant l'orientation des cristaux ; ce sont des minéraux anciens.

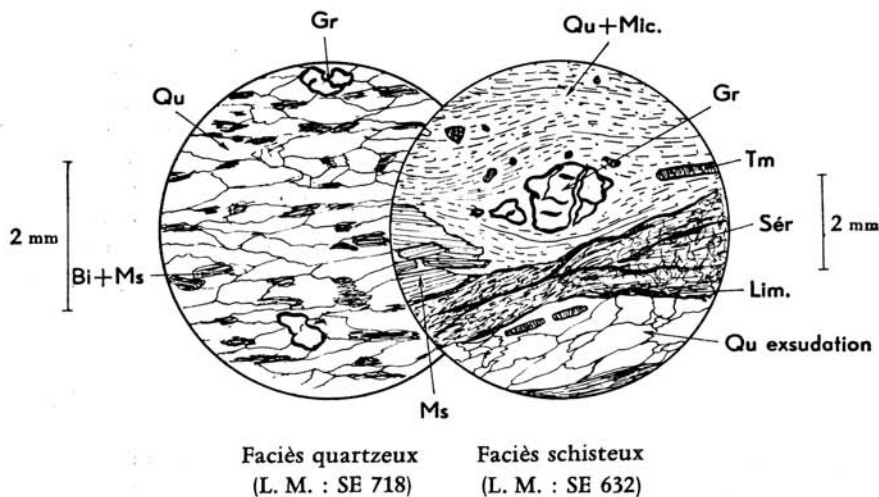


Fig. 22. — Micaschistes à deux micas, grenat et tourmaline transformés en pseudo-phyllades.

Livradois méridional, Écaille de Champagnac-le-Vieux. Route de Champagnac-le-Vieux à Boucharel.

Qu, Quartz. **Qu + Mic**, Quartz et micas finement cristallins. **Sér**, Séricite. **Bi + Ms**, Biotite et muscovite avec feutrage de séricite. **Ms**, Muscovite. **Gr**, Grenat almandin. **Tm**, Tourmaline. **Lim**, Limonite.

La présence de cette lame de micaschistes ici est assez énigmatique. S'agit-il d'une écaille très mince entraînée lors du jeu de la faille Berbezit-Jumeaux ? S'agit-il d'une branche des micaschistes de la Senouire que tectonique et métamorphisme second auraient fait en grande partie disparaître ? Seule une étude tectonique détaillée de la région permettrait de trancher. Quelle que soit la solution apportée, elle ne saurait modifier qu'accessoirement le schéma proposé de l'ensemble.

3. Les gneiss à biotite et sillimanite et autres faciès de la zone des gneiss inférieurs. — Lorsque l'on remonte la vallée du Doulon de Saint-Didier à Laval, la route (D. 56^B) recoupe toute une série de gneiss à biotite et sillimanite, contenant çà et là des intercalations d'ortholeptynites et d'amphibolites. Ils ont vers le S leur allure habituelle riche en sillimanite ; certains niveaux cependant (La Vèze, commune de Saint-Didier-sur-Doulon) sont grisâtres, vaguement satinés.

On voit au microscope des lits, où la sillimanite s'associe à de la biotite en voie de chloritisation, alterner avec des lits de quartz et oligoclase (An. 20) séricitisés. Des cristaux allongés et pœcilitiques de grenat almandin renferment en inclusion biotite chloritisée et quartz. Le grenat est frais. Les lits phylliteux sont suivis çà et là par des traînées sériciteuses.

Au N de Laval, cette tendance s'affirme et devient la règle le long des routes de Saint-Alyre-d'Ar lanc *via* Tremoulet (D. 56^B) ou de Champagnac-le-Vieux (R. N. 588).

Au microscope, les lits de quartz sont recristallisés en une mouture plus ou moins fine de plages dentelliformes allongées à extinction roulante. Les plagioclases sont isolés en amandes allongées séricitisées, parfois fragmentées. Cet oligoclase peut être envahi et substitué par un microcline de néoformation. De petits yeux (1 mm) arrondis d'albite ou d'oligoclase très acide se développent dans certains lits en repoussant à leur périphérie les lits de séricite. Ils englobent de temps en temps quartz et phyllites.

Dans les lits phylliteux, la biotite étirée, chloritisée à des degrés divers peut prendre une structure en mortier ; ses débris se mélangent à des miettes de sillimanite, de séricite et de chlorite. Les paquets flexueux de sillimanite sont alignés en files discontinues dans les plans de schistosité, lorsqu'ils ne sont plus accolés à la biotite ; ils sont émiettés. Dans certaines lames (S. E. 709), des plages de biotite très fraîche, plus ou moins désorientées par rapport à la schistosité générale, paraissent recristallisées. Ces faciès contiennent habituellement une belle cordiérite en larges plages. La fraîcheur et l'abondance de la cordiérite paraissent aller de pair avec l'abondance de la biotite recristallisée. Il n'y a pas à proprement parler de muscovite dans ces faciès mais de la séricite en quantité, qui leur confère leur couleur grisâtre.

On peut observer des modifications analogues dans les gneiss à biotite et sillimanite des environs de Saint-Martin-d'Ollières.

Les amphibolites sont assez peu touchées dans leur masse mais leurs bancs sont souvent boudinés.

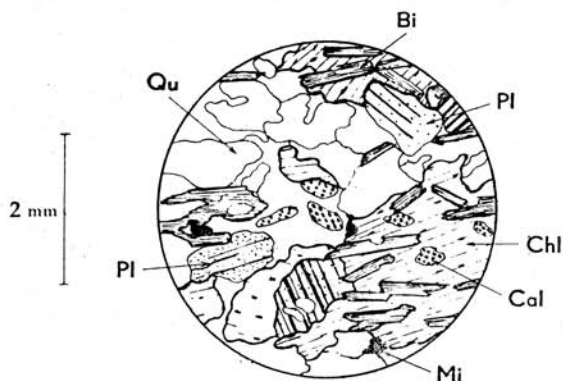


Fig. 23. — Amphibolite à calcite.
Pseudomorphose de la hornblende verte en chlorite.

Livradois méridional. — Route Cistrières - La Vernède, petite carrière sous le château de Servières (L. M. : SE 232).

Qu, Quartz. **Pl**, Plagioclase séricitisé. **Bi**, Biotite fraîche. **Chl**, Chlorite fraîche (pseudomorphose de hornblende verte). **Cal**, Calcite. **Mi**, Minéraux opaques.

J'ai rencontré sous le château de Servières (commune de Saint-Didier-sur-Doulon), dans une petite carrière le long de la D. 19, une amphibolite ou plutôt un gneiss amphibolique dont la hornblende était intégralement transformée en chlorite et calcite avec inclusions de minerais. Ces plages de chlorite verte baignent dans une matrice de quartz et d'oligoclase basique très séricitisé. L'ensemble est parcouru de lits réguliers d'une biotite parfaitement fraîche qui se détache comme à l'emporte-pièce sur le fond de chlorite et plagioclase. La coexistence de cette chlorite et de cette biotite, toutes deux fraîches et indépendantes, est curieuse. La biotite est certainement un minéral néoformé mais on comprend mal pourquoi l'apparition de biotite ne fut pas suivie de la recristallisation du fond de chlorite et calcite provenant de la destruction de la hornblende.

Je n'ai pas d'explication satisfaisante à apporter à cette particularité. A une centaine de mètres de ce niveau amphibolique affleure le petit massif de péridotite serpentinisée de la Vernède (sur l'autre rive du ruisseau de Tourchon). Ces amphibolites et péridotites sont associées à des ortholeptynites qui ont, elles aussi, été atteintes par la chloritisation et la séricitisation mais elles ont mieux résisté que les gneiss, si bien que leurs niveaux sont presque intacts alors que les gneiss sont déjà touchés.

J'ai retrouvé des amphibolites dans la région polymétamorphique un peu au N de Laval-sur-Doulon, D. 56^B ; au N de Chassignoles ; dans les bois aux environs du hameau de Tire-Chèvre (commune de Fayet-Ronaye).

En résumé, lorsque la zone des gneiss inférieurs de l'ancienne zonéographie est encore distincte en Livradois, ses formations se montrent éti-

rées et laminées, très touchées par la cataclase ; chlorite et séricite s'y développent abondamment, indiquant une rétro-morphose ; l'albitisation (au sens large) suit ces transformations.

La zonéographie néoformée correspond ici à la zone des micaschistes supérieurs. Néanmoins, les recristallisations de biotite, l'apparition de grenat et de cordiérite à certains niveaux indiquent un métamorphisme second d'intensité différente, plus forte, ce qui laisse supposer que l'on retrouvera dans le groupe du Livradois méridional plusieurs zones d'iso-métamorphisme du second métamorphisme.

4. Les anatexites. — C'est au N de la structure synclinale que l'on observe la transformation des anatexites grenues à biotite et cordiérite du bloc Chaméane-Novacelles sous l'action du second métamorphisme. La schistosité de ces roches s'accroît au fur et à mesure que se développent les lits de séricite et chlorite à la suite de la cataclase due aux tensions métamorphiques. La structure passe successivement par les stades en mortier puis à résidu. On aboutit à un gneiss séricito-chloriteux ou à un gneiss à biotite et cordiérite lorsque les recristallisations sont plus intenses. L'albite (oligoclase acide) secondaire s'y développe plus ou moins, créant le faciès de « pseudo-embréchites ». J'ai déjà mentionné les transformations que subissent les anatexites leptyniques entre Veille et Novacelles.

B. — Formations où cataclase et recristallisations effacent toutes traces de l'ancienne zonéographie.

1. Pseudo-phyllades à chlorite, séricite et grenat. Gneiss albitiques à chlorite et séricite. — Depuis la région d'Arlanc et Mayres (Puy-de-Dôme) à l'E, jusqu'à Jumeaux (Puy-de-Dôme) à l'W, le remplissage du synclinal livradois comporte de puissants niveaux de micaschistes gris satinés plus ou moins feldspathiques. Le grain de ces roches est fin : de l'ordre de 1/10 de millimètre, le litage n'est pas perceptible à l'œil nu. Par contre, la linéation y est presque toujours nette, parfois si marquée qu'elle provoque le débit en cylindres ou en fibres de la roche (de la même manière que dans les gneiss à amphibole 500 m au NE de Berbezit, carrière le long de la D. 56A).

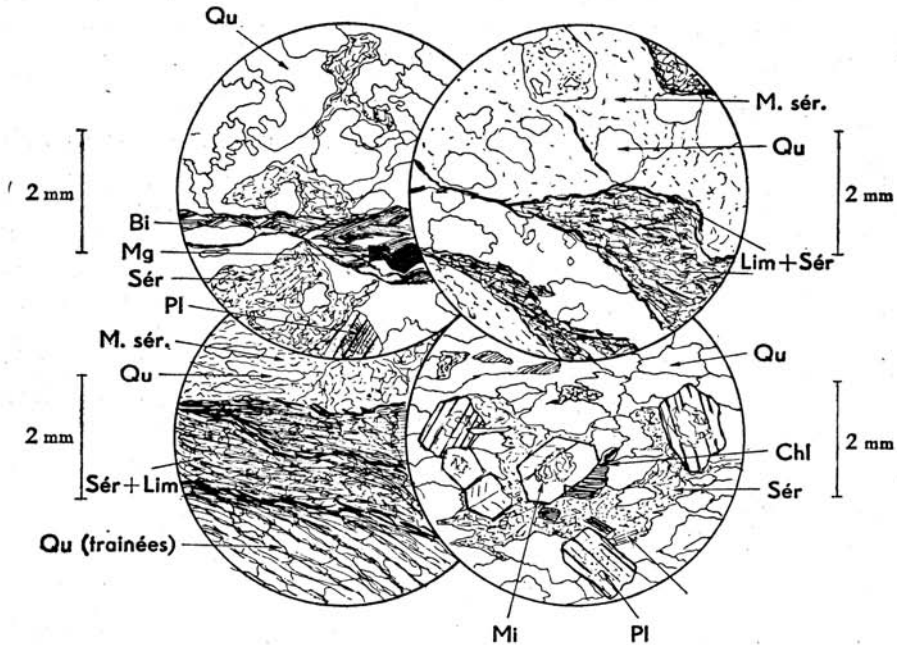
Ces micaschistes satinés sont presque toujours ponctués de cristaux de grenat almandin rose ou rouille et de plagioclase (An 5 à 20) dont la taille est comprise entre 1 mm et 1 cm.

On les observe commodément le long de la R. N. 499^A d'Arlanc à Saint-Bonnet-le-Chastel dans une carrière à hauteur du barrage de la Dolore (usine électrique) ; à 2 km au N vers la ferme de la Barate ; à 2 ou 3 km au S aux abords de Mayres le long de la route I. C. 38 ; le long de la R. N. 588 de La Chaise-Dieu à Laval-sur-Doulon entre Le Faud et Condat ; au N de Champagnac-le-Vieux, le long des routes

D. 56 (Fayet-Ronaye) et D. 56^r (Chassignoles); entre Champagnac-le-Jeune et Jumeaux (I. C. 132), etc.

Faciès : anatexite grenue
"étirée", sériciteuse
(L. M. : SE 641)

Faciès : "mylonite à nodules",
ou microconglomérat
(L. M. : SE 642)



Faciès : pseudo phyllade
à séricite
(L. M. : SE 643)

Faciès de granite
filonien "étiré"
(L. M. : SE 612)

Fig. 24. — Divers faciès métamorphiques.
Zone Y² récente.

Livradois méridional. Route de Champagnac-le-Vieux au Fayet-Ronaye, entre les réservoirs d'eau de Champagnac et de l'Estival.

Qu, Quartz. Pl, Plagioclase séricitisé. Mi, Microcline. Bi, Biotite. Ms, Muscovite. Sér, Séricite. M. sér, Mouture quartzo-sériciteuse. Sér + Lim, séricite salie de limonite. Chl, Chlorite. Mg, Magnétite.

Au microscope, on voit que ces micaschistes contiennent les minéraux suivants :

Quartz
Chlorite
Séricite
Oligoclase acide séricitisé

Muscovite } reliques
Biotite }
Grenat almandin
Tourmaline
Magnétite, ilménite.

Quartz, chlorite, minerais et séricite sont des minéraux néoformés; le plagioclase, dont la basicité va de l'albite An 5 à l'oligoclase An 20, paraît également de néoformation mais il est souvent séricitisé; sa répartition est irrégulière; de nombreux lits en sont dépourvus. Les cristaux de ces divers minéraux sont fins : la taille va de 1/10 à 1 mm.

Tous les autres minéraux ne subsistent qu'à l'état de relique. Leur proportion est variable; la biotite chloritisée peut même être abondante. L'almandin est généralement limpide et enrobé d'un feutrage de chlorite. Ses cristaux aplatis ont une dimension moyenne inférieure au millimètre.

Le plagioclase acide, dont je discuterai le rôle un peu plus loin, peut prendre de l'importance. Ses cristaux blancs à tendance automorphe, parfois légèrement zonés, finement maclés, se détachent alors en petits yeux de 1 mm ou plus sur le fond gris sériciteux. La structure devient celle d'une micro-embréchite œillée et, à l'œil nu, pour peu que la proportion de biotite relique soit suffisante, cette roche a l'allure d'un gneiss banal mais il s'agit en fait d'un schiste cristallin à l'histoire complexe; un ancien gneiss qui a subi :

1° une cataclase très forte suivie de recristallisation plus ou moins complète sous tension dans la zone des micaschistes supérieurs;

2° une albitisation au sens large (l'acidité du plagioclase étant assez variable) qui lui redonnait l'allure d'un gneiss exclusivement plagioclasique.

L'association chlorite-séricite-plagioclase montre qu'il ne s'agit pas d'un gneiss normal. Ce faciès se rapproche par certains côtés des « Gneiss minuti » bien connus dans les Alpes Occidentales (Grand-Paradis, R. Michel, 1953).

On rencontre, dans ces roches albitiques à chlorite et séricite (faciès micaschistes ou gneiss), des traînées reliques méconnaissables des minéraux constituant les schistes cristallins primitifs : *ce sont des faciès à résidus, ce qui interdit de les considérer comme dérivant directement d'une série non métamorphique, c'est-à-dire comme de vraies phyllades.*

Ces formations qui appartiennent sans conteste possible à la zone des micaschistes supérieurs du second métamorphisme ont toujours de faibles pendages, sauf dans le cas de blocs tectoniques basculés à l'époque tertiaire. Leur épaisseur, très difficile à chiffrer, pourrait être de l'ordre du millier de mètres au minimum. Cette disposition tectonique horizontale fait que, plus on descend dans les profondes vallées qui sillonnent la région, plus on a de chances d'atteindre une zone d'isométamorphisme inférieure au sens zonéographique du terme. Les observations de terrain qui vont être présentées semblent confirmer cette déduction.

Chimiquement, ces micaschistes à séricite et chlorite ont la composition suivante :

	An. 26*	An. A	An. B
SiO ₂	54,00	51,5	59,20
Al ₂ O ₃	23,80	22,2	20,15
Fe ₂ O ₃	3,15	2,0	2,15
FeO	5,85	5,1	5,30
MgO	3,85	4,4	3,20
CaO	0,65	2,2	0,35
Na ₂ O	0,90	5,2	0,60
K ₂ O	2,65	1,6	4,00
TiO ₂	1,10	2,2	0,75
P ₂ O ₅	tr.	0,14	tr.
MnO	0,05	0,04	0,10
H ₂ O ⁺	3,35	3,0	3,65
H ₂ O ⁻	0,25	0,15	0,30
Total	99,60	99,73	99,75

An. 26*. — *Pseudo-phyllades à séricite, chlorite et grenat almandin*. Prélevé le long de la route du Procureur à Mayres, I. C. 38 (canton d'Arlanc), à quelques centaines de mètres avant Mayres à droite en montant.

An. nouvelle J. Orliac, 1960. Clermont-Ferrand, n° 1391.

An. A. — *Schiste à séricite et chlorite*. Vallée de la Vézère, le long de la voie de chemin de fer, à hauteur du Sailhant (Corrèze).

An. Fournet, 1938. Clermont-Ferrand, n° 34.

In : M. Roques (1941, thèse, p. 416 et 248).

Teneur en corindon virtuel : 8 %.

Paramètres américains : II. 5. 4. 4'.

An. B. — *Gneiss chloriteux. Aspect voisin d'un micaschiste* (à chlorite et séricite). Sortie de l'Arbresle vers Lyon (Rhône).

An. J. Orliac, 1957. Clermont-Ferrand, n° 761.

In : J.-M. Peterlongo (1958, p. 75).

Teneur en corindon virtuel : 14,1 %.

Ils se rapprochent très étroitement des chloritoschistes authentiques de la Vézère par exemple. Cette roche pourrait être d'origine sédimentaire typique avec sa haute teneur en alumine et sa teneur en K₂O > Na₂O, mais sa structure au microscope, son gisement sur le terrain interdisent cette interprétation.

Cette composition chimique prouve néanmoins qu'il s'agit bien d'un séricitoschiste de la zone des micaschistes supérieurs.

Il est intéressant de rapprocher également ces pseudo-phyllades des orthogneiss micaschisteux à chlorite et séricite de la série de la Brévenne au N des monts du Lyonnais. Ces roches à l'histoire complexe ont des types chimiques bien proches et ne gardent l'empreinte que des dernières phases de

leur histoire : leur métamorphisme dans la zone des micaschistes supérieurs.

Ces deux termes de comparaison ont été choisis parce qu'ils appartiennent tous à la même tranche E-W médiane du Massif Central (la teneur en soude du chloritoschiste de la Vézère est exceptionnellement forte et n'a pas trouvé jusqu'ici d'interprétation définitive).

2. **Gneiss albitiques à biotite, sillimanite, cordiérite, microcline, type cornéennes violacées (pseudo-embréchites).** — Lorsque l'on remonte les profondes vallées de la Dore, de la Dolore, du Doulon, du Mazelet, on traverse des roches extrêmement massives, éclatant sous le marteau comme des cornéennes, que l'on exploite souvent dans de grandes carrières. D'après leur répartition cartographique, ces roches paraissent constituer un niveau cohérent et étendu dont les limites épousent à peu près le dessin du synclinal livradois.

Une biotite très fraîche en fines paillettes leur donne une couleur violacée. Ces roches sont feldspathiques mais le feldspath n'y est pas uniformément réparti; certains bancs sont criblés de petits yeux blancs alors que d'autres en sont presque dépourvus. Leur taille va de 1 mm au moins jusqu'à 1 cm. Le grain de ces roches est variable d'un banc à l'autre; certains sont très fins (1/10 de millimètre), d'autres plus grossiers (2 à 5 mm); on observe tous les intermédiaires.

La cordiérite peut y être très abondante et d'une fraîcheur exceptionnelle pour peu qu'une carrière rafraîchisse les affleurements. Elle est répartie en yeux bleu lavande limpides comme du quartz, qui dépassent parfois 1 cm. Elle s'altère rapidement à l'air en pinitte verte. Son faciès est différent de celui qu'elle revêt dans les anatexites grenues du type Lempdes : ses cristaux n'ont pas tendance à s'agglomérer en « taches » et ils sont beaucoup plus frais.

L'étude au microscope montre qu'il est possible de distinguer parmi ces roches différents types :

a. **GNEISS A BIOTITE, CORDIÉRITE ET MICROCLINE D'ESPELUCHES (COMMUNE DE SAINT-HILAIRE-SUR-AUZON) ET DE SAINT-VERT.** — Ces gneiss qui affleurent bien à 500 m au S d'Espeluches ou sur la route de Saint-Vert à La Pouille sont formés de :

Quartz	Sillimanite
Albite (An. 10)	Muscovite, séricite
Microcline	Grenat almandin
Myrmékite	Magnétite.
Biotite	
Cordiérite	

La structure est grano-lépidoblastique à cloisons de quartz étirés. Le quartz est engrené, à contours dentelliformes; ses cristaux sont de taille diverse, depuis une fine mouture jusqu'à des plages de quelques millimètres aux extinctions très onduleuses.

Le *plagioclase* en petits yeux arrondis très frais est un oligoclase acide à la limite de

l'albite. Sa teneur en anorthite varie de An 5 à An 15. Les cristaux sont habituellement isolés et entourés par le quartz. Ils sont parfois pœcilitiques, corrodés de façon régulière, comme graphique, par le quartz. Cette corrosion est très particulière à ce genre de roches recristallisées.

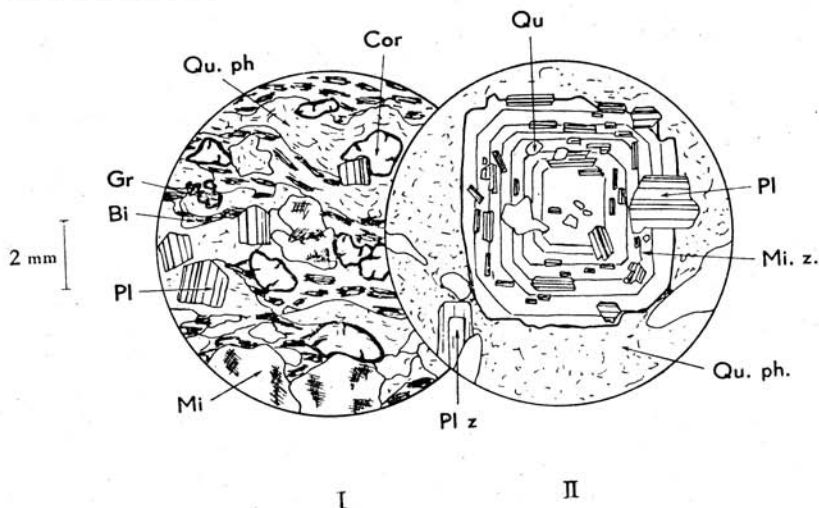


Fig. 25.

I. Pseudo-embréchite à biotite fraîche, microcline et cordiérite.

Virage aigu à 500 m au S d'Espeluches (commune de Saint-Hilaire-sur-Auzon), le long de la route D. 52A. Livradois méridional. Zone Y¹ récente (L. M. : SE 805).

II. Inclusions orientées de plagioclase dans un phénoblaste automorphe, régulièrement zonné, de microcline.

Pointement de granite porphyroïde intrusif de la Vèze (commune de Saint-Didier-sur-Doulon). Livradois méridional. Zone Y² récente (L. M. : SE 676).

Qu, Quartz. **Qu. ph**, Fond quartzo-phylliteux finement cristallin et « étiré ». **Bi**, Biotite. **Pl**, Plagioclase acide. **Pl z**, Plagioclase acide zonné. **Mi**, Microcline. **Mi z**, Microcline zonné. **Cor**, Cordiérite. **Gr**, Grenat almandin.

La *biotite*, d'un pléochroïsme franc dans les tons havane, est parfaitement fraîche. Ses paillettes sont assez désorientées et de taille petite à moyenne. Elle contient des inclusions de zircon et des amas de magnétite lui sont parfois contigus. Pas de chlorite.

La *muscovite* n'a qu'un faible développement, c'est plutôt de la séricite dispersée dans les cloisons quartzueuses, ou pseudomorphosant la cordiérite.

La *cordiérite* est typique, en plages monocristallines isolées aux contours arrondis, très fraîches, ou séricitisées suivant le degré d'altération superficielle de la roche. Elle peut être extrêmement abondante (Saint-Vert), ses yeux alignés dessinant des lits bleu verdâtre (pinite). Entre nicols croisés, ses extinctions franches montrent qu'elle s'est développée dans un milieu exempt de tensions; ce qui contraste avec la matrice quartzo-phylliteuse.

Le *microcline* finement perthitique est répandu en plages xénomorphes atteignant 1 cm, généralement entourées d'une couronne de gros bourgeons de *myrmékite*. Il est très frais, ses extinctions sont franches bien que le faciès soit moiré.

La *sillimanite* se présente en baguettes plus volumineuses que de coutume, s'effilochant parfois aux extrémités. Elle est reléguée dans les cloisons entre minéraux, parfois en inclusions dans les feldspaths.

Le *grenat* est rare, relictuel, en petits grains aux contours irréguliers, bien plus rare que dans les micaschistes à chlorite et séricite.

b. GNEISS ALBITIQUES A BIOTITE ET GRENAT DES CARRIÈRES DU MOULIN DE MERLE (commune de Mayres, canton d'Arlanc). — Ce faciès contient :

Quartz	Séricite
Albite, oligoclase (An. 5-15)	Chlorite } (peu)
Microcline (rare)	Muscovite (peu)
Biotite	Almandin
	Apatite
	Magnétite.

La structure est lépidoblastique à porphyroclastique. Toutes ces roches comportent une matrice quartzo-phylliteuse de grain plus ou moins fin, à quartz étiré ou en mortier avec de la biotite fraîche en fines paillettes en quelques traînées éparses séricito-chloriteuses.

Le grenat almandin, en grains limpides plus ou moins cassés, est disséminé dans cette matrice.

Sur ce fond se détachent de nombreux petits globules de plagioclase acide à la limite albite-oligoclase ou franchement albitiques. Très frais, ils sont parfois poecilites renfermant des inclusions de quartz et biotite. Ils sont régulièrement alignés parallèlement à la schistosité, donnant à la roche une allure d'embranchement ceillée embryonnaire. Ces cristaux d'albite aux extinctions franches sont de temps en temps légèrement déformés, ce qui se traduit par une faible torsion des plans de macles. Le microcline est rare mais non absent, les quelques plages xénomorphes que j'ai observées avaient le faciès quadrillé et contenaient en inclusions chlorite et quartz.

Tels sont les caractères micrographiques des roches de cette formation. Sur le terrain, elles passent progressivement vers le haut aux faciès séricito-chloriteux ainsi qu'on l'observe dans une coupe faite entre les carrières de Merle au fond du ravin de la Dore et Mayres. L'étude en lames minces montre que la cristallisation de l'ensemble des minéraux n'est pas simultanée. On distingue trois temps successifs représentés par :

- reliques séricito-chloriteuses à grenat,
- biotite, sillimanite, cordiérite, microcline,
- albite en dernier lieu.

A première vue, cette paragenèse conduirait à classer ces roches dans la zone des gneiss inférieurs. Mais on ne rencontre nulle part ailleurs un tel faciès dans toute l'étendue de la zone des gneiss inférieurs de l'ancienne zonéographie du bassin du haut Allier et j'ai montré que le faciès-type de la zone : les gneiss à biotite et sillimanite qui affleurent à quelques kilomètres

au S entre Laval et Saint-Didier-sur-Doulon ont un aspect bien différent. Ils ne peuvent pas davantage être rapprochés des migmatites normales de la série.

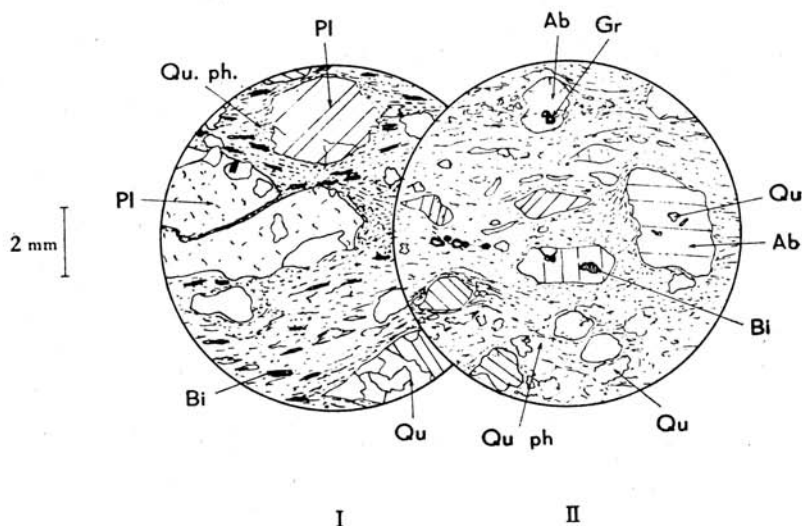


Fig. 26.

I. Pseudo-embréchite à albite-oligoclase ; fond quartzo-phylliteux étiré et finement cristallin (biotite dominante).

Margeride. En montant du fond de la vallée de la Retzousseyre sur « Pierre ». Groupe de la Desges. Influence de l'« albitisation » récente sur les micaschistes Y¹ anciens (L. M. : SE 383).

II. Pseudo-embréchite à albite néoformée ; fond quartzo-phylliteux étiré et finement cristallin (biotite dominante).

Carrières de Merle. Vallée de la Dore au S de Mayres-d'Arlanc. Livradois méridional. Zone Y¹ récente (L. M. : SE 242).

Qu, Quartz. Qu ph, Fond quartzo-phylliteux (biotite-muscovite ; séricite). Pl, Plagioclase acide limpide, peu ou pas maclé. Ab, Albite peu ou pas maclée, avec inclusions. Très limpide. Bi, Biotite fraîche. Gr, Grenat almandin.

Il est donc nécessaire de pousser plus loin l'analyse de cette paragenèse.

L'existence de résidus séricito-chloriteux semble prouver que l'association à biotite-cordiérite s'est développée à partir des pseudo-phyllades sériciteuses, ou tout au moins qu'à partir du moment où les tensions du second métamorphisme avaient entraîné la disparition des anciens minéraux en les réduisant en une fine mouture à base de quartz, séricite, chlorite et grenat, un nouveau climat de métamorphisme régna dans la série.

Dans les niveaux supérieurs, ce climat métamorphique n'engendra aucune modification de la paragenèse, exception faite pour l'albitisation tardive : ceci correspond à la zone des micaschistes supérieurs, mais au-dessous on devrait traverser la nouvelle zone des micaschistes inférieurs.

Le problème revient à déterminer s'il est possible de considérer ces roches albitiques à cordiérite, biotite, microcline, grenat, etc., comme des mica-schistes inférieurs. A première vue, cela paraît aberrant, tant l'aspect de ces roches est celui de gneiss et tant les minéraux présents paraissent caractériser un haut degré de métamorphisme. J'ai indiqué au début de leur étude que ces roches avaient l'aspect de cornes ; la présence de cordiérite, de biotite, etc., serait normale dans de telles formations mais aucun argument géologique de terrain ne permet de voir dans ce niveau le résultat du métamorphisme de contact dû à l'intrusion d'un corps plutonique et la netteté de la schistosité cristallophyllienne de ces roches s'opposerait d'ailleurs à une telle hypothèse.

Notons d'abord que leur feldspathisation est un phénomène secondaire tardif, en ce qui concerne le plagioclase tout au moins ; or celui-ci est largement prédominant sur le microcline.

L'association de minéraux ayant signification zonéographique se réduit donc à :

Quartz
Biotite
Muscovite
Magnétite.

La présence de cordiérite, de sillimanite et de microcline est trop irrégulière dans ce niveau pour qu'on puisse lui attribuer une signification fondamentale. L'association des minéraux ci-dessus répond bien en effet à la zone des mica-schistes inférieurs. Il reste néanmoins à y expliquer la présence et même la grande abondance locale de la cordiérite, de la sillimanite et du microcline qui y sont tout à fait inhabituels.

Inhabituels, certes, mais non inconnus.

A. Harker (1952, p. 230-235) parle en effet de formations identiques qu'il cite comme exemple de métamorphisme opéré sous relâchement ou déficit des tensions (« Metamorphism under deficient shearing stress ») dans une série sédimentaire pélitique. Je traduis :

« Ici, les sédiments métamorphiques ont les structures caractéristiques de schistes cristallins et (dans les degrés les plus élevés) de gneiss, mais ils présentent du point de vue minéralogique de frappantes anomalies.

« Un symptôme très typique dans les degrés peu élevés de métamorphisme est l'apparition relativement précoce de la biotite... elle peut apparaître dans les roches qui conservent encore une grande part de leur structure clastique primitive; alors qu'une bonne part du matériel sériciteux pouvant encore subsister ne s'est pas encore transformée en paillettes de muscovite plus grandes... » « Du point de vue zonéographique, l'extension de la zone à biotite se fait aux dépens de la zone à chlorite. »

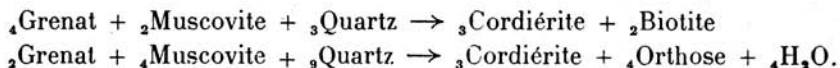
« Une particularité plus frappante est la présence abondante et la large répartition

de l'andalousite et de la cordiérite. Ces minéraux si communs dans les auréoles de contact sont remarquablement absents des schistes cristallins normaux, ce qui les fait considérer comme des minéraux anti-stress; leur présence ici ne peut être attribuée qu'à un relâchement des tensions durant le métamorphisme qui leur donnait naissance... ». Ces minéraux particuliers se rencontrent dans des roches appartenant à n'importe quel degré de métamorphisme.

« ... On peut observer que la sillimanite, sous forme d'aiguilles dispersées, n'est pas uniquement répandue dans des roches de degré métamorphique élevé mais qu'elle peut avoir, de façon sporadique, une répartition bien plus étendue. Ceci confirme la proposition déjà avancée que dans une région caractérisée par un relâchement des tensions métamorphiques, la distinction entre des zones successives, si bien marquées dans le métamorphisme régional normal, est beaucoup moins clairement définissable. »

« ... C'est particulièrement dans certaines roches de degré métamorphique plus élevé, au faciès gneissique, que la cordiérite devient un constituant de première importance... Dans quelques-unes de ces roches, à l'origine sédiments riches en chlorite, la cordiérite forme une large part de la composition minéralogique globale. Elle est criblée de façon très typique de petits grains de pléonaste ou de magnétite. Elle est xénomorphe sauf lorsqu'elle est au contact d'un feldspath potassique, ses grands cristaux affectent parfois un faciès lenticulaire repoussant à leurs abords les traînées de micas. Dans ces roches à grain grossier, la place de l'andalousite est généralement prise par la sillimanite. En règle générale, le seul mica est la biotite, la muscovite ayant donné naissance au feldspath potassique qui peut devenir un constituant important... Étant donné que la conversion du mica en feldspath consomme une proportion considérable de silice, la quantité de quartz subsistant dans la roche est variable, elle est moindre dans les faciès très feldspathiques. »

Ce bilan minéralogique peut s'écrire, d'après Harker :



La première objection qui peut être formulée à propos de ces observations est qu'elles concernent la transformation de séries sédimentaires pélitiques et non des transformations de caractère polymétamorphique.

Je ferai cependant remarquer que le résultat de l'action mécanique du second métamorphisme sur le groupe cristallophyllien livradois est de le transformer en une mouture schisteuse à base de quartz, chlorite, séricite qui est extrêmement proche du matériel lithologique primitif considéré par A. Harker. L'analyse chimique n° 26 en est une preuve convaincante.

L'étude microscopique des gneiss livradois en question a révélé l'opposition existant entre la structure du fond quartzo-phylliteux (biotite, muscovite, séricite, chlorite, grenat) dont les extinctions particulièrement onduleuses ou l'étirement indiquent que de fortes tensions ont présidé à son apparition, et la structure des porphyroblastes d'albite, de microcline, de cordiérite, aux extinctions nettes, aux contours infléchissant les lits quartzo-phylliteux qui tendent à jouer le rôle de cloisons et montrent que ces miné-

raux se sont développés dans un milieu dépourvu de contraintes. Ceci prouve que le climat métamorphique avait varié entre la formation de la matrice et celle des porphyroblastes, et que cette variation opérait dans le sens d'un relâchement des tensions.

Les conditions métamorphiques générales réalisées lors du second métamorphisme régional du groupe cristallophyllien livradois peuvent donc être rapprochées sans trop de chances d'erreur de celles envisagées par A. Harker pour le cas du métamorphisme d'une série sédimentaire normale sous tensions réduites.

Les similitudes deviennent dans ces conditions très suggestives :

— Dans un premier temps du second métamorphisme, la série cristallophyllienne ancienne soumise à de fortes tensions est réduite à l'état de pseudo-phyllades à chlorite, séricite et grenat dans les parties supérieures de la seconde zonéographie créée (zone des micaschistes supérieurs). Plus profondément (zone des micaschistes inférieurs), chlorite et séricite font place à biotite et muscovite ; mais comme ces minéraux existaient déjà dans l'ancienne zonéographie, la transformation est de caractère plus mécanique que minéralogique (émiettement de la biotite et de la muscovite anciennes sans apparition massive de chlorite et séricite comme dans la zone supérieure).

— Dans un deuxième temps, les tensions se relâchent pour des raisons vraisemblablement orogéniques ; la muscovite, se combinant au grenat très abondant et au quartz, donne naissance à de la cordiérite, de la biotite et du microcline en proportions variables suivant les conditions locales. Le grenat et la muscovite ne subsistent plus qu'à l'état de reliques ainsi qu'on l'observe en lames minces ; et deux générations de biotite voisinent : l'une étirée, l'autre sans tensions.

— Dans un troisième temps, l'albitisation envahit l'ensemble de la série et transforme tous ces micaschistes en gneiss albitiques finement œillés ; d'innombrables bourgeons de myrmékite envahissent le microcline déjà apparu.

— Dans un dernier temps, récent celui-là, l'altération superficielle tend à transformer la cordiérite bleu lavande en pinite verte, mais son faciès œillé reste bien différent de celui qu'elle revêt dans les anatexites grenues de la couronne du synclinorium de Massiac.

Ainsi, l'histoire des gneiss à cordiérite d'allure migmatitique de Saint-Vert ou d'Espeluches montre que *ces roches qui appartiennent en réalité à la zone des micaschistes inférieurs n'ont acquis leur faciès actuel qu'après d'extraordinaires vicissitudes*. Elle montre que *deux zones au moins de la nouvelle zonéographie sont accessibles à notre observation*.

L'étude chimique de ces gneiss a donné les résultats suivants :

	An. 27*	An. A	An. 28*	An. B
SiO ₂	66,90	66,65	64,35	61,40
Al ₂ O ₃	16,05	16,75	18,20	19,05
Fe ₂ O ₃	0,55	1,65	0,70	1,45
FeO	4,10	3,70	5,05	5,05
MgO	2,10	2,05	3,10	3,40
CaO	2,10	1,60	1,80	1,25
Na ₂ O	3,20	3,60	1,85	2,60
K ₂ O	2,65	1,90	2,70	3,05
TiO ₂	0,40	0,65	0,80	0,70
P ₂ O ₅	0,20	0,30	0,20	0,20
MnO	tr.	0,05	0,05	0,10
H ₂ O ⁺	0,85	1,10	1,25	1,65
H ₂ O ⁻	0,25	0,10	0,30	0,35
Total	99,35	100,10	100,35	100,25

An. 27*. — *Pseudo-embréchite finement ocellée à albite (micaschiste albitisé)*. Carrières de Merle près Mayres (canton d'Aranc), le long de la R. N. 106, rive gauche de la Dore.

An. nouvelle J. Orliac, 1960. Clermont-Ferrand, n° 1393.

An. A. — *Gneiss à biotite, sillimanite et cordiérite*. Saint-Préjet-d'Allier. (An. n° 39 citée ultérieurement).

An. 28*. — *Pseudo-embréchite à biotite et cordiérite*. Carrière d'Espeluches, le long de la route de Saint-Martin-d'Ollières à Saint-Hilaire-sur-Auzon (D 52A), dans un virage à 500 m au S d'Espeluches (Haute-Loire).

An. nouvelle J. Orliac, 1960. Clermont-Ferrand, n° 1392.

An. B. — *Gneiss leptynique à biotite*. Pautes. (An. 41 citée ultérieurement).

On remarque que le micaschiste albitisé des carrières de Merle est nettement calco-sodique, tandis que le microcline confère un cachet potassique au « gneiss » d'Espeluches. L'inégalité $MgO > CaO$ traduit l'abondance de cordiérite à Espeluches.

Il est assez curieux de noter :

— que leur composition chimique apparente assez étroitement ces roches à des gneiss avec et sans cordiérite qui seront étudiés dans le groupe d'Alleyras ;

— que le faciès livradois sans cordiérite (An. 27) a une composition proche d'une roche où la cordiérite est un minéral exprimé abondant (An. A) ; et que le faciès livradois où la cordiérite est typique se rapproche par sa composition d'une roche qui n'en contient pas (An. B) dans le groupe d'Alleyras.

Il n'en reste pas moins que cette analogie se limite au point de vue chimique et que l'étude pétrographique des échantillons ne permet pas de pousser plus loin le parallèle.

La teneur en CaO élevée de ces roches les distingue nettement des mica-schistes à deux micas (An. 24) précédemment étudiés ; elle montre qu'il s'agit de gneiss particuliers ; ils possèdent les plus fortes teneurs en chaux et magnésie cumulées que j'ai rencontrées parmi les schistes cristallins acides de tout le bassin du haut Allier, privilège qu'ils partagent avec les pseudo-phyllades de Mayres (An. 26) qui viennent d'être étudiées et qui appartiennent au même groupe polymétamorphique (seul, le gneiss migmatitique de Blesle, An. A citée pour comparaison avec An. 6, offre une teneur comparable en CaO + MgO mais avec un pourcentage de Fe plus faible).

Les teneurs élevées en Mg expriment la présence et l'abondance tantôt de chlorite, tantôt de cordiérite. La traduction minéralogique du Ca est moins évidente puisque les plagioclases sont essentiellement sodiques : il est vraisemblable que le grenat en contient une notable proportion (Winchell indique que l'almandin peut contenir jusqu'à 25 % de grossulaire) mais les méthodes optiques sont insuffisantes pour déceler de telles substitutions.

3. Les plagioclases de néoformation : l'albitisation. — Tout au long de la description des faciès entièrement ou incomplètement recristallisés du Livradois, j'ai signalé l'existence dans ces formations de petites amandes ou d'yeux, dont la taille varie de 1 mm à 1 cm, de plagioclase acide. La teneur en anorthite n'est pas constante ; elle oscille autour de la limite albite-oligoclase et paraît comprise, dans les échantillons que j'ai étudiés, entre An 5 et An 20.

Ces plagioclases ont un habitus bien particulier qui permet de les considérer comme tardifs dans le déroulement du second métamorphisme. Limpides, frais, presque toujours exempts de déformations mécaniques, leur extinction est franche. Ils sont tantôt non maclés, tantôt finement maclés lorsque la teneur en anorthite s'élève. Leurs cristaux automorphes arrondis, isolés, repoussent les lits quartzo-micacés du voisinage ou s'incorporent quelques inclusions de quartz et de phyllites.

Cette croissance tardive de plagioclase acide dans les séries polymétamorphiques est connue ; elle a été décrite maintes fois dans les Alpes et le Massif Central sous le nom d'albitisation. Malgré l'existence ici de plagioclases moins acides, je conserverai cette appellation au phénomène.

L'albitisation n'a pas une répartition absolument uniforme dans toute l'épaisseur du groupe polymétamorphique ; certains bancs à l'échelle du décimètre ou du décimètre étaient moins réceptifs que d'autres et contiennent une moindre proportion de phénoblastes ; par contre, l'albitisation déborde assez largement sur les schistes cristallins intacts de la série ancienne dans lesquels j'ai déjà eu l'occasion de signaler son existence. De ce fait, il existe des gneiss albitiques formés à partir de mica-schistes inférieurs des deux zonéographies.

Exemple de gneiss albitiques formés à partir de :

- micaschistes à deux micas de l'ancienne série : tranchée de la voie ferrée, un peu au N de Grix (commune de Cistrières) ;
- « micaschistes » à deux micas de la nouvelle zonéographie : ceux de Saint-Vert.

L'albitisation suppose un notable apport de soude dans la série : or, s'il faut en croire l'analyse chimique, celle-ci ne se manifeste que de façon assez discrète. Seules, les pseudo-embréchites albitiques des carrières de Merle (An. 27) ont une teneur en soude plus élevée qu'en potasse, ce qui correspond au fait que la roche est presque dépourvue de microcline et que la potasse présente dans la biotite ne suffit pas à masquer l'excès de Na feldspathique. Il n'en est plus de même dans la pseudo-embréchite d'Espeluches où le microcline joue un rôle moins effacé.

La teneur en soude, remarquablement basse dans les pseudo-phyllasses de Mayres (An. 26) qui affleurent à quelques centaines de mètres au-dessus des pseudo-embréchites albitiques (An. 27), permet de considérer que la présence de Na dans ces dernières est d'origine vraisemblablement métasomatique.

On sait que la métasomatose sodique est un corollaire extrêmement fréquent du polymétamorphisme. On peut en citer de nombreux exemples tant dans le Massif Central (M. Chenevoy, 1959) que dans les Alpes (R. Michel, 1953).

C. — *L'architecture du groupe polymétamorphique livradois.*

Étant maintenant en possession des principales données pétrographiques qui caractérisent le groupe du Livradois, il nous est possible de revenir sur les problèmes tectoniques qui s'y posent ainsi que sur ses relations avec les autres groupes du synclinorium Desges-Senouire-Doulon et du bassin du haut Allier.

Il y a lieu d'insister au préalable sur la complexité des faits tectoniques en Livradois, résultant de la superposition de deux métamorphismes régionaux qui se sont succédé dans le temps, séparés par un plissement. Deux schistosités cristallophylliennes se sont développées, deux linéations se sont succédé.

Lorsque le second métamorphisme s'est exercé avec une intensité mécanique suffisante pour effacer toutes traces du premier, la schistosité observée est incontestablement celle du métamorphisme récent. Lorsque celui-ci n'opéra qu'une transformation partielle de la vieille série, c'est la schistosité cristallophyllienne ancienne qui domine, ce qu'on observe surtout sur les bords du synclinal livradois.

Mais, dans le cœur du synclinal, il est parfois bien délicat de faire à première vue la part des phénomènes. Je citerai en exemple les observations qui peuvent être faites dans une petite carrière le long de la route I. C. 56 (Puy-de-Dôme) un peu au N de

la ferme de Tissonnière (commune de Fayet-Ronaye). A la partie supérieure de la carrière, les faciès sériciteux dominent; leur pendage est faible; ils paraissent peu plissotés. A la partie inférieure, le faciès dominant est un gneiss grenu plissoté dont le pendage paraît redressé, proche de la verticale et très oblique en direction sur le pendage horizontal mentionné plus haut. Les deux schistosités paraissent se recouper.

Ainsi, en ce point, les effets des deux métamorphismes semblent encore distincts : un cas aussi favorable est peu fréquent et, seule, une étude tectonique de détail au 10.000^e ou au 20.000^e du groupe livradois permettrait de dégager la structure précise des formations polymétamorphiques, compte tenu de la tectonique cassante et du chevauchement le long de la faille Fresanges - La Chapelle-Geneste. Un travail d'une telle ampleur n'a pu être entrepris dans le cadre de cette étude générale et les faits que je vais exposer ci-dessous n'ont d'autre prétention que de situer certaines limites du problème.

1. **Dessin de l'ancienne zonéographie.** — Il y a lieu de distinguer deux régions séparées par le méridien Berbezit-Fournols :

a. **PARTIE DU SYNCLINAL LIVRAOIS SITUÉE A L'W DU MÉRIDIAN BERBEZIT-FOURNOLS.** — La série cristallophyllienne ancienne comprise entre les anticlinaux d'anatexites grenues d'Isseuges et de Chaméane y est monoclinale et plonge uniformément au NE sous les anatexites de Chaméane. La structure monoclinale doit son origine à un chevauchement du bloc Chaméane-Novacelles du N vers le S. A lui seul, ce pli couché a un intérêt limité ; il ne prend toute sa signification que lorsque l'on considère une coupe géologique Saint-Flour (Cantal) - Saint-Germain-l'Herm (Puy-de-Dôme) (voir fig. 27 ; 60 km à vol d'oiseau).

On constate alors que la structure réalisée est celle d'un très vaste « pli en blague à tabac » constitué de deux synclinaux déversés en sens contraire de part et d'autre d'un anticlinal médian dont la clef de voûte a cédé à une époque fort ancienne puisque le bassin stéphanien de Brioude-Brassac put occuper la dépression.

Ce plissement ne peut être rapporté à un cycle plus jeune que le cycle hercynien mais il est plus vraisemblable que cette structure fut ébauchée lors d'un cycle orogénique antérieur et que les plissements hercyniens ne firent qu'en accentuer les traits. *Les cassures hercyniennes ayant provoqué l'effondrement de la clef de voûte de l'anticlinal de l'Allagnon (sillon Brassac-Brioude-Langeac) affectèrent un matériel métamorphique consolidé et plissé depuis de longues périodes géologiques puisque l'érosion atteignait déjà les anatexites au cœur des anticlinaux, le Stéphanien précité étant directement transgressif sur les anatexites grenues à cordiérite de la couronne du synclinorium de Massiac. Le cycle orogénique antérieur, que j'invoque pour dater la formation de ce vaste pli en blague à tabac, pourrait*

être le cycle calédonien ou un cycle plus ancien encore : cadomien ou même précambrien. Je discuterai la question ultérieurement.

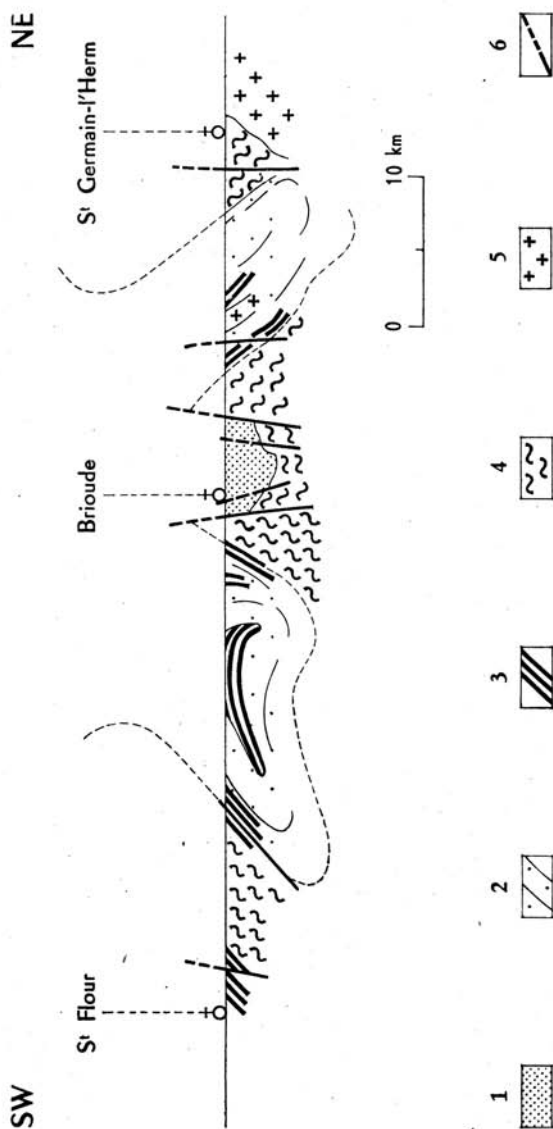


Fig. 27. — Coupe schématique Saint-Flour - Saint-Germain-l'Herm, montrant la disposition plissée en « blague à tabac » des schistes cristallins.
1, Stéphanien (sédimentaire). 2, Gneiss. 3, Leptynites (ortho). 4, Anatexites grenues. 5, Granite intrusif. 6, Failles.

A un autre point de vue, l'existence de « plis en blague à tabac » a été imaginée par P. Pruvost (1953) pour expliquer la structure du plateau d'Aigurande au NW du Massif Central. Cette hypothèse fut reprise par M. Chenevoy (1958) pour expliquer la disposition anticlinale des micaschistes de Laurière en Limousin (*Thèse*, p. 389).

La coupe du bassin du haut Allier où l'érosion dégage des zones métamorphiques profondes montre pour la première fois dans le Massif Central l'existence réelle de telles structures et donne une idée de leur ampleur possible.

b. PARTIE DU SYNCLINAL LIVRADOIS SITUÉE A L'E DU MÉRIDIEN BERBEZIT-FOURNOLS. — La série cristallophyllienne y est monoclinale comme dans la partie occidentale du synclinal et plonge toujours sous le bloc d'anatexites grenues de Chaméane-Novacelles, l'axe du synclinal ayant subi en direction une flexure de près de 90° au niveau de Cistrières. Mais ici le synclinal est complètement dissymétrique, tout son flanc SE ayant été absorbé par la genèse des embréchites œillées et du granite du Velay. L'équivalent des anatexites d'Isseuges se retrouverait dans le granite du Velay entre Craponnesur-Arzon et Allègre. Seul, le flanc NW du synclinal nous reste accessible et la série cristallophyllienne y est renversée du fait du déversement général de la structure vers le S.

Une coupe faite entre La Chaise-Dieu et Doranges montre que les micaschistes de la Senouire plongent régulièrement au NW et sont interrompus par la faille de La Chapelle-Geneste qui marque le chevauchement des formations polymétamorphiques, chevauchement d'ampleur difficile à chiffrer mais qui masque les zones des gneiss supérieurs et inférieurs (qui sont d'ailleurs probablement présentes pour partie dans le groupe polymétamorphique). A l'W de Cistrières, la faille s'étant infléchie, de dessous le chevauchement, on voit réparaître à la suite des micaschistes inférieurs les gneiss supérieurs et inférieurs, ce qui permet de penser que l'amplitude dépasse peut-être 1.000 m. Ces terrains plongent enfin sous les anatexites de Novacelles.

Le chevauchement de La Chapelle-Geneste mettant en contact des formations toutes deux atteintes, bien qu'à des degrés divers, par le second métamorphisme lui est postérieur. Il s'agit néanmoins, selon toutes probabilités, d'un accident hercynien ; sa direction, d'une part, est caractéristique ; d'autre part, il paraît recoupé et décalé par les accidents tertiaires N-S du fossé d'Arlanc ; enfin, si l'on admet qu'il représente le prolongement de la faille de Fressanges, il serait poststéphanien, donc hercynien tardif.

La disparition des ectinites du flanc SE du synclinal dans les migmatites œillées et le granite du Velay montre à l'évidence que ceux-ci sont bien postérieurs. Je montrerai par la suite qu'ils sont contemporains du second métamorphisme.

Comme dans la branche W du synclinal livradois, le premier dessin du synclinal Livradois-Senouire esquissé dans la série d'ectinites anciennes appartient à un cycle orogénique antéhercynien : calédonien ou plus ancien.

2. Dessin de la seconde zonéographie. — Les faits d'observation ayant trait au métamorphisme second ne peuvent être coordonnés d'une façon suf-

fisamment serrée pour donner des descriptions détaillées. D'une part, la couverture végétale très dense en Livradois ne permet pas toujours d'établir des corrélations sûres entre des affleurements quelque peu distants. D'autre part, pour des raisons qui ont été exposées plus haut, les limites des zones d'isométabormorphisme de la seconde zonéographie sont beaucoup moins nettes que leurs homologues de la série ancienne. Enfin, il n'est pas toujours facile de distinguer à quel cycle métamorphique appartiennent les schistosités relevées sur le terrain.

Par exemple, lors du lever de la carte géologique en forêt de Lamandie (commune de Cistrières) dans un secteur compris entre le granite de La Chaise-Dieu à l'E, la faille de Berbezit au S et la vallée du Doulon à l'W, j'ai déjà noté que l'on observait le passage des gneiss inférieurs aux micaschistes inférieurs avec une zone de transition que je considérais comme la zone des gneiss supérieurs de l'ancienne zonéographie.

Ayant relevé avec soin tous les pendages et directions des schistes cristallins qu'il me fut possible d'observer dans cette région très couverte, j'eus la surprise de constater sur la carte que les pendages s'orientaient tous au N, avec tendance au NW entre Connangles et Cistrières et tendance au NE entre Tavernols et Condat. Or, les limites de l'ancienne zonéographie paraissent orientées NE-SW, comme dans le groupe de la Senouire. *La schistosité observée est donc oblique sur l'ancienne zonéographie* : mais aux abords immédiats de la ferme de La Bruyère (commune de Cistrières), ainsi que le long de la nouvelle route forestière qui parcourt les bois de Lamandie un peu au S de Cistrières, on observe dans les micaschistes des niveaux séricito-chloriteux albitisés : ce sont des micaschistes du type Vieilleguerre déjà décrits.

Ces niveaux de micaschistes qui appartiennent à la seconde zonéographie ont une répartition qui épouse parfaitement les directions en V ouvert de la schistosité observée. L'apparition de cette dernière est donc une schistosité due au second métamorphisme.

La transition entre les deux schistosités est insensible et inobservable sur le terrain ; elle n'apparaît que cartographiquement et selon un plan irrégulier, ce qui se conçoit aisément : des conditions particulières très locales ayant pu favoriser ou retarder l'apparition de la nouvelle schistosité.

L'ensemble des terrains polymétamorphiques manifeste, ainsi que je l'ai déjà dit, des pendages faibles, souvent horizontaux, ce qui fait que la région étant hachée d'accidents cassants, un jeu vertical assez faible exerce ses effets avec le maximum d'intensité et peut faire apparaître ou disparaître sans peine les zones profondes du second métamorphisme, masquant la structure réelle.

Enfin, les gradients de métamorphisme ou épaisseur des zones d'isométabormorphisme sur des verticales données furent très probablement différents lors de chaque cycle métamorphique, entraînant du même coup des variations non seulement du style tectonique mais du style zonéographique.

Toutes ces raisons font qu'on ne saurait être trop prudent pour avancer un schéma tectonique du second métamorphisme. *Ce qui est certain, c'est*

qu'il s'est exercé à la base d'une gouttière synclinale très longue de l'ancienne série, ce qui est, somme toute, logique. La structure de cette gouttière s'explique de façon cohérente sans faire appel à l'hypothèse de vastes nappes de charriage, ainsi que le voulait A. Demay en imaginant la nappe de la Margeride. S'il est certain qu'il existe des chevauchements et des renversements de la série, ceux-ci sont de faible amplitude et s'expliquent par l'existence d'un vaste « pli en blague à tabac ».

La gouttière synclinale livradoise se prolongeant au S par le synclinal de la Senouire, il y a toutes chances pour que le second métamorphisme s'y soit exercé également. C'est maintenant que l'on peut expliquer l'origine des niveaux de micaschistes étirés à chlorite et séricite qui ont été décrits en leurs temps dans le groupe de la Senouire. Identiques aux pseudo-phyllades livradoises, ils sont les témoins de l'extension du second métamorphisme vers le S du synclinal de la Senouire.

IV. — Les granites intrusifs livradois et leur métamorphisme.

J'ai jusqu'ici passé sous silence les nombreux corps granitiques inclus dans la série métamorphique du Livradois. Seul, le granite de Saint-Germain-l'Herm - Fournols mérite par ses dimensions le nom de massif ; les autres unités sont des laccolites ou des filons.

Leurs caractères minéralogiques permettent de les classer en deux groupes : les granites à biotite porphyroïdes (où les phénocristaux de microcline ont des sections carrées) et les granites à deux micas non porphyroïdes. Mais cette subdivision est artificielle car elle ne coïncide pas avec celle qui ressort des modes de gisement : le massif de Saint-Germain-l'Herm par exemple comprend à la fois granite porphyroïde et granite à deux micas.

Le problème qui vient aussitôt à l'esprit, compte tenu de ce qui a été exposé sur le polymétamorphisme livradois, est de savoir quels sont les rapports chronologiques de ces granites et des deux métamorphismes successifs. J'ai précisé dans l'introduction de ce chapitre que tous sont intrusifs en sous-entendant : dans la série cristallophyllienne ancienne, mais leur étude détaillée doit permettre de les situer par rapport au second métamorphisme.

J'étudierai successivement :

— le granite porphyroïde de Saint-Germain-l'Herm et le granite à deux micas de Fournols-Échandelys ;

— le granite porphyroïde de Champagnac-le-Vieux et ses annexes de La Vèze et de Réal ;

— le granite porphyroïde de La Chaise-Dieu ;

— le granite porphyroïde de Champetières ;

— les granites à deux micas du type Peslières, Saint-Martin-d'Ollières, Saint-Vert, l'Estival, etc. ;

— le granite à deux micas du type Les Guillaumanches, Rayraguet.

A. — *Les granites de Saint-Germain-l'Herm et de Fournols.*

1. **Le granite à deux micas de Fournols.** — Dans la région de Fournols, Échandelys, Aix-la-Fayette, affleure un granite à deux micas d'assez gros grain (éléments de plusieurs millimètres), très homogène. Sa texture est équare et isogranulaire.

On y reconnaît au microscope :

Quartz	Zircon
Microcline	Apatite
Oligoclase (An. 22)	Magnétite.
Myrmékite	
Biotite	
Muscovite	

Structure grenue à feldspaths automorphes.

Les proportions de muscovite et biotite sont équivalentes.

Sa composition chimique est la suivante :

	An. 29*	
SiO ₂	70,15	
Al ₂ O ₃	16,95	An. 29*. — Granite à deux micas (gran moyen).
Fe ₂ O ₃	0,60	Faciès de Fournols-Échandelys
FeO	1,90	(Puy-de-Dôme). Prélevé le long de
MgO	1,00	la route I. C. 58 ^e dans une car-
CaO	1,30	rière à 2 km à l'W de Fournols
Na ₂ O	3,30	environ.
K ₂ O	4,00	An. nouvelle J. Orliac, 1960. Cler-
TiO ₂	0,30	mont-Ferrand, n° 1395.
P ₂ O ₅	0,25	Paramètres américains :
MnO	tr.	I. (3)4. 2. 3. Granite calco-alca-
H ₂ O ⁺	1,00	lin.
H ₂ O ⁻	1,10	
Total	100,85	

A sa périphérie, la proportion de muscovite décroît jusqu'à s'annuler et le microcline se développe alors en phénocristaux. La biotite tend à s'orienter. On est dans le faciès de Saint-Germain-l'Herm. *Cette transition insensible s'opère sur 500 à 1.000 m environ, ce qui permet de dire que les faciès à deux micas et porphyroïde à biotite représentent deux aspects de la différenciation d'un même pluton et ne sont pas deux granites intrusifs distincts, ainsi qu'on le constatera plus loin avec le granite de Peslières.*

2. **Le granite à biotite plus ou moins porphyroïde.** — Le bourg de Saint-Germain-l'Herm (Puy-de-Dôme) est bâti à la limite méridionale d'un massif de granite à biotite de grain moyen qui affleure en largeur sur plus de 20 km d'E en W : de Doranges à Champagnat-le-Jeune et au-delà. Vers le N, il se poursuit en dehors de la région étudiée, sur la feuille de Clermont.

Ce granite constitue une écorce assez régulière de plusieurs kilomètres de largeur qui ceint de tous côtés un noyau granitique de composition minéralogique et chimique différente : le granite à deux micas de Fournols-Échandelys qui a été étudié ci-dessus.

Le faciès du granite à biotite porphyroïde est assez variable dans le détail. Il est presque toujours orienté. La répartition des porphyroblastes est relativement capricieuse ; certains secteurs en sont dépourvus alors que d'autres en regorgent. Néanmoins, les granites de Sainte-Catherine et de Champagnat-le-Jeune sont franchement porphyroïdes, tandis que le granite de Doranges ou de Saint-Bonnet-le-Chastel l'est à peine. Il semble qu'en règle générale, la proportion des phénocristaux augmente d'E en W mais ce bilan souffre bien des exceptions locales. La proportion de biotite est également variable d'un point à l'autre, la roche paraissant de ce fait plus ou moins leucocrate.

Malgré ces différents accessoires, la continuité de gisement sur le terrain, la récurrence des divers faciès, la similitude des caractères microscopiques rendent inutile l'adoption de coupures supplémentaires qui masqueraient l'unité générale de cette formation. L'habitus très particulier des feldspaths potassiques « en bâton de craie » confère à ces granites, ainsi qu'aux roches formant les laccolites étudiés plus loin, un air de famille indéniable.

Au microscope, quel que soit le point de prélèvement des échantillons (Champagnat-le-Jeune, Sainte-Catherine, Saint-Germain-l'Herm, Doranges, Saint-Bonnet-le-Chastel, etc.), les minéraux présents sont les mêmes et leur habitus est constant :

Quartz à extinction plus ou moins onduleuse	Biotite parfois chloritisée
Oligoclase zoné (An. 15-30)	Muscovite rare
Microcline perthitique	Apatite
Myrmékite	Zircon
	Magnétite.

La structure est engrenée ou parfois à cloisons quartzo-phylliteuses. Celles-ci ont une orientation confuse mais constante. Le *plagioclase* est automorphe ; il contient parfois des inclusions de biotite ; il est assez fortement séricitisé et presque toujours zoné.

Le *microcline perthitique* largement cristallin, souvent maclé Carlsbad, contient en inclusions tous les autres minéraux ; il s'est donc développé en dernier lieu. Il est entouré de couronnes de bourgeons de *myrmékite*. Un zonage, assez rare, révèle parfois des stades de croissance successifs.

Chimiquement, j'ai fait faire l'analyse de trois faciès distincts :

	An. 30*	An. 31*	An. 32*	An. A
SiO ₂	68,35	63,0	63,60	70,15
Al ₂ O ₃	16,20	17,25	19,75	16,95
Fe ₂ O ₃	0,90	1,35	1,10	0,60
FeO	2,15	4,20	3,80	1,90
MgO	1,35	3,00	2,40	1,00
CaO	1,70	2,50	2,20	1,30
Na ₂ O	2,95	2,75	3,45	3,30
K ₂ O	4,60	4,10	2,75	4,00
TiO ₂	0,30	0,75	0,50	0,30
P ₂ O ₅	0,25	0,25	0,20	0,25
MnO	0,05	0,05	0,05	tr.
H ₂ O ⁺	0,90	0,80	0,80	1,00
H ₂ O ⁻	0,20	0,35	0,20	0,10
Total	99,90	100,35	100,80	100,85

An. 30*. — *Granite porphyroïde à biotite*. Faciès de Champagnat-le-Jeune. Prélevé dans une carrière le long de la route de Champagnat-le-Jeune au Vernet-la-Varenne (I. C. 75) non loin de l'embranchement de la route de La Chapelle-sur-Usson (Puy-de-Dôme).

An. nouvelle J. Orliac, 1960. Clermont-Ferrand, n° 1398.

Paramètres américains : I' 4. 2. 3. Granite calco-alcalin monzonitique.

An. 31*. — *Granite à biotite non porphyroïde*. Faciès de Saint-Germain-l'Herm. Prélevé le long de la route de Saint-Germain-l'Herm à Fayet-Ronaye (I. C. 56) dans une petite carrière (Puy-de-Dôme).

An. nouvelle J. Orliac, 1960. Clermont-Ferrand, n° 1400.

Paramètres américains : II. 4. 2'. 3. Granite calco-alcalin monzonitique.

An. 32*. — *Granite à biotite non porphyroïde*. Faciès de Saint-Bonnet-le-Chastel. Prélevé dans une petite carrière le long de la route de Saint-Bonnet-le-Chastel à Arlanc (R. N. 499A), à 500 m de la sortie de Saint-Bonnet (Puy-de-Dôme).

An. nouvelle J. Orliac, 1960. Clermont-Ferrand, n° 1401.

Paramètres américains : (I)II. 4. 2. (3)4. Granite calco-alcalin.

An. A. — *Granite à deux micas*. Fournols.

(An. 29 déjà citée).

La confrontation de ces quatre analyses montre clairement que l'écorce du granite de Fournols est un granite beaucoup plus riche en Fe, Mg, Ca et très sensiblement plus pauvre en silice. Cette évolution comporte des degrés intermédiaires puisque le faciès de Champagnat-le-Jeune est moins basique que celui de Saint-Germain-l'Herm ou de Saint-Bonnet-le-Chastel. La composition chimique du granite de Champagnat-le-Jeune le rapproche beaucoup du granite de Saint-Dier étudié par P. Lapadu-Hargues (1957) [An. chi-

mique P. Lapadu-Hargues, 1953. — Clermont-Ferrand, n° 269] et qui affleure à une vingtaine de kilomètres au N.

Le granite de Fournols est donc cerné au S, à l'W et à l'E par une écorce de granite moins acide de 1 ou 2 km d'épaisseur. Peut-on parler de front cafémiqne ? Je n'ai pas d'arguments convaincants, autres que cartographiques; pour le faire. On notera d'abord que cette écorce contient de multiples septa et enclaves d'anatexites à cordiérite du bloc de Chaméane-Novacelles dans lesquelles son contact est régulièrement intrusif. Il est ainsi prouvé que ce granite a digéré une bonne part d'anatexites alors que le granite de Fournols est remarquablement exempt d'enclaves. Mais aucun de ces granites ne contient de trace de cordiérite.

Les analyses chimiques sont là pour démentir l'hypothèse d'un noyau riche en alumine formé par le granite de Fournols, entouré d'une écorce moins alumineuse; les pourcentages d' Al_2O_3 prouvent plutôt le contraire. Il est possible que les variations de faciès observées reflètent une différenciation magmatique interne, mais, tenant compte des observations ci-dessus, je suis porté à considérer jusqu'à preuve du contraire le granite intrusif du Livradois comme un granite alcalin riche en silice et alcalis (faciès Fournols), profondément modifié à sa périphérie par endomorphisme, la digestion des anatexites à cordiérite lui ayant fourni un stock important de Fe, Ca, Mg. L'extension de ce granite endomorphique paraît plus considérable vers le N que vers le S : le granite de Saint-Dier paraît être l'équivalent du granite de Champagnat-le-Jeune; son faciès mélanocrate de l'Alliger est semblable à celui des faciès sombres de Saint-Germain-l'Herm ou Saint-Bonnet-le-Chastel, ainsi que permettent d'en juger les comparaisons chimiques suivantes (le faciès de Saint-Bonnet-le-Chastel se distingue encore par sa teneur élevée en soude).

	An. 30*	An. A	An. 32*	An. B
SiO ₂	68,35	68,25	63,60	64,70
Al ₂ O ₃	16,20	15,25	19,75	16,25
Fe ₂ O ₃	0,90	0,80	1,10	0,85
FeO	2,15	2,90	3,80	3,15
MgO	1,35	2,00	2,40	2,20
CaO	1,70	2,05	2,20	2,55
Na ₂ O	2,95	3,20	3,45	3,00
K ₂ O	4,60	4,65	2,75	4,45
TiO ₂	0,30	0,40	0,50	0,60
P ₂ O ₅	0,25	n. d.	0,20	n. d.
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	0,90	0,70	0,80	0,60
H ₂ O ⁻	0,20	1,10	0,20	0,05
Total	99,90	100,35	100,80	99,45

An. 30*. — *Granite porphyroïde à biotite*. Faciès de Champagnat-le-Jeune.

(An. déjà citée).

An. A. — *Granite à biotite* (grain moyen). Faciès de Saint-Dier (Puy-de-Dôme). Monteyran près Le Fayet.

An. P. Lapadu-Hargues, 1953. Clermont-Ferrand, n° 269.

Paramètres américains : I(II). 4. 2. 3.

An. 32*. — *Granite à biotite non porphyroïde* (faciès sombre). Faciès de Saint-Bonnet-le-Chastel.

(An. déjà citée).

An. B. — *Granite à biotite* (grain moyen). Faciès mélanocrate de l'Alliger au S de Saint-Dier.

An. J. Lameyre-C. Petit, 1956. Clermont-Ferrand, n° 528.

Paramètres américains : I(II). 4. 2'. 3.

3. Le contact du granite type Saint-Germain-l'Herm et du groupe polymétamorphique livradois. — Le contact de ce massif avec les anatexites grenues à cordiérite ou les anatexites leptyniques est toujours tranché au décimètre près : il est intrusif. La densité du recouvrement végétal en rend souvent l'observation difficile mais, partout où il apparaît, il n'y a pas d'hésitation.

Les formations métamorphiques qu'il recoupe dans sa partie orientale sont relativement peu atteintes par le second métamorphisme et le granite reste intact en bordure. Il n'en va plus de même à l'W de la faille du Doulon où l'on observe, le long de la route de Saint-Germain-l'Herm à Peslières (I. C. 33) aux abords immédiats de Vinfaud (commune de Peslières), le contact que je vais décrire :

A la sortie de Saint-Germain-l'Herm, la route est établie sur le granite à biotite, porphyroïde, très arénisé, qui affleure en carrière ; la végétation masque largement le contact avec les pseudo-phyllades de Faredonde (commune de Saint-Germain-l'Herm) qui affleurent jusqu'au-delà de l'embranchement de la route de Sainte-Catherine (I. C. 132) et, 100 m avant Vinfaud, une petite carrière montre le granite à biotite porphyroïde (les porphyroblastes de microcline y sont abondants), schisteux, étiré, très orienté, cataclastique, chloriteux ; cette tendance s'accroît au fur et à mesure que l'on se rapproche de Peslières. Au niveau du chemin de Chanteloube en particulier, la roche a l'aspect d'un gneiss finement ocellé chloriteux. Au-delà, on traverse le granite de Peslières qui sera étudié plus loin.

La première réaction devant ce faciès est d'y voir une belle mylonite. Son étude au microscope conduit à nuancer cette interprétation.

Cette roche comporte deux phases distinctes :

— un fond quartzo-phylliteux riche en chlorite et séricite, très étiré, finement cataclastique, à schistosité de gneiss ;

— des cristaux arrondis de plagioclase et de microcline séricitisés mais assez peu, finement maclés, aux extinctions relativement franches, à peine cassés. Bref, la frai-

cheur relative de ces feldspaths contraste avec le délabrement du fond quartzo-phylliteux. Les cristaux de plagioclase donnent l'impression d'avoir été roulés au cours de l'étirement de la mésostase. Les caractères des feldspaths étant les mêmes que dans le granite, il n'y a pas lieu d'y voir des feldspaths de néoformation.

En conclusion, s'il s'agit d'une mylonite simple, elle n'a pas le caractère bréchique habituel; sa structure fortement anisotrope ne peut être due qu'à d'intenses laminages et étirements; les feldspaths se sont comportés mécaniquement d'une façon absolument différente de la trame quartzo-phylliteuse, ce qui est inhabituel dans ce type de phénomène.

Mais il ne s'agit peut-être pas d'une mylonite ordinaire. Ce granite a pu être soumis, aux endroits où il débordait dans la zone d'action du second métamorphisme, à des tensions ayant pour origine le métamorphisme régional second. La faible extension de l'affleurement décrit ne permet pas de se prononcer sur ce point. Il est nécessaire avant de prendre parti de voir si d'autres granites, de caractères analogues, situés en pleine zone d'action du métamorphisme récent, ont été affectés par celui-ci et de quelle manière.

B. — *Le granite porphyroïde de Champagnac-le-Vieux et ses annexes de la Vèze (commune de Saint-Didier-sur-Doulon) et de Réal (commune de Chassignoles).*

Le granite à biotite de Champagnac est un laccolite de 6 km de long sur 1 km de large. Il est orienté suivant la direction générale des schistes cristallins encaissants, soit NW-SE. Le bourg de Champagnac-le-Vieux est bâti à sa partie SE (altitude 900 m).

Les terrains encaissants appartiennent aux formations polymétamorphiques. Ce sont, à l'E et au N, les gneiss albitiques à biotite, cordiérite et microcline d'Espeluches (nouvelle zone des micaschistes inférieurs), à l'W et au S, des pseudo-phyllades à chlorite et séricite. Le contact du granite est visible en plusieurs points, en particulier le long de la route de Chassignoles à Saint-Hilaire-sur-Auzon (D. 52) dans un virage au SE de Marion; il est tranché au centimètre et observable en lames minces. Le faciès de bordure est leucocrate sur quelques mètres d'épaisseur et souvent frangé de tourmaline noire. Ce granite est intrusif.

Son aspect est uniforme dans l'ensemble du massif: il s'agit d'un granite très schisteux à biotite ponctué de phénocristaux de microcline à section carrée. Il contient souvent des enclaves des terrains encaissants.

Ses caractères microscopiques sont les suivants:

Quartz
Oligoclase zoné séricitisé
Microcline
Myrmékite

Biotite partiellement chloritisée
Muscovite
Apatite, zircon
Magnétite.

Cette énumération ne rend aucun compte des relations des divers minéraux entre eux. Ces relations intéressantes évoluent en fonction du type de structure réalisé. On distingue trois stades : peu schisteux, moyennement schisteux, très schisteux.

1° Stade peu schisteux. — Le *quartz* se présente en plages aux contours engrenés d'assez grande dimension; l'extinction est relativement franche.

La *biotite* en petites paillettes associée à la *muscovite* est dispersée dans la roche. L'orientation est à peine sensible à l'échelle de la lame mince. La *muscovite* est accessible.

Le *plagioclase* est un oligoclase acide nettement zoné, automorphe; le cœur des cristaux est séricitisé. Il contient en inclusions *biotite* et *quartz*.

Le *microcline* moiré en plages à section carrée ou losangique est finement perthitique. Il contient en inclusions *quartz*, *biotite*, *muscovite* et *plagioclases* zonés. Il est donc postérieur au fond de la roche. Il y a une nette tendance à la croissance zonée; dans ce cas, les inclusions de *plagioclases* et *phyllites* s'orientent parallèlement aux limites des différentes zones d'accroissement, elles-mêmes parallèles au contour carré externe. La *myrmékite* est peu fréquente (voir fig. 25).

2° Stade moyennement schisteux. — De beaucoup le plus répandu. Le *quartz* a des extinctions onduleuses. Il apparaît des lits continus parallèles, s'infléchissant aux approches des *feldspaths*, faits d'une fine mouture de *quartz* obtenue aux dépens des grandes plages; *biotite* et *muscovite* se joignent à ces lits sinueux qui créent une sorte de structure à cloisons autour des *feldspaths*. La *biotite* se chloritise.

Le *plagioclase* reste intact, ses caractères sont les mêmes que ci-dessus.

Le *microcline* ne subit aucune modification, à ceci près qu'il s'auréole d'une remarquable couronne de bourgeons de *myrmékite* au contact des lits de *quartz* et *phyllites* néoformés, et en ces points seulement. On sait, après l'étude de M. Roques (1955), que la formation de ces bourgeons de *myrmékite* dans le *microcline* se fait avec introduction de silice et départ d'alumine. La potasse est éliminée et remplacée par la soude.

3° Stade très schisteux. — L'ensemble du *quartz* participe aux lits *quartzo-phylliteux* étirés, à extinction très onduleuse. La *biotite* est presque entièrement chloritisée et émietlée ainsi que la *muscovite* (séricite).

Les *feldspaths* sont presque intacts, épars dans les lits siliceux qui épousent complètement leurs contours. On ne voit jamais d'inclusions *quartzo-phylliteuses* plissotées dans les *feldspaths*, ce qui prouve qu'ils sont antérieurs à ces déformations. Les couronnes de *myrmékite* prennent de l'ampleur autour du *microcline*, et de ce *feldspath* seulement. La roche a une structure de schiste cristallin et non de granite. La *mésostase quartzreuse* qui entoure les *feldspaths* est fortement recristallisée.

L'évolution de cette structure est plus complexe qu'une simple mylonitisation. Le granite de Champagnac-le-Vieux acquiert une structure *cristallo-phyllienne* non par *cataclase* générale de tous les minéraux mais par étirement et recristallisation préférentiels de la matrice *quartzo-phylliteuse*; les *feldspaths* sont mécaniquement peu atteints mais réagissent chimiquement

lors des cristallisations de la matrice par développement d'une écorce de bourgeons de myrmékite. Cette observation précise le climat chimique dans lequel évoluait la structure du granite : légère métasomatose quartzosodique.

Ces faits concordent avec ce que l'on sait du second métamorphisme.

Le laccolite granitique de Champagnac-le-Vieux s'est installé dans les terrains métamorphiques qui l'entourent aujourd'hui, vraisemblablement pendant que s'exerçait le second métamorphisme régional.

En effet, il contient dans la carrière de Champagnac-le-Vieux (le long de la D. 5) des septa de plusieurs dizaines de mètres de gneiss albitiques à cordiérite (pinite verte) type Espeluches, ce qui indique qu'il leur est un peu postérieur. Et, d'autre part, l'observation en lames minces de son contact un peu au SE de Marion (virage de la D. 52) montre que les lits quartzo-phylliteux étirés si caractéristiques du second métamorphisme traversent obliquement sans discontinuité la limite granite-gneiss, prouvant que le métamorphisme se poursuit après la mise en place du granite.

Du point de vue chimique, le granite de Champagnac-le-Vieux se présente de la façon suivante :

	An. 33*	An. A
SiO ₂	70,90	70,15
Al ₂ O ₃	15,45	16,95
Fe ₂ O ₃	0,90	0,60
FeO	1,40	1,90
MgO	0,90	1,00
CaO	1,45	1,40
Na ₂ O	3,25	3,30
K ₂ O	4,00	4,00
TiO ₂	0,20	0,30
P ₂ O ₅	0,10	0,25
MnO	tr.	tr.
H ₂ O ⁺	0,70	1,00
H ₂ O ⁻	0,30	0,10
Total	99,55	100,85

An. 33* — *Granite porphyroïde à biotite (muscovite). Faciès de Champagnac-le-Vieux moyennement orienté. Prélevé dans une carrière le long de la route de Champagnac-le-Vieux à Auzon (D. 5) à 1 km au N de Champagnac environ (Haute-Loire).*

An. nouvelle J. Orliac, 1960. Clermont-Ferrand, n° 1399.

Paramètres américains : I. (3)4. 2. 3. Granite calco-alcalin monzonitique.

An. A. — *Granite à deux micas. Faciès Fournols-Échandelys.*

(An. 29 déjà citée).

La très grande similitude des deux analyses ci-dessus montre la parenté étroite du granite de Champagnac-le-Vieux avec le faciès le plus acide du

granite du Livradois. Et pourtant la texture macroscopique des deux roches est différente : l'une est porphyroïde, l'autre non ; l'une est nettement orientée, l'autre non ; l'une a une structure cataclastique, l'autre ne montre pas de trace d'écrasements.

Ces caractères sont dus à ce que le granite de Champagnac-le-Vieux est plus engagé dans la zone polymétamorphique que ne l'est le granite de Fournols. Seul, le microcline en phénoblastes à section carrée ou losangique distingue en fait les deux granites.

Ce granite se retrouve en deux petits pointements isolés : l'un au N, le long de la D. 52 à l'embranchement du chemin de Réal ; l'autre au SE, entre Auchamp et la Vèze (commune de Saint-Didier-sur-Doulon) le long de la route D. 56^B à 200 m de ce dernier hameau.

Le granite à biotite est porphyroïde dans les deux pointements, mais beaucoup plus cataclastique dans celui de la Vèze qu'à Réal (proximité de la grande faille Jumeaux-Berbezit).

Si l'on revient à la description du granite de Saint-Germain-l'Herm dans la région de Vinfaud, on observe une étroite parenté des caractères décrits : lits quartzo-phylliteux étirés, bon état des feldspaths, etc. *Ces analogies de structure ajoutées aux analogies de faciès* (le faciès de Réal est identique à celui de Saint-Germain-l'Herm) *et aux analogies chimiques, conduisent à admettre pour le massif de Saint-Germain-l'Herm - Fournols une position chronologique contemporaine des dernières manifestations du second métamorphisme ou à peine postérieure à elles.*

C. — *Le granite porphyroïde de La Chaise-Dieu.*

Le granite sur lequel est bâti le bourg de La Chaise-Dieu forme un laccolite d'une vingtaine de kilomètres de long sur 2 à 3 de large. Il est entièrement entouré par les micaschistes à deux micas de la Senouire (zone des micaschistes inférieurs). Au NE toutefois, il se rapproche du grand niveau d'embranchement ceillées jusqu'à le toucher (entre La Chaise-Dieu et Malvières).

C'est un granite à biotite de grain moyen, orienté, où sont dispersés des phénocristaux de microcline qui atteignent 10 cm. Ils ont habituellement le faciès en « bâton de craie » qui les différencie tout à fait du microcline du granite de la Margeride par exemple et les rapproche au contraire des granites livradois. On observe dans ce granite de nombreux septa de micaschistes, leptynitiques ou phylliteux. Son contact à l'emporte-pièce est de type intrusif.

On y reconnaît au microscope :

Quartz
Oligoclase zoné séricitisé
Microcline
Myrmékite

Biotite
Muscovite (rare)
Apatite
Zircon
Magnétite.

La structure grenue est à feldspaths automorphes.

La répartition des divers minéraux est aussi capricieuse que dans le granite de Saint-Germain-l'Herm. Certaines parties du laccolite regorgent de phénocristaux de microcline, d'autres en sont dépourvues; tantôt la biotite domine, tantôt le faciès est leucocrate. Partout le microcline est de cristallisation tardive; il contient en inclusions quartz, biotite et plagioclases. Les gorges de la Senouire offrent de bons affleurements de ces diverses variantes.

On ne relève pas les particularités de structure observées dans le granite de Champagnac; la roche est moins orientée et ne contient presque pas de muscovite ou séricite. La biotite est fraîche. *Ce granite se rapproche essentiellement par son faciès du cortex type Saint-Germain-l'Herm.*

Sa composition chimique est la suivante :

	An. 34*	An. A
SiO ₂	63,15	63,00
Al ₂ O ₃	16,85	17,25
Fe ₂ O ₃	1,20	1,35
FeO	3,05	4,20
MgO	3,75	3,00
CaO	2,75	2,50
Na ₂ O	3,35	2,75
K ₂ O	3,75	4,10
TiO ₂	0,55	0,75
P ₂ O ₅	0,25	0,25
MnO	tr.	0,05
H ₂ O ⁺	0,80	0,80
H ₂ O ⁻	0,15	0,35
Total	99,60	100,35

An. 34* — *Granite porphyroïde à biotite.* Faciès de La Chaise-Dieu (mélange de clair et de sombre). Prélevé le long de la route D. 22 entre Saint-Pal-de-Senouire et Collat, sur 1 km à l'W de Combres (Haute-Loire).

An. nouvelle J. Orliac, 1960. Clermont-Ferrand, n° 1397.

Paramètres américains : 'II. 4. 2'. 3'. Granite calco-alkalin monzonitique.

An. A. — *Granite à biotite non porphyroïde.* Faciès de Saint-Germain-l'Herm.

(An. 31 déjà citée).

La confrontation des analyses chimiques ci-dessus renforce l'impression d'étroite parenté du granite de La Chaise-Dieu et du granite de Saint-Germain-l'Herm, que l'étude pétrographique nous avait permis d'établir : il s'agit de roches riches en Fe, Mg, Ca, ce que permettait de prévoir le pourcentage assez élevé de biotite et la basicité assez forte du plagioclase (oligoclase-andésine).

Ses relations géologiques avec la série métamorphique ainsi que l'ana-

logie de ses caractères avec ceux du granite type Saint-Germain-l'Herm conduisent à le situer chronologiquement de la même façon, c'est-à-dire d'âge contemporain de la fin des manifestations du second métamorphisme de tension. Ses relations avec les embréchites œillées seront examinées dans le chapitre traitant du groupe d'Alleyras.

Ce granite n'a pratiquement pas été touché dans l'ensemble par le second métamorphisme, nettement moins encore que son entourage métamorphique où l'on observe malgré tout des niveaux de pseudo-phyllades, ce qui est en accord avec la position chronologique que je lui attribue.

Il est traversé de filons de granite à deux micas et de microgranites qui seront étudiés par la suite.

D. — Le granite porphyroïde de Champetières.

Le petit bassin tertiaire d'Arlanc-Ambert est bordé à l'W par un massif de granite intrusif, un peu différent de ceux qui ont été décrits jusqu'à maintenant. Il s'étend sur 6 km environ du N au S et 4 km d'E en W ; sa limite septentrionale passe un peu au N du bourg de Champetières.

Il s'agit d'un granite porphyroïde à biotite mais non exempt de muscovite, à gros grain, où les phénocristaux de microcline, aplatis suivant $g1$ (010) n'ont pas le faciès en « bâton de craie » si caractéristique des granites décrits jusqu'à maintenant. Il n'est absolument pas orienté, tantôt de couleur blanche, tantôt rosé (microcline). Sa composition minéralogique ne présente aucune particularité notable.

Son faciès le distingue de tous les granites de la région et c'est vraisemblablement au N, en Forez, qu'il faut aller chercher des termes de comparaison.

Sa composition chimique est la suivante :

	An. 35*	An. A
SiO ₂	69,40	70,15
Al ₂ O ₃	17,20	16,95
Fe ₂ O ₃	1,10	0,60
FeO	2,00	1,90
MgO	1,10	1,00
CaO	1,85	1,30
Na ₂ O	3,10	3,30
K ₂ O	3,75	4,00
TiO ₂	0,45	0,30
P ₂ O ₅	0,15	0,25
MnO	0,05	tr.
H ₂ O ⁺	0,60	1,00
H ₂ O ⁻	0,10	0,10
Total	100,85	100,55

An. 35*. — *Granite porphyroïde à biotite*. Faciès de Champetières (Puy-de-Dôme). Prélevé le long de la route de Marsac-en-Livradois à Chambon-sur-Dolore (I. C. 87) à l'embranchement de la nouvelle route de Joubert et sur cette dernière route.

An. nouvelle J. Orliac, 1960. Clermont-Ferrand n° 1402.

Paramètres américains : 1'. (3)4. 2'. 3. Granite calco-alcalin (tendance alcaline).

An. A. — *Granite à deux micas* (grain moyen). Faciès Fournols-Échandelys. (An. 29 déjà citée).

Sa composition chimique en fait un granite alcalin, un peu moins alcalin toutefois que le granite de Fournols avec lequel il n'a de commun que le chimisme, sa texture étant entièrement différente.

Le granite de Champetières est recoupé par des filons de granite à deux micas leucocrate, assez semblable au granite de Fournols (il ne peut s'agir que d'une coïncidence fortuite) mais de grain plus fin. L'un de ces filons, épais de plus de 10 m, a été exploité en carrière le long de la route I. C. 87 de Marsac-en-Livradois à Chambon-sur-Dolore, en amont de Rouville.

Bien qu'entouré de formations polymétamorphiques, ce granite est indemne de toute transformation, il est intrusif et très probablement postérieur au second métamorphisme.

E. — Les granites à deux micas du type Peslières, Saint-Martin-d'Ollières, Saint-Vert, L'Estival (commune de Chassignolles), etc.

Le granite de Saint-Germain-l'Herm est recoupé, au S de Champagnat-le-Jeune et de Sainte-Catherine, par de puissants filons d'un granite à grain fin à deux micas. Ce nouveau granite ne peut être confondu avec le granite de Fournols. Ses filons ont une large répartition au sein de la série polymétamorphique. Leur rôle est homologue de celui que jouent plus au S les « granulites » qui recoupent le granite de la Margeride.

Ce sont des granites congénères mais tardifs, plus acides et qui cimentent les fractures ouvertes dans les grands massifs au cours de leur formation.

Ce granite à deux micas, au grain fin, est toujours orienté. Il contient çà et là des « comas » de biotite. Toujours filonien, ses filons peuvent atteindre une grande puissance. Ils accompagnent souvent des zones d'accidents tectoniques (failles Auzon-Esteil, faille de Fressanges, failles Jumeaux-Berbezit vers Chambeyras, commune de Saint-Jean-Saint-Gervais) mais cette répartition souffre beaucoup d'exceptions.

L'examen microscopique permet de distinguer plusieurs faciès d'après l'état de la structure :

1. **Structure orientée non cataclastique.** — On observe ce faciès dans de petites carrières à 1 km au S de Saint-Martin-d'Ollières ou au N de Pes-

lières sur la route de Sainte-Catherine à Champagnat-le-Jeune. Il contient :

Quartz engrené	Microcline
Biotite	Myrmékite
Muscovite	Apatite
Oligoclase (An. 22)	Magnétite

La structure est grenue; seul le plagioclase a une tendance à l'automorphie; biotite et muscovite ont une répartition planaire qui provoque la schistosité de la roche.

L'analyse chimique de ce faciès très franc a donné :

	An. 36*	
SiO ₂	72,50	An. 36*. — Granite à deux micas (grain fin).
Al ₂ O ₃	16,55	Faciès de Saint-Martin-d'Ollières
Fe ₂ O ₃	0,80	(Puy-de-Dôme). Prélevé le long de
FeO	0,90	la route D. 24 ^e de Saint-Martin
MgO	0,80	à Saint-Hilaire, dans une petite
CaO	1,05	carrière à 500 m au S de Saint-
Na ₂ O	4,25	Martin d'Ollières.
K ₂ O	2,50	An. nouvelle J. Orliac, 1960. Cler-
TiO ₂	0,20	mont-Ferrand, n° 1396.
P ₂ O ₅	0,15	Paramètres américains :
MnO	tr.	I. 3'. (1)2. 4. Granite alcalin.
H ₂ O ⁺	0,80	
H ₂ O ⁻	0,20	
Total	100,70	

Il s'agit d'un granite alcalin leucocrate dont le caractère franchement sodique est assez surprenant. Il est évidemment impossible d'établir des conclusions à partir d'une seule analyse, mais l'homogénéité pétrographique de ces roches étant grande, cette analyse peut souligner leurs tendances chimiques. Le caractère acide de ce granite est celui de tous les granites filoniens tardifs, qu'ils soient postmigmatitiques ou qu'ils appartiennent à la phase finale de consolidation d'un batholite granitique. Le pourcentage élevé d'alcalins est également normal; ce qui l'est moins est la prédominance Na₂O > K₂O. Du point de vue volumétrique, le plagioclase est un peu plus fréquent que le microcline; il est très zoné, peu ou finement maclé; les mesures optiques indiquent qu'il s'agit d'une albite-oligoclase. Le microcline est peut-être assez sodique mais il est peu perthitique. Bref, il subsiste des doutes quant à l'interprétation de ce caractère sodique et de nouvelles analyses seraient nécessaires avant de proposer une hypothèse solide.

2. **Structure schisteuse ou fibreuse cataclastique.** — C'est le faciès le plus répandu: soit associé dans les gros filons au faciès précédent, soit entiè-

rement prédominant dans les filons de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, disséminés dans les formations polymétamorphiques. On l'observe le long de la R. N. 588 dans une carrière abandonnée, à l'embranchement de la route de Saint-Vert, le long de la route de Champagnac-le-Vieux à Ronaye, le long de la route de Champagnat-le-Jeune à Jumeaux au niveau de Morissange, etc.

La composition minéralogique est la même que dans le précédent faciès. Seule, la structure varie : apparition de lits d'une mouture quartzo-phylliteuse très étirée, plus ou moins fine, qui emballe indistinctement tous les feldspaths en s'infléchissant autour d'eux. Bref, transformations identiques à celles que j'ai décrites dans le granite de Champagnac-le-Vieux. La transformation en orthogneiss est plus ou moins poussée selon les cas et s'accompagne de la chloritisation des biotites, la muscovite très fine évoluant en séricite.

Un terme extrême de cette évolution nous est donné par de petits filons (10 cm d'épaisseur) de granite cataclastique blanc à chlorite et séricite, intercalés dans les pseudo-phyllades de Mayres. En plus de la matrice quartzo-phylliteuse à extinctions très mouvantes, on y voit des feldspaths séricitisés, cassés, les débris déplacés et les fractures recimentées par du quartz et de la chlorite.

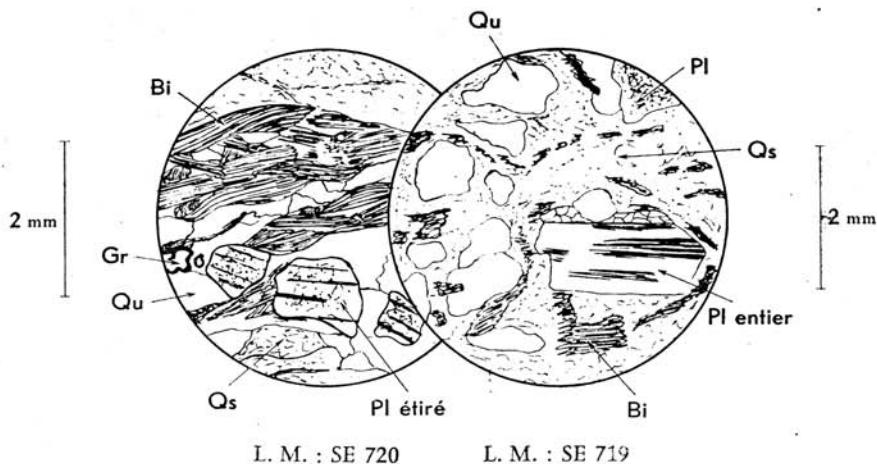


Fig. 28. — Granites filoniens schisteux (orthogneiss).

Livradois méridional. Route de Champagnac-le-Vieux à Laval-sur-Doulon, à l'embranchement de la route de Saint-Vert.

Qu, Quartz. **Qs**, Purée de quartz et séricite. **Pl**, Plagioclase acide. **Bi**, Biotite plus ou moins chloritisée. **Gr**, Grenat almandin.

Dans tous les cas, la schistosité acquise de ces granites est concordante avec celle des schistes cristallins encaissants ; elle recoupe les épontes des filons sous des angles quelconques.

Les caractères qui viennent d'être énoncés indiquent qu'il s'agit d'une

schistosité d'origine métamorphique, tout comme dans le granite de Champagnac-le-Vieux.

Tous ces granites filoniens à deux micas dont la mise en place est postérieure de peu à l'apparition des granites porphyroïdes ont subi l'action du second métamorphisme là où ils étaient les plus exposés à ses atteintes, c'est-à-dire au cœur du synclinal livradois. Ils furent transformés en orthogneiss. Dans les points où leur situation bordière les en protégeait, leur structure, de cataclastique, devient simplement planaire.

La transformation de biotite et muscovite en chlorite et séricite indique du point de vue zonéographique que leur recristallisation s'effectuait dans la zone des micaschistes supérieurs.

F. — Le granite à deux micas des Guillaumanches (commune de Malvières) et de Rayraguet (commune de Dore-l'Église).

Au N de La Chaise-Dieu, le granite porphyroïde à biotite étudié plus haut est interrompu par un granite à deux micas très orienté, à grain fin, assez semblable d'aspect au granite de Saint-Martin-d'Ollières mais plus orienté. Il est exploité en carrières au hameau des Guillaumanches le long de la R. N. 106, où on peut l'observer à loisir. Ce granite intrusif dans le granite de La Chaise-Dieu se poursuit pratiquement sans interruption vers le NE jusqu'aux abords de Dore-l'Église où il disparaît contre le fossé tertiaire d'Arlanc. Il est bordé, à l'E comme à l'W, par les micaschistes à deux micas, tourmaline et minéraux de la suite du groupe de la Senouire. Il en contient de nombreuses enclaves plus ou moins recristallisées. Vers Rayraguet, son grain est plus gros, sa couleur rosée, mais il conserve toujours son caractère.

On y reconnaît au microscope les mêmes minéraux que dans le granite de Saint-Martin-d'Ollières.

Une extraction de zircon faite à partir d'échantillons d'une trentaine de kilogrammes du granite porphyroïde de La Chaise-Dieu ainsi que de ce granite à deux micas des Guillaumanches montre que le pourcentage de zircon y est infime : quelques milligrammes sur 25 kg de roches alors que, dans d'autres granites comme celui de la Margeride, ou dans les termes de la série cristallophyllienne, la quantité de zircon extraite eût été comprise entre 1 et 2 g pour un même poids de roche au départ.

Je n'ai pas effectué d'extractions de zircon sur les autres granites du Livradois mais il ne serait pas surprenant que cette rareté du zircon y soit de règle et que l'on puisse caractériser des « ensembles pétrographiques consanguins » à partir des teneurs quantitatives en zircon. Des extractions faites en divers points des niveaux d'embranchement œillées, par exemple, m'ont toujours fourni des quantités de zircon microscopique importantes et comparables, bien que d'habitus parfois différent.

Étant donné son analogie avec le granite de Saint-Martin-d'Ollières, je

n'ai pas fait faire d'analyse chimique de ce granite. Sa position chronologique vis-à-vis du granite porphyroïde de La Chaise-Dieu est identique à celle du granite de Saint-Martin-d'Ollières vis-à-vis du granite porphyroïde de Saint-Germain-l'Herm.

G. — *Microgranites et lamprophyres en Livradois.*

C'est en Livradois que se concentre une partie des filons de microgranite mais surtout de lamprophyres du bassin du haut Allier.

Les filons de **microgranites** dessinent une traînée presque continue sur 25 km de long, passant par Azérat, Saint-Martin-d'Ollières et Aix-la-Fayette.

Je rappelle ici que l'on connaît trois alignements de microgranites filoniens dans la moitié N du bassin du haut Allier : tous trois ont des directions approximatives N-S et se suivent sur une vingtaine de kilomètres chacun. *Ils sont postérieurs à tous les granites* et sont venus colmater, vraisemblablement au Westphalien, des fissures apparues lors de la phase tectonique hercynienne sudète *comme la plupart de leurs homologues du Massif Central* (L. de Launay, 1902).

L'alignement occidental se suit de La Meyrand à Molèdes ; l'alignement central est celui d'Aix-la-Fayette - Azérat ; l'alignement oriental va de Félines à Céaux-d'Allègre et Fix-Saint-Geney (voir planche IV en pochette).

La composition minéralogique de ces microgranites, déjà étudiés par J. Didier (1954), est assez constante :

Quartz corrodé en doigts de gant
Oligoclase acide
Microcline 2 V = — 72°
Biotite
Pâte formée de quartz, feldspaths et séricite.

Le microgranite de Serlande décrit par le même auteur est plus leuconate ; il se compose de :

Quartz
Orthose
Andésine acide
Chlorite (très peu)
Pâte de quartz, feldspath et séricite.

Les **lamprophyres** : kersantites quartziques (pour ceux que j'ai étudiés), ont, semble-t-il, des liens étroits avec le granite du Livradois. Leurs filons se rassemblent à l'intérieur ou à la périphérie du massif de Saint-Germain-l'Herm où l'on en compte plusieurs dizaines. Un ou deux filons sombres et à grain fin qui recoupent le granite de La Chaise-Dieu dans les gorges de la Senouire paraissent être des kersantites (800 m au SW de la Prade, commune de Saint-Pal-de-Senouire).

La répartition des filons lamprophyriques par rapport au cortex granitique de Saint-Germain-l'Herm ou au granite de Fournols-Échandelys ne paraît pas suivre de plan préétabli. Ces roches ont des teintes gris clair, un aspect gréseux ; leur texture est finement grenue. Elle peut être localement noduleuse, simulant des nids d'abeilles (cellules de 1 cm) (embranchement du chemin des mines de La Brugère près Champagnat-le-Jeune). Les filons ont quelques mètres d'épaisseur. Je n'en ai pas entrepris l'étude pétrographique détaillée.

La position chronologique des lamprophyres par rapport aux granites apparaît démontrée lorsque l'on voit un filon de lamprophyre recouper un filon de granite de type Peslières non loin de Morissanges (commune de Saint-Jean-Saint-Gervais) le long de la route de Champagnat-le-Jeune à Jumeaux (I. C. 33). *Ce granite étant le plus récent de la région, les lamprophyres y sont postérieurs à tous les granites.*

Je n'ai pu déterminer leur âge relatif par rapport aux microgranites ; ils en sont vraisemblablement contemporains et représentent le pôle basique de l'activité plutonique westphalienne de la région. Ils ne paraissent pas touchés par le second métamorphisme mais leur profonde altération ne permet pas de conclure de façon certaine.

V. — Conclusions à l'étude du groupe livradois.

Ce qui a été exposé de l'histoire géologique des terrains métamorphiques et cristallins du Livradois méridional en montre la complexité mais aussi le vif intérêt.

On y reconnaît une série de terrains sédimentaires pélitiques et peut-être localement anthraciteux, intercalée de niveaux éruptifs acides et basiques. Cette série géosynclinalé n'avait pas, semble-t-il, le caractère flysch si commun en d'autres parties du Massif Central ; la sédimentation y était uniformément argileuse, identique en cela à la série de Massiac qui en est le prolongement. Un premier métamorphisme transforma cette série en schistes cristallins. La profondeur atteinte par l'érosion dès avant le Stéphanien (elle avait mis à jour les niveaux zonéographiquement inférieurs) indique que ce métamorphisme est ancien.

Un plissement lui succédant mit fin à l'anatexie qui envahissait la base de la zone des gneiss inférieurs. S'exerçant selon deux directions orthogonales NW-SE et NE-SW, il aboutit à la création, dans la première direction, d'une série d'ondulations parallèles qui se profile en coupe suivant un vaste pli en blague à tabac et, dans la seconde direction, d'une gouttière synclinalé qui deviendra le synclinorium Desges-Senouire.

A l'orée d'un nouveau cycle orogénique, une oscillation ramène une partie de cette série à un niveau où elle subit un second métamorphisme de tension dont l'intensité provoque la rétro-morphose dynamique des schistes cristal-

lins anciens. Seules nous sont accessibles en Livradois méridional les zones très supérieures de ce second métamorphisme qui n'a touché que la gouttière synclinale externe Desges-Senouire-Doulon. L'érosion est encore insuffisante pour nous en révéler les parties profondes. Une granitisation beaucoup plus importante que lors du premier métamorphisme aboutit à la mise en place d'une série de granites intrusifs porphyroïdes en massifs ou laccolites. Cette granitisation est en partie symmétamorphe. La venue des granites filoniens à deux micas est un épisode à peine plus tardif.

La fin du second métamorphisme voit le développement d'une métasomatose sodique qui se traduit par l'albitisation généralisée des formations polymétamorphiques.

Cependant, des phases de plissements se succèdent et rythment le métamorphisme. Affectant un bâti initialement rigide, elles se traduisent par des distorsions, cisaillements, chevauchements, bombements plutôt que par des mouvements souples analogues à ceux du cycle précédent. Tous les points faibles de l'architecture ancienne craquent. L'anticlinal brivadois, déjà fortement arasé, se transforme en fossé subsident où vont bientôt s'accumuler les sédiments houillers du Stéphanien. Auparavant, des microgranites s'infiltrèrent dans trois systèmes parallèles de cassures N-S à NE-SW.

Je me suis volontairement abstenu, dans ce bref exposé, de me référer à quelque étage géologique que ce soit. Aucun terrain sédimentaire paléozoïque autre que le Stéphanien ne m'y autorise. *Néanmoins, la chronologie relative des événements décrits ne s'interprète de façon logique, compte tenu des faits établis en d'autres régions du Massif Central, que si l'on fait coïncider le métamorphisme récent dont on sait qu'il est antéstéphanien avec le cycle hercynien.*

Dans ces conditions, le premier métamorphisme n'a pu se réaliser que lors d'un cycle orogénique antérieur et non simplement lors d'une phase précoce du cycle hercynien. On sait en effet que le Dévonien supérieur sédimentaire est discordant en Morvan et en Lyonnais sur des gneiss et migmatites identiques à la série ancienne du haut Allier. *Ceux-ci relèvent donc d'un cycle métamorphique antéhercynien : soit calédonien, soit plus ancien encore.* Cette question de l'âge des métamorphismes et plissements de la série du haut Allier sera discutée plus au long lorsque je la comparerai, dans les conclusions générales, aux autres séries voisines du Massif Central.

D'un point de vue plus étroitement pétrographique, le second métamorphisme paraît s'être réalisé en deux phases beaucoup plus distinctes que lors du premier :

a) une phase de tensions prédominantes provoquant une micro-cataclase généralisée de la série ancienne ;

b) une phase de détente pendant laquelle se produisent de multiples recristallisations favorisées par une mobilité plus grande de certains éléments chimiques (Si, Na). Le climat métasomatique ne s'installe que de

façon encore assez timide par rapport à ce qui sera décrit dans le groupe d'Alleyras (migmatiisation œillée) ;

c) il est vraisemblable que la succession de ces deux phases : tension, détente, n'est ici apparente que parce que le métamorphisme s'exerce sur une série déjà largement cristalline, alors que la phase initiale de tension appliquée à un matériel pélitique très fin ne peut y ajouter de modifications sensibles si ce n'est une schistosité.

L'étude des séries polymétamorphiques apporte donc d'intéressants renseignements sur le mécanisme, la cinématique du métamorphisme régional.

La phase de plissement proprement dit, en Livradois, de même que la mise en place des granites, paraît se placer lors de la transition tension-détente. Ce sont même vraisemblablement ces manifestations orogéniques qui sont responsables du renversement de vapeur.

CHAPITRE VIII

LE GROUPE D'ALLEYRAS.

SECONDE MIGMATISATION ET GRANITE DU VELAY

Le groupe d'Alleyras prolonge vers le S le groupe de la Senouire. C'est une étroite bande de schistes cristallins, allongée entre le granite de la Margeride et le granite du Velay. Elle joint les terrains métamorphiques cévenols avec ceux du bassin du haut Allier et, en particulier, avec le synclinorium Desges-Senouire-Doulon.

Le groupe d'Alleyras se raccorderait normalement au NW au groupe de la Desges si la venue postérieure du granite de la Margeride n'avait brutalement rompu cette continuité. La réalité de cette relation est cependant prouvée par des alignements de septa conservés dans le granite.

Le groupe d'Alleyras, ainsi nommé du nom d'un petit bourg pittoresque en pleines gorges de l'Allier, comporte ectinites et migmatites. Si les ectinites ont des caractères semblables à celles du synclinorium de Massiac ou du synclinal de la Senouire, les migmatites sont entièrement différentes des anatexites grenues à cordiérite qui ont été décrites dans ces unités. Ce sont des roches largement cristallines, œillées, à la texture d'embranchées. Leur développement important dans les gorges de l'Allier entre Monistrol-d'Allier et Alleyras permet de les y étudier en détail.

Leurs affleurements ne représentent néanmoins qu'un secteur du grand niveau continu qu'elles dessinent depuis Malvières au N (à la limite du Puy-de-Dôme) jusqu'à Thueyts au S, en Ardèche.

L'unité lithologique de ce faciès m'a conduit à en réserver l'étude jusqu'à maintenant de façon à pouvoir le considérer dans son ensemble. Il est adossé vers l'E au granite à cordiérite du Velay.

Je diviserai l'étude du groupe d'Alleyras en trois parties :

- le groupe des ectinites ;
- les migmatites œillées ;
- le granite du Velay.

I. — Les ectinites.

Le métamorphisme de tension a produit dans cette région des micaschistes et des gneiss plissés en synclinal.

A. — *La zone des micaschistes inférieurs.*

Si, de Lachaud-Curmilhac, on se dirige vers le S jusqu'un peu au-delà de Monistrol-d'Allier, on suit une étroite bande de micaschistes à deux micas, grenat et tourmaline fortement entamée à l'W par le granite de la Margeride et envahie à l'E par les apports de la seconde migmatisation qui la transforme en embréchites coëllées. Au S du barrage hydro-électrique de Pautez, sur l'Allier, le granite de la Margeride dessine une échancrure où l'on voit les micaschistes passer à des gneiss à deux micas et à des gneiss à biotite et sillimanite. Plus au S, à une quinzaine de kilomètres, ils reparaissent dans la fenêtre de Saint-Bonnet-de-Montauroux (Lozère) et enfin au S de Lango-gne, ce sont les micaschistes des Cévennes.

Du point de vue lithologique, les variétés rencontrées sont les mêmes que dans le groupe de la Senouire : micaschistes à deux micas très phylliteux, micaschistes à minéraux (grenat, tourmaline, andalousite), micaschistes leptyniques à tourmaline, micaschistes à résidus de biotite et sillimanite. Je ne m'attarderai que sur ce dernier faciès.

J'ai décrit, dans le groupe de la Senouire, des micaschistes à deux micas contenant des résidus de biotite et sillimanite. Ceux-ci affleuraient en niveaux isolés dans les micaschistes entre Montclard et Collat. On retrouve ce faciès sous les ruines du château de Vissac au fond du ravin de la Fioule à 50 m en amont du virage de la R. N. 590, et plus au S entre Combriaux et Rohegude (commune de Saint-Privat-d'Allier).

L'étude micrographique de ces roches permet de tirer des conclusions plus précises ici que dans le groupe de la Senouire.

Une lame mince taillée dans un échantillon de Vissac perpendiculairement à la schistosité et à la linéation (assez peu apparente) montre l'existence de deux directions de schistosité faisant entre elles un angle de 90° environ (voir fig. 29).

La première direction est jalonnée par des plages de biotite dont les clivages ont une orientation constante ; le pléochroïsme de cette biotite est dans les brun rouge sombre. Elle est associée à de beaux paquets de fibres de sillimanite. Quelques taches de séricite représentent probablement d'anciens plagioclases.

Cette paragenèse régulièrement orientée est recoupée à l'emporte-pièce par des lits réguliers faisant un angle de 90° avec les précédents, constitués de biotite, muscovite et quartz. La biotite de première génération est défor-

mée, sectionnée, déplacée, par la nouvelle paragenèse. Elle est peu salie de minerais opaques.

Enfin, des plages d'albite de néoformation, limpides, fraîches, à extinctions franches, atteignant 1/2 cm, se développent dans ce fond sans en déplacer les éléments qui se retrouvent à l'intérieur du plagioclase en inclusions orientées de même façon qu'à l'extérieur du cristal, pour les deux paragenèses.

La netteté du phénomène est assez exceptionnelle étant donné le grand angle existant entre les deux directions de schistosité.

La schistosité observée sur le terrain est celle qui correspond à la paragenèse néoformée : biotite, muscovite, quartz. La schistosité ancienne n'est visible qu'au microscope.

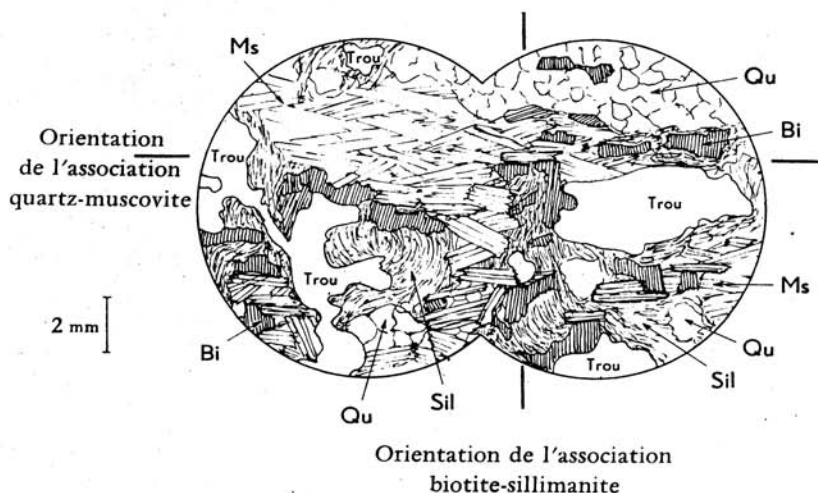


Fig. 29. — Zone des micaschistes inférieurs.

Groupe d'Alleyras. Micaschiste à biotite, muscovite et sillimanite. Orientations discordantes des paragenèses. Ravin de la Fioule, sous les ruines du château de Vissac, à 50 m en amont de la R. N. 590. (L. M. : SE 400).

Qu, Quartz. Ms, Muscovite. Bi, Biotite. Sil, Sillimanite.

A quoi correspondent du point de vue zonéographique ces paragenèses successives ?

L'association relictuelle à biotite et sillimanite suggère la zone des gneiss inférieurs mais il n'y a pas de microcline. Biotite et sillimanite y ont le même faciès que dans les gneiss de Massiac par exemple.

L'association néoformée très phylliteuse à biotite-muscovite suggère la zone des micaschistes inférieurs. Enfin, l'albite tardive rappelle les phénomènes d'albitisation décrits dans le groupe livradois.

L'orthogonalité des schistosités observées prouve qu'un intervalle sépara dans le temps l'apparition des deux types d'association minéralogique.

En conséquence, chacune semble appartenir à une phase de métamorphisme différente.

Or, on n'a pas d'autre indice, jusqu'à maintenant, de mouvements orogéniques contemporains du cycle métamorphique ancien susceptibles de ramener dans la zone des micaschistes inférieurs des formations appartenant à la zone des gneiss inférieurs. *Force est donc d'admettre qu'il ne s'agirait pas de deux phases d'un même cycle de métamorphisme mais de transformations intervenues lors de deux cycles métamorphiques entièrement distincts.*

L'existence d'une telle succession vient d'être démontrée en Livradois ; il est donc possible d'en voir ici le reflet.

La grande dispersion de ces faciès que l'on peut considérer comme des gneiss rétomorphosés dans la zone des micaschistes inférieurs conduit à reposer le problème de l'origine de cette dernière : *la zone des micaschistes inférieurs du synclinorium Desges-Senouire-Doulon est-elle la suite normale de la zone des gneiss inférieurs affleurant en bordure de ce synclinorium ?*

Ne peut-on la considérer comme un témoin de la zonéographie apparue lors du second métamorphisme ?

Dès à présent, on peut rappeler la remarque faite à propos de la quasi-absence d'une zone des gneiss supérieurs en Livradois (région de Berbezt) et à sa faible épaisseur dans le groupe de la Senouire.

On peut encore rappeler la muscovitisation largement répandue dans la zone des gneiss inférieurs (tout au long du flanc interne du synclinorium Desges-Senouire-Doulon) et la transition progressive entre les gneiss inférieurs et les micaschistes à deux micas.

Mais l'examen au fond de ce problème important ne peut être abordé qu'en possession de tous les éléments d'appréciation, c'est-à-dire après étude de la dernière partie du synclinorium : le groupe de la Desges.

B. — La zone des gneiss supérieurs.

Le long de la crête topographique N-S qui sépare les vallées de l'Allier et de l'Ance du Sud, les micaschistes à deux micas, tourmaline et grenat réduits à une bande étroite de 300 à 500 m cèdent la place vers le S à des gneiss à deux micas sur moins de 1.000 m d'épaisseur réelle, puis à des gneiss à biotite et sillimanite qui affleurent de façon presque continue entre Pont-d'Alleyras et Saint-Préjet-d'Allier (D. 33).

La restriction formulée en Livradois méridional demeure ici valable : *la zone des gneiss supérieurs est une zone de transition entre les gneiss à biotite et sillimanite et les micaschistes à deux micas et grenat ; elle n'a pas d'individualité nette.* La muscovite est très répandue dans les gneiss à biotite et sillimanite et la signification de cet envahissement paraît refléter un phénomène d'ordre zonéographique plutôt qu'une variation dans la litho-

logie sédimentaire primitive. La monotonie des compositions chimiques semble le confirmer.

Comme dans le groupe de la Senouire, il reste encore pas mal de sillimanite dans les gneiss à deux micas, ce qui ne saurait surprendre puisqu'on en observe des reliques jusque dans les micaschistes.

L'interprétation de ces observations ne peut être avancée avant l'étude des gneiss inférieurs.

J'ai fait faire une analyse chimique dans le faciès des gneiss à deux micas sur un échantillon prélevé un peu en aval de Pont-d'Alleyras, à 500 m au-dessus des fermes de Gourlong. Les résultats sont extrêmement proches de ceux qui correspondent aux micaschistes à deux micas de Curmilhac-Lachaud :

	An. 37*	An. A
SiO ₂	67,50	67,90
Al ₂ O ₃	16,80	15,85
Fe ₂ O ₃	1,25	1,20
FeO	3,70	3,40
MgO	2,40	2,60
CaO	1,10	0,80
Na ₂ O	3,25	2,50
K ₂ O	1,80	2,95
TiO ₂	0,65	0,65
P ₂ O ₅	0,30	0,30
MnO	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	1,40	1,65
H ₂ O ⁻	0,10	0,15
Total	100,30	100,00

An. 37*. — *Gneiss à deux micas*. Le long du chemin de crête qui, de Gourlong (commune d'Alleyras), monte à la cote 933 m (vers l'E) entre les cotes d'altitude 751 et 807 m (cf. carte topographique au 20.000^e).

An. nouvelle J. Orliac, 1959. Clermont-Ferrand, n° 1068.

Teneur en corindon virtuel : 8,16 %.

An. A. — *Micaschistes à deux micas*. Lachaud-Curmilhac.

An. 24 déjà citée.

Teneur en corindon virtuel : 7,14 %.

Les teneurs élevées en corindon virtuel, les inégalités MgO > CaO sont en faveur d'une origine sédimentaire. Les deux roches seraient identiques s'il n'y avait la question de la soude qui sera discutée dans le paragraphe suivant.

Cette comparaison d'analyse montre de toute façon que la distinction de gneiss et de micaschistes à deux micas est ici bien fragile.

C. — *La zone des gneiss intérieurs.*

Les roches qui la représentent sont essentiellement des gneiss à biotite et sillimanite ainsi que des gneiss leptyniques, type Montgon (cf. synclinorium de Massiac). Leur faciès ainsi que leur composition minéralogique de base sont identiques à ceux des gneiss de Massiac : je n'y reviendrai pas.

Leurs compositions chimiques sont, en conséquence, très voisines :

	An. 38*	An. A
SiO ₂	65,60	65,15
Al ₂ O ₃	17,20	18,60
Fe ₂ O ₃	1,80	2,35
FeO	3,95	3,60
MgO	2,40	2,40
CaO	1,05	0,65
Na ₂ O	2,60	1,70
K ₂ O	2,65	2,35
TiO ₂	0,65	0,40
P ₂ O ₅	0,20	0,10
MnO	tr.	0,05
H ₂ O ⁺	1,50	2,35
H ₂ O ⁻	0,35	0,10
Total	99,95	99,80

An. 38*. — *Gneiss à biotite et sillimanite.* Route de Pont-d'Alleyras au Villard (D. 33), première grande épingle à cheveux en descendant. Prélevé entre les cotes d'altitude 891 et 860 m (cf. carte topographique au 20.000^e).

An. nouvelle S. Pignide, 1959. Clermont-Ferrand, n° 1070.

An. A. — *Gneiss à biotite et sillimanite type.* Cissac près Saint-Ilpize.

(An. 1 déjà citée).

Malgré la concordance de ces deux analyses, on notera qu'il y a nettement plus de Na₂O dans les gneiss d'Alleyras que dans ceux de Massiac.

Je n'ai pas encore parlé d'une particularité essentielle des gneiss inférieurs d'Alleyras. *Ils contiennent non seulement de la muscovite, mais une notable proportion de cordiérite.* Lorsque les roches qui en contiennent sont très fraîches, le faciès réalisé ressemble aux gneiss à cordiérite d'Espeluches, en Livradois.

La répartition du feldspath dans ces roches est assez inégale. Il s'agit d'un oligoclase moyen (An. 20) et d'un peu de microcline. Certains échantillons en sont abondamment pourvus, d'autres moins. Les feldspaths ne sont pas séricitisés. La cordiérite est fraîche, intacte, en plages atteignant 1 cm. généralement xénomorphes.

La composition chimique de ces gneiss diffère assez peu de celle des gneiss à biotite et sillimanite :

	An. 39*	An. A
SiO ₂	66,65	65,60
Al ₂ O ₃	16,75	17,20
Fe ₂ O ₃	1,65	1,80
FeO	3,70	3,95
MgO	2,05	2,40
CaO	1,60	1,05
Na ₂ O	3,60	2,60
K ₂ O	1,90	2,65
TiO ₂	0,65	0,65
P ₂ O ₅	0,30	0,20
MnO	0,05	tr.
H ₂ O ⁺	1,10	1,50
H ₂ O ⁻	0,10	0,35
Total	100,10	99,95

An. 39*. — Gneiss à biotite, sillimanite et cordiérite. Prélevé le long de la route d'Alleyras à Saint-Préjet-d'Allier (D. 33) à 1 km avant Saint-Préjet, près du front des embréchites œillées.

An. nouvelle J. Orliac, 1959. Clermont-Ferrand, n° 1069.

An. A. — Gneiss à biotite et sillimanite. Route de Pont-d'Alleyras au Villard (D. 33). (An. 38 déjà citée).

— ORIGINE DE LA SOUDE DANS LES ECTINITES D'ALLEYRAS. — On retrouve ici encore un important excès de Na₂O sur K₂O.

L'origine de cet excès de soude pose un problème. J'ai relevé cette anomalie dans presque toutes les ectinites du synclinal d'Alleyras.

On peut se demander *a priori* s'il ne s'agit pas d'une erreur systématique d'analyse ; cela est peu probable : les échantillons de roches à analyser ont été répartis au hasard entre deux chimistes travaillant indépendamment ; les mêmes opérateurs ont analysé de même les roches du synclinorium de Massiac. Leurs résultats, qui ont été déjà cités, sont normaux.

La rigueur des analyses peut être admise ; il s'agit donc d'anomalies pétrographiques. Celles-ci peuvent avoir une triple origine :

- une particularité lithologique de la série ancienne ;
- un caractère acquis lors du second métamorphisme de tension ;
- un caractère dû à la proximité des embréchites œillées.

Ces trois hypothèses seront successivement examinées.

1° *Particularité lithologique de la série ancienne.* — On a remarqué la grande ressemblance chimique qui règne entre les gneiss de Massiac et les gneiss d'Alleyras.

L'origine sédimentaire est la plus vraisemblable que l'on puisse admettre pour ces roches, compte tenu de leur teneur élevée en corindon virtuel, de l'inégalité $MgO > CaO$. Par contre, les seuls sédiments qui satisfont à l'inégalité $Na_2O > K_2O$ sont les grauwackes; il paraît bien hasardeux, compte tenu de leur basse teneur en chaux et en magnésie, de leur structure si semblable à celle des gneiss de Massiac, de rapprocher les gneiss d'Alleyras de grauwackes. Cette hypothèse est à rejeter.

2° *Caractère acquis lors du second métamorphisme de tension.* — Nous savons que le second métamorphisme de tension s'est achevé par une albitisation (*sensu lato*) générale de la série affectée. Il serait donc plausible de rechercher l'origine du caractère sodique des gneiss d'Alleyras dans une albitisation tardive.

Il est pour cela nécessaire de savoir où est localisée la soude dans ces roches. C'est ici que les choses se compliquent : parmi les minéraux présents, les seuls susceptibles de renfermer une certaine proportion de soude sont les plagioclases et le microcline; or, ils sont loin d'être abondants dans le faciès habituel de la roche. Par contre, de place en place, la roche est sillonnée de petits filonnets feldspathiques à tendance pegmatitique (oligoclase acide, microcline). Ces filonnets postérieurs à la genèse du gneiss paraissent les seuls vecteurs possibles de la soude en excès. Ils sont étrangers au gneiss et émanent vraisemblablement des embréchites œillées toutes proches. La seconde hypothèse est à rejeter.

3° *Proximité des embréchites œillées.* — Il semble qu'en avant de la ligne qui marque dans les gneiss l'apparition massive du microcline (processus qui les transforme en embréchites œillées, existe un réseau de veines et veinules feldspathiques dont la taille varie de un ou plusieurs centimètres à moins d'un millimètre. Le feldspath (plagioclase ou microcline) y est sodique. Ce réseau de veinules peut pénétrer les gneiss en avant du front des embréchites (microcline) sur plusieurs centaines de mètres de profondeur. Il constitue une sorte d'auréole sodique au-dessus ou au-devant de l'auréole potassique que représentent les embréchites œillées.

Une telle répartition des alcalins dans des formations qui se développent en climat métasomatique, ainsi que je le montrerai ultérieurement, est classique.

Les travaux de P. Lapadu-Hargues (1945) ont montré que la circulation des alcalins dans une série en cours de métamorphisme s'accompagnait d'une sorte de distillation fractionnée au cours de laquelle les cations de plus petit diamètre migraient le plus loin. Le sodium, en conséquence, précède généralement le potassium lors de la migration des alcalins.

C'est cette dernière interprétation qui paraît être la plus satisfaisante pour rendre compte de la richesse en soude de tous les terrains métamorphiques du groupe d'Alleyras à la lisière du front des embréchites œillées.

— *ORIGINE DE LA CORDIÉRITE DANS LES GNEISS D'ALLEYRAS.* — L'origine de la cordiérite dans ces gneiss est un problème différent. L'observation microscopique montre que cette cordiérite contient en inclusions quartz, biotite, sillimanite, muscovite. Je n'y ai pas vu de plagioclases, tout au moins dans les lames étudiées. La cordiérite est ainsi un minéral récent par rapport au fond de la roche.

Plusieurs phénomènes ont pu lui donner naissance :

1° *Le métamorphisme de contact du granite de la Margeride.* — La première idée qui vient à l'esprit est de voir dans la cordiérite une manifestation due à la venue du granite de la Margeride dans la série.

Mais, d'une part, P. Lapadu-Hargues a démontré que les transformations thermiques réalisées dans les terrains encaissants au contact de ce granite sont très faibles.

D'autre part, la répartition de la cordiérite devrait dans ces conditions dessiner une auréole autour des contours du massif. Or, ce n'est pas le cas.

Enfin, la cordiérite est répartie le plus souvent en lits concordants avec la schistosité cristalphyllienne des gneiss, ce qui permet de rejeter l'hypothèse d'une relation entre la présence de ce minéral et la venue du granite de la Margeride.

2° *Métamorphisme de contact dû à la seconde migmatisation.* — On sait qu'en Montagne Noire les embréchites œillées sont séparées des micaschistes supérieurs par une zone de quelques centaines de mètres d'épaisseur dans laquelle les micaschistes sont envahis de biotite en fines paillettes ainsi que de cristaux d'andalousite. M. Roques (1941) attribue le développement de ces minéraux à une action thermique de la migmatisation sur les micaschistes à chlorite et séricite. La migmatisation provoque un métamorphisme de contact dans ces micaschistes parce qu'ils sont d'un degré métamorphi-

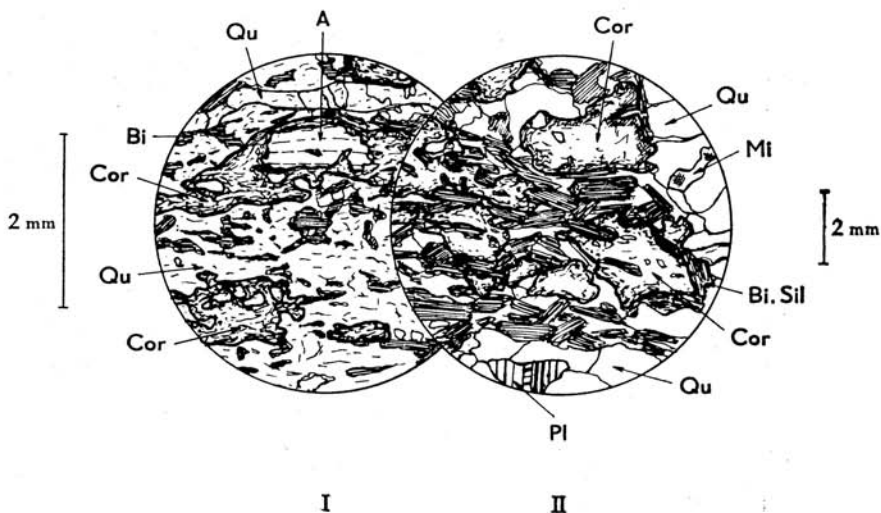


Fig. 30.

I. Zone des micaschistes inférieurs. Micaschiste à biotite, cordiérite et andalousite. Groupe d'Alleyras. Le long de la R. N. 88, entre Laval-Alger et Saint-Bonnet-de-Montauroux. (L. M. : SE 247).

II. Zone des gneiss inférieurs. Gneiss à biotite, sillimanite et cordiérite. Groupe d'Alleyras. Le long de la route D. 33, entre Pont-d'Alleyras et Saint-Préjet-d'Allier. (L. M. : SE 23).

Qu, Quartz. Bi. Sil, Biotite avec feutrage de sillimanite. Mi, Microcline perthitique avec myrmécite. Pl, Plagioclase. Cor, Cordiérite (avec muscovite dans le gneiss). A, Andalousite (ici dans la cordiérite).

que très faible. Dès que la migmatisation s'installe dans des zones d'isométagmorphisme plus profondes, cette action disparaît (exemple de l'anticlinal de Tulle, Corrèze).

Or, les formations à cordiérite des groupes d'Alleyras, de la Senouire et de la Desges appartiennent aussi bien à la zone des gneiss inférieurs qu'à celle des micaschistes inférieurs. D'autre part, la répartition de la cordiérite ne suit pas davantage le contour des embréchites œillées qu'elle ne suivait le granite de la Margeride.

Il faut chercher ailleurs sa raison d'être. On ne peut invoquer la profondeur du niveau zonéographique où elle apparaît (qui pourrait suggérer l'approche de la zone U) puisqu'elle existe sporadiquement dans les micaschistes. On ne peut que difficilement invoquer une raison stratigraphique à sa présence puisque sa dispersion ne suit aucun horizon lithologique déterminé ainsi que ce sera le cas pour le disthène dans le groupe de la Desges par exemple.

Reste une troisième possibilité.

3° *Manifestation du second métamorphisme de tension.* — J'ai indiqué en Livradois que l'action du second métamorphisme produisait, lorsqu'elle était suffisamment intense, c'est-à-dire dans la nouvelle zone des micaschistes inférieurs, de la cordiérite ainsi que de la biotite et du microcline, suivant les réactions de Harker déjà citées dans le chapitre précédent.

Or, on vient d'observer dans l'étude des micaschistes du groupe d'Alleyras qu'il était possible que tout ou partie de ceux-ci aient dû leur naissance à l'action d'un second métamorphisme sur une série de gneiss à biotite et sillimanite anciens, et peut-être aussi de formations anciennes d'un degré métamorphique moindre.

Si cette interprétation est valable, le faciès micaschiste doit apparaître là où l'intensité du second métamorphisme est grande, c'est-à-dire au cœur du synclinal. Mais en des points moins exposés, la transformation peut être moins radicale et ne se traduire que par la formation dans les gneiss à biotite et sillimanite de minéraux nouveaux.

C'est peut-être ainsi que sont apparues la cordiérite et la muscovite de néoformation si largement répandues dans des terrains de degré métamorphique varié (gneiss ou micaschistes) des groupes d'Alleyras et de la Desges) ¹.

On peut à ce propos rappeler avec P. Lapadu-Hargues (1957) le caractère fonctionnel de la cordiérite :

« Lorsque l'on se trouve en présence d'alumine abondante, et qu'il manque le stock d'alcalins ou de Ca nécessaire pour fabriquer du feldspath, quatre cas peuvent se présenter :

1° S'il y a excès de fer et de magnésium en présence de silice, il se fabriquera de la *cordiérite* absorbant ainsi Al, Fe et Mg.

2° En milieu pauvre en Fe mais riche en Mg, ce sera la *muscovite* qui va apparaître...

¹ Depuis la rédaction de ces lignes, le problème a été réétudié plus au S de notre région. Voir : A. WEISBROD. Les occurrences de la cordiérite dans la haute vallée de l'Ardèche. C. R. Ac. Sc., t. 255, 1962, p. 3393-3395.

3° Si l'alumine est seule prépondérante en milieu à excédent de silice, on verra se constituer de la *sillimanite*.

4° Si, au contraire, le milieu est à déficit de silice, c'est le *corindon* qui va apparaître. »

L'auteur considère la réalisation de ces transformations dans les granites mais elles s'appliquent vraisemblablement à d'autres cas, en particulier à certains gneiss et migmatites.

— AUTRES FACIÈS LITHOLOGIQUES : AMPHIBOLITES. — Les gneiss à biotite et sillimanite ne sont pas le seul faciès pétrographique que l'on puisse rapporter à la zone des gneiss inférieurs. On rencontre dans le groupe d'Alleyras des gneiss à biotite leptyniques ainsi que quelques niveaux d'amphibolites (entre le passage à niveau de Pautès et la route D. 40 de Pont-d'Alleyras ; sur la rive gauche de l'Allier au S d'Alleyras dans le ravin de l'Hiver dans l'extrême pointe du synclinal, cf. carte topographique au 20.000°).

J'ai fait faire l'analyse du niveau amphibolique de Pautès situé tout contre le front des embréchites œillées. L'amphibolite à biotite, plagioclases et microcline y est associée à des gneiss à biotite de tendance leptynique, mais sans rapport avec les ortholeptynites brivadoises.

	An. 40*	An. 41*
SiO ₂	47,70	61,40
Al ₂ O ₃	16,00	19,05
Fe ₂ O ₃	5,55	1,45
FeO	5,70	5,05
MgO	8,90	3,40
CaO	10,40	1,25
Na ₂ O	1,70	2,60
K ₂ O	2,35	3,05
TiO ₂	1,30	0,70
P ₂ O ₅	0,20	0,20
MnO	0,10	0,10
H ₂ O ⁺	0,50	1,65
H ₂ O ⁻	0,30	0,35
	<hr/> 100,70	<hr/> 100,25

An. 40*. — *Amphibolite* (dans les gneiss à biotite contre le front des embréchites œillées à microcline). Petite route joignant le passage à niveau de Pautès à la D. 40, route de Pont-d'Alleyras.

An. nouvelle J. Orliac, 1959. Clermont-Ferrand, n° 1096.

Paramètres américains : III. 5. 4. 3. (2. 2. 2. 2.).

Équivalent magmatique de A. Lacroix : $\left\{ \begin{array}{l} \text{forme grenue : gabbro;} \\ \text{forme microlitique : basalte.} \end{array} \right.$

An. 41*. — *Gneiss à biotite* (tendance leptynique). Prélevé au même endroit que l'amphibolite ci-dessus, à 50 m du front des migmatites œillées, sous la route du passage à niveau.

An. nouvelle J. Orliac, 1959. Clermont-Ferrand, n° 1086.

Teneur en corindon virtuel : 9,58 %.

L'amphibolite de Pautès a une composition qui la rapproche de celle de La Chassagne dans le synclinorium de Massiac ; sa richesse en K_2O est due sans aucun doute à la proximité des embréchites œillées et témoigne d'un début de migmatisation. Il s'agit probablement d'une orthoamphibolite si l'on considère son analogie minéralogique et chimique avec celle de La Chassagne.

Le gneiss auquel elle est associée est encore riche en soude pour des raisons analogues à celles qui ont été développées plus haut : proximité du front des migmatites. La proportion assez élevée de fer s'explique par la quantité notable de biotite que contient la roche (cf. les analyses de gneiss à biotite et sillimanite de Massiac, Première Partie).

D. — *Conclusions à l'étude des ectinites du groupe d'Alleyras.*

Les ectinites qui viennent d'être décrites représentent une ancienne série sédimentaire de caractère pélitique analogue à la série de Massiac où l'importance des niveaux volcaniques s'est fortement estompée.

Le métamorphisme a transformé ces sédiments en série cristallophyllienne où sont représentées les zones des gneiss inférieurs, supérieurs et des micaschistes inférieurs. Mais le peu de netteté de la zone des gneiss supérieurs, l'existence de paragenèses relictuelles à biotite et sillimanite dans les micaschistes à deux micas, la présence de cordiérite et de muscovite néoformées dans les gneiss inférieurs et les micaschistes, une albitisation tardive assez répandue conduisent à se demander si la genèse de toutes les zones d'isométamorphisme actuellement observables fut simultanée.

L'hypothèse d'une rétromorphose des gneiss à biotite et sillimanite, séduisante en apparence, rend compte de la forte réduction de puissance que subit la zone des gneiss inférieurs entre le synclinorium de Massiac et le synclinorium Desges-Senouire-Doulon ; on doit souligner dès maintenant qu'elle est en contradiction avec le fait que les micaschistes à deux micas sont eux-mêmes rétromorphosés entre Berbezit et Dore-l'Église et semblent donc faire partie de la série ancienne. Cette grave objection sera ultérieurement développée.

Si la migmatisation œillée qui va être étudiée est à peine postérieure à cette évolution, le granite de la Margeride, nettement postérieur, efface d'un coup d'éponge une bonne partie de la série.

II. — Les migmatites œillées.

A. — *Faciès de la formation.*

Les migmatites dont j'ai déjà indiqué l'existence tout au long de l'étude du synclinorium Desges-Senouire-Doulon ont, dans l'ensemble, le faciès constant et peu varié de **gneiss œillés** riches en feldspaths. Cette uniformité engendre l'unité de la formation. Deux groupes principaux de faciès se dégagent cependant d'une étude plus attentive :

- des embréchites œillées ;
- des anatexites largement cristallines.

1. **Les embréchites œillées.** — Dans un gneiss ou un micaschiste naissent des yeux de microcline mono- ou polycristallins. Très vite, ils grossissent et augmentent en nombre ; cette évolution peut se faire sur une dizaine de mètres en profondeur, parfois moins, rarement plus. Lorsque le taux feldspathique atteint une valeur suffisante, les yeux s'anastomosent et les embréchites deviennent amygdalaires avec, fréquemment, de longs lits quartzeux étirés. La direction de linéation est marquée dans les plans de

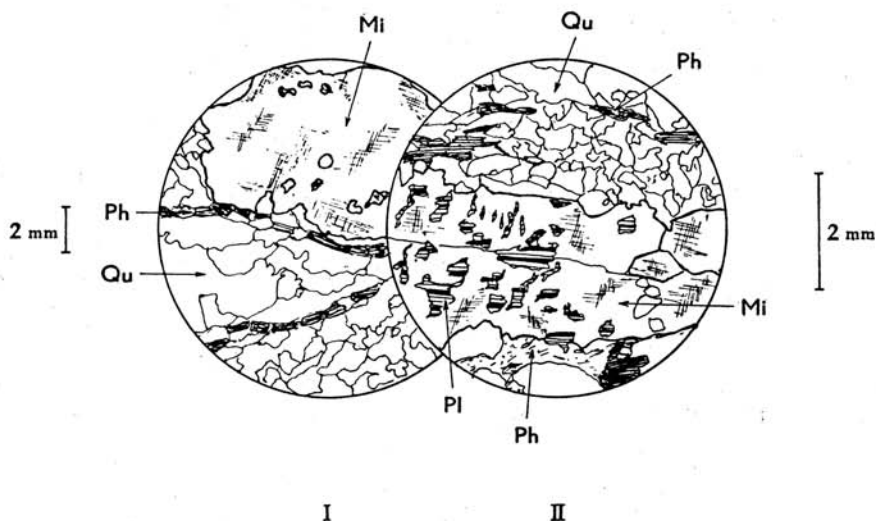


Fig. 31. — Embréchites œillées à deux micas.

I. Groupe d'Alleyras. Route de Saint-Privas-d'Allier à Saint-Didier-d'Allier, pont sur le Rouchoux (L. M. : SE 27).

II. Groupe de la Senouire. Lachaud-Curmilnac ; le long de la D. 118, à proximité du front des migmatites (pont sur le ruisseau). (L. M. : SE 427). Arc de Fix.

Qu, Quartz. **Pl**, Plagioclase. **Mi**, Microcline perthitique (yeux). **Ph**, Biotite et muscovite.

foliation ; ceux-ci sont réguliers. Au fur et à mesure que l'on s'éloigne du front de feldspathisation, les feldspaths grossissent et la foliation perd de sa régularité. Ces cristaux de microcline, généralement maclés Carlsbad, peuvent dépasser 5 cm, ce qui explique ces perturbations.

Au microscope, ces embréchites œillées se montrent composées de :

Quartz	Muscovite
Microcline perthitique $2V = 77^\circ$	Sillimanite (rare)
Oligoclase (An. 15-20)	Apatite
Myrmékite	Zircon
Biotite	Magnétite.

Le fond de la roche a l'allure d'un gneiss à deux micas. Sur ce fond tranchent de grandes plages de microcline, généralement perthitiques et maclées Carlsbad, qui contiennent tous les autres minéraux en inclusions. La myrmékite en bourgeons foisonne. Une seconde génération de quartz apparaît aussi en grandes plages limpides aux extinctions franches. La sillimanite est rare ; elle apparaît vers la base des niveaux ; la cordiérite est exceptionnelle, ce qui traduit la pauvreté en fer des embréchites œillées (cf. analyses chimiques).

Aucun point d'observation de ces embréchites œillées ne se recommande spécialement ; elles sont presque partout aussi typiques ; toutes les routes traversant le grand niveau La Chaise-Dieu - Langogne fournissent de bonnes coupes. Le front des embréchites dans les gneiss ou micaschistes se voit bien sur la rive gauche de la Senouire, de Josat jusqu'à un peu au S de La Chaise-Dieu ; un peu au S de Lachaud-Curmilhac ; à Combriaux (commune de Saint-Privat-d'Allier) ; le long de la route de Pont-d'Alleyras à Saint-Préjet-d'Allier, etc.

2. Les embréchites leptyniques. — Parmi les embréchites ci-dessus décrites, il existe des horizons leptyniques où la feldspathisation perd son caractère œillé. Ces variations n'ont pas de caractère zonéographique, mais stratigraphique ; elles sont locales et se produisent à des niveaux quelconques des formations d'embréchites œillées. La linéation y est plus apparente qu'ailleurs, ce qui a pour conséquence de donner une apparence fibreuse à la roche qui se débite alors en rouleaux ou cylindres.

La composition minéralogique est la même que dans les faciès œillés mais les éléments sont de taille plus petite et la proportion de micas est moindre. Les niveaux leptyniques sont plutôt rubanés.

Les niveaux de Pinols et de Desges (au S) ont une tendance leptynique nette.

3. Les anatexites largement cristallines. — *Lorsque les niveaux d'embréchites œillées sont suffisamment épais, il apparaît à leur base un faciès différent.* Les lits micacés, déjà passablement désorientés par l'invasion du microcline, deviennent discontinus et dessinent à l'échelle du décimètre des plissements confus sur les charnières desquels les linéations sont encore perceptibles. Le litage de ces roches est si peu régulier qu'on ne

peut leur conserver le nom d'embréchites : ce sont des *anatexites* où les cristaux de microcline atteignent plusieurs centimètres.

Ce faciès est totalement différent des anatexites grenues à biotite et cordiérite du Brivadois ; il est toujours lié aux embréchites œillées en haut Allier.

Les plissements que l'on observe sont contemporains de la genèse même de ces roches ; en lames minces, on ne voit aucune trace de cataclase qui permette de leur attribuer une origine tectonique postérieure à la cristallisation du matériel feldspathique. Ces caractères, déjà sensibles à l'W d'Allègre, ne prennent toute leur ampleur que plus au S, entre La Villate et Lanarce (Ardèche).

La composition minéralogique des anatexites est la même que celle des embréchites, à ceci près qu'elles contiennent moins rarement de la sillimanite.

B. — Répartition des migmatites œillées dans le bassin du haut Allier. Épaisseur des différents niveaux.

Les affleurements constitués par ces roches ont toujours une longueur prédominante sur leur largeur : ce sont des niveaux, non des massifs. Leur situation est indépendante de la zonéographie des ectinites. Cependant, les affleurements continus les plus importants de ces roches sont accolés au granite à cordiérite du Velay-Vivaraïis, contre lequel elles forment une bande de près de 100 km de long. J'appellerai ce niveau l'**arc de Fix**, du nom de la localité de Fix-Saint-Geneyis qui marque, à 1.000 m d'altitude le long de la R. N. 102 Le Puy - Clermont-Ferrand, la limite du bassin de la Loire et de l'Allier, ainsi que la limite des provinces d'Auvergne et du Velay.

L'arc de Fix a une importance géographique certaine car, indépendamment du volcanisme tertiaire, c'est lui qui sépare sur toute sa longueur les cours supérieurs de l'Allier et de la Loire.

Je préfère l'appellation d'arc à celle de niveau parce qu'elle rend mieux compte de la forme largement incurvée des migmatites œillées autour de la partie méridionale du granite du Velay et du Vivaraïis. Cette zone méridionale sort des limites de la région étudiée mais ne fait pas moins partie du même niveau.

A l'W d'Alleyras, un *anticlinal* de migmatites œillées : celui de *Saint-Préjet-d'Allier*, se détache de l'arc de Fix.

Vers le NW, de l'autre côté du granite de la Margeride, les migmatites œillées reparaissent dans les petits niveaux de Desges et de Pinols.

Enfin, à l'E de Langeac, la voie ferrée et la R. N. 590 recourent le même faciès qui apparaît dans une fenêtre d'une centaine de mètres découpée dans les basaltes tertiaires : la fenêtre de Bavat (commune de Saint-Arcons-d'Allier) ; et à l'E de Paulhaguet, je rappelle l'existence des embréchites

œillées de Faveyrolles (commune de Chassagnes), déjà citées dans l'étude du groupe de la Senouire.

L'épaisseur des niveaux de migmatites œillées varie grandement. A sa naissance, au NE de Malvières, l'arc de Fix a moins de 50 m d'épaisseur, tandis qu'à Langogne au S, il en a plus de 5.000.

L'épaisseur du niveau de Pinols n'excède probablement pas 1.000 m. Celle du niveau de Desges est inférieure à 500 m.

Si la situation de l'arc de Fix le long du granite du Velay paraît — au moins en apparence — indiquer qu'il s'agit de migmatites liées au granite, les niveaux de Desges et de Pinols ne montrent rien de semblable : *les migmatites œillées y sont stratoïdes.*

C. — Relations des migmatites œillées avec les terrains encaissants.

1. **Les septa.** — On observe dans les embréchites œillées des septa divers ; j'en ai indiqué l'existence en étudiant le flanc externe du synclinal de la Senouire. *L'étude de ces septa est d'un grand intérêt parce qu'ils prouvent que les migmatites œillées se sont formées à partir de matériaux métamorphiques très divers.* Les roches que l'on rencontre le plus souvent ainsi sont :

- des micaschistes à deux micas (oligoclasiques), qui ont parfois le faciès de gneiss ;
- des gneiss leptyniques à biotite ;
- des gneiss à biotite et sillimanite ;
- des biotitites à sillimanite ;
- des amphibolites

Celles-ci contiennent à Sarzol (commune d'Allègre) :

Quartz	Magnétite
Hornblende verte	Zoïsite, épidote
Labrador (An. 55)	Séricite.
Sphène	

Le plagioclase très basique est remarquablement zoné dans certaines plages. Il est assez fortement saussurité et corrodé par le quartz qui paraît secondaire. La hornblende verte à peu près intacte est fortement pléochroïque.

La taille de ces septa est généralement faible : quelques décimètres au plus ; leur schistosité n'est pas toujours concordante avec celle des migmatites encaissantes.

2. **Relations des embréchites œillées avec les ectinites.** — Cette observation nous conduit à parler des relations de l'arc de Fix avec les ectinites et le granite. J'ai indiqué dans une publication antérieure (F.-H. Forestier, 1958) que la limite de la feldspathisation dans les ectinites dessinait une ligne oblique sur leur zonéographie, autrement dit *qu'il y avait discordance*

entre le front des migmatites ocellées et les limites des zones d'ectinites. Le phénomène est particulièrement net dans le groupe d'Alleyras. Depuis Malvières au N jusqu'au barrage hydroélectrique de Pautès (commune d'Alleyras) sur l'Allier au S, la limite de la feldspathisation se tient à divers niveaux des micaschistes à deux micas. L'épaisseur de micaschistes épargnée par cette migmatisation varie de 500 à 2.000 m en effet entre La Chaise-Dieu et Saint-Privat-d'Allier. Ce fait prouve déjà une certaine obliquité du front des migmatites sur la zonéographie. Mais, entre le barrage de Pautès et la Baraque du bateau d'Allier (bac détruit sur l'Allier au S d'Alleyras), la feldspathisation passe des micaschistes à deux micas dans les gneiss à biotite, sillimanite et cordiérite de la zone des gneiss inférieurs, les limites zonéographiques des ectinites étant coupées obliquement par la limite de feldspathisation (voir planche II en pochette).

D'autre part, ainsi que le montre la carte, les zones d'ectinites ne sont pas horizontales mais redressées avec divers pendages dans cette région, donc plissées. Or, le dessin de ce plissement est matérialisé sur le terrain et sur la carte par le contour des zones d'isométabolisme, parallèle à la schistosité des ectinites.

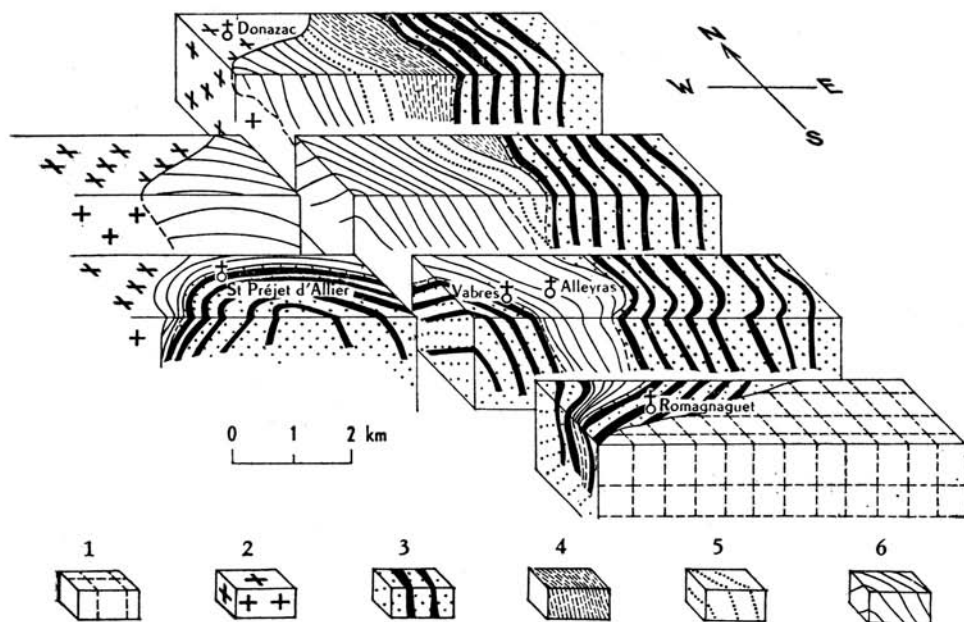


Fig. 32. — Bloc-diagramme schématique montrant la discordance du front des embréchites ocellées sur les limites zonéographiques des ectinites dans la région d'Alleyras.

1, Granite de Saint-Christophe-d'Allier. 2, Granite de la Margeride. 3, Embréchites ocellées. 4, Zone des micaschistes inférieurs. 5, Zone des gneiss supérieurs. 6, Zone des gneiss inférieurs.

La limite des embréchites œillées coupant ces contours en oblique prend de ce fait en écharpe les plis des ectinites.

En conséquence, le développement des migmatites œillées est postérieur aux ectinites et à leur plissement.

Mais, comme on a indiqué plus haut qu'il pouvait y avoir deux cycles métamorphiques superposés dans les ectinites, on doit se poser la question de savoir à quel cycle de métamorphisme se plaça la migmatisation œillée. Comme on retrouve de nombreux septa de gneiss à biotite et sillimanite dans les embréchites œillées, il est démontré que celles-ci sont postérieures au premier cycle métamorphique. Le problème revient à déterminer si elles sont antérieures, contemporaines ou postérieures au second cycle métamorphique.

Là encore, on doit observer que la feldspathisation s'est arrêtée indifféremment dans n'importe quel niveau zonéographique ou lithologique de la série métamorphique constituant le synclinorium Desges-Senouire-Doulon. Or, les embréchites œillées ne montrant jamais trace de polymétamorphisme dans l'arc de Fix alors que les ectinites en montrent, que, de plus, le polymétamorphisme des embréchites œillées est connu en d'autres régions du Massif Central (groupe d'Affoux en Lyonnais, Rouergue occidental), on est amené à considérer la formation de l'arc de Fix comme contemporaine ou légèrement postérieure au second métamorphisme de tension défini en Livradois et qui semble se prolonger dans tout le synclinorium Desges-Senouire.

3. Relations avec les granites. — Les migmatites œillées, tout au moins l'arc de Fix et le dôme de Saint-Préjet-d'Allier, se trouvent en contact sur de longues distances avec divers massifs granitiques. Si, pour certains granites, les relations sont claires et indiscutables, pour d'autres la nature des rapports est moins évidente. C'est le cas du batholite granitique du Velay-Vivarais. Les faits que j'ai pu observer dans le bassin du haut Allier sont insuffisants pour tirer des conclusions nettes. Cette question devra être reconsidérée à l'échelle de cet immense batholite.

a. LE GRANITE A DEUX MICAS DE SAINT-CRISTOPHE-D'ALLIER. — Ce massif de granite à grain fin qui affleure magnifiquement dans les gorges de l'Allier en amont d'Alleyras fait partie du cortège filonien leucocrate du granite de la Margeride qu'il recoupe sans ambiguïté (contacts entre Chambon-le-Château et Chapeauroux). Il affleure sur les deux rives de l'Allier et disparaît à l'E sous les basaltes du Velay. Son contact avec les embréchites œillées est traversé par la route d'Alleyras à Saint-Haond (D. 40) où il est masqué par les basaltes au N d'Anglard (commune d'Alleyras); il est visible, par contre, au niveau de la voie ferrée ou du lit de l'Allier.

Le granite à deux micas de Saint-Christophe-d'Allier recoupe à l'emportepièce les embréchites œillées et leur est par conséquent postérieur.

b. LE GRANITE PORPHYROÏDE DE LA MARGERIDE. — Ses relations avec les embréchites œillées peuvent être observées au NW de Chambon-le-Château (Lozère) entre le hameau de Verrières (Lozère) et Croisances (Haute-Loire).

Le granite de la Margeride est intrusif dans les embréchites œillées et par conséquent postérieur.

c. LE GRANITE PORPHYROÏDE DE LA CHAISE-DIEU. — Les embréchites œillées qui sont normalement séparées de ce granite par une mince bande de micaschistes à biotite et muscovite viennent toucher ce granite entre les latitudes de La Chaise-Dieu et Malvières. La densité de la couverture forestière et végétale dans cette région gêne beaucoup les observations. Ce n'est qu'à la naissance de l'arc de Fix que j'ai pu observer ses contacts avec le granite porphyroïde de La Chaise-Dieu à quelques centaines de mètres à l'E de Malvières (Haute-Loire).

Là, sur la rive gauche du ravin de Malvières (lui-même affluent rive gauche du grand ravin de Bonneval qui débouche dans la Dore à Dore-l'Église), un peu au S des fermes du Poux (commune de Malvières) naît une bande d'embréchites œillées, large au plus de 50 m. Elle repose quasi horizontalement ou avec un faible pendage N sur un granite à biotite orienté porphyroïde qui la limite vers l'E et le S en dessinant une sorte de fond de bateau. Le toit de ce mince niveau œillé est fait de micaschistes à deux micas oligoclasiques qui affleurent en plusieurs points aux environs du calvaire de Malvières. Ce granite est le granite de La Chaise-Dieu intrusif dans les micaschistes à deux micas dont il contient de multiples enclaves.

Le contact du granite de La Chaise-Dieu et des embréchites œillées paraît progressif et non tranché au couteau comme pour les granites précédemment étudiés.

Le granite orienté à biotite où les phénocristaux de microcline à section carrée se détachent sur un fond à grain moyen affleure au fond du ravin de Bonneval (au village de Bonneval et en aval). Il est recoupé par de nombreux filonnets de granite à deux micas et parfois grenat très clair.

En remontant par le ravin sur Malvières depuis le ruisseau de Bonneval, à travers bois et broussailles, on voit sur 100 m le granite perdre ses phénocristaux, son grain s'amenuiser au fur et à mesure que s'accroît son orientation. La muscovite est toujours absente. En lames minces, on voit la myrmékite se développer ; mais on est encore dans un granite à biotite orienté. Quelques dizaines de mètres plus haut, c'est un gneiss à deux micas qui affleure, à peine œillé, de grain assez fin. Il contient une importante proportion de microcline perthitique lardé de bourgeons de myrmékite. La texture indique que l'on est dans les gneiss œillés. A une cinquantaine de mètres plus haut, le grain de la roche a grossi et les embréchites œillées sont typiques.

Cette description n'est pas totalement démonstrative car elle ne concerne qu'un secteur très localisé du contact. Si le granite de La Chaise-Dieu n'est pas « intrusif » dans les embréchites œillées comme le granite de la Margeride, il peut, tout en leur étant postérieur, avoir granitisé leur base.

Bref, il y a là un problème que, seules, de nouvelles observations faites à la faveur de travaux de génie civil par exemple pourront résoudre. *Dans l'état actuel des connaissances, je considère le granite de La Chaise-Dieu comme contemporain des embréchites œillées, ou légèrement postérieur.*

d. LE GRANITE DU VELAY-VIVARAIS. — Là aussi, les contacts sont difficilement observables, soit en raison du recouvrement végétal jusqu'à Allègre; soit plus au S en raison du recouvrement basaltique qui ne libère la zone de contact qu'au S de Coucouron (Ardèche).

De plus, plusieurs granites distincts apparaissent dans le batholite entre les latitudes d'Arlanc au N et de Montpezat au S ; ils seront énumérés lors de l'étude du granite du Velay. Malgré l'existence de ces divers granites en bordure, l'essentiel du contact entre les migmatites œillées et le granite se fait avec le faciès hétérogène du Velay riche en cordiélite au S, moins riche au NW.

On voit le contact en deux points :

— dans la partie septentrionale de l'arc : à l'W d'Allègre ;

— dans sa partie méridionale : entre Saint-Cirgues-en-Montagne et Lanarce.

C'est en Ardèche, hors des limites de cette étude, qu'il est le plus net. *En ces deux régions, il est progressif et n'a pas, par exemple, la netteté du contact du granite de la Margeride.*

Lorsque l'on se rapproche du granite, le grain des migmatites œillées devient plus fin, les yeux de microcline disparaissent, la roche prend l'aspect d'un granite nébulitique à grain grossier puis, lorsque l'on est assez loin du contact, les taches de cordiélite apparaissent dans le granite.

Lorsque l'on se déplace du N vers le S et le SE le long de l'arc de Fix, les migmatites œillées se différencient en zones de composition minéralogique différente au fur et à mesure qu'elles gagnent en épaisseur. On peut aussi exprimer ce fait en disant que la granitisation vellave est discordante sur les limites zonéographiques des migmatites œillées. Elle les envahit jusqu'à les absorber entièrement au N, à Malvières (néanmoins, je n'ai jamais observé de septa d'embréchites œillées dans le granite à cordiélite de la moitié occidentale du Velay).

Au N, là où l'épaisseur est la plus faible, ce sont des embréchites œillées qui sont au contact du granite. Vers le S, à partir d'Allègre, la sillimanite apparaît à la base du niveau en même temps que la texture des embréchites perd sa régularité. Cette tendance s'accroît entre Allègre et Pradelles. Au N de Lanarce (Ardèche), ce sont des anatexites œillées à deux micas et sillimanite qui viennent au contact du granite. A la base de ces anatexites apparaissent alors quelques amas de cordiélite. Leur proportion augmente bientôt jusqu'à former un mince niveau d'anatexites à cordiélite et sillimanite qui affleure à partir d'Issanlas (Ardèche) et dont l'épaisseur augmente progressivement jusqu'à l'E de Thuyets (Ardèche) où les anatexites à cordiélite ont plusieurs

milliers de mètres d'épaisseur, sous les anatexites à sillimanite. Cette évolution minéralogique a été étudiée par H. Longchambon sur la feuille de Largentière.

Ainsi, il semble y avoir une certaine indépendance génétique entre le granite du Velay et les migmatites œillées ; néanmoins, le granite à cordiérite n'a jamais le caractère intrusif vis-à-vis des migmatites œillées.

Les innombrables enclaves d'ectinites éparses dans ce granite prouvent qu'il est postérieur à la genèse des ectinites du synclinorium Desges-Senouire-Doulon. Ses relations avec les migmatites œillées (elles aussi postérieures aux ectinites) montrent qu'il en est synchrones ou à peine postérieur. Dans ces conditions, il appartient au cycle orogénique récent défini en Livradois. Il s'agit d'un granite hercynien.

Ces conclusions concordent avec celles que M. Chenevoy (1960) a tirées récemment de l'étude de la moitié orientale du même batholite.

On insistera encore sur le fait que les conclusions tirées des observations effectuées dans le bassin du haut Allier n'ont pas une généralité suffisante eu égard à la taille du batholite Velay-Vivarais. Seule, une étude d'ensemble du massif permettra d'en dégager la vraie physionomie ¹.

Enfin, on ne doit pas perdre de vue que les embréchites œillées n'ont pas toujours des rapports de voisinage aussi étroits avec ce granite que celles de l'arc de Fix. Les niveaux de Pinols et de Desges sont purement stratoïdes et aucun argument de terrain ne permet de leur attribuer un âge différent de celui des embréchites de l'arc de Fix. Les embréchites œillées sont donc indépendantes, de par leur répartition, du granite du Velay. Il y a là un argument de plus pour voir en ces deux processus : granitisation vellave et migmatitisation œillée, des phénomènes synchrones mais non obligatoirement syngénétiques.

D. — *Architecture des migmatites œillées.*

Les migmatites œillées sont distribuées en niveaux, non en massifs. Tantôt ces niveaux, accolés au granite, lui font une ceinture monoclinale qui participe à la tectonique granitique, tantôt ils sont isolés au sein des ectinites — stratoïdes — et leur plissement n'est influencé par aucune cause étrangère (Pinols, Desges).

Dans tous les cas, la structure tectonique est ample : les niveaux de migmatites œillées sont ployés ou cassés plutôt que plissés. Rares sont les unités géologiques du bassin du haut Allier qui offrent autant de pendages subhorizontaux. On ne retrouve de telles fréquences que dans les formations polymétamorphiques (Livradois). Ceci dit, rares sont pourtant les

¹ Depuis la rédaction de ces lignes, A. Weisbrod, travaillant dans la région de Thueys et de Vals-les-Bains, a pu voir l'indépendance totale du granite du Velay et des migmatites œillées. Là, le granite du Velay est cependant bordé par une frange de migmatites, mais complètement différentes à la fois des migmatites œillées et des anatexites brivadoises (*C. R. Ac. Sc.*, t. 255, 1962, p. 3004-3006).

points où le front de feldspathisation s'enfonce doucement sous les ectinites avec de faibles pendages.

Le long de l'arc de Fix qui est une structure monoclinale, les pendages du front des migmatites sont tantôt à 45°, tantôt subverticaux (Lachaud-Curmilhac), tantôt renversés (Varennes-Saint-Honorat, au S d'Alleyras).

Le niveau de Pinols constitue une échine étroite et allongée aux pendages peu accusés, qui semble plonger au N comme au S (et de façon périclinale à ses extrémités) sous les micaschistes à deux micas encaissants. L'échine serait donc anticlinale. Mais le terrain est si couvert de bois qu'il n'est pas possible de relever des pendages de façon suffisamment suivie pour être affirmatif.

E. — *Hauteur du front des migmatites œillées.*

Les dissemblances entre les styles tectoniques de la série cristallophyl-
lienne ancienne et des migmatites œillées peuvent être envisagées à un autre point de vue : celui de la hauteur zonéographique atteinte par le front des migmatites.

La limite supérieure des anatexites grênes de type Aubusson est toujours cantonnée, partout où elles affleurent (c'est-à-dire dans la moitié N du Massif Central), à la base de la zone des gneiss inférieurs. Il est important de remarquer que ce faciès disparaît au S d'une ligne approximative Lyon - Saint-Flour - Limoges.

Au S de cette ligne, les migmatites sont en majorité des migmatites œillées. Vers le S du Massif Central, ces niveaux de migmatites sont situés dans la zone des micaschistes supérieurs et leur front est à peu près parallèle aux limites zonéographiques de la couverture d'ectinites.

Lorsque l'on se rapproche, à partir de la Montagne Noire, de la ligne qui limite vers le N le domaine des migmatites œillées, la situation zonéographique de leur front se modifie. *Non pas par abaissement progressif dans la zonéographie des ectinites, ainsi que l'avait figuré M. Roques (1941), mais par accroissement de sa discordance sur les limites zonéographiques des ectinites.*

Ce qui signifie, semble-t-il, que la migmatisation œillée s'installait au S du Massif Central dans une série légèrement ondulée alors qu'elle se développait au N dans une série plus fortement plissée. *Autrement dit, que les migmatites œillées s'édifiaient dans un socle ancien plissé dont le plissement s'atténuait progressivement, du N vers le S du massif.*

Les migmatites œillées disparaissent vers la partie médiane du Massif Central lorsque leur discordance sur la zonéographie des ectinites est maximum : cette discordance a été notée par tous les auteurs qui ont travaillé dans la région moyenne du Massif Central : M. Chenevoy (1958) en Limousin, P. Lapadu-Hargues (1947) au S de la Margeride, F.-H. Forestier (1958) en haut Allier, M. Bertucat (1956) dans les Cévennes.

F. — *Age des migmatites œillées.*

Au cours de cette étude, les migmatites œillées se sont révélées posséder nombre de caractères communs : faciès, texture, chimisme, relations zonéographiques avec les terrains encaissants. Ces roches sont douées d'une consanguinité qui en fait un groupe homogène.

Avant d'admettre cette unité, il reste à discuter de leur âge : les divers niveaux de migmatites œillées qui affleurent dans le bassin du haut Allier sont-ils synchrones ou appartiennent-ils à des cycles métamorphiques éloignés dans le temps ?

Constatons d'abord qu'ils sont tous antérieurs au granite de la Margeride. Ce dernier recoupe l'arc de Fix vers Croisances (Haute-Loire) et le niveau de Desges — identique à celui de Pinols — plus au N.

Rappelons d'autre part que les migmatites de l'arc de Fix — à peu près contemporaines du granite du Velay — se sont formées lors d'un cycle de métamorphisme postérieur à celui qui vit l'apparition de la série ancienne. Ce cycle récent ne peut être plus jeune que le cycle hercynien. Par contre, il peut être plus ancien.

Mais nous avons vu en Livradois que ce cycle récent était aussi responsable du second métamorphisme de tension qui se manifeste dans le synclinorium Desges-Senouire-Doulon. Or, le polymétamorphisme de la série cristallophyllienne du bassin du haut Allier n'est pas un phénomène isolé et local dans le Massif Central. On le retrouve en Lyonnais et en Limousin. Et là, des arguments stratigraphiques précis — qui font défaut ici — ont permis de lui attribuer un âge dévono-dinantien.

Il est donc très probable qu'en haut Allier, second métamorphisme de tension et seconde migmatitisation se soient développés à la base de la série cristallophyllienne ancienne dès le début des temps hercyniens.

Supposons un instant que les niveaux œillés de Pinols et de Desges soient apparus dans la série antérieurement à l'arc de Fix. Ils présenteraient, selon toute probabilité, des traces de l'action du second métamorphisme de tension à l'égal des schistes cristallins encaissants ; ce n'est pas le cas. *Aucun fait actuellement connu ne me permet donc de récuser en doute le synchronisme des principaux niveaux d'embranchites œillées répartis dans le synclinorium Desges-Senouire-Doulon.*

Par contre, il n'est pas contestable que le caractère stratoïde de ces migmatites n'est certainement pas propre à la migmatitisation hercynienne et que des migmatites stratoïdes aient pu prendre naissance lors de cycles antérieurs. Certains niveaux isolés d'ortholeptynites assez migmatitiques du synclinorium de Massiac sont là pour en témoigner au besoin.

On peut encore tenter de situer la naissance des migmatites œillées : embranchites et anatexites, par rapport aux jalons chronologiques qui en sont contemporains : métamorphisme et plissement. Autrement dit, dans le

cycle hercynien, la migmatisation œillée est-elle contemporaine du métamorphisme majeur, tardimétamorphe, syntectonique, atectonique, etc. ?

Ce problème extrêmement complexe a été abordé dans le détail, il y a une vingtaine d'années, par A. Demay (1942). Les superbes planches de son ouvrage restent un document remarquable si leur interprétation peut parfois prêter à discussion.

Pour clarifier l'exposé des faits, nous pensons qu'il y a lieu de considérer de façon provisoirement indépendante les observations recueillies à différentes échelles.

1. Échelle de la carte. — *Migmatisation et plissement* : les migmatites œillées sont atteintes par des déformations de grande amplitude, puis elles furent fracturées en blocs plus ou moins basculés par suite des mouvements tertiaires. Les fractures se traduisent par des mylonites bréchiques, plus ou moins schisteuses selon l'importance du déplacement relatif des compartiments en présence ; les plis de grande amplitude n'entraînent rien de tel : ce sont des déformations souples.

Migmatisation et métamorphisme : bien postérieures au métamorphisme ancien, les migmatites œillées ne sont pas touchées non plus par les manifestations du second métamorphisme de tension, au moins sous forme de rétromorphose.

L'étude des septa ne peut apporter que des précisions sujettes à caution car on ignore dans chaque cas particulier jusqu'à quel point ils ont pu subir des recristallisations tardives.

Ces faits semblent indiquer que les migmatites œillées seraient postérieures au second métamorphisme de tension et tardives par rapport aux phases majeures du plissement.

2. Échelle du terrain. — *Migmatisation et plissement* : on observe souvent que les micaschistes à deux micas proches de l'arc de Fix sont intimement plissotés, l'amplitude des plis étant comprise entre le millimètre et le décimètre, mais habituellement de l'ordre du centimètre. Ils sont très serrés et aigus. Les minéraux constituants (muscovite, biotite et quartz) en sont évidemment déformés.

Les embréchites œillées ne montrent rien de tel ; leur schistosité est plane, pas très unie puisque les yeux de microcline y dessinent des moutonnements plus ou moins uniformément répartis. La linéation y est nette.

Ce n'est que dans les parties profondes des niveaux œillés que l'on retrouve un plissement régulier décimétrique mais celui-ci est tout différent de celui qu'on observe dans les micaschistes car les minéraux qui y participent ne sont généralement pas déformés.

Le plissement des micaschistes est postérieur au métamorphisme ancien. Celui des anatexites œillées est une manifestation de la nouvelle migmatisation elle-même. Les deux phénomènes sont étrangers.

3. **Échelle du terrain et du microscope.** — C'est au front des embréchites œillées que disparaissent les microplis des micaschistes. Non que la feldspathisation joue le rôle de fer à repasser, mais le développement pseudo-podique du quartz et du microcline néoformés en lits réguliers, « éponge » littéralement la structure antérieure qui subsiste plus ou moins longtemps à l'état de reliques. L'image d'« absorption » (magmatique, migmatique, granulitique ou autre encore, peu importe) utilisée par A. Demay (1942) paraît être la meilleure que l'on puisse trouver pour décrire ce phénomène.

Ces faits conduisent à penser que *la migmatisation œillée s'est développée postérieurement au plissement des micaschistes et qu'elle joue en quelque sorte un rôle cicatrisant* puisqu'elle efface en même temps la cataclase antérieure.

Reste à savoir à quelle phase de plissement correspond le plissement des micaschistes. C'est ici qu'une étude tectonique structurale de détail serait indispensable. Elle reste encore à faire mais, malgré cette lacune, il semble que l'on puisse admettre que ce plissement est contemporain du métamorphisme récent (Livradois) car c'est lorsque ce plissement est particulièrement exacerbé que les micaschistes du groupe de la Senouire sont transformés localement en pseudo-phyllades (Les Bruniaux).

Ainsi, la migmatisation œillée serait une manifestation tardive, dans le cycle métamorphique récent qui affecta le synclinorium Desges-Senouire-Doulon, tardive également par rapport à la phase majeure des plissements récents puisqu'elle n'en est affectée que de façon très ample et qu'elle cicatrise par contre les déformations paroxysmales.

Cependant, bien que tardive, la migmatisation œillée n'est pas complètement postérieure, étrangère et insensible aux effets du plissement et à l'action du climat de métamorphisme : on observe, en de multiples points, des porphyroblastes de microcline ou de quartz néoformés, cassés et recimentés par du quartz ou du feldspath en grains plus fins.

Il nous paraît donc justifié de parler avec A. Demay (1942) de processus syntectonique mais au sens large, puisqu'il y a eu incontestablement alternance de déformations et de cristallisations.

Quant au passage, dans un niveau de migmatites œillées tel que l'arc de Fix, du faciès régulier « embréchite » au faciès plissé ou plus ou moins nébulitique « anatexite », il paraît refléter une variation des conditions physico-chimiques du processus migmatique, et non pas représenter le contre-coup d'un éventuel plissement forcément disharmonique puisque la croûte embréchitique supérieure n'est pas affectée.

G. — *Étude chimique des migmatites œillées.*

Le bilan chimique de la migmatisation ancienne au cours de laquelle prirent naissance les anatexites grenues à cordiérite, type Lempdes (Haute-Loire) ou Aubusson (Creuse), a fait l'objet d'études poussées de J.-M. Peter-

longo (1958) en Lyonnais et de M. Chenevoy (1957) en Limousin. Par contre, les conditions de gisement des migmatites œillées dans ces régions se prêtaient moins bien à de telles études. C'est pourquoi, les conditions étant plus favorables en haut Allier, j'ai entrepris de déterminer les tendances auxquelles obéissent les mouvements d'éléments chimiques lors de la genèse des migmatites œillées de l'arc de Fix.

On sait que l'invasion de microcline par laquelle se traduit essentiellement la migmatisation œillée affecte des niveaux lithologiques et zonéographiques divers : zones des micaschistes inférieurs et gneiss inférieurs ; micaschistes phylliteux, leptyniques, gneiss à biotite, à sillimanite, à cordiérite, etc.

D'autre part, la limite de feldspathisation est si nettement tranchée sur le terrain qu'il est possible de faire des prélèvements de part et d'autre sans s'éloigner en profondeur de plus de 100 m de la limite.

J'ai choisi cinq points du front des embréchites œillées, depuis Curmilhac au N jusqu'à Alleyras et Saint-Préjet-d'Allier au S, en fonction des différences lithologiques qu'y présentaient les ectinites avant feldspathisation.

En chacun de ces points, j'ai prélevé ectinites et migmatites œillées suivant la méthode de J.-M. Peterlongo (1958), c'est-à-dire en prenant des échantillons en des points régulièrement espacés sur une certaine surface ou une certaine distance selon les conditions d'affleurement (généralement en deux carrés de 50 m de côté de part et d'autre du front des embréchites). La quantité de roche ainsi prélevée est d'une quinzaine de kilogrammes par échantillon.

Les résultats d'analyse sont présentés dans le tableau ci-dessous :

	Lachaud-Curmilhac		Pautès		Gourlong		Le Villard		Saint-Préjet-d'Allier	
	Y ¹	M ²	Z ³	M ³	Z ³	M ³	Z ¹	M ²	Z ¹	M
	An. A	An. 42'	An. B	An. 43	An. C	An. 44'	An. D	An. 45'	An. E	An. 46'
SiO ₂ . . .	67,90	74,00	61,40	70,60	67,50	69,00	65,60	73,00	66,65	70,20
Al ₂ O ₃ . . .	15,85	16,35	19,05	15,65	16,80	17,40	17,20	16,00	16,75	16,95
Fe ₂ O ₃ . . .	1,20	0,60	1,45	0,70	1,25	1,15	1,80	0,45	1,65	1,20
FeO . . .	3,40	0,40	5,05	2,50	3,70	1,85	3,95	1,30	3,70	1,45
MgO . . .	2,60	0,55	3,40	1,80	2,40	1,05	2,40	0,80	2,05	0,85
CaO . . .	0,80	0,45	1,25	0,90	1,10	0,80	1,05	0,60	1,60	0,75
Na ₂ O . . .	2,50	2,85	2,60	2,80	3,25	3,05	2,60	3,60	3,60	3,25
K ₂ O . . .	2,95	4,00	3,05	3,60	1,80	3,60	2,65	3,30	1,90	3,80
TiO ₂ . . .	0,65	0,10	0,70	0,30	0,65	0,30	0,65	0,20	0,65	0,25
P ₂ O ₅ . . .	0,30	0,20	0,20	0,35	0,30	0,25	0,20	0,25	0,30	0,15
MnO . . .	0,05	tr.	0,10	0,05	0,05	tr.	tr.	tr.	0,05	tr.
H ₂ O ⁺ . . .	1,65	0,90	1,65	0,60	1,40	1,25	1,50	0,60	1,10	0,35
H ₂ O ⁻ . . .	0,15	0,00	0,35	0,15	0,10	0,10	0,35	0,10	0,10	0,25
Total . . .	100,00	100,40	100,25	100,00	100,30	99,80	99,95	100,20	100,10	99,45

- An. A. — *Micaschiste à deux micas* (leptynique). Front des migmatites à Lachaud-Curmilliac.
An. 24 déjà citée.
Teneur en corindon virtuel : 7,14 %.
- An. 42*. — *Embréchite œillée à deux micas*. Front des migmatites à Lachaud-Curmilliac. Prélevée le long de la route D. 11^e entre Lachaud et Siaugues-Saint-Romain, sous Curmilliac, dans une carrière au pont sur le ruisseau.
An. nouvelle J. Orliac, 1959. Clermont-Ferrand, n° 1050.
- An. B. — *Leptynite à biotite*. Front des migmatites au-dessus du passage à niveau de Pautès (commune d'Alleyras). Prélevé à 50 m sous la petite route de Pont-d'Alleyras à Pautès, entre son embranchement sur la D. 40 et le passage à niveau, aux premières épingles à cheveux en descendant, non loin de l'amphibolite. Échantillonnage fait sur 100 m entre route et voie ferrée.
An. 41 déjà citée.
- An. 43*. — *Embréchite œillée à deux micas*. Front des migmatites au-dessus du passage à niveau de Pautès (commune d'Alleyras). Même provenance que An. 41.
An. nouvelle J. Orliac, 1959. Clermont-Ferrand, n° 1082.
- An. C. — *Gneiss à deux micas* (leptynique). Front des migmatites œillées à Gourlong au N de Pont-d'Alleyras.
An. 37 déjà citée.
- An. 44*. — *Embréchite œillée à deux micas*. Front des migmatites œillées à Gourlong au N de Pont-d'Alleyras. Prélevée le long du chemin de crête qui, de Gourlong (commune d'Alleyras) monte à la cote 933 (vers l'E) aux abords et au-dessus de la crête d'altitude 807 m (cf. carte topographique au 20.000^e).
An. nouvelle S. Pignide, 1959. Clermont-Ferrand, n° 1065.
- An. D. — *Gneiss à biotite et sillimanite*. Front des migmatites, à l'E de Pont-d'Alleyras.
An. 38 déjà citée.
- An. 45*. — *Embréchite œillée à deux micas*. Front des migmatites, à l'E de Pont-d'Alleyras. Prélevée le long de la D. 33 dans la descente de Villard sur Pont-d'Alleyras avant la première grande épingle à cheveux au-dessus de la cote 891 m (cf. carte topographique au 20.000^e).
An. nouvelle J. Orliac, 1959. Clermont-Ferrand, n° 1059.
- An. E. — *Gneiss à biotite, sillimanite et cordiérite*. Front des migmatites à Saint-Préjet-d'Allier.
An. 39 déjà citée.
- An. 46*. — *Embréchite œillée à deux micas*. Front des migmatites à l'E de Saint-Préjet-d'Allier. Prélevée le long de la route D. 33, d'Alleyras à Saint-Préjet-d'Allier, à 1 km avant Saint-Préjet environ, au front des embréchites.
An. nouvelle S. Pignide, 1959. Clermont-Ferrand, n° 1075.

La migmatisation œillée s'étant vraisemblablement accompagnée de variations de volume dans le matériel mis en jeu (ainsi que le suggèrent les particularités de texture que présentent les ectinites dès qu'elles sont atteintes par la feldspathisation), j'ai préféré en exprimer le bilan chimique en pourcentages ioniques, suivant la méthode proposée par P. Eskola (1954) (Voir tableau dépliant).

En comparant les pourcentages d'ions contenus dans l'ectinite et l'embréchite correspondantes, on peut apprécier au moins qualitativement l'importance des échanges métasomatiques qui ont accompagné le déroulement du phénomène.

Un certain nombre de constatations ressort de l'examen du bilan :

1° *L'uniformité pétrographique et chimique du faciès d'embréchite œillée réalisé à partir de n'importe quelle roche-trame du synclinorium est vraiment remarquable.* La migmatisation œillée tend à uniformiser, à banaliser pour reprendre un terme de P. Lapadu-Hargues, les caractères micrographiques et chimiques de la série cristallophyllienne dans laquelle elle se développe.

Néanmoins, on ne saurait trop insister sur les analogies pétrographiques et chimiques que présentent de leur côté les ectinites soumises à l'invasion du microcline au front des embréchites. S'agit-il d'analogies acquises du fait de la proximité des embréchites ou de ressemblances originelles ?

Rappelons d'abord qu'elles sont issues d'une série sédimentaire pélitique intercalée de niveaux plus gréseux, série assez monotone dans l'ensemble en dépit de variations locales signalées dans le synclinorium de Massiac. On peut s'attendre normalement à ce que toutes ces formations sédimentaires aient en général des compositions chimiques voisines, ce que confirme le rapprochement des gneiss à biotite et sillimanite du Villard (déjà citée dans le groupe d'Alleyras) et de Cissac (synclinorium de Massiac) [Compositions chimiques recalculées en norme équivalente d'Eskola].

	An. A	An. B
	Le Villard	Cissac
Si	62,9	63,3
Al	19,4	21,3
Fe ⁺⁺⁺	1,2	1,7
Fe ⁺⁺	3,1	2,9
Mg.	3,4	3,5
Ca.	1,0	0,6
Na.	4,8	3,2
K	3,2	3,0
Ti	0,4	0,3
P	0,1	tr.
Mn.	tr.	tr.
O	170	172

An. A. — *Gneiss à biotite et sillimanite.* Route du Villard à Pont-d'Alleyras.
An. 38 déjà citée.

An. B. — *Gneiss à biotite et sillimanite.* Cissac (commune de Saint-Illpize).
An. 1 déjà citée.

Le cas de Na mis à part, les pourcentages ioniques de ces deux gneiss sont si voisins que l'influence de la migmatisation œillée sur le gneiss du Villard parait négligeable.

Il eût été nécessaire cependant, pour étendre cette conclusion aux différents faciès d'ectinites présents au front des migmatites œillées, de posséder des analyses-témoins prises dans des faciès comparables situés à une certaine distance du front. Je n'ai pu, pour des raisons matérielles, faire

BILAN DE LA MIGMATISATION OÛILLÉE AU FRONT DES MIGMATITES DANS LE BASSIN DU HAUT ALLIER

	An. A (24)		An. B (42)		An. A (41)		An. B (43)		An. A (37)		An. B (44)		An. A (38)		An. B (45)		An. A (39)		An. B (46)	
	LACHAUD-CURMILHAC				PAUTÈS				GOURLONG				LE VILLARD				SAINT-PRÉJET D'ALLIER			
	Micaschiste à 2 micas	Différence B-A	Embréchite ceillée	Gneiss leptynique à biotite	Différence B-A	Embréchite ceillée	Gneiss à 2 micas (leptynique)	Différence B-A	Embréchite ceillée	Gneiss à biotite et sillimanite	Différence B-A	Embréchite ceillée	Gneiss à biotite, sillimanite, cordiérite	Différence B-A	Embréchite ceillée					
Si . . .	65,0	+ 5	70,0	58,3	+ 8,4	66,7	64,1	+ 1,7	65,8	62,9	+ 5,6	68,5	63,1	+ 3,3	66,4					
Al . . .	18,0		18,0	21,3	- 3,9	17,4	18,7		19,5	19,4	- 1,8	17,6	18,6		18,8					
Fe+++ . . .	0,8	- 0,4	0,4	1,0	- 0,5	0,5	0,9	- 0,1	0,8	1,2	- 0,9	0,3	1,1	- 0,3	0,8					
Fe++ . . .	2,7	- 2,4	0,3	4,0	- 2,1	1,9	2,9	- 1,5	1,4	3,1	- 2,1	1,0	2,9	- 1,8	1,1					
Mg . . .	3,7	- 2,9	0,8	4,8	- 2,3	2,5	3,4	- 1,9	1,5	3,4	- 2,3	1,1	2,9	- 1,7	1,2					
Ca . . .	0,8	- 0,3	0,5	1,2	- 0,3	0,9	1,1	- 0,3	0,8	1,0	- 0,4	0,6	1,6	- 0,9	0,7					
Na . . .	4,5	+ 0,7	5,2	4,8	+ 0,3	5,1	6,0	- 0,9	5,1	4,8	+ 1,7	6,5	6,6	- 0,7	5,9					
K . . .	3,5	+ 1,3	4,8	3,6	+ 0,7	4,3	2,1	+ 1,9	4,0	3,2	+ 0,7	3,9	2,3	+ 2,2	4,5					
Ti . . .	0,4	- 0,3	0,07	0,5	- 0,3	0,2	0,4	- 0,2	0,2	0,4	- 0,3	0,1	0,4	- 0,3	0,1					
P . . .	0,2		0,1	0,1		0,2	0,2		0,2	0,1		0,2	0,2		0,1					
Mn . . .			tr.	tr.		tr.	tr.		tr.	tr.		tr.	tr.		tr.					
O . . .	171	+ 3	174	166	+ 5	171	170	+ 2	172	170	+ 2	172	170	+ 1	171					

effectuer le nombre d'analyses suffisant dans les formations du synclinorium Desges-Senouire-Doulon.

La part d'incertitude qui subsiste ici est malgré tout faible ; si l'invasion feldspathique a eu une action à distance, celle-ci (cas du Na réservé) est restée discrète.

2° *Quelle que soit leur nature lithologique et leur situation zonéographique, les ectinites possèdent, à proximité du front des migmatites œillées, des teneurs en Na prédominantes. L'étude micrographique montre qu'il ne s'agit pas d'un caractère sédimentaire primitif (recristallisation d'anciennes grauwackes par exemple), mais d'un caractère acquis par suite de la proximité des embréchites œillées : nuage sodique dans les ectinites au front des migmatites.*

3° *Bien que les alcalins totaux soient toujours excédentaires dans les embréchites, le bilan du Na y est tantôt positif tantôt négatif vis-à-vis des ectinites.*

On sait, après les travaux de P. Lapadu-Hargues (1945), de R. Michel (1953) et d'autres auteurs, que, lors de la migration métasomatique des ions alcalins dans une série cristallophyllienne, le Na en raison de son faible rayon ionique est susceptible de migrer plus loin que le K.

Je pense que l'on peut voir dans les variations de la teneur en Na des embréchites le reflet de ces observations. En effet, on peut admettre que certains horizons lithologiques des ectinites étaient plus perméables que d'autres à la migration du Na. Ou réciproquement, qu'ils exerçaient à l'égard du Na une « succion » plus intense créant localement au front des migmatites une « dépression sodique » dans l'embréchite.

4° *Le bilan chimique qui vient d'être présenté ne rend aucun compte de la mobilité relative des ions au cours de ces transformations. Exemple : une même variation de 2 % est insignifiante si elle s'applique au silicium et au contraire considérable si elle affecte le potassium. C'est pourquoi il y a intérêt à exploiter ce bilan d'une façon différente.*

R. Brousse (1957) a proposé un mode de présentation des résultats intéressant à propos d'une étude assez différente concernant l'origine des nodules de cordiérite dans le granite du Velay. Cet auteur fait intervenir le rapport des pourcentages de chaque cation dans chaque couple de formations comparées. Ces rapports sont choisis pour chaque élément de façon que le résultat obtenu soit supérieur ou égal à l'unité.

Soient deux roches A et B que l'on désire comparer : les résultats bruts des analyses chimiques étant recalculés en norme équivalente ionique d'Eskola, les rapports choisis seront $\frac{A}{B}$ ou $\frac{B}{A}$ selon les pourcentages du cation envisagé, présents dans les deux roches.

Ces rapports donnent respectivement les coefficients de variation des éléments rentrant dans la roche A et ceux des éléments se concentrant

dans la roche B. « *Il est dès lors possible d'établir une échelle de mobilité relative des ions en fonction des résultats.* »

Le cas des échanges chimiques à proximité immédiate du front des migmatites (et en des points parfaitement localisés sur le terrain) est particulièrement favorable à l'application de cette méthode.

J'ai donc calculé pour chacun des cinq couples ectinite-migmatite œillée, prélevés en bordure de l'arc de Fix, les coefficients de variation des différents ions. Puis j'ai établi l'échelle de mobilité relative de ces ions au cours de la migmatisation œillée en considérant pour chaque ion la moyenne des cinq points de prélèvement de façon à dégager la physionomie générale du phénomène. Je désigne les coefficients de variation ionique par la lettre M affectée en indice du symbole du cation considéré.

$$M_{Si} = \frac{\% \text{ ionique de Si dans embréchite}}{\% \text{ ionique de Si dans gneiss}}$$

ou

$$M_{Si} = \frac{\% \text{ ionique de Si dans gneiss}}{\% \text{ ionique de Si dans embréchite}}$$

selon les proportions équivalentaires de Si dans le gneiss et l'embréchite œillée puisque $M_{Si} > 1$ par définition.

	Lachaud- Curmilhac	Pautès	Gourlong	Le Villard	Saint-Préjet- d'Allier	Moyenne des coefficients
M_{Si}	1,07	1,14	1,02	1,08	1,05	1,07
M_{Al}	1,00	1,22	1,04	1,10	1,01	1,07
$M_{Fe^{+++}}$	2,00	2,00	1,12	4,00	1,37	2,10
$M_{Fe^{++}}$	9,00	2,10	2,07	3,10	2,63	3,78
M_{Mg}	4,62	1,92	2,27	3,09	2,41	2,86
M_{Ca}	1,60	1,33	1,37	1,66	2,28	1,64
M_{Na}	1,15	1,06	1,17	1,35	1,11	1,16
M_{K}	1,14	1,19	1,90	1,21	1,95	1,47
M_{Ti}	5,71	2,50	2,00	4,00	4,00	3,64
M_{O}	1,01	1,03	1,01	1,01	1,00	1,01

Classement des ions par mobilité croissante :

$\frac{M}{\text{Ions}}$	1,0	1,1 à 1,5	1,6 à 4,0
	O, Si, Al	Na, K	Ca, Fe ^{III} , Mg, Ti, Fe ^{II}

Ce classement met en relief les tendances suivantes :

a) Pour O, Si, Al, le coefficient M est à peine différent de 1, ce qui signifie que leur mobilité serait quasi nulle au front des migmatites œillées : ce seraient des éléments fixes, contrairement à ce que l'examen superficiel des analyses chimiques laissait à penser. On met ici en évidence la permanence de la charpente tétraédrique (Si, Al)O⁴ lors de la métasomatose. Ceci ne veut pas dire que les ponts de valence entre ces trois ions soient immuables, mais que les valences libres sont saturées instantanément, ou encore qu'il y a neutralité électrostatique assurée statistiquement en per-

manence entre ces trois ions, ce qui permet de parler de « charpente (Si, Al)O⁴ ».

b) Pour Na et K, le coefficient M va de 1 à 1,5 ; ces ions se déplaceraient donc à travers la charpente tétraédrique mais leur mobilité serait assez restreinte au front des migmatites. Et, si l'on fait intervenir le facteur temps, cela pourrait signifier que, si la saturation des valences K et Na est relativement rapide, elle n'est pas instantanée.

c) Au contraire, les éléments cafémiques : Ca, Fe, Mg, Ti seraient doués d'une large mobilité à proximité du front des migmatites, puisque leur coefficient M va de 1,6 à 4,0. Ce qui pourrait s'exprimer en faisant intervenir comme précédemment la variable temps, en disant que la saturation des valences des ions cafémiques est lente à se faire au front des migmatites œillées, et que par conséquent ces éléments peuvent migrer sans beaucoup de peine à travers les charpentes tétraédriques pendant un certain temps.

5° Il était tentant de traduire de la même façon le bilan chimique établi pour l'anatexie dans la série ancienne. Mais le phénomène étant géologiquement bien moins tranché que la migmatisation œillée d'une part, et d'autre part les prélèvements sur le terrain n'ayant pas été assurés dans ce but, le calcul de M m'a paru trop artificiel.

6° Où se concentrent les éléments cafémiques qui disparaissent lors de la migmatisation ? C'est là l'une des questions cruciales qui resurgissent chaque fois que l'on soulève des problèmes de migrations ioniques dans l'écorce terrestre.

Aucune observation ayant trait à la lithologie de la série métamorphique dans le synclinorium Desges-Senouire-Doulon ne permet de souscrire à l'hypothèse d'un front basique : on n'y observe aucune concentration privilégiée d'éléments cafémiques.

Deux hypothèses restent possibles :

— ou bien l'apport alcalin a été suffisant pour « diluer » sur place les éléments cafémiques, au moins en apparence. Mais aucun calcul pétrographique ne permet de s'en assurer car on ignore les variations de volume qui ont suivi ces réactions ;

— ou bien ces éléments ont migré vers le bas, c'est-à-dire vers le granite, contribuant à accroître la proportion de nodules de cordiérite et d'enclaves surmicacées que l'on y observe. Mais dans ce cas, comment se sont répartis les éléments cafémiques issus des niveaux stratoïdes d'embréchites œillées ?

Mieux vaut admettre que cette question est encore loin d'être résolue.

H. — *Comparaison des caractères chimiques des embréchites œillées à travers le Massif Central.*

Le tableau ci-après qui rassemble les résultats de douze analyses effectuées sur les embréchites œillées ou amygdalaires à deux micas dans l'ensemble du Massif Central met en évidence la constance de leurs caractères chimiques.

TABLEAU COMPARATIF DES COMPOSITIONS CHIMIQUES DES EMBRÉCHITES OÛILLÉES
A TRAVERS LE MASSIF CENTRAL

	BAS LIMOUSIN	HAUT ALLIER					MONTAGNE NOIRE		CÉVENNES		LYONNAIS	
	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L
SiO ₂	75,40	74,00	73,00	70,60	70,20	69,00	68,45	72,50	73,48	74,30	73,15	75,85
Al ₂ O ₃	13,20	16,35	16,00	15,65	16,95	17,40	15,70	14,10	14,08	14,30	15,25	11,20
Fe ₂ O ₃	0,60	0,60	0,45	0,70	1,20	1,15	1,80	1,20	0,43	0,50	0,65	0,75
FeO	1,20	0,40	1,30	2,50	1,45	1,85	2,10	1,90	1,32	1,60	1,65	0,72
MgO	0,50	0,55	0,80	1,80	0,85	1,05	1,40	1,30	0,06	0,45	0,55	0,70
CaO	1,20	0,45	0,60	0,90	0,75	0,80	1,50	1,20	0,82	0,60	1,20	1,25
Na ₂ O	2,65	2,85	3,60	2,80	3,35	3,05	2,70	2,20	3,33	3,05	3,05	2,80
K ₂ O	4,60	4,00	3,30	3,60	3,80	3,60	4,10	4,30	5,01	4,35	4,00	4,85
TiO ₂	0,30	0,10	0,20	0,30	0,25	0,30	0,72	0,60	n. d.	0,10	0,25	0,42
P ₂ O ₅	0,10	0,20	0,25	0,35	0,15	0,25	0,24	0,40	n. d.	0,15	0,30	0,60
MnO	0,03	tr.	tr.	0,05	tr.	tr.	0,04	0,04	n. d.	tr.	tr.	0,02
H ₂ O ⁺	0,26	0,90	0,60	0,60	0,35	1,25	0,88	0,62	n. d.	0,60	0,30	0,50
H ₂ O ⁻	0,02	0 -	0,10	0,15	0,25	0,10	0,42	0,08	n. d.	0,20	0,05	0,10
Total.	100,06	100,40	100,20	100,0	99,45	99,80	100,05	100,44	98,53	100,20	100,40	99,76

- An. A. — *Embréchite amygdalaire à biotite*. Cornil (Corrèze), route de Tulle à Brive, carrière sous le chemin du château de la Sudrie.
An. Fournet, 1937. Clermont-Ferrand, n° 12.
In : M. Roques (1941, p. 304 et 419, An. 41).
- An. B. — *Embréchite œillée à deux micas*. Curmilhac-Lachaud (Haute-Loire).
(An. 42 déjà citée).
- An. C. — *Embréchite œillée à deux micas*. Entre Le Villard et Pont-d'Alleyras (Haute-Loire).
(An. 45 déjà citée).
- An. D. — *Embréchite œillée à deux micas*. Pautès près Pont-d'Alleyras (Haute-Loire).
(An. 43 déjà citée).
- An. E. — *Embréchite œillée à deux micas*. Saint-Préjet-d'Allier (Haute-Loire).
(An. 46 déjà citée).
- An. F. — *Embréchite œillée à deux micas*. Gourlong près Pont-d'Alleyras (Haute-Loire).
(An. 44 déjà citée).
- An. G. — *Embréchite œillée à deux micas*. Gorges d'Héric près Mons-la-Trivalle (Hérault).
An. Fournet, 1938. Clermont-Ferrand, n° 29.
In : M. Roques (1941, p. 90 et 414, An. 3).
- An. H. — *Embréchite à deux micas*. Vallée de l'Arnette à Fournès, au S de Mazamet (Tarn).
An. Fournet, 1938. Clermont-Ferrand, n° 24.
In : M. Roques (1941, p. 92 et 414, An. 3).
- An. I. — *Embréchite œillée à deux micas*. Massif du Pilat, lambeau de Pyfara, près Pourrat (commune de Riotord, Haute-Loire).
In : A. Demay (1938), notice explicative de la feuille géologique Saint-Étienne, 177, 2° éd.
- An. J. — *Embréchite amygdalaire à deux micas*. Grand virage au S de Chalayes. Route Lamastre - Saint-Agrève, R. N. 533 (Feuille Valence 80.000°).
An. J. Orliac, 1958. Clermont-Ferrand, n° 793.
(sur échantillon J.-P. Bassot, n° 184).
- An. K. — *Embréchite amygdalaire à deux micas*. Yzeron (Rhône).
An. J. Orliac, 1957. Clermont-Ferrand, n° 759.
In : J.-M. Peterlongo (1958, p. 55).
- An. L. — *Embréchite à deux micas*. 3,3 km de Montromant vers Yzeron (Rhône).
An. C. Rouger, 1954. Clermont-Ferrand, n° 307.
In : J.-M. Peterlongo (1958, p. 55).

Ce sont des roches à composition de granite alcalin leucocrate, franchement potassiques. Ce dernier trait les distingue sur le plan chimique des gneiss que j'ai considérés comme des ortholeptynites dans la région brivadoise et des ortholeptynites du reste du Massif Central : de composition générale voisine, ceux-ci sont franchement sodiques. L'ensemble de leurs autres caractères pétrographiques permet d'ailleurs de séparer complètement ces deux groupes de roches.

Sur le terrain, leurs domaines sont tout aussi distincts : les embréchites œillées affleurent essentiellement au S d'une ligne Lyon-Brioude-Limoges, les ortholeptynites sont réparties plutôt au N de cette ligne.

I. — *Les filons de pegmatite liés aux migmatites œillées.*

La prépondérance du jeu métasomatique dans la genèse des embréchites œillées laisse à penser que les minéralisateurs y ont joué un rôle important. L'abondance et les caractères des pegmatites associées à ces niveaux confirment cette manière de voir.

Ces pegmatites sont : soit filoniennes, soit à bords diffus dans l'embréchite. J'en ai reconnu plusieurs types :

- pegmatites banales à biotite, muscovite, tourmaline noire, grenat almandin ;
- pegmatites à microcline, muscovite palmée, béryl, grenat, apatite ;
- pegmatites à microcline, albite et fluorine, associées à des pegmatites à tourmaline noire, andalousite, apatite, grenat.

Les pegmatites à biotite et muscovite avec tourmaline et grenat almandin sont trop répandues en filons de toute taille pour que je m'y attarde. Le feldspath y est essentiellement sodi-potassique (microcline).

La région de Saint-Privat-d'Allier est particulièrement riche en pegmatites potassiques. C'est à proximité du village de Combriaux (lieu-dit : les Hivers) que l'on ramasse, épars dans les champs ou les murettes, des blocs de pegmatites dont certains sont presque exclusivement formés de muscovite dorée largement palmée, associée à des prismes automorphes de microcline atteignant 10 cm. Ces blocs renferment de superbes cristaux de tourmaline (L. Pascal, 1865, p. 24) ; j'y ai rencontré également deux prismes de béryl pierreux jaunâtre, de 10 cm de long sur 3 cm de diamètre¹. Le béryl est partiellement kaolinisé. La pegmatite n'affleure pas, ce qui rend l'échantillonnage parfois laborieux. Ce sont les premiers échantillons de béryl trouvés en Haute-Loire (le gisement signalé au N de La Chaise-Dieu par de Brun (1902) est perdu ; le béryl y avait peut-être été confondu avec l'apatite) ; cet indice mériterait une prospection plus détaillée.

¹ A. Lacroix (*Minéralogie de la France*, t. 4, p. 383) y signale également de l'apatite. Il n'est pas exclu que le béryl que j'ai recueilli soit en fait de l'apatite. L'échantillon-témoin est déposé au Musée Crozatier au Puy, dans la collection de minéralogie locale. (Note ajoutée en cours d'impression).

A la limite SE de la région étudiée, on exploite depuis peu, pour le feldspath potassique, de superbes pegmatites à microcline et albite. Les masses filoniennes sont situées à 2 km à l'W de Mayres (Ardèche) au-dessus des ruines du château des Montlaur. Elles sont exploitées en carrières souterraines. Le remplissage des filons est lacunaire, laissant des vides de plusieurs dizaines de mètres de long au centre. Ces géodes énormes sont plus ou moins remplies d'une argile kaolinique rouille, très grasse, qui recouvre de remarquables cristaux de quartz, généralement hyalins, parfois enfumés, toujours recouverts de croûtes d'oxydes de fer. Ces cristaux atteignent couramment plusieurs décimètres de long ; ce sont des prismes hexagonaux bipyramidés classiques. Leur diamètre atteint dans quelques cas 50 cm (cristaux déposés au Musée du Puy).

Bien que le quartz soit le plus spectaculaire des minéraux présents dans ces pegmatites, ce n'est pas le plus intéressant. J'ai découvert, associé au microcline, de grosses masses cannelées de tourmaline noir verdâtre sans faces nettes, de l'apatite vert foncé en cristaux imparfaits de plusieurs centimètres, de l'andalousite rose séricitisée¹.

Mais surtout, j'ai recueilli en place, lors de ma première tournée sur ce gisement, un bel échantillon de microcline intimement associé à de la fluorine verte et violette en masses confuses de 1 cm. Le microcline est associé à de l'albite blanche.

J'ai recueilli alors cet échantillon en surface dans un filon de 1 m de large qui affleurerait dans les niveaux inférieurs du gisement. Malgré des recherches persévérantes ultérieures, il me fut impossible de retrouver ce filon, vraisemblablement abattu par l'exploitation.

Il s'agissait bien là d'une pegmatite à microcline rose, albite blanche et fluorine verte, et non d'un filon de fluorine venu recouper accidentellement le gisement, l'affleurement ne laissant aucun doute. Ce gisement paraît être le premier en France où l'on signale une telle association (J. Geffroy a bien voulu me faire part oralement d'une découverte analogue faite par lui en Corse dans des conditions un peu différentes).

Fersman (1931, trad. Thoreau, t. III, p. 483-484) indique à ce sujet que : « Contrairement à une opinion très répandue, la fluorine est rare dans les pegmatites granitiques. Non seulement elle ne se rencontre pas dans les précipitations des phases hyper-critiques, mais même dans les solutions chaudes post-pegmatitiques et sous-critiques, son rôle n'est pas très grand » « ... Dans les pegmatites granitiques, nous connaissons les phases suivantes de la formation de la fluorine :

Phases D-E : fluorine très rare dans le microcline (Madagascar), ne représente-t-elle pas un apport plus tardif ?

Phase G : parfois à la fin de la cristallisation de l'albite sous forme d'agrégats denses de cristaux de teinte verte.

¹ L'exploitation de ces pegmatites a été de courte durée : deux ans environ, de 1957 à 1960. Elle est actuellement abandonnée et les échantillons sont devenus rares.

Phases G-H : le plus souvent en octaèdres avec des aiguilles de schorl ; particulièrement la fluorine violet sombre (les octaèdres sont apparemment stables dans les limites des températures de 500°-300°).

Phase I : en cubes avec les zéolites. »

La fluorine des pegmatites de Mayres appartient typiquement à la phase G, limite des phases G-H de Fersman. Les octaèdres verts plus ou moins formés, tachés de violet, y dominant. Cette association si rare constitue un intéressant indice thermométrique pour la formation des pegmatites liées aux migmatites œillées. Si l'on en croit les tableaux de Fersman, elles se seraient formées à des températures de l'ordre de 400° à 500°.

III. — Le granite du Velay.

Le batholite granitique que je désigne sous ce nom a une extension considérable du S au N puisqu'on le suit sur plus de 200 km depuis le Vivarais jusque dans le Forez. Il forme un vaste plateau dont l'altitude moyenne varie de 900 à 1.000 m. Il est profondément marqué par la reprise de l'érosion consécutive aux mouvements alpins. Le réseau hydrographique, tributaire de la Loire, est profondément encaissé dans des ravins aux parois abruptes ; les torrents coulent à 200 m en moyenne en contre-bas du plateau (la Loire coule, à Vorey à 520 m d'altitude). La surface légèrement ondulée de ce dernier coïncide en partie avec la surface d'érosion post-hercynienne encore recouverte de place en place par des lambeaux-témoins sédimentaires oligocènes.

Du point de vue pétrographique, le granite du Velay est un massif complexe dans lequel se distinguent plusieurs granites qui affleurent entre les latitudes d'Ar lanc au N et de Montpezat au S. Je citerai à titre d'exemples :

- le granite à biotite porphyroïde orienté de Medeyrolle (Puy-de-Dôme), assez proche par son faciès du granite de La Chaise-Dieu ;
- le granite à deux micas, de grain moyen, de Châteauneuf-près-Allègre qui a des contacts intrusifs dans la masse granitique qui le renferme ;
- le granite porphyroïde de Montbel (commune de Saint-Paul-de-Tartas) à biotite seule, qui paraît être intrusif dans le granite classique à taches de cordiérite dont il va être question. Le granite de Montbel affleure le long de la R. N. 500 entre les sources minérales de Montbel et le hameau de la Brugère. Il n'est pas exclu qu'il représente un diverticule du granite de la Margeride dont les affleurements s'étendent assez loin vers l'E à cette latitude.

J'ai gardé pour la fin de cette énumération le faciès qui couvre les plus grandes surfaces : le granite hétérogène à biotite qui, à l'W, le long de sa bordure entre Viverols et Loudes, contient peu de cordiérite, alors que partout ailleurs ce minéral le crible en taches verdâtres de plusieurs centi-

mètres. Dans l'ensemble, ses caractères pétrographiques sont constants. Vu de près, on est au contraire frappé de son hétérogénéité locale : il est constamment bourré d'enclaves de schistes cristallins (micaschistes, gneiss à biotite, leptynites, amphibolites, biotites à sillimanite et grenat, enclaves surmicacées, etc.). La matrice de ces enclaves est tantôt isogranulaire, tantôt hétérogranulaire (les passées pegmatitiques y sont fréquentes à l'échelle du décimètre ou du mètre), tantôt à structure équante, tantôt à structure planaire : il ressemble alors à un gneiss grenu (route D. 33^B à l'E de Saint-Georges-Lagricol).

Tantôt cette matrice est franchement leucocrate, tantôt les minéraux ferromagnésiens y abondent.

L'analyse chimique du granite à grandes taches de cordiérite a été faite à La Palisse (Ardèche) où les échantillons prélevés étaient particulièrement frais, du fait des travaux réalisés pour la construction d'un barrage hydroélectrique (M. Bertucat, 1956).

Une autre analyse a été faite dans le même faciès près de Tence (Haute-Loire) à une quarantaine de kilomètres au N du barrage de La Palisse.

Je présente une troisième analyse d'un faciès plus homogène à biotite seule prélevé plus au N, à mi-distance de Saint-Étienne et du point précédent (Tence).

	An. 47	An. 48	An. 49
SiO ₂	67,20	66,25	66,80
Al ₂ O ₃	14,90	17,55	16,35
Fe ₂ O ₃	0,90	0,40	0,60
FeO	4,60	2,65	3,50
MgO	1,95	1,40	1,10
CaO	1,65	1,90	1,60
Na ₂ O	3,85	3,95	3,35
K ₂ O	2,35	4,00	4,70
TiO ₂	0,80	0,50	0,60
P ₂ O ₅	tr.	0,20	0,30
MnO	0,05	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	1,00	1,00	0,35
H ₂ O ⁻	0,10	0,15	0,20
Total	99,35	100,00	99,50

An. 47. — *Granite à biotite et cordiérite*. Barrage de La Palisse (Ardèche).

An. Y. Chaleil, 1956. Clermont-Ferrand, n° 471.

In : M. Bertucat (1956).

Paramètres américains : I(II). 4. 2. 3.

An. 48. — *Granite à biotite, cordiérite et grenat hétérogène*. Carrière de l'usine électrique, Tence (Haute-Loire).

An. E. Gamot, 1959. Clermont-Ferrand, n° 1209.

Paramètres américains : I'. 4. 2. 3'. Granite calco-alcalin monzonitique.

In : J. Didier et M. Roques (1960).

An. 49. — *Granite à biotite très homogène*. Carrière S de Montaron, au NE de Marlhès (Loire).

An. J. Orliac, 1959. Clermont-Ferrand, n° 1211.

Paramètres américains : I(II). 4. 2. 3. Granite calco-alcalin.

In : J. Didier et M. Roques (1960).

Il s'agit d'après ces paramètres d'un granite calco-alcalin.

Il n'entre pas dans le cadre de cet ouvrage d'en faire une étude détaillée (celle-ci fait l'objet d'un travail d'ensemble de J. Didier), mais il était intéressant de comparer ces caractères chimiques à ceux que nous avons mis en évidence à proximité du front des migmatites chez les embréchites œillées qui l'entourent. Les différences sont remarquables : teneurs en silice et proportions d'éléments caféiniques comparables à celles des ectinites, et non des embréchites œillées, teneurs en alcalins comparables à celles des ectinites également.

Il n'était guère possible, en raison des conditions d'affleurement du contact granite-migmatite œillée, de renouveler l'expérience des prélèvements systématiques de part et d'autre.

Pour cette raison, je ne puis dire comment se fait, du point de vue chimique, la transition migmatites œillées-granite : y a-t-il, ce qui est probable en raison de leur évolution minéralogique, évolution progressive de la composition chimique des embréchites œillées entre le sommet et la base de l'arc de Fix de telle sorte que leur chimisme se rapproche dans les niveaux inférieurs de celui du granite ? Y a-t-il transition brusque ? Ces points restent à élucider.

Je rappelle ici que l'origine de la cordiérite dans ce granite a fait l'objet de travaux de R. Brousse (1957). Cet auteur conclut :

« ... Au cours d'une première phase, le granite a assimilé les terrains métamorphiques qui préexistaient en laissant subsister des enclaves. Au cours d'une phase ultérieure, il y eut par *ségrégation* formation, soit de nodules de cordiérite dans les zones riches en alumine, soit de boules micacées dans les régions qui en contiennent moins. Lors de cette migration, les ions Mg et Fe⁺⁺ se sont dirigés vers le centre du nodule (de cordiérite) tandis que les ions Na, K, Ca ont migré en sens inverse. Par contre, les ions Si et Al sont restés sur place et ont constitué la trame fixe dans laquelle s'est opérée la migration. »

On retiendra que, sur le plan chimique, le granite hétérogène à cordiérite du Velay a une composition curieusement proche de celle des ectinites du synclinorium Desges-Senouire-Doulon et très différente de celle des embréchites œillées à proximité de leur « front » dans les ectinites. Cette observation appuie l'idée d'une indépendance génétique du granite vellave et des migmatites œillées, mais elle devrait être confirmée par l'étude chimique des niveaux migmatitiques profonds (géographiquement proches du granite).

Les roches filoniennes recoupant le granite du Velay sont nombreuses : dans la majorité des cas, il s'agit de granites leucocrates à grain fin, le plus souvent à deux micas, rarement à biotite seule. La cordiérite y est accidentellement présente.

L'analyse chimique partielle d'un de ces granites prélevé près de Planfoy (Loire) a donné les résultats suivants :

	An. 50	
SiO ₂	74,2	An. 50. — Granite à deux micas (granulite), grain moyen, couleur claire. Planfoy (Loire) 10 km au SSE de Saint-Étienne. <i>In</i> : A. Demay (1938), Notice explicative de la feuille géologique Saint-Étienne, 177, 2 ^e éd.).
Al ₂ O ₃	15,06	
Fe ₂ O ₃		
FeO.	1,12	
MgO	tr.	
CaO	1,08	
Na ₂ O	3,77	
K ₂ O	4,03	
Total	99,26	

Cette composition est très voisine de celle des granites filoniens à deux micas tardifs type Peslières ou Margeride (cf. An. 36 et 52).

Les microgranites sont moins fréquents. J'ai déjà cité la traînée filonienne de Céaux-d'Allègre à Fix ; d'autres microgranites affleurent vers l'E dans la région d'Yssingeaux et au S du massif vers Saint-Cirgues-en-Montagne. Les lamprophyres sont rares.

Les pegmatites, par contre, sont susceptibles d'un certain développement. Entre Lissac et Drossac (commune de Lissac), des filons de plusieurs mètres d'épaisseur sont exploités depuis peu pour des usages céramiques. Il s'agit de pegmatite à microcline rose, souvent graphique, trop riche en biotite pour en faire un matériau de choix du point de vue industriel.

IV. — Conclusions à l'étude du groupe d'Alleyras.

Les ectinites du groupe d'Alleyras représentent le prolongement méridional normal de celles des groupes de la Senouire et de la Desges. Les directions de la schistosité des ectinites dessinent un V aigu : l'une des branches est dirigée vers le N, l'autre au NW. Les ectinites sont plissées en un synclinal dissymétrique, le flanc E ayant été presque entièrement absorbé par les migmatites œillées de l'arc de Fix. Elles reparaissent au S dans la fenêtre de Saint-Bonnet-de-Montauroux occupée par des micaschistes leptyniques à biotite et cordiérite, qui forme trait d'union avec les ectinites des Cévennes septentrionales.

Zonéographiquement, ces ectinites appartiennent à la zone des gneiss inférieurs ainsi qu'à la zone des micaschistes inférieurs. La zone des gneiss supérieurs est peu distincte.

Lithologiquement, les gneiss inférieurs ont le faciès de gneiss à biotite, sillimanite et cordiérite, et de leptynites. Les amphibolites sont rares.

Les micaschistes inférieurs sont des micaschistes à deux micas, grenat, tourmaline, souvent leptyniques. Les variétés phylliteuses contiennent des résidus de sillimanite et de biotite dont l'orientation paraît discordante sur la schistosité marquée par l'association de biotite et muscovite.

Ce fait, ajouté à l'absence de la zone des gneiss supérieurs, conduit à se demander si les micaschistes ne sont pas d'anciens gneiss à biotite et sillimanite rétomorphosés lors d'un second métamorphisme : celui qui a été défini en Livradois. La présence de cordiérite et de muscovite dans les gneiss inférieurs s'expliquerait de même façon.

Les affleurements sont insuffisants pour trancher cette question qui sera réétudiée dans le groupe de la Desges.

Les ectinites du groupe d'Alleyras ont une origine sédimentaire analogue en cela à celles du synclinorium de Massiac. Ce sont d'anciennes pélites légèrement plus gréseuses que dans cette unité.

Les embréchites œillées, apparues lors d'un cycle métamorphique postérieur à celui qui vit la genèse du socle d'ectinites, se développent en niveaux puissants, stratoides ou appuyés au granite du Velay. Elles sont le produit de l'invasion métagénétique des ectinites par le microcline. La limite de cette feldspathisation est oblique sur les limites zonéographiques des ectinites : caractère général de ces migmatites dans toute la partie moyenne du Massif Central. Ce qui permet de penser que cette migmatitisation envahissait un socle ancien déjà plissé au cours d'une orogénie antérieure.

Si les anatexites de Lempdes représentaient vraisemblablement une phase tardive du cycle métamorphique ancien, les migmatites œillées semblent plus proches du métamorphisme et du plissement seconds. Elles seraient ainsi syntectoniques au sens large.

Elles sont localisées dans le Massif Central au S d'une ligne Lyon - Saint-Flour - Limoges, alors que les anatexites type Aubusson prédominent au N. Du point de vue chimique, les embréchites œillées paraissent avoir une origine métagénétique qui les oppose aux anatexites type Aubusson essentiellement topochimiques.

Le bilan de ces échanges est semblable dans tout le Massif Central : la formation des migmatites œillées se fait suivant un processus chimique global uniforme quelles que soient les trames mises en jeu : introduction de silice et d'alcalins, départ de Ca, Fe, Mg, Ti.

Mais ce bilan ne rend pas compte de l'intensité des échanges ou de la mobilité propre à chaque ion. Or, on peut établir par un calcul approprié une échelle de mobilité des ions au front des embréchites œillées. On constate alors que la mobilité du silicium et de l'aluminium interviendrait peu dans les réactions et que, seuls, les ions alcalins et alcalino-terreux seraient susceptibles de migrations importantes.

Ainsi que l'écrivait J. Jung dès 1953, il existe bien dans le Massif Central

« deux sortes de migmatites : les unes relativement anciennes..., les autres plus récentes... Aux premières correspondrait le passage direct des gneiss inférieurs aux anatexites et aux nébulites ; aux secondes par contre, le développement des embréchites œillées ».

Le granite du Velay limite à l'E le groupe d'Alleyras, c'est un granite hétérogène à biotite et nodules de cordiérite, calco-alcalin. Ses relations avec les migmatites œillées sont difficiles à préciser mais il n'a pas de contact « intrusif ». Sa bordure recoupe en écharpe les zones minéralogiques et structurales qui apparaissent dans les migmatites œillées : embréchites, anatexites à biotite, anatexites à sillimanite, anatexites à cordiérite, de telle sorte que le niveau œillé qu'est l'arc de Fix disparaît totalement au N à son contact. Ces relations semblent suggérer une indépendance génétique entre migmatites œillées et granite. Cependant, chronologiquement, ces deux unités sont vraisemblablement contemporaines ; elles ont vu le jour lors du cycle orogénique le plus récent dans lequel on doit reconnaître, par comparaison avec les régions voisines du Massif Central, le cycle hercynien.

Le batholite de la Margeride est, lui, post-tectonique et plus récent encore.

CHAPITRE IX

LE GROUPE DE LA DESGES

Je réunis dans le groupe de la Desges — ainsi appelé du nom d'un ruisseau affluent qui se joint à l'Allier à Chanteuges — les formations métamorphiques méridionales et occidentales du synclinorium Desges-Senouire-Doulon (voir planche II en pochette). Celles-ci s'étendent depuis la couronne d'anatexites grenues à cordiérite du synclinorium de Massiac au N, jusqu'au granite de la Margeride au S. Elles prolongent vers l'W les formations des groupes de la Senouire et d'Alleyras, et se prolongent à leur tour vers l'W de l'autre côté du grand accident de Ruines (Cantal) par le groupe de la Truyère, étranger au cadre de ce travail (P. Lapadu-Hargues, 1951-1952 ; F. Colin, 1960).

L'architecture originelle du groupe de la Desges est très affectée par les accidents cassants, postérieurs à la genèse du granite de la Margeride, qui rejouèrent jusqu'au Tertiaire inclus (fossé oligocène de Saint-Flour-Le Malzieu). Le découpage du granite et le jeu des compartiments tectoniques qui en résulte ont comprimé et sérieusement éventré les ectinites.

Le groupe de la Desges est en effet formé en grande partie d'ectinites ; les embréchites œillées à tendance leptynique forment les niveaux stratoïdes de Pinols et de Desges, qui ont déjà été étudiés avec le groupe d'Alleyras. Je n'en reparlerai ici qu'occasionnellement.

Comme pour le groupe de la Senouire, la description des métamorphites sera faite à partir des anatexites du synclinorium de Massiac.

I. — Les anatexites.

A. — *Les anatexites grenues à cordiérite de Ferrussac (Haute-Loire) et de Védrines-Saint-Loup (Cantal).*

Les faciès de la partie méridionale de la couronne d'anatexites du synclinorium de Massiac ne diffèrent pas essentiellement des faciès décrits en d'autres secteurs. Tout au plus peut-on noter qu'ils sont dans l'ensemble moins riches en cordiérite que leurs homologues septentrionaux. Ceci va de pair avec une tendance leptynique assez répandue des faciès d'anatexites

nébulitiques finement grenues (cf. anatexites de Cronce-Lorbe, commune de Cronce).

Ces anatexites grenues à biotite affleurent largement entre Langeac (Haute-Loire) et Védrines-Saint-Loup (Cantal). Ce sont elles qui constituent notamment le môle de Ferrussac (Haute-Loire) au N de Pinols. Leur limite méridionale, orientée approximativement E-W entre le bassin houiller de Langeac et la région de Montchamp, s'infléchit en ce point vers le NW en direction du col de la Fageole (R. N. 9) et de Ferrières-Saint-Mary (Cantal). Elles contiennent çà et là des niveaux d'amphibolites parfois transformées en agmatites et des essaims de blocs de péridotite serpentinisée (Le Chambon-de-Reilhac, l'Estigeolet, Banières, etc.) assez régulièrement alignés selon la direction générale des schistosités cristallophylliennes. Ils paraissent représenter, sur le flanc S de l'anticlinal, l'équivalent des niveaux de Saint-Poncy, d'Orcerolles, etc., qui en jalonnent le flanc N.

B. — *Les anatexites schisteuses à sillimanite.*

Faisant suite vers le S aux anatexites grenues à biotite seule ou à biotite et cordiérite viennent des anatexites schisteuses riches en biotite et sillimanite, identiques par leur faciès à celles qui ont été décrites dans la haute vallée de la Sianne entre Vèze et Molèdes, lors de l'étude du synclitorium de Massiac. Très riches en biotite et sillimanite, ce sont des roches hétérogènes à l'échelle de l'affleurement, où des parties claires granitiques alternent avec des parties plus sombres, gneissiques.

Si cette bordure d'anatexites schisteuses est continue depuis le bassin houiller de Langeac jusqu'à la vallée de l'Allagnon où elle disparaît sous les basaltes tertiaires, son épaisseur varie dans d'assez larges proportions : un peu moins d'un millier de mètres entre Tailhac à l'E et Montchamp à l'W ; elle semble atteindre plusieurs milliers de mètres dans la région de Valjouze, où son épaisseur apparente est vraisemblablement exagérée par des replis tectoniques.

La présence de ces anatexites schisteuses, de part et d'autre de la couronne d'anatexites du synclitorium de Massiac, confirme bien la valeur anticlinale de celle-ci. Mais, alors que le flanc septentrional en était renversé, le flanc méridional est en position tectonique normale quoique pratiquement vertical à l'E.

Les points les plus favorables à l'observation de ce faciès sont, en dehors de la région de Valjouze, les tranchées de la petite route de Tailhac à Pinols (D. 11F) dans la grande épingle à cheveux au N de Tailhac, les environs S de Boisserette (commune de Pinols), les environs S de Chastel.

On notera enfin que les anatexites schisteuses sont plus développées ici que sur la bordure N de la couronne (anticlinal d'Isseuges, groupe de la Senouire).

II. — La zone des gneiss inférieurs.

Cette zone d'isométamorphisme est représentée dans le groupe de la Desges par des gneiss à biotite et sillimanite ainsi que par des amphibolites, péridotites et ortholeptynites associées, qui ont été déjà définies sous le nom de « groupe leptyno-amphibolique brivadois ». L'ensemble de ces faciès succède normalement vers le S aux anatexites schisteuses précédemment décrites mais, à l'intérieur de la zone, leur répartition est irrégulière. Le groupe leptyno-amphibolique brivadois est réduit à sa plus simple expression depuis le bassin de Langeac jusqu'au méridien de Monchamp environ. A partir de là, il prend de l'importance au fur et à mesure que l'on se déplace vers l'W et le NW, mais il est très vite recouvert par les basaltes de la Planèze de Saint-Flour. Il réapparaît de l'autre côté des coulées : entre Condat et Riom-ès-Montagne (Cantal), où son développement est considérable.

1. **Le groupe leptyno-amphibolique brivadois.** — Quelques bancs discontinus de leptynites et d'amphibolites échelonnés dans les gneiss à biotite et sillimanite depuis le Houiller du bassin de Langeac jusqu'au niveau de Védrines-Saint-Loup témoignent seuls de l'existence du groupe leptyno-amphibolique dans ce secteur. Le passage des anatexites aux gneiss à biotite et sillimanite y est direct, comme en Limousin par exemple. Cependant, au S de Montchamp (Cantal), la route de Saint-Flour (R. N. 590) recoupe un niveau de 100 ou 200 m d'épaisseur de gneiss leptyniques très régulièrement rubanés à biotite seule, associés à des amphibolites.

Ils sont formés de :

Quartz	Myrmékite abondante
Oligoclase (An. 25)	Apatite
Microcline perthitique	Magnétite, ilménite
Biotite	Zircon.

La structure est grano-lépidoblastique ; l'oligoclase est corrodé par le microcline plus récent qui dessine de grandes plages limpides aux contours sinueux.

Ce sont les ortholeptynites brivadoises typiques qui réapparaissent, aussitôt accompagnées d'amphibolites et de péridotites (Le Bouchet) qui sont en quelque sorte le « fossile caractéristique » de cet horizon.

Au méridien de Mentières, le groupe brivadois a déjà plus de 1.000 m d'épaisseur. Vingt-cinq kilomètres au NW, dans son prolongement normal entre Condat-en-Feniers (Cantal) et Riom-ès-Montagne (Cantal), c'est par plusieurs milliers de mètres que se chiffre sa puissance.

2. **Les gneiss à biotite et sillimanite.** — Ils constituent un niveau continu, plaqué aux anatexites ou au groupe leptyno-amphibolique brivadois vers l'W, dont l'épaisseur, presque toujours inférieure à 500 m, descend localement jusqu'à à peine 100 m.

Ils sont riches en sillimanite et contiennent presque toujours une certaine proportion de muscovite.

Au microscope, ils se montrent formés de :

Quartz	Biotite (parfois chloritisée)	Apatite
Oligoclase	Muscovite	Zircon
Microcline	Sillimanite	Magnétite.
Myrmékite		

Ils sont souvent laminés et cataclastiques, en particulier au N entre le niveau des embréchites œillées de Pinols et les anatexites de Ferrussac, ce qui peut expliquer dans une certaine mesure leur très faible épaisseur (laminages).

Cela n'explique pas, par contre, la présence presque générale de muscovite en lamelles parfois constellées de fibres de sillimanite. Le microcline, perthitique, est plus répandu que dans les gneiss de Massiac.

La R. N. 590 Langeac - Saint-Flour traverse ces gneiss en de nombreux points de son parcours; les meilleures observations du faciès se font dans la descente sur Saint-Flour, un peu en amont du hameau des « Maisons » (commune de Vabres). On les voit également aux abords de Boissière (commune de Pinols), ainsi qu'entre Tailhac et Marmesse (commune de Tailhac), ou vers la ferme de La Margeride, etc. (voir carte).

Ainsi, les caractères les plus frappants de la zone des gneiss inférieurs dans le groupe de la Desges sont :

— *du point de vue zonéographique : la très faible épaisseur de cette zone et la large place qu'y tient la muscovite ;*

— *du point de vue lithologique : le faible rôle qu'y jouent les amphibolites et leptynites associées du groupe leptyno-amphibolique brivadois ;*

— *du point de vue tectonique : la fréquence des laminages et la dissymétrie de leur répartition puisqu'ils ne sont présents que sur le bord N du synclinal, le bord S ayant disparu dans le granite de la Margeride, sauf peut-être dans le secteur de Ruines.*

III. — La zone des gneiss supérieurs.

Elle est mal individualisée comme presque partout dans le synclinorium Desges-Senouire-Doulon. Ses caractères, ici plus qu'ailleurs, sont si contradictoires qu'ils posent de sérieux problèmes.

Son faciès pétrographique général est celui de gneiss à deux micas ; mais ces roches sont plutôt — peut-être en raison de leur faible épaisseur — des termes de passage entre les gneiss à biotite et sillimanite et les mica-schistes que des formations représentatives d'une zone d'isométamorphisme nettement délimitée. Les gneiss rubanés plagioclasiques à deux micas qui font suite aux gneiss à biotite et sillimanite contiennent encore pas mal de sillimanite, mais cette proportion varie beaucoup d'un point à un autre.

Autre fait étrange : là où l'on s'attendrait géologiquement à voir affleurer des gneiss à deux micas, c'est-à-dire entre la zone des gneiss et celle des mica-schistes, on observe des gneiss à microcline assez particuliers de structure, qui seront étudiés plus loin (§ V). L'hétérogénéité de cette zone des gneiss supérieurs est accrue par le fait que de nombreux bancs y sont à biotite seule.

L'ensemble de ces faciès couvre un territoire étroit et allongé compris entre Auvers à l'E et Tiviers à l'W.

IV. — La zone des mica-schistes inférieurs.

Les mica-schistes affleurent sans interruption depuis la vallée de l'Allier à l'E jusqu'à l'accident de Ruines à l'W, mais subissent, en cours de route, de fortes variations de puissance d'origine tectonique. Vers l'E, les faciès dominants sont ceux de mica-schistes phylliteux à minéraux alumineux alternant avec des leptynites. Au centre, ce faciès se maintient mais il s'y associe des niveaux basiques à amphibolites et péridotites. A l'W, très laminés, ce sont les faciès à biotite et sillimanite résiduelle (avec tourmaline et grenat) qui sont représentatifs de la zone.

Ces mica-schistes contiennent des niveaux de roches particulières : ce sont, d'une part, les embréchites œillées leptyniques de Pinols et de Desges dont il a déjà été question ; d'autre part, des mica-schistes albitisés à biotite (muscovite rare) ponctués d'yeux (1 à 5 mm) d'oligoclase acide de néoformation : ce sont des roches de couleur brun violacé à l'état frais presque identiques par leur texture comme leur structure aux mica-schistes albitisés des carrières de Merle dans la vallée de la Dore au S d'Aranc (Livradois méridional).

Enfin, vers l'W, ils semblent servir de trame aux gneiss cataclastiques à deux micas et microcline qui ont été déjà mentionnés à propos de la zone des gneiss supérieurs et qui seront étudiés ultérieurement.

A. — Les mica-schistes à minéraux alumineux.

Les mica-schistes du groupe de la Desges, profondément entaillés par la vallée de la Desges depuis son confluent avec l'Allier jusqu'en amont du village de Desges, sont des roches phylliteuses, dorées, généralement très

plissotées. L'examen à l'œil nu ou au microscope révèle une grande richesse en minéraux variés. Ce sont essentiellement : le grenat almandin, la tourmaline, l'andalousite, la sillimanite, le disthène, la staurotide, la cordiérite, l'oligoclase acide, sans parler évidemment du quartz et des phyllites.

Cette énumération apparemment désordonnée est assez déconcertante car ces minéraux sont parfois présents simultanément. J'ai notamment relevé en lames minces les associations suivantes :

— grenat, tourmaline, staurotide, andalousite, sillimanite, avec biotite, muscovite, quartz et oligoclase acide (La Rochette, commune de Pébrac, rive gauche de la Desges) ;

— grenat, tourmaline, staurotide, cordiérite, avec biotite seule, quartz et oligoclase acide (tranchée de la voie ferrée à 50 m au S du passage à niveau S de la gare de Chanteuges) ;

— il n'est pas rare de voir le disthène associé à l'andalousite (entre Desges et Lesbinières).

Or, les conditions physico-chimiques de stabilité de ces divers minéraux sont fort différentes, et cette disharmonie se répercute sur leur structure en lames minces. C'est pourquoi, avant d'entreprendre l'étude pétrographique proprement dite de ces micaschistes, on en présente ci-après les caractères minéralogiques :

Quartz. — Le quartz apparaît sous plusieurs faciès :

— plages limpides aux extinctions franches. Contours peu dentelés, taille des grains de l'ordre du millimètre ou supérieure. Ce faciès très répandu constitue habituellement des lentilles d'exsudation dont la taille varie de quelques millimètres à plusieurs décimètres. Ce quartz paraît recristallisé. Macroscopiquement, il est hyalin ou laiteux blanc. Il peut y avoir quelques plages d'oligoclase acide mais ce minéral est très accessible dans les lentilles.

— petites plages étirées aux contours dentelliformes engrenés, aux extinctions très onduleuses. Minéral cataclastique en voie de recristallisation. Bordure des grains parfois soulignée de dépôts d'hydroxydes de fer. Ce quartz forme souvent des cloisons anastomosées qui ont l'aspect d'un réseau auquel se mêlent les phyllites. Ce réseau enferme les autres minéraux tels que feldspaths ou minéraux alumineux.

Biotite. — Le plissement intense des micaschistes influe sur la fraîcheur de ce minéral sensible aux altérations. La biotite en plages aux extinctions onduleuses est assez souvent brunâtre, sale, prête à expulser son fer ou déjà partiellement chloritisée et criblée de fines aiguilles de titanomagnétite et de sagénite. Elle est parfois déchiquetée et recoupée par de la muscovite. Régulièrement associée à la sillimanite dans les formations micaschisteuses à l'W du groupe de la Desges.

Elle est très fraîche et de teinte violacée (à l'œil nu) dans les niveaux de micaschistes albitisés (Pébrac, source de La Retzousseyre, Trailus, etc.) et en général dans les niveaux pauvres en muscovite.

Muscovite. — Ce mica peu sensible à l'altération est distribué en lits de paillettes qui dessinent tous les plissements des micaschistes. En conséquence, ses extinctions

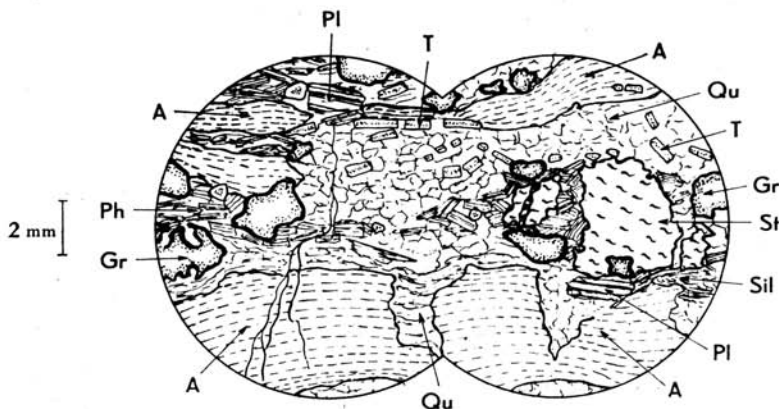


Fig. 33. — Zone des micaschistes inférieurs.
Groupe de la Desges. Micaschistes à minéraux alumineux.

La Rochette (commune de Pébrac), rive gauche de la Desges, à quelques centaines de mètres au-dessus des fermes. (L. M. : SE 14).

Qu, Quartz. **Pl**, Plagioclase acide. **Ph**, Biotite et muscovite. **T**, Tourmaline zonée. **Gr**, Grenat almandin. **A**, Andalousite avec inclusions aplaties et orientées en files parallèles de quartz et minéraux opaques. **Sil**, Sillimanite. **St**, Staurotide pécilitique à inclusions de grenat et phyllites.

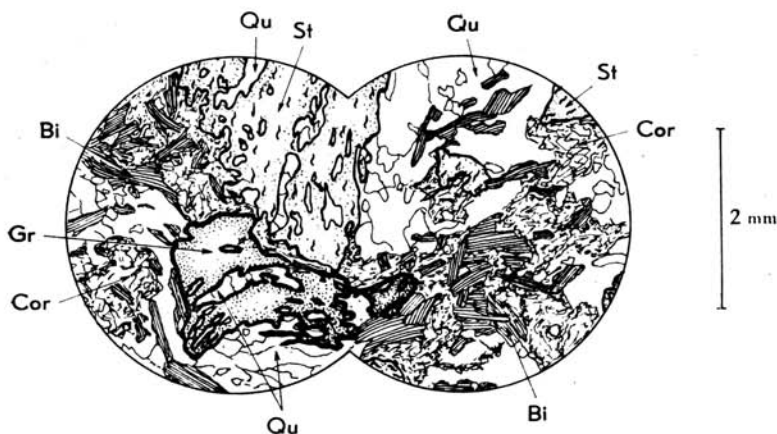


Fig. 34. — Zone des micaschistes inférieurs.
Micaschiste à biotite et cordiérite avec staurotide et grenat.

Groupe de la Desges. Tranchée de la voie ferrée, 100 m au S de la gare de Chanteuges. Avec des grenatites. (L. M. : SE 222).

Qu, Quartz. **Bi**, Biotite. **Gr**, Grenat almandin, avec inclusions de quartz à tendance hélicitique. **St**, Staurotide pécilitique. **Cor**, Cordiérite et séricite.

sont onduleuses, les lamelles tordues ou cassées, parfois émietées en sérécité. Elle alterne en lits bien fournis avec les lits de quartz.

Oligoclase. — L'oligoclase acide ou moyen est répandu dans les micaschistes sous deux faciès :

— soit en yeux blanc jaunâtre de plusieurs millimètres de diamètre, aux contours irréguliers, imprégnés de limonite et constellés d'inclusions orientées de divers minéraux, essentiellement quartz et phyllites. Ses cristaux sont alors très irrégulièrement dispersés et ne donnent pas au micaschiste un faciès gneissique. Les inclusions de phyllites ou de quartz englobées dans cet oligoclase ont conservé leur litage ainsi que leur disposition plissotée éventuellement, ce qui prouve que *la croissance de l'oligoclase acide est tardive par rapport au fond de la roche.*

— soit en yeux blancs très frais et limpides, de 1 à 5 mm de diamètre, très abondants en des niveaux privilégiés de la série. Ils confèrent aux micaschistes un faciès de gneiss finement œillé, qualificatif ici préférable à celui d'embranchite qui évoque une plus grande richesse en matériel quartzo-feldspathique.

Au microscope, la fraîcheur de cet oligoclase peu maclé contraste avec l'allure étirée et cataclastique de la trame quartzo-phylliteuse qui l'enserme. Il est plutôt pauvre en inclusions et ses yeux semblent avoir repoussé, au cours de leur croissance, les lits quartzo-phylliteux de leur périphérie. Là aussi, *l'oligoclase acide* (parfois à la limite de l'albite) *est tardif par rapport aux minéraux du fond micaschisteux.*

Grenat almandin. — Ce minéral est extrêmement répandu dans les micaschistes où il constitue parfois de véritables grenatites (50 m au S du passage à niveau S de la gare de Chanteuges, dans la tranchée de la voie ferrée). Ses cristaux atteignent 1 ou 2 cm au plus. Ils sont souvent altérés et ferrugineux. Ce sont des dodécaèdres rhomboïdaux, plus rarement des trapézoèdres.

Au microscope, cet almandin est limpide, à peine rosé. Ses plages craquelées sont presque toujours trouées ou squelettiques, les vides étant occupés par du quartz, de la chlorite ou des produits ferrugineux hydratés qui s'amassent également dans les casures. Les inclusions de quartz orientées dessinent assez souvent des structures hélicitiques.

Du point de vue morphologique, ses cristaux sont tantôt automorphes subcirculaires (Chanteuges; lieu-dit « Pierre » en Margeride, entre les cotes d'altitude 1.434 et 1.423 m), tantôt aplatis et étirés, la structure squelettique accentuant l'impression de délabrement.

Il est difficile de situer dans le temps la naissance du grenat almandin par rapport à celle des autres minéraux. Il infléchit à sa périphérie les lits quartzo-phylliteux mais on sait que le grenat est un minéral à force de croissance élevée et on ne peut conclure de cette observation qu'il s'agit d'un minéral plus récent que les autres, ainsi que je l'ai fait pour l'oligoclase par exemple.

La structure hélicitique que manifestent parfois les inclusions qu'il contient paraît indiquer que sa croissance s'est poursuivie dans un milieu soumis à des tensions. Donc que la déformation actuellement perceptible dans ces micaschistes est, pour une part qui reste à déterminer, synmétamorphe.

L'allure généralement squelettique du grenat dans ces micaschistes me conduit à le considérer comme un minéral ancien de ces roches, mais il est parfaitement possible d'admettre l'existence de plusieurs générations successives, ce que suggère l'existence

de roches à grenat automorphe très frais, et de roches à grenat squelettique corrodé, aplati, cassé et aux fragments dispersés en files.

Tourmaline. — Minéral très largement répandu dans les micaschistes. Elle y est dispersée en fines aiguilles prismatiques noires, brillantes. Ces prismes capillaires, parfois agglomérés en masses fibreuses avec le quartz, forment de temps à autre des nodules disséminés sans ordre apparent dans les micaschistes.

En lames minces, cette tourmaline très pléochroïque montre des zones de coloration différente : bleu canard au centre, beige verdâtre à la périphérie. Ces variations zonées ont été souvent décrites, en particulier au S du granite de la Margeride dans les micaschistes du Lot étudiés par P. Lapadu-Hargues (1948).

Bien que très frais, ces prismes sont souvent sectionnés et leurs fragments déplacés et étirés en files, comme certaines Bélemnites dans les terrains sédimentaires. Ils ont été soumis à des tensions postérieurement à leur genèse. Ils ne contiennent pratiquement jamais d'inclusions.

Staurotide. — Ce minéral est très répandu dans les micaschistes du groupe de la Desges en cristaux brun rougeâtre qui atteignent plusieurs centimètres. Mais ses prismes sont toujours si étroitement revêtus de mica ou de séricite qu'ils passent inaperçus à l'œil nu. On ne constate généralement leur présence qu'en lames minces. On peut néanmoins observer de beaux prismes maclés en croix de Saint-André à 60° 31' (231) sur les affleurements de micaschistes qui bordent la Desges, à 50 m en amont de son confluent avec la Gourgayre, sous la route (1.500 m en amont du village de Desges environ).

En lames minces cette staurotide se montre très poecilitique, mais cet aspect squelettique n'est pas très anarchique en ce sens que les gouttelettes de quartz qui constituent la majorité des inclusions sont alignées en files parallèlement à la schistosité générale où sont parfois hélicitiques, ainsi que dans le grenat. On voit des prismes étirés aux fragments dispersés dans un plan de schistosité. Les cassures sont fréquemment remplies d'une substance jaunâtre isotrope et vacuolaire, déjà signalée par P. Lapadu-Hargues (1948) à propos de la staurotide des micaschistes de la série du Lot.

Ainsi, la staurotide paraît être un minéral assez ancien, contemporain du grenat dans ces micaschistes et qui a subi des vicissitudes comparables du point de vue tectonique et métamorphique.

Andalousite. — Très abondante dans les micaschistes du groupe de la Desges, elle y est moins dispersée que la staurotide. Elle se présente :

— tantôt en cristaux isolés allongés entre les plans phylliteux des micaschistes où elle est peu visible pour la même raison que dans le cas de la staurotide ;

— tantôt en masses confuses, d'un beau rose, formant de gros rognons avec le quartz dans les micaschistes. Ces rognons atteignent et dépassent même le décimètre cube (versant descendant de Barlet sur la Desges).

Le faciès chiastolite, si commun dans le métamorphisme de contact, est absent. La naissance de l'andalousite dans ces micaschistes ne peut être en effet attribuée à un éventuel métamorphisme de contact, qu'il soit dû au granite de la Margeride ou à toute autre masse plutonique ; la répartition du minéral ainsi que son faciès l'interdisent. Elle traduit simplement, comme la staurotide et le disthène avec lesquels elle est associée, l'extrême richesse en alumine de la série sédimentaire originelle.

En lames minces, le faciès de l'andalousite est curieux : elle forme de longs prismes incolores parfois polychroïques dans les rose pâle. Ceux-ci sont étirés jusqu'à tronçonnement; les tronçons sont alignés dans le plan de schistosité du micaschiste. Cet étirement se répercute sur la disposition des inclusions de quartz, de biotite ou de minéraux opaques, très abondantes. Le quartz semble avoir recristallisé sous tension à travers l'andalousite. C'est encore lui qui remplit avec des phyllites les fissures séparant les tronçons d'un même prisme étiré. L'andalousite a ainsi une structure litée parallèle à la schistosité générale et marquée par l'alternance fine de lits d'inclusions de quartz avec quelques biotites et de « lits » d'andalousite. Ce litage est interrompu de place en place par le tronçonnement du prisme, déjà signalé, qui lui est perpendiculaire. Cette disposition a été notamment observée dans des échantillons de micaschistes provenant du versant situé un peu au-dessus de La Rochette (commune de Pébrac) rive gauche de la Desges. Elle est tout à fait classique dans les micaschistes de la partie moyenne du Massif Central. A. Demay (1942) a figuré (planche VII) un aspect identique des porphyroblastes d'andalousite dans les micaschistes de la série du Pilat (Doizieux à l'E de Saint-Étienne). L'orientation des inclusions qu'ils renferment prouve que ces porphyroblastes ont été souvent plus ou moins chavirés lors des mouvements qui ont affecté postérieurement les micaschistes.

La croissance de l'andalousite paraît contemporaine du développement de la staurotide et postérieure au fond quartzo-phylliteux et à la sillimanite; ces minéraux dénotent un milieu sédimentaire riche en silice et alumine et plutôt déficitaire en potassium et ferromagnésiens.

On rappelle ici que, dans le groupe de la Senouire, l'andalousite en petits prismes à section carrée est moins riche en inclusions de quartz. Elle ne porte généralement pas traces de tensions; ses prismes, moins pœcilitiques que ceux de staurotide, sont bordés d'un épais manteau de séricite. *Il n'est pas exclu que cette andalousite ait recristallisé sous l'action du second métamorphisme.*

Disthène. — De belles lames bleues de disthène associées à la staurotide forment, avec du quartz hyalin, des lentilles qui atteignent deux décimètres de long et sont réparties à un niveau précis dans les micaschistes. Cet « horizon à disthène » n'a guère plus de 50 m d'épaisseur; il se suit cependant sur plus de 10 km de long depuis les pentes de la Margeride à l'W (quelques centaines de mètres au N du buron abandonné de « Pierre ») jusqu'à un peu au S de la ferme de Chaussée (commune de Desges) vers l'E. Quelques indications permettront d'en retrouver le jalonnement avec précision : il passe à quelques dizaines de mètres au N des fermes du Boussillon, de La Boriette, de Lesbinières. Les affleurements étant rares sur ce parcours, on recueillera tout au long du niveau les échantillons de quartz à disthène, staurotide et parfois andalousite, à la surface du sol ou dans les tas d'épierrement.

Ce niveau à disthène, si régulier qu'il constitue ici un véritable repère stratigraphique (concordant, semble-t-il, avec la schistosité cristallophyllienne), correspond sans doute à un niveau alumineux de nature particulière dans la série pélitique ancienne. Le disthène signalé à Chavagnac-Lafayette dans le groupe de la Senouire en représente probablement un témoin septentrional.

Il est intéressant à ce propos de faire la revue rapide des gîtes de disthène associés aux micaschistes dans le Massif Central : ils sont rares et les trouvailles ponctuelles ont la plupart du temps fait passer inaperçu le fait

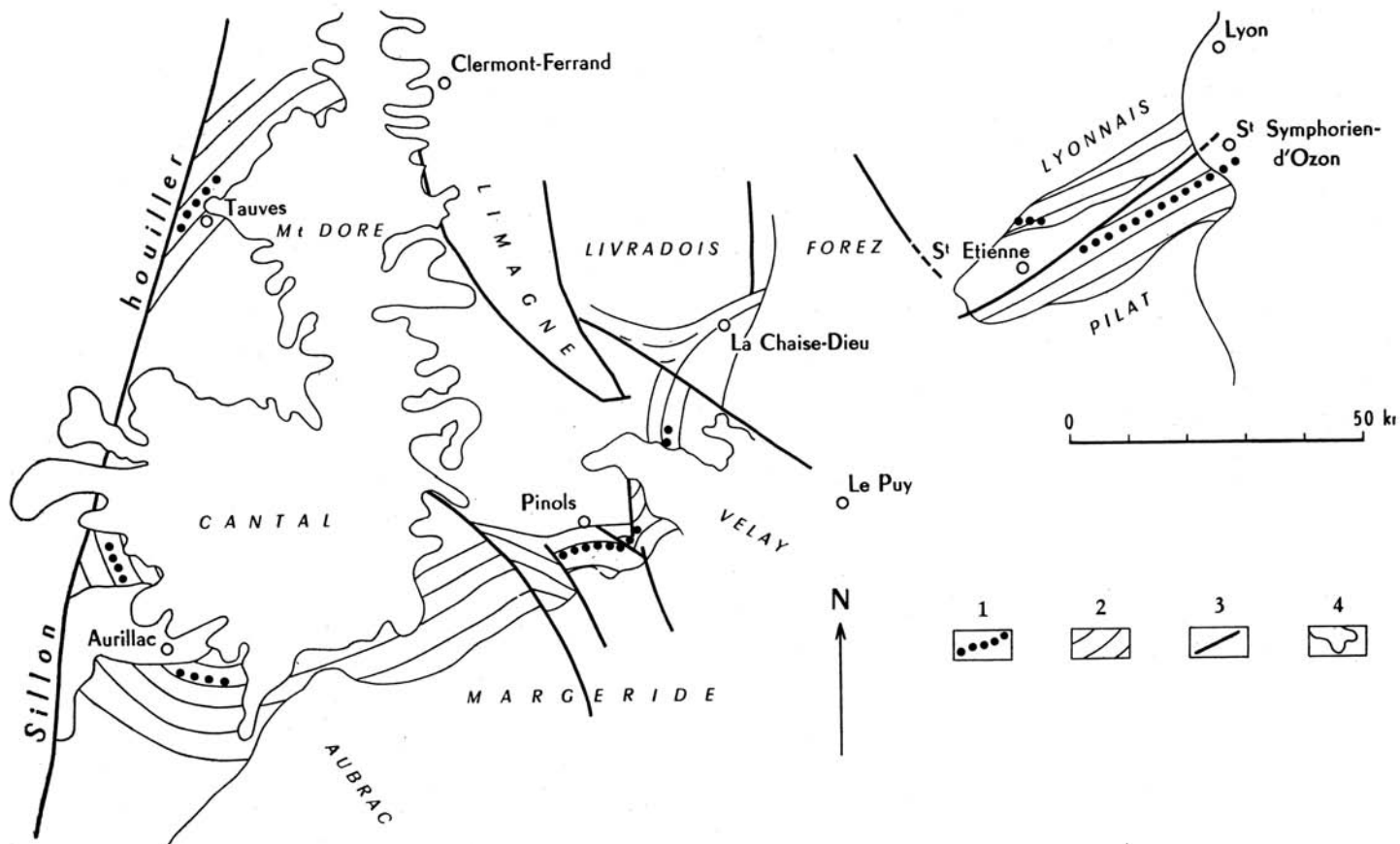


Fig. 35. — Répartition du disthène dans les ectinites (micaschistes) de la partie médiane du Massif Central, à l'E du Sillon houiller.
1, Niveaux à disthène. **2,** Direction générale de la schistoïté des ectinites. **3,** Failles. **4,** Contours partiels des terrains non métamorphiques.

que ce minéral est réparti en niveaux, très minces certes, mais assez continus. A l'E du massif, A. Lacroix signale plusieurs gîtes dans les micaschistes à deux micas au N du Mont Pilat (Loire) et jusque sur la rive gauche du Rhône (Isère). Reportés sur la carte, ils s'alignent en prolongement les uns des autres et semblent bien constituer un très mince niveau continu. Si l'on considère qu'à l'échelle du Massif Central ces micaschistes de la vallée du Gier ne sont autres que le prolongement oriental de ceux qui font l'objet de cette étude, on peut proposer une corrélation entre l'horizon à disthène de la Desges et celui du Gier ou du Furan (La Tour-en-Jarez). Ils présentent les mêmes caractéristiques de minceur et d'étendue.

Vers l'W, le disthène est signalé dans la série de la Truyère, un peu au S d'Aurillac : Arpajon-Vézac (Cantal), où il est aussi dispersé en plusieurs gisements alignés qui suivent un mince niveau des micaschistes. La direction générale de cette série s'infléchissant vers le N dans cette région (cf. J. Jung, 1946, p. 19, carte), le niveau à disthène suit cette inflexion et se retrouve au N où A. Lacroix le signale à Cors (2 km au SW de Saint-Cernin, Cantal). Toujours à l'E du Sillon houiller, on le retrouve plus au N dans les micaschistes de Tauves (Puy-de-Dôme) : le niveau est jalonné par les échantillons de La Bessette et ceux plus célèbres d'Avèze (voir fig. 35).

A l'W du Sillon houiller, le disthène est connu dans les micaschistes (?) un peu au S d'Uzerche (Corrèze) et au S d'Argentat. Il semble plus rare encore qu'à l'E du Sillon houiller.

Bien que la présence de disthène dans des micaschistes soit un fait banal et n'ait généralement pas été interprétée jusqu'à maintenant comme pouvant constituer un repère d'ordre stratigraphique, la localisation très étroite, et constante de ce minéral dans les schistes cristallins du Massif Central, au moins à l'E du Sillon houiller, pourrait conduire à réviser ce point de vue dans ce cas précis. Une étude très détaillée de la répartition du disthène dans les diverses régions citées serait nécessaire avant de se montrer affirmatif quant à la valeur stratigraphique de cet horizon mais cette hypothèse ne doit pas être écartée *a priori*.

Au cas où elle se vérifierait, la précision de ce repère aurait une grande valeur géologique.

Sillimanite. — Si, du point de vue chimique, la présence de sillimanite dans une série aussi alumineuse n'a rien de choquant, il n'en va pas de même du point de vue zonéographique. Néanmoins, la sillimanite est très commune dans les micaschistes du groupe de la Desges, plus abondante vers l'W que vers la vallée de l'Allier. Elle est répartie en paquets de fibres flexueuses associées à la biotite; elle n'est pas concentrée en niveaux privilégiés comme le disthène. On la rencontre aussi bien à côté de la staurotite qu'à côté de l'andalousite, du grenat ou de la cordiérite.

Il est difficile de lui assigner une place dans l'ordre d'apparition des différents minéraux décrits, en raison de sa grande résistance aux altérations.

L'aspect de ses paquets fibreux associés à la biotite rappelle les associations similaires des gneiss à biotite et sillimanite. Il s'agit d'un minéral ancien dans l'histoire de ces

roches. Son ubiquité invite à penser, vu la présence simultanée d'autres minéraux aluminés probablement plus récents (andalousite, disthène), que sa présence a une origine zonéographique plus que lithologique. Mais l'association biotite-sillimanite paraît hétérozonale dans les micaschistes du groupe de la Desges. Et il est difficile d'admettre que cette sillimanite représente la cristallisation d'un excès d'alumine de la série puisque celui-ci s'exprime largement sous forme d'andalousite, de disthène et de staurotide dont les conditions physico-chimiques de formation sont tout autres.

Il y a là une anomalie qui suggère que l'histoire des micaschistes de la Desges est fort complexe.

Cordiérite. — Plus rare que les minéraux cités jusqu'ici, la cordiérite leur est néanmoins associée en certains points dans les micaschistes. Elle n'est pas reconnaissable à l'œil nu, étant presque toujours altérée.

En lames minces, elle est disposée en plages xénomorphes alignées suivant la schistosité cristallophyllienne, limpides, de couleur jaune vif (gigantolite) ou beige verdâtre, et givrées de séricite.

On note ci-dessous les points où la cordiérite a pu être décelée en lames minces :

— à l'E de Chavagnac-Lafayette, à proximité du hameau de Vernelle où elle est associée à l'andalousite dans un micaschiste à biotite et muscovite (j'ai mentionné ce gîte dans le groupe de la Senouire);

— au S de la gare de Chanteuges dans la tranchée de la voie ferrée, dans un micaschiste à biotite seule très riche en grenat almandin, associée à de la staurotide;

— à la Bastide près Venteuges (chemin de la Bastide à Sauzet), non loin du contact faillé du granite de la Margeride, dans un micaschiste oligoclasique très écrasé à biotite prédominante, associée à l'andalousite et au grenat almandin;

— à 1 km à l'W de Saint-Bonnet-de-Montauroux (Lozère), au S d'Alleyras, dans les micaschistes à biotite seule de la fenêtre de Laval-Atger, associée à l'andalousite;

— je rappelle enfin qu'elle est aussi présente dans tous les gneiss à biotite et sillimanite du groupe d'Alleyras. Dans ces dernières formations, le ruissellement des eaux attaque la cordiérite et il se forme, sur les parois rocheuses abritées de la pluie vers Vabres ou Saint-Étienne-du-Vigan, de belles efflorescences d'epsomite ($Mg(SO_4) \cdot 7 H_2O$) et plus rarement de copiapite ($Fe^{++}Mg)Fe_4^{+++}(OH)_2(SO_4)_3 \cdot 20 H_2O$).

En lames minces, la cordiérite de ces divers gisements — en plages ou rubans aux contours pseudopodiques — s'associe aux lits de biotite. Ceux-ci s'infléchissent aux abords des cristaux de staurotide et de grenat (Chanteuges), ce qui n'a pas de signification chronologique pour des raisons déjà exposées (forces de cristallisation). L'andalousite se joint aux lits de cordiérite à Vernelle et à Saint-Bonnet-de-Montauroux. La présence simultanée de ces deux minéraux vraisemblablement contemporains est un fait peu commun dans des roches de faible degré métamorphique issues de l'action du métamorphisme régional.

Cette cordiérite revêt un faciès différent (rubané) de celui qu'elle avait en Livradois (œillé) ou dans les anatexites de Lempdes (nodules de grains agglomérés). On peut expliquer sa présence par des raisons chimiques : déficit d'alcalins dans une série riche en silice, alumine, fer et magnésie. Fe et Mg ne pouvant se fixer sous forme de biotite donnent de la cordiérite (Mg), de la staurotide (Fe) et du grenat, alors que l'excès d'Al cristallise sous forme d'andalousite, de disthène, éventuellement de sillimanite.

Cette solution simple a l'inconvénient de ne pas tenir compte des conditions physiques généralement admises pour l'apparition de ces minéraux. Dans le métamorphisme

régional, le disthène et l'andalousite caractérisent habituellement les zones supérieures, la cordiérite et la sillimanite les zones profondes, alors que la staurotide est intermédiaire. L'influence des tensions métamorphiques, bien que mal connue entre aussi en ligne de compte.

Des associations de minéraux telles que celles qui viennent d'être décrites ne sont pas inconnues dans les micaschistes à deux micas. A. Hietanen (1956) a étudié aux États-Unis (Idaho) des micaschistes à cordiérite, disthène, sillimanite, andalousite : l'auteur explique la présence conjointe de ces divers minéraux par des fluctuations de température et de tension subies par le micaschiste au cours de son histoire géologique.

De semblables fluctuations ont probablement engendré les divers silicates décrits dans les micaschistes de la Desges, mais à quel phénomène géologique les relier ? L'hypothèse d'un polymétamorphisme déjà mis en évidence au cours de ce travail peut être envisagée.

Il reste maintenant à décrire les autres faciès lithologiques présents au sein de la zone des micaschistes du groupe de la Desges. Ils seront étudiés dans l'ordre suivant :

- micaschistes à biotite, sillimanite et grenat ;
- micaschistes albitisés ;
- quartzites ;
- amphibolites et péridotites serpentinisées ;
- leptynites à plagioclases et microcline (ortholeptynites).

B. — *Les micaschistes à biotite, sillimanite et grenat.*

Il existe depuis Vabres-Saint-Gal, à l'W sur l'accident de Saint-Flour, une bande de terrain, large de moins de 500 m, formée de roches à texture micaschisteuse, laminées, riches en grenat et tourmaline noire ; elles se poursuivent vers l'E jusqu'à la faille occidentale qui borde le compartiment granitique de Paulhac-en-Margeride. L'intersection de cette faille et du niveau micaschisteux se voit à proximité du buron abandonné des Clauzels (commune de Clavières).

Ces micaschistes sont essentiellement constitués de quartz, de biotite et sillimanite. Les feldspaths sont absents. La biotite est en grande partie chloritisée et les exsudations de fer consécutives s'expriment soit sous forme de limonite salissant les joints de cristaux de quartz, soit sous forme d'aiguilles de titanomagnétite constellant les plages chloritisées. Le grenat almandin est un constituant normal, en dodécaèdres atteignant 1 cm : toutes les lames minces prises dans cette formation en sont pourvues. La tourmaline noire, quoique fréquente, est un peu moins répandue. L'almandin, la tourmaline et la muscovite contiennent en inclusions biotite et sillimanite ;

leur fraîcheur relative indique qu'il s'agit de minéraux néoformés. La présence de séricite donne un aspect gris satiné à ces roches.

Le phénomène marquant observé en lame mince est la présence généralisée de grenat et de tourmaline de néoformation, dans le fond à biotite et sillimanite plein de chlorite et séricite. Le quartz est entièrement recristallisé en plages dentelliformes aux extinctions onduleuses.

La séricitisation mentionnée ci-dessus est assez répandue dans les micaschistes du groupe de la Desges mais elle n'a pas l'extension et l'intensité que l'on observe en Livradois méridional.

Ces micaschistes affleurent le long de la route de Ruines à La Chapelle-Laurent (D. 13) à 3,5 km au N de Ruisnes, un peu au S de la pépinière des Eaux et Forêts; les ravins qui descendent de la crête de la Margeride les recourent régulièrement; ils affleurent encore au S de la Croix-de-la-Paille (crête de la Margeride) et aux Clauzels. C'est dans cette région qu'ils se soudent aux micaschistes de la Desges. La lame micaschisteuse, monoclinale, à pendage NNE variable mais faible, est incluse dans des gneiss à biotite, muscovite et sillimanite, largement cristallisés au N, ou vient au contact de gneiss leptyniques vers l'E.

C. — *Les micaschistes « albitiques ».*

En quelques points du groupe de la Desges : au N et S de Pébrac le long de la D. 30 ; au SW du Tézézin (signal 1.353 m) ; au-dessus de Trailus et du Morle affleurent dans les micaschistes des niveaux plus durs qui ont le faciès de gneiss violacés, finement œillés. La biotite qui y est très fraîche leur confère la couleur violacée ; elle est associée à la muscovite. Celle-ci joue un rôle subordonné par rapport à la biotite. Grenat et tourmaline sont présents comme dans les micaschistes.

Ces roches ont le faciès de migmatites larvées ; elles ressemblent en tous points aux micaschistes « albitisés » des carrières de Merle près Arlanc.

Au microscope, on voit que les yeux feldspathiques sont constitués d'oligoclase acide et de quartz. Cet oligoclase très frais, finement maclé ou non maclé, renferme quelques inclusions de biotite, de muscovite et de quartz. Il est enserré de toutes parts par des cloisons de quartz étirées et de phyllites déformées identiques à celles qui ont été décrites en Livradois.

Au N de Trailus et du Morle, la roche-trame est une ortholeptynite, non un micaschiste phylliteux, et il y a en conséquence du microcline dans le faciès, qui prend l'aspect d'une véritable migmatite au litage hétérogène.

Ces niveaux oligoclasiques des micaschistes semblent correspondre comme en Livradois à une manifestation du second métamorphisme ; ce ne sont pas de vraies migmatites, celles-ci étant représentées par les niveaux œillés à microcline, mais tout au plus des ectinites métagénétiques. L'épaisseur de ces niveaux n'excède pas 100 m.

D. — *Quartzites.*

Comme partout ailleurs dans le synclinorium Desges-Senouire-Doulon, ils sont rares. J'ai rencontré quelques minces bancs de quartzites à muscovite entre la Bastide (commune de Venteuges) et la Soucheyre (commune de La Besseyre-Saint-Mary) ou à proximité de Vereuges (commune de Saint-Julien-des-Chazes) sur la route de Prades-Saint-Julien où ils contiennent biotite, muscovite et grenat

E. — *Les amphibolites.*

Réparties en lentilles de quelques dizaines de mètres jusqu'à une centaine de mètres d'épaisseur, elles constituent un niveau assez régulier dont la continuité est interrompue plusieurs fois par le granite de la Margeride.

Cet horizon prend naissance à l'E vers Pébrac, où il est accompagné de petits gîtes péridotiques (voir planche IV en pochette, n° 57-58); il se poursuit vers le S jusqu'à Chazelles où il est interrompu par une faille transversale. Il reparait contre le granite de la Margeride à l'W de Venteuges où il est encore jalonné de massifs péridotiques (n° 52 à 56). Il passe un peu au S de Desges (beaux affleurements le long de la route inachevée D. 30 en amont de Desges). Il se poursuit jusqu'aux anciennes mines de galène de Montgros, sous le Boussillon (commune de Pinols) où il affleure à quelques mètres au-dessus de la laverie abandonnée. Il est alors interrompu vers l'W par la faille limitant à l'E le compartiment granitique de Paulhac-en-Margeride. Le gros massif de péridotite serpentinisée de Pavillon (ferme abandonnée de la commune d'Auvers) ainsi que quelques lentilles d'amphibolite des environs en sont peut-être le prolongement, interrompu à son tour par la faille bordière occidentale du bloc granitique de Paulhac-en-Margeride.

Les amphibolites repartent vers l'W depuis cette faille, à l'E de Clavières, où les lentilles sont nombreuses et épaisses. Elles se relaient régulièrement jusqu'au grand accident de Ruines - Saint-Flour qui les décale quelque peu vers le S sans les interrompre. Elles disparaissent enfin vers l'W sous les sédiments et basaltes tertiaires des environs de Saint-Flour.

Leur composition minéralogique est assez uniforme : le quartz y est rare, ou de formation tardive; le microcline fait défaut. La hornblende verte subautomorphe, parfois corrodée par du quartz secondaire, est accompagnée de biotite généralement fraîche mais qui peut être chloritisée. Le plagioclase subautomorphe plus ou moins séricitisé, légèrement zoné, est une andésine (An. 35 à An. 45). Les minéraux accessoires sont : grenat, sphène, magnétite, pyrite. Des filonnets de calcite secondaire tapissent des diaclases.

La structure de la roche est normalement intacte, exempte de cataclase mais j'ai observé, entre Clavières-en-Montagne et le Mont Mouchet (D. 4), des gneiss amphiboliques accompagnant les leptynites qui présentaient les

particularités suivantes : roche dure et fraîche, de couleur sombre grisâtre un peu violacé, finement grenue et litée. En lames minces, cette amphibolite se montre envahie par un quartz secondaire en plages dentelliformes aux extinctions onduleuses, qui corrode intensément l'andésine et à un moindre degré la hornblende. La biotite finement émettée n'est pas chloritisée mais paraît recristallisée en très petites paillettes (visibles aux forts grossissements seulement).

Les pyroxénites sont rares dans le groupe de la Desges. Je n'en ai observé que de minuscules affleurements le long de la route D. 32 à proximité de la serpentine de la Bastide (n° 56).

Les péridotites serpentinisées sont bien plus répandues, généralement en petits massifs. Seule, la grosse amande de Pavillon-près-Auvers, longue de 1 km environ, fait exception à la règle : il s'agit du plus gros massif péridotique que je connaisse dans le bassin du haut Allier.

La disposition réciproque des leptynites, amphibolites et péridotites, est identique à ce qu'elle était dans le synclinorium de Massiac. En effet, des liens étroits existent sur le terrain entre ces amphibolites et des leptynites de type brivadois.

La différence essentielle réside en ce que — au moins dans la vallée de la Desges — ces leptynites et amphibolites sont incluses dans la zone des micaschistes inférieurs et non dans celle des gneiss inférieurs.

F. — *Leptynites.*

Je désigne sous ce nom des roches finement litées, à grain fin, qui forment des niveaux continus dans les micaschistes et qui tranchent sur ceux-ci par leur constitution essentiellement quartzo-feldspathique. Leur débit parallélépipédique permet de les distinguer à vue sans peine sur le terrain. Leur faciès est celui de gneiss mais leur situation zonéographique au sein des micaschistes oblige à leur attribuer la même position et à les considérer comme des variantes lithologiques de la série.

Ces leptynites sont associées le plus souvent à des lentilles d'amphibolites, parfois accompagnées de petits massifs de péridotite serpentinisée. *Leur échelonnement régulier constitue des horizons qui rappellent étroitement ceux du groupe leptyno-amphibolique brivadois.* L'épaisseur des niveaux leptyniques varie de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres ; ils se poursuivent régulièrement d'E en W sur des kilomètres ; l'un d'eux suit parallèlement l'horizon à disthène sur tout son parcours et au-delà, à une centaine de mètres à peine au S. Il passe à Buffat (commune de Pinols), la Boriette (commune de Pinols) entre Lesbinières (commune de Desges) et Desges. Il constitue le terrain encaissant le petit pointement de serpentine de Desges n° 52. Le cours de l'Allier en traverse également vers l'E au pont de Saint-Julien-des-Chazes.

Elles ont la composition minéralogique suivante :

Quartz	Biotite
Oligoclase (An. 26)	Chlorite
Microcline perthitique	Muscovite (présence irrégulière)
Myrmékite	éventuellement : grenat, tourmaline, apatite, zircon
	Magnétite.

Le microcline est abondant (proportions égales ou supérieures à celles de l'oligoclase); la biotite joue un rôle plus important que la muscovite, sinon exclusif. Elle est souvent chloritisée.

Ces leptynites sont volontiers atteintes par la seconde migmatisation qui les transforme en embréchites œillées par développement privilégié du microcline qui forme des yeux mono- ou polycristallins de 1 à 5 cm de diamètre. Ainsi prirent naissance les niveaux œillés de Desges et de Pinols.

La présence de microcline dans la zone des micaschistes inférieurs surprend. Elle ne paraît explicable que de deux façons : soit que ce microcline traduise une métasomatose alcaline (migmatisation), soit qu'il représente un minéral existant anciennement dans la roche atteinte par le métamorphisme.

Dans le premier cas, il semble que le pourcentage de matériel feldspathique de la plupart des niveaux incriminés soit trop faible pour parler de migmatites. Ces niveaux sont d'ailleurs repris à leur tour par une vraie migmatisation et transformés en gneiss œillés (embréchites).

La seconde alternative consiste à y voir d'anciens niveaux volcaniques acides associés à des niveaux basiques actuellement transformés en amphibolites. Ce qui est exactement l'association décrite dans le groupe leptyno-amphibolique brivadois.

Cette dernière interprétation paraît la plus probable. Comme on l'a déjà souligné à propos des amphibolites, zonéographiquement dans le groupe de la Desges, le niveau leptyno-amphibolique principal n'est plus dans la zone des gneiss (il y en existe un, mais son importance est secondaire) mais dans celle des micaschistes inférieurs. Étant donné que l'on connaît dans la zone des gneiss inférieurs du groupe de la Senouire l'équivalent du niveau principal leptyno-amphibolique de Massiac, on en conclut que le niveau de la Desges est un nouvel horizon distinct, stratigraphiquement plus élevé dans la série.

Ainsi, lorsque l'érosion n'est pas trop intense, ce qui est le cas du synclinorium Desges-Senouire-Doulon, on peut constater que les horizons leptyno-amphiboliques n'ont pas de situation zonéographique privilégiée dans une structure tectonique donnée, telle que ce synclinal.

Découvrant de telles ortholeptynites dans une zone de degré métamorphi

que plus faible que dans le synclinorium de Massiac, on pourrait s'attendre à observer des structures reliques conservées, des quartz corrodés en doigt de gant ou autres aspects typiques.

Il n'en est rien car ces roches ont subi une microcataclase généralisée suivie de la recristallisation du quartz, et la structure actuellement observable a une origine manifestement secondaire.

Le quartz est entièrement recristallisé en faisceaux ou cloisons étirées de fines plages allongées aux contours dentelliformes et aux extinctions très onduleuses (second faciès du quartz dans la description minéralogique). Il forme mouture. Les micas sont émiétés sans même que la biotite soit chloritisée, toutes leurs extinctions sont onduleuses; les paillettes sont tordues. Les miettes de biotite vues à un fort grossissement paraissent quelquefois recristallisées. Les plagioclases sont assez rarement cassés; leurs macles sont plutôt tordues, leurs extinctions onduleuses. La séricitisation n'est pas intense.

Le microcline, semé de bourgeons de myrmékite est habituellement perthitique. Ses extinctions sont onduleuses. Ses plages sont normalement de taille comparable à celles de l'oligoclase, c'est-à-dire petites (1 mm).

Une telle structure cataclastique règne indistinctement aussi bien dans les niveaux finement grenus du S ou de l'W que dans les niveaux œillés de Pinols et de Desges. Mais, dans ce cas, le microcline constituant les « yeux » est presque intact relativement à l'état cataclastique du fond leptynique. *Cette apparence suggère que le développement des yeux est postérieur à la cataclase généralisée de la trame.*

Cette microcataclase affecte non seulement les ortholeptynites mais, à des degrés divers, l'ensemble des formations du groupe de la Desges. Le phénomène sera réétudié dans son ensemble dans un paragraphe ultérieur.

V. — Les gneiss à deux micas et microcline de la crête de la Margeride.

Depuis le massif du Mont Mouchet à l'E, contre le granite de la Margeride, jusqu'à Tivier (Cantal) à l'W, en passant par le Signal de la Margeride (1.383 m), la crête de la Margeride est établie sur des gneiss à deux micas très plissotés, microcataclastiques dont la composition minéralogique est normalement la suivante :

Quartz
Microcline
Oligoclase
Myrmékite

Biotite
Muscovite
Sillimanite
Apatite.

Le grenat et la tourmaline en sont pratiquement absents.

Ce sont ces gneiss qui contiennent le gîte de péridotite de Pavillon (n° 50), qui limitent la lame de micaschistes à biotite, sillimanite et grenat déjà décrits (entre les Clauzels et Vabres-Saint-Gal).

Leur position zonéographique est incertaine. Géographiquement, ils font suite aux micaschistes à deux micas, mais leur teneur en microcline permet difficilement d'y voir des gneiss à deux micas de la zone des gneiss supérieurs. Le pourcentage relativement faible (plus élevé que dans les ortholeptynites cependant) de matériel quartzo-feldspathique n'incite pas à y reconnaître des migmatites. Enfin, la structure finement plissotée et microcataclastique acquise postérieurement à leur formation ne facilite pas la solution du problème.

En raison de leur texture nettement gneissique et compte tenu du fait que la zone des gneiss supérieurs est minéralogiquement mal définie dans le bassin du haut Allier, je considère provisoirement ces formations comme appartenant à la zone des gneiss supérieurs.

Ils relaient vers le S les gneiss inférieurs à biotite et sillimanite entre Sistrières (commune de Montchamp) et Ruines ; ils relaient vers le S les micaschistes inférieurs entre la Font-du-Fau (commune de Pinols) et Paulhac-en-Margeride.

VI. — Les gneiss grenus leptyniques de la Croix du Fau et du Signal de Montgrand (près Saint-Privat-du-Fau, Lozère).

La R. N. 589 traverse, entre Paulhac-en-Margeride et Le Malzieu au niveau du col de la Croix du Fau (1.270 m), une passée métamorphique formant un compartiment allongé N-S, encastré entre des failles dans le granite porphyroïde de la Margeride. Le terrain très couvert et fortement arénisé dans cette région ne permet pas de définir de façon claire les relations de ces leptynites avec les gneiss du Mont Mouchet qui leur font suite au N.

Il s'agit en effet de gneiss très leucocrates, pauvres en micas, au litage fruste et à la schistosité peu accusée. La linéation, par contre, est bien marquée. Lorsque l'on va du col de la Croix du Fau au Signal de Montgrand (1.418 m) au S, la proportion de biotite plus ou moins chloritisée augmente et ces leptynites deviennent plus grises, leur aspect variant constamment.

Il est difficile de se prononcer sur la situation zonéographique de ces gneiss leptyniques.

VII. — Les gneiss et amphibolites de Clavières-en-Montagne et Ruines.

Les roches que recoupe la route de Ruines au Mont Mouchet par Clavières-en-Montagne paraissent appartenir au groupe leptyno-amphibolique brivadois ; elles sont constamment interstratifiées d'amphibolites. Le gneiss de la Brugeyre (commune de Clavières), décrit par F. Colin (1960) comme une migmatite, n'est autre chose qu'une de ces ortholeptynites cataclastiques. La structure de cette roche, parfaitement mise en évidence par la photo présentée par cet auteur, montre l'existence d'un réseau quartzeux étiré et d'une cataclase absolument anormale pour une migmatite ordinaire. Par contre, la finesse du grain, l'abondance de biotite (en fine mouture probablement recristallisée), l'absence de muscovite, le débit massif de la roche, sont les caractères des leptynites brivadoises.

Du point de vue zonéographique, il est difficile d'assigner à ces roches une position certaine par le fait qu'elles sont très atteintes par les recristallisations ayant suivi la microcataclase. Elles font suite vers le S aux « gneiss à deux micas » et, étant donné leur faciès plus « gneissique », l'absence de muscovite, je les considère comme des témoins de la zone des gneiss inférieurs sur le flanc S du synclinorium de la Desges.

VIII. — Les granites filoniens recoupant les terrains métamorphiques.

Les terrains métamorphiques du versant S de la Margeride entre Ruines et le Mont Mouchet sont sillonnés de filons de granite leucocrate à deux micas, de grain moyen ou fin, dont la puissance excède rarement quelques dizaines de mètres.

Ils ressemblent par bien des points à leurs homologues du Livradois méridional, les granites type Peslières : ils sont tous schisteux au point de mériter le nom d'orthogneiss ; l'orientation de cette schistosité, marquée par des phyllites (biotite chloritisée et muscovite), est concordante avec la schistosité cristallophyllienne des terrains encaissants, quelle que soit la position des épontes. Une linéation est toujours très marquée dans les plans de schistosité ; elle peut provoquer le débit « en rouleaux » de la roche.

J'ai observé de tels granites entre la gare de Ruines et Ruines, le long de la D. 13, à l'entrée de Ruines ; entre Ruines et Clavières, le long de la D. 4, à hauteur du hameau du Roux ; ainsi qu'en plusieurs autres points de cette route ; un peu avant Trailus sur la petite route de Ruines à Trailus ; sur la route de Ruines à Salus dans le ravin de Roussillon ; sous le bourg de Ruines lui-même ; etc.

Ces granites contiennent :

Quartz	Biotite chloritisée
Oligoclase (An. 20)	Muscovite
Microcline perthitique	Minéraux opaques rares.
Myrmékite	

La structure de ces roches révèle de profondes transformations. Le *quartz* entièrement recristallisé, en plages aux contours dentelliformes et aux extinctions très onduleuses, forme, avec les *phyllites*, des cloisons orientées qui enserrrent les *feldspaths*. Les *plagioclases*, qui peuvent être franchement zonés (Salus), sont habituellement déformés, tordus et même cassés. Ils sont surtout corrodés par le *quartz* recristallisé. Les plages qui étaient automorphes sont toutes dentelées, cariées à leur périphérie. Le *microcline* à tendance perthitique est postérieur aux *plagioclases* qu'il renferme en inclusions. Ses plages sont xénomorphes et habituellement constellées de bourgeons de *myrmékite* au contact du *plagioclase* (route D. 4 Ruines-Clavières, près Le Roux). Il est en général moins abondant que le *plagioclase*, et paraît moins corrodé par le *quartz* que celui-ci.

La *muscovite* est répandue en lits irréguliers, grossièrement parallèles; ses plages sont émiettées et déformées; la *biotite* subit le même sort mais est, de plus, assez chloritisée.

Avec de telles structures, ces granites pourraient être considérés comme des *mylonites* d'origine tectonique, mais la concordance de leur schistosité acquise, avec celle des schistes cristallins encaissants, ainsi que le degré et la régularité de leur recristallisation, indiquent qu'il ne peut s'agir de *mylonites* jalonnant des fractures.

Leur aspect sur échantillon rappelle celui des granites syntectoniques, mais leur gisement filonien irrégulier sur le terrain oblige à repousser cette hypothèse.

Ces roches sont, en fait, d'anciens granites filoniens qui se sont mis en place dans la série métamorphique avant la microcataclase généralisée qui a affecté toute la série.

La régularité que présente la schistosité de ces granites suggère très fortement l'action d'un métamorphisme régional. L'intensité des recristallisations dont ils sont le siège vient à l'appui de cette conjecture; un simple écrasement mécanique tardif (poststéphanien) d'une série de plusieurs milliers de mètres d'épaisseur ne se serait pas répercuté de façon aussi constante dans une série de formations si hétérogènes que des granites, des gneiss, des schistes ou des migmatites.

IX. — Microcataclase et polymétamorphisme. Les niveaux albitisés.

On aura noté, au fur et à mesure de l'étude des formations constituant le synclinal de la Desges, que la plupart d'entre elles portaient des traces profondes d'un microplissement (micaschistes) ou d'une microcataclase (leptynites, granites).

Cette texture particulière intéresse l'ensemble d'une série dont on peut chiffrer l'épaisseur à plusieurs milliers de mètres, plus de 5.000 m à l'W, pour fixer un ordre de grandeur. Elle intéresse aussi bien des assises « compétentes » (leptynites) qu' « incompetentes » (micaschistes) ¹.

Lorsque le plissement (qui n'existe pratiquement que dans les micaschistes) est très intense dans ces derniers, il provoque l'apparition d'une seconde schistosité oblique sur la schistosité cristallophyllienne ancienne et altère la composition minéralogique du micaschiste qui se transforme en pseudo-phyllade gris satiné à chlorite et séricite (beaux exemples entre la ferme de la Margeride [commune de Védrines-Saint-Loup] et le buron de la Tuile au S [commune de Ruines], le long du chemin). L'apparition de tels pseudo-phyllades est bien moins fréquente que dans le groupe de la Senouire ou, *a fortiori*, dans celui du Livradois, mais elle est suffisamment répandue ici pour que se pose le problème de son origine.

Rappelons encore que les yeux de microcline des embréchites œillées ainsi que les petits phénoblastes d'albite-oligoclase des micaschistes albitiques ne semblent pas atteints par cette microcataclase et sont donc postérieurs, tout comme dans les autres secteurs du synclinorium Desges-Senouire-Doulon.

L'interprétation la plus évidente d'un tel faciès est d'y reconnaître une mylonite, mais l'épaisseur des formations intéressées montre qu'il ne peut s'agir d'une mylonite de faille. *Cette mylonitisation n'est pas le résultat d'une tectonique cassante. Il s'agit au contraire d'une série étirée et laminée dans sa masse, soit par serrage entre deux môles rigides (qui pourraient être le granite de la Margeride et les anateixites de la Cronce), soit pour une cause différente, à déterminer.*

Si l'on cherche à déterminer à quel moment cette structure s'est imposée à la série cristallophyllienne, on doit tenir compte du fait que *le granite de la Margeride n'est jamais profondément mylonitique sur sa bordure septentrionale*. Sa bordure n'est mylonitique, et ceci très localement sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur, que dans le cas où son contact avec les terrains encaissants se fait par faille.

Il paraît donc difficile d'admettre que le granite de la Margeride ait pu, par le simple jeu de ses compartiments tectoniques, écraser dans leur masse plus de 5.000 m d'épaisseur de schistes cristallins sans qu'aucune trace de ces poussées considérables ne se répercute sur la structure du granite lui-même, au moins dans ses zones bordières.

La microcataclase généralisée des formations métamorphiques du groupe

¹ « Les géologues de langue anglaise emploient souvent le mot *competent* pour qualifier les bancs non susceptibles de donner lieu à dysharmonie (bancs rigides, par exemple) et dont l'étude permet de déterminer la structure générale, par opposition aux niveaux *incompetents* susceptibles de se plisser d'une manière indépendante et de produire une dysharmonie (bancs souples). » (J. Goguel, 1952, p. 132).

de la Desges serait donc antérieure à la mise en place du granite de la Margeride qui n'aurait fait que l'accentuer çà et là.

Microcataclase et microplissement étant des phénomènes essentiellement antéstéphanien, postérieurs cependant au métamorphisme et au plissement anciens qui modelèrent l'architecture première des formations du groupe de la Desges, ils se mettent en parallèle avec le métamorphisme second décelé en Livradois méridional.

Le faible rôle des recristallisations serait probablement dû ici au fait que l'érosion n'a mis à jour que les zones les plus superficielles du socle polymétamorphique, zonéographiquement plus élevées en tout cas qu'en Livradois méridional.

L'existence de niveaux albitisés en divers points de la zone des micaschistes inférieurs ancienne appuie leur interprétation.

X — Le granite de la Margeride.

Cet important batholite ayant été étudié dans son ensemble par P. Lapaduhargues (1947), je ne noterai ici que les caractères particuliers qu'il présente dans la région du Gévaudan (Saugues, Saint-Chély-d'Apcher).

Ce granite porphyroïde à grands cristaux de microcline constitue, en Gévaudan septentrional, le soubassement de plateaux sauvages, désolés, couverts de forêts, ou de landes à bruyère au-dessus de 1.300 m. Les ruisseaux n'y sont guère encaissés, à l'exception de l'Ance et de la Seuge ; ils divaguent à sa surface. L'arénisation est donc assez intense. Lorsque de fortes pluies les gonflent soudain, ils peuvent devenir dévastateurs : on se souvient des trombes d'eau charriées par la Seuge qui détruisirent une partie du village de Prades-Saint-Julien en juin 1951.

Le contact de ce granite avec les terrains encaissants est tranché, de type intrusif. On l'observe aisément entre la gare et le village de Prades-Saint-Julien ; à Rochegude (commune de Saint-Privat d'Allier) ; à Venteuges. Parfois, il est faillé (à l'W de Venteuges), les failles bordières ayant deux directions principales : NNW-SSE et NE-SW. Dans ce cas, le granite n'est jamais écrasé sur plus de quelques dizaines de mètres en profondeur.

Le granite de la Margeride a subi, postérieurement à sa mise en place dans la série métamorphique, une importante fracturation dont les derniers rejeux décalent l'Oligocène du bassin de Saint-Flour - Le Malzieu et lui sont donc postérieurs. Les compartiments ainsi découpés sont allongés en direction NNW-SSE. L'un d'eux, limité par deux failles parallèles, porte les localités de Paulhac-en-Margeride et de La Besseyre-Saint-Mary ; il a subi, à une époque qu'il est difficile de préciser mais qui doit être poststéphanienne, un déplacement de plusieurs kilomètres vers le N au cours duquel il a profondément éventré les micaschistes du synclinal de la Desges

(voir carte hors texte). Ceux-ci ont été alors comprimés au N d'Auvers, étirés au S de Desges, et il est certain qu'un pareil bouleversement n'a pu s'effectuer sans laisser de traces dans la série.

La cataclase généralisée des niveaux quartzo-feldspathiques, le plissement intense des micaschistes phylliteux auraient pu apparaître à cette occasion.

Mais on doit s'étonner dans cette éventualité qu'une telle série cristallophyllienne, où alternent des assises « compétentes » (leptynites) et « incompétentes » (micaschistes), ait réagi de la sorte aux contraintes exercées par le bloc granitique lors de son déplacement vers le N. On s'attendrait plutôt à observer du boudinage à l'E dans les zones étirées, « étalées » pour reprendre le terme de Wegmann (1932), et de l'écrasement dans les zones comprimées, au N. Enfin, l'intensité de la cataclase devrait varier en fonction de la distance des assises au bloc granitique en mouvement.

Or, on n'observe rien de tel; si le déplacement des compartiments granitiques a incontestablement modifié la disposition architecturale de la série en la sectionnant de failles transverses jalonnées de mylonites, la microcataclase généralisée et de faciès uniforme qui affecte tous les niveaux leptyniques, quelle que soit leur situation géographique ou leur épaisseur dans la série micaschisteuse, paraît avoir une autre origine, plus ancienne.

Les failles bordières du bloc granitique de Paulhac-en-Margeride, ainsi que les autres accidents de la région (faille de Trailus, commune de Ruines, par exemple) recoupent ces roches cataclastiques en y provoquant une authentique mylonitisation de faille (au N de Trailus; à l'E des Clauzels, commune de Clavières, etc.). La microcataclase serait donc bien antérieure.

On remarque encore après examen de la carte que *cette tectonique casante granitique se réfracte lors du passage dans les terrains cristallophylliens* et qu'au bout de quelques kilomètres vers le N, la direction générale N-S des failles s'est transformée en une direction E-W, parallèle à la bordure S du môle des anatexites de la Crouce.

L'âge précis de ce granite est difficile à établir par des arguments géologiques. Il s'agit incontestablement d'un granite jeune, post-tectonique. Des lambeaux de Lias et de Trias sont dispersés à sa surface dans sa partie S. Il s'agit donc d'un granite primaire mais je n'en ai jamais rencontré de galets dans les conglomérats du Stéphanien de Langeac qui n'en est distant que de 5 à 10 km à vol d'oiseau. Ceci tend à prouver : soit que les apports sédimentaires aboutissant au bassin de Langeac ne provenaient pas du S, soit que l'érosion n'avait pas encore mis à jour ce granite.

L'étude microscopique montre que ce granite contient quartz, oligoclase, microcline perthitique en petits cristaux et en phénoblastes aplatis, maclés Carlsbad, caractéristiques (« dents de cheval »), qui atteignent 10 cm, biotite. La muscovite y est rare. La tourmaline y est présente mais sporadiquement, sauf dans certains filons de granite à grain fin. Le grain du granite est assez gros : plusieurs millimètres. Sa structure porphyroïde uniforme dans l'ensemble offre de grandes variations dans le détail. La densité de

pseudo-phénocristaux de microcline au mètre carré varie dans une large mesure, ainsi que l'a justement remarqué F. Colin (1960) : de 0 à plus de 150. Leur disposition est tantôt quelconque, tantôt orientée. Entre Chapeauroux et Saint-Christophe-d'Allier, les phénocristaux manquent ; plus au N, vers les barrages de Saint-Préjet-d'Allier, ils foisonnent.

J'ai observé au NW de Saint-Chély-d'Apcher, à la limite des départements de la Lozère et du Cantal, *un curieux phénomène de fluidalité du granite de la Margeride, dans un faciès dépourvu de phénocristaux de microcline.*

A une cinquantaine de mètres au S de la route D. 248 (Cantal), il existe un petit chantier de taille du granite, à proximité d'un chemin de terre qui croise la D. 248, entre le croisement du chemin de Chizolet avec la D. 248 et le croisement de la D. 448 avec la D. 248. Les blocs de plusieurs mètres cubes découpés par le carrier (et que j'ai photographiés) présentent une répartition des micas curieusement anisotrope. La roche est grenue, *non schisteuse*, ce qui permet d'en extraire des monolithes de toute taille, mais la biotite se concentre en zones parallèles légèrement ondulées, de plusieurs centimètres d'épaisseur, assez régulièrement espacées, ce qui confère de loin au granite l'aspect d'une sorte de gneiss fluidal puisqu'il n'y a pas de schistosité.

Ce faciès granitique à biotite seule est situé non loin du massif de granite à deux micas et à grain fin d'Azidiots (près Le Bacon) dans le cortex du granite de la Margeride, si l'on se place à l'échelle du batholite.

L'interprétation du phénomène est délicate par le fait qu'il paraît constituer une exception ; il ne semble pas s'agir d'un septa de gneiss incomplètement digéré mais d'une texture propre au granite lui-même. Il serait intéressant d'observer la répartition des enclaves microgrenues aux alentours, ce qui n'a pas été fait et qui est difficile en raison de la couverture végétale.

Le granite de la Margeride contient en effet de nombreuses enclaves grises à structure microgrenue. Leur répartition n'a pas encore fait l'objet d'études de détail. Il s'agit probablement d'enclaves homogènes ; ce qui les distingue complètement des multiples enclaves et septa de schistes cristallins que l'on y observe aussi. La vallée de l'Ance au N de Saint-Préjet-d'Allier et la route de Monistrol-d'Allier à Saugues recoupent de nombreux septa (certains atteignent 100 m) de gneiss à biotite et sillimanite, type Alleyras, ou de micaschistes à biotite et muscovite oligoclasiques. La tourmaline et le grenat y sont présents. Il y a même des amphibolites et un petit massif de péridotite serpentinisée, de quelques dizaines de mètres de diamètre, isolé avec des micaschistes dans le granite porphyroïde au NW de Monistrol-d'Allier, en contrebas de la R. N. 589 (voir planche IV en pochette, n° 59).

Un peu plus au N dans les gorges de l'Allier, au-dessus de Pontgibert (commune de Saint-Bérain), le long de la route D. 30^A et au-dessus, les enclaves de micaschistes à deux micas, quartziteux ou phylliteux, abondent.

Leur taille va du décimètre à la centaine de mètres. Certaines ont subi des actions hydrothermales qui y ont concentré un peu de pyrite et de mispickel. Ce secteur des gorges de l'Allier est truffé de petites cassures minéralisées en barytine blanche ou quartz à pyrite et mispickel (recherches de Pontgibert, de Prades, etc.). Ces cassures livrent encore passage à des sources thermales (sources de Prades : P. Bout, 1959).

La composition chimique du granite de la Margeride n'a pas fait l'objet de beaucoup de recherches. Je ne puis citer qu'une seule analyse faite sur un échantillon de P. Lapadu-Hargues provenant de Saint-Chély-d'Apcher.

	An. 51	
SiO ₂	63,80	An. 51. — <i>Granite de la Margeride</i> . R. N. 9
Al ₂ O ₃	17,85	entre Saint-Chély-d'Apcher et Aumont (Lozère).
Fe ₂ O ₃	0	An. C. Rouger, 1951. Clermont-Ferrand, n° 125.
FeO	2,45	Paramètres américains :
MgO	2,10	I(II). 4'. 2'. 3.
CaO	2,95	In : P. Lapadu-Hargues (1956).
Na ₂ O	3,20	
K ₂ O	4,75	
TiO ₂	0,75	
P ₂ O ₅	0,65	
MnO	0,05	
H ₂ O ⁺	0,20	
H ₂ O ⁻	0,45	
Total	<u>99,20</u>	

Le granite de la Margeride est de type calco-alcalin.

De nombreux filons le traversent et le recoupent en tous sens. Ce sont, par ordre de fréquence décroissante : des granites à deux micas et à grain fin, qui ne contiennent jamais de porphyroblastes, des granites à grain fin où la biotite est remplacée par de fines aiguilles de tourmaline noire (rappelant certaines luxullianites), des pegmatites potassiques à tourmaline, des aplites, des microgranites, des filons de quartz laiteux, des lamprophyres. Ces derniers sont rares en Gévaudan septentrional ; je ne connais que celui de la ferme de Chambelève (commune de Charraix), épais de 20 cm, qui affleure sur une dizaine de mètres, et qui a été signalé par M. Boule (1892), ainsi que celui de Jagonnas (commune de Rauret) entre Landos et Chapeauroux, exploité en carrière le long de la R. N. 88.

Les granites leucocrates à muscovite et tourmaline sans biotite sont fréquents aux environs de Saint-Chély-d'Apcher mais j'en ai observé un filon sur la bordure NE du batholite, à Darne (commune de Charraix).

La composition chimique des granites à grain fin filoniens qui recoupent le granite de la Margeride est plus acide :

An. 52

SiO ₂	74,7
Al ₂ O ₃	11,4
Fe ₂ O ₃	3,0
FeO	0,15
MgO	0,65
CaO	0,15
Na ₂ O	2,45
K ₂ O	5,00
TiO ₂	0,25
P ₂ O ₅	tr.
MnO	0,05
H ₂ O ⁺	1,00
H ₂ O ⁻	0,6
Total	<u>99,4</u>

An. 52. — *Granulite aplitique*. La Brousse, au N de Marvejols (Lozère).

An. Patureau (Laboratoire du Muséum, Paris).

Paramètres américains : I. 3. 1. 3.

In : P. Lapadu-Hargues (1956).

Ces granites filoniens n'ont aucun rapport avec les filons granitiques transformés en orthogneiss décrits dans la série métamorphique de la Desges : ils sont postérieurs.

XI. — Conclusions à l'étude du groupe de la Desges.

Le groupe de la Desges nous apparaît maintenant comme un groupe cristallophyllien d'interprétation extrêmement délicate.

Simple en apparence, les faciès que l'on y rencontre (granites, migmatite, gneiss, micaschistes) ont des caractères inusuels ou contradictoires dont certains se retrouvent d'ailleurs dans tout le synclinorium Desges-Senouire-Doulon. Les plus frappants sont :

— la faible épaisseur des zones de gneiss : par rapport à celle des micaschistes, et par rapport aux valeurs observées dans le synclinorium de Massiac ;

— l'existence, dans les micaschistes inférieurs, d'une paragenèse à biotite et sillimanite, apparemment ancienne, dont l'orientation peut être discordante sur celle des éléments du micaschiste, plus récents semble-t-il (ravin de la Fioule à Vissac) ;

— la présence de muscovite dans la zone des gneiss inférieurs de la Desges, l'association insolite de nombreux silicates de métamorphisme dans les micaschistes ;

— l'ubiquité zonéographique des faciès du groupe leptyno-amphibolique brivadois ;

— la microcataclase qui s'observe dans tous les faciès et qui paraît antérieure à la venue du granite de la Margeride ;

— l'existence sporadique, dans les micaschistes, de pseudo-phyllades à chlorite et séricite et de niveaux albitiques.

Du point de vue lithologique, le groupe de la Desges est varié, mais son caractère dominant est sa richesse en minéraux alumineux. Ceci traduit incontestablement une origine sédimentaire péritique identique à celle que nous avons relevée pour la plus grande partie des schistes cristallins du bassin du haut Allier. La répartition régulière du disthène en un mince niveau continu sur plus de 10 km pose le problème de l'existence d'un niveau stratigraphique repère de grande précision dans les micaschistes de la partie moyenne du Massif Central à l'E du Sillon houiller.

L'existence d'horizons continus d'amphibolites et de péridotites serpentinisées associées à des leptynites rappelle à s'y méprendre le groupe leptyno-amphibolique brivadois, que nous avons considéré comme un groupe éruptif. Ces niveaux leptyniques ont été le siège de prédilection de phénomènes de migmatisation aboutissant à la formation d'embranchés œillées à gros yeux de microcline. Les niveaux les plus représentatifs sont ceux de Pinols et de Desges.

Différence stratigraphique et zonéographique importante avec les autres secteurs du synclinorium Desges-Senouire-Doulon : les niveaux leptyno-amphiboliques apparaissent ici non seulement dans la zone des gneiss inférieurs mais surtout dans celle des micaschistes inférieurs.

Du point de vue tectonique, la région que j'ai étudiée sous le nom de groupe de la Desges a été considérée par A. Demay (1948) comme la zone des racines d'une vaste nappe de terrains cristallophylliens charriés à une cinquantaine de kilomètres vers le S, qu'il a appelée la « nappe de la Margeride ». L'état cataclastique des terrains métamorphiques qui y affleurent, ainsi que leurs pendages souvent peu accusés, ont pu suggérer une telle hypothèse. Une étude plus approfondie ne nous permet pas d'y souscrire.

Outre le fait que les gneiss et micaschistes y plongent vers le N ou le S avec une grande variabilité, il paraît plus logique, après examen de la carte détaillée, de considérer que ces formations ont une disposition synclinale classique prolongeant celle des groupes de la Senouire et d'Alleyras, rendue dissymétrique par suite de la venue du granite de la Margeride. Par contre, il n'est pas douteux que ce synclinal ait subi une suite de contraintes qui ont provoqué des renversements locaux et limités de la série métamorphique. Il est tout aussi certain que ces renversements prennent plus d'ampleur lorsque l'on se dirige vers le SW du groupe de la Truyère dans la série du Lot, mais ces régions sortent du cadre de notre étude.

Plusieurs interprétations zonéographiques du groupe de la Desges sont possibles :

1° La série cristallophyllienne y est le produit d'un métamorphisme unique ancien ; la formation des micaschistes à biotite et muscovite est contemporaine de celle des autres zones d'isométamorphisme du groupe de

la Desges : la série cristallophyllienne est homogène et ininterrompue depuis les anatexites grenues du N jusqu'aux micaschistes du S.

Dans ce cas, l'épaisseur de la zone des gneiss ne correspond pas à ce qu'elle est dans les structures voisines : le synclinorium de Massiac par exemple ; entre ces deux structures, la puissance de la zone des gneiss inférieurs est réduite dans le rapport de 4 à 1 au minimum.

On peut mettre cette réduction de puissance sur le compte de laminages intenses. Si de tels laminages existent en réalité sur tout le flanc N du niveau d'embranchement œillées de Pinols où les gneiss n'ont qu'une centaine de mètres d'épaisseur en moyenne, ils s'atténuent et disparaissent à l'W et au NE et cependant l'épaisseur des gneiss subit toujours une réduction considérable, par rapport au synclinorium de Massiac.

En conséquence, on est obligé d'admettre que le gradient de métamorphisme était différent dans ces deux structures tectoniques et qu'entre elles les zones d'isométabolisme présentent des biseaux plus ou moins accusés (F.-H. Forestier, 1959) qui réduisent la puissance de la zone des gneiss inférieurs par exemple. Ces biseaux entraînent l'obliquité des limites zonéographiques sur la série stratigraphique supposée horizontale et d'épaisseur constante.

L'hypothèse des biseaux zonéographiques exprime simplement un fait d'observation mais ne projette aucune lueur sur sa raison d'être ou son origine ; ainsi, elle ne donne pas la raison d'être du caractère très évanescent de la zone des gneiss supérieurs, pourtant si nette et si épaisse en d'autres régions du Massif Central.

La constitution minéralogique des micaschistes, et en particulier la présence simultanée des divers silicates d'alumine décrits, pose un problème difficile à résoudre si l'on admet avec la plupart des auteurs que les conditions physiques qui président à la genèse de ces divers minéraux sont différentes. La structure des micaschistes de Vissac (groupe d'Alleyras), où deux générations de biotite semblent se croiser, reste inexpliquée.

Enfin, la microcataclase, les microplissements, les pseudo-phyllades, les niveaux albitiques, qui paraissent être des caractères acquis antérieurement à la venue du granite de la Margeride et qui ne peuvent s'expliquer que par l'action de tensions ou de plissements sur une série déjà cristalline, auraient une origine purement tectonique (mais laquelle ?).

2° Une seconde interprétation des schistes cristallins du groupe de la Desges fait appel au polymétamorphisme. Les formations de ce groupe seraient pour partie le produit d'un métamorphisme second s'exerçant dans des schistes cristallins plissés en gouttière synclinale, issue d'un premier métamorphisme ou métamorphisme ancien.

Ici, deux cas sont possibles :

a) Ou bien la formation des micaschistes à biotite et muscovite est due à un second métamorphisme régional postérieur à celui qui engendra la zone

des gneiss inférieurs du groupe de la Desges : la série cristallophyllienne, bien qu'unique, est polymétamorphique et les gneiss inférieurs sont rétro-morphosés au cœur de la gouttière synclinale dans la zone des micaschistes inférieurs d'un second métamorphisme.

On explique ainsi :

— la quasi-absence de la zone des gneiss supérieurs dans l'ensemble du synclinorium;

— l'existence de muscovite dans les gneiss à biotite et sillimanite et la réduction d'épaisseur de cette zone;

— l'existence d'associations-reliques désorientées de biotite et sillimanite au sein des micaschistes à biotite et muscovite;

— la coexistence de sillimanite, andalousite, cordiérite, staurotide, etc... dans une zone de faible degré métamorphique (micaschistes).

On n'explique pas :

— le caractère microcataclastique des schistes cristallins du groupe de la Desges;

— l'absence d'une zone des micaschistes supérieurs néoformée au-dessus des micaschistes inférieurs, au moins dans le groupe de la Desges;

— et, objection plus grave, on ne tient pas compte alors de l'existence d'une rétro-morphose généralisée (quoique plus ou moins marquée) de l'ensemble des micaschistes alumineux à deux micas de tout le synclinorium et en particulier du groupe livradois, dans la zone des micaschistes supérieurs; rétro-morphose qui supposerait un troisième métamorphisme régional.

b) L'ensemble des formations métamorphiques du groupe de la Desges, micaschistes à deux micas compris, est apparu lors du cycle métamorphique ancien défini dans le synclinorium de Massiac. Mais cet ensemble a été rétro-morphosé lors du cycle métamorphique récent défini en Livradois. L'érosion encore insuffisante ici ne dégage que la partie tout à fait superficielle de la seconde zonéographie : la zone à microcataclase dominante.

On rend compte ainsi :

— de l'existence des pseudo-phyllades et des niveaux albitisés;

— de la microcataclase antérieure au granite de la Margeride.

Le schéma établi cadre avec ce que l'on sait des autres secteurs du synclinorium.

Par contre, il faut trouver d'autres explications :

— à la minceur de la zone des gneiss inférieurs;

— à l'existence de muscovite parfois criblée d'aiguilles de sillimanite dans les gneiss à biotite et sillimanite;

— à la quasi-absence de la zone des gneiss supérieurs;

— à la présence simultanée de sillimanite, d'andalousite, de staurotide, de cordiérite, etc... dans une zone de faible degré métamorphique (micaschistes);

— aux associations-reliques désorientées de biotite et sillimanite;

et on est ramené aux problèmes de la première hypothèse.

En dépit de ses imperfections, c'est à cette dernière solution que je me rallie car elle s'intègre harmonieusement dans le plan d'ensemble du synclinorium.

Aussi surprenantes qu'elles soient, ces anomalies du métamorphisme s'éclairent d'un jour particulier si l'on considère que le synclinorium Desges-Senouire-Doulon représente un secteur de la zone d'interpénétration ou de jointure des formations antéhercyniennes et hercyniennes du Massif Central, et que ce synclinorium est la zone où cet arc le plus interne de la chaîne hercynienne subit une virgation de première importance. Les anomalies du métamorphisme qui s'y observent sont, selon toutes probabilités, liées à cette situation privilégiée dans l'orogène.

Il faudrait avoir une meilleure connaissance des rapports de la tectonique profonde du Cristalloyllien avec l'orogénie et le métamorphisme dans le Massif Central pour donner une interprétation solidement fondée de ces particularités. Cette connaissance est encore embryonnaire.

On pourrait ici établir une série d'hypothèses explicatives mais le risque serait, à mon sens, trop gros de passer à côté de renseignements fondamentaux apportés par la connaissance d'autres domaines de la science du Cristalloyllien.

Tels sont les faits dans leur complexité ; tel est le cadre actuellement le moins imparfait dans lequel on puisse les grouper. Les recherches à venir apporteront les nouvelles données qui permettront de parfaire cette histoire captivante.

CHAPITRE X

COMMENTAIRE DE LA CARTE DES MINÉRALISATIONS EN STIBINE, FLUORINE ET URANIUM

(Planche V en pochette).

Les lignes qui suivent n'ont aucunement la prétention d'être une étude métallogénique du bassin du haut Allier mais voudraient simplement attirer l'attention sur la densité et la variété des minéralisations qui s'y rencontrent ¹.

Le choix des minéralisations répertoriées : stibine, fluorine, uranium, a été dicté par le fait qu'il s'agit de minerais dont la présence et la répartition sont caractéristiques de cette province, et ont ou ont eu un intérêt économique non négligeable. On n'a pas tenu compte de l'importance des réserves que représente chaque point figuré ; la chose se révélait impossible dans le cas d'exploitations anciennes ; bien souvent, un symbole ne représente qu'un indice minéralogique sans valeur minière. Le relevé qui en a été fait est cependant aussi complet que possible car de tels indices peuvent être des guides précieux en prospection et, d'un point de vue plus scientifique, ils permettent de mieux préciser les limites d'une province métallogénique.

¹ Il m'est particulièrement agréable de remercier ici J. Geffroy, minéralogiste au Commissariat à l'Énergie atomique, qui a bien voulu me faire bénéficier de la profonde connaissance qu'il a des gîtes de stibine de la région de Massiac, et avec qui j'ai visité les anciens carreaux de mine de Marmeissat, d'Osfond, de Daü, de Tempel.

Je dois également remercier tout particulièrement M. J. Thalibaud, Président-Directeur Général de la Société pour la Recherche et l'Exploitation du Sous-Sol (R. E. S. S.), qui m'a autorisé avec le plus entier désintéressement à publier les indices de minéralisation uranifère découverts dans cette partie du granite du Velay.

N'ayant malheureusement pas eu l'occasion d'entrer en contact avec la Compagnie française des Minerais d'Uranium (C. F. M. U.), qui exploite le beau gisement du Cellier près Langogne, je n'ai pu porter sur cette carte les indices uranifères découverts dans le granite de la Margeride, sur le plateau de Chanaleilles et de Saugues.

Mes remerciements vont enfin à mon ami L. Durand, ingénieur chimiste, pour qui la minéralogie du département de la Haute-Loire n'a plus de secrets et qui m'a apporté sur le terrain une aide précieuse dans ces recherches parfois longues et fastidieuses. Depuis une vingtaine d'années, nous avons l'un ou l'autre visité la quasi-totalité des indices reportés sur cette carte. Les échantillons de la collection minéralogique Marie Grenier (de Brioude) nous ont souvent donné des points de départ précis dans nos recherches. Cette importante collection, recueillie et classée par nos soins, est maintenant déposée et exposée au Musée Crozatier, au Puy-en-Velay.

Le plomb, le zinc et la baryte ont été délibérément omis sur cette carte, ces minerais ayant été autrefois étudiés en détail par J. Dorlhac (1862) et les recherches minières postérieures n'ayant apporté que peu de retouches à son travail descriptif qui reste une base que l'on consultera avec fruit.

Le manque de temps ne m'a pas permis d'inventorier sur le terrain de façon suffisamment complète les gîtes de mispickel aurifère. Ils ne figurent donc pas sur cette carte et feront l'objet d'un travail ultérieur. Disons dès maintenant qu'ils sont essentiellement concentrés dans la moitié N du bassin du haut Allier (Cézallier-Livradois).

I. — Nature minéralogique des minerais.

1. **Gîtes de stibine.** — Les principales espèces minéralogiques que l'on rencontre dans ces gîtes sont :

— stibine, berthiërite, pyrite, blende ; les sulfosels tels que boulangérite, bournonite, appartiennent à des filons croiseurs. Les gangues sont essentiellement le quartz auquel se joignent des carbonates (ankérite de Freycenet-d'Ally). La barytine est rare ou appartient à des filons croiseurs postérieurs. Il n'y a jamais de fluorine dans les filons à stibine de Massiac. Dans la région de Barlet et Fromenty, les filons à stibine et à fluorine constituent des systèmes entièrement distincts qui se recoupent.

2. **Gîtes de fluorine.** — La fluorine verte, violette, jaune ou incolore est accompagnée de quartz, parfois de barytine. Bournonite et chalcopyrite lui sont associées à Barlet (Langeac) mais sont surtout concentrées dans des filons distincts. Galène, blende et pyrite ne sont pas rares en profondeur (Mazeyrat-Aurouze).

3. **Gîtes uranifères.** — Sur le plateau du Velay, la pechblende est rare, la plupart du temps transformée en oxydes noirs pulvérulents. La gummite est peu fréquente (Driot, Ligonzac). La pyrite est abondante en associations avec les oxydes noirs. L'autunite est le minéral dominant. La chalcolite est rare. La gangue est siliceuse (quartz, calcédoine).

4. **Gîtes ou indices de wolfram.** — Wolfram, mispickel et pyrite sont dispersés dans une gangue de quartz blanc laiteux à Tempel et Bonnac.

II. — Âge des minéralisations.

J'ai cherché à grouper ici les rares faits d'observation qui peuvent éclairer la chronologie des systèmes filoniens de cette région.

Cette minéralisation est essentiellement filonienne, hydrothermale, logée

dans les multiples cassures du socle cristallin. La répartition des trois types choisis ici est extrêmement tranchée :

— L'antimoine est concentré dans l'axe du synclinorium de Massiac et dans sa couronne migmatitique. Il est inconnu ailleurs, sauf à Barlet.

— Le fluor est concentré dans le synclinorium Desges-Senouire-Doulon et les granites du S et de l'E. La fluorine est inconnue dans le synclinorium de Massiac.

— L'uranium suit les granites ; il est pratiquement inconnu dans les schistes cristallins.

Je ne connais pas d'argument stratigraphique permettant de dater les venues de **stibine** du synclinorium de Massiac. Elles paraissent dans leur ensemble largement postérieures à tout signe d'activité métamorphique ou granitique en Haute-Loire puisqu'elles recoupent indistinctement n'importe quelle formation métamorphique. Néanmoins, les structures plissées du socle paraissent avoir joué un certain rôle de guide structural.

De Launay (1913, t. I, p. 753) supposait que le district antimonieux de Massiac était « d'âge peut-être tertiaire ». Il semble qu'un tel rajeunissement comporte une large part d'arbitraire ; on ne connaît aucun cas de stibine dans l'Oligocène brivadois ou dans les basaltes pliocènes.

La proximité du filon de stibine de Fromenty (Langeac) et du Stéphanien n'est pas actuellement suffisante pour que leurs relations soient observables. Les travaux souterrains anciens ne donnent pas davantage de renseignements. Cependant, il existerait un petit filon à stibine dans la concession pour fluorine de Marsanges. Je n'ai pas eu encore le loisir d'observer les relations des deux minéralisations.

La **fluorine** ainsi que la barytine sont poststéphanienues. J'ai observé, à Marsanges, en 1957, dans la carrière Lebras (entrée de galerie à ciel ouvert d'un niveau situé au-dessus du grand travers-banc inférieur de Péchiney), un filon de quartz et fluorine recoupant les schistes et psammites stéphanienues pincés dans les micaschistes. On peut encore recueillir des brèches de schistes dans la fluorine, l'exploitation ayant masqué cet affleurement. La même observation peut être faite à Pratselos, un peu plus au S.

Je ne connais pas de fait permettant de fixer une limite chronologique supérieure au dépôt de la fluorine dans cette région.

La **barytine** semble présenter deux cycles distincts dans son dépôt :

— une première phase filonienne poststéphanienne (on a trouvé, d'après Dorlhac, de petits filonnets de baryte recoupant le terrain houiller à Lamothe, en creusant un puits pour la recherche de la houille), qui est à l'origine de la majorité des filons ;

— une seconde phase de circulation postoligocène avec dépôts dus à des circulations thermales dans les fractures ouvertes des terrains sédimentaires. Ces dépôts correspondent presque certainement à la « réjuvenation » tertiaire de filons précédemment formés. La barytine en cristaux tabulaires jaune miel de un ou plusieurs centimètres tapisse les diaclases des arkoses éocènes de Blavozy (bassin du Puy). On observe aisément ce phénomène dans les petites carrières ouvertes le long de la route de Saint-Étienne-Lardeyrol à Blavozy, à proximité de la crête topographique formée par les arkoses. On la rencontre aussi dans les fissures de l'arkose oligocène de Bournoncle (Brioude).

Je mentionne ici pour mémoire que les basaltes pliocènes de Chilhac ont traversé

(à l'E du lieu-dit « Les pierres blanches ») un filon de barytine et que Dorlhac a décrit des brèches de barytine dans le basalte.

L'**uranium** enfin est difficile à dater avec précision. Les filons à pechblende et oxydes noirs de Driot (entre Bellevue-la-Montagne et Vorey-sur-Arzon) recoupent tous les granites à deux micas filoniens tardifs et sont recoupés par un filon de barytine et fluorine (avec quelques mouches de pyrite et galène).

La majeure partie des concentrations d'autunite paraît relativement récente, peut-être tertiaire. La source minérale la plus radioactive du Velay (Les Estreys : Bout, 1959) a son émergence dans les argiles oligocènes. La minéralisation primaire peut être considérée comme une séquelle du cycle hercynien (puisque le granite du Velay est un granite carbonifère).

Pour ne laisser dans l'ombre aucun fait pouvant apporter une précision chronologique, je dois encore mentionner :

— l'existence de chalcopyrite mais surtout de malachite et d'azurite imprégnant localement les grès réputés permien d'Allevier (bassin de Brioude). L'âge de ces grès peut être déplacé entre le Stéphanien supérieur et le Trias ;

— la pyrite, particulièrement fréquente à certains niveaux des bassins houillers de Marsanges (Langeac, 7^e couche) et de Brassac ;

— l'existence de concentrations sédimentaires d'hématite dans les arkoses éocènes de Navogne (commune de Bas-en-Basset).

III. — Conclusions.

La densité considérable de la minéralisation dans le bassin du haut Allier n'a d'égal que le peu d'importance économique de la plupart des indices. Un certain nombre de gîtes font heureusement exception à cette règle. Les plus anciennement exploités furent ceux d'antimoine et d'argent, connus depuis le Moyen Age au moins. La séparation des types filoniens est extrêmement tranchée pour la stibine, la fluorine et l'uranium. La structure tectonique du socle métamorphique semble avoir influencé cette répartition. Il s'agit de venues vraisemblablement hercyniennes mais hercyniennes certainement tardives, postérieures en tout cas au second métamorphisme de la série cristallophyllienne, et probablement poststéphanien dans la plupart des cas. L'origine hydrothermale de ces filons ne fait aucun doute.

Les contrecoups tertiaires des mouvements alpins ont réactivé des fractures minéralisées et les eaux thermales ont véhiculé les sels dissous dans les fractures de terrains éocènes et oligocènes, où ils ont reprécipités. Le peu d'importance de ces dépôts récents de même que leur cristallinité généralement très parfaite indiquent qu'il ne s'agit pas là d'une activité paroxysmale : la phase majeure des dépôts est probablement d'âge secondaire.

TROISIÈME PARTIE

CHAPITRE XI

CONCLUSIONS GÉNÉRALES. HISTOIRE GÉOLOGIQUE DU BASSIN DU HAUT ALLIER. RAPPEL DES FAITS ÉTABLIS

Le socle cristallin du bassin du haut Allier est constitué par une série cristallophyllienne antéstéphanienne unique et plissée, mais celle-ci a subi deux métamorphismes et deux migmatisations successives.

I. — Lithologie.

Antérieurement au métamorphisme, la nature des terrains situés dans cette région peut se concevoir ainsi :

Une série sédimentaire de pélites alumineuses et gréseuses, localement riche en matière organique, où l'alternance des faciès a une régularité moins systématique qu'en Limousin. La tendance flysch s'estompe au profit de faciès plus uniformément schisteux ; cette tendance se poursuit dans les Monts du Lyonnais à l'E. Le caractère argileux des pélites se renforce vers le S et l'E dans la région maintenant occupée par le synclinorium Desges-Senouire-Doulon. Un mince horizon argileux particulier (devenu l'horizon à disthène des micaschistes après métamorphisme) paraît avoir une grande continuité à l'E du Sillon houiller. Cette série sédimentaire a un caractère géosynclinal.

La nature pélitique de ces sédiments ressort de l'étude des textures et des compositions chimiques des schistes cristallins qui en sont issus après métamorphisme (Bastin, 1909) : hautes teneurs en alumine faisant apparaître de gros pourcentages de corindon virtuel lors du calcul de la norme C. I. P. W. ; inégalités $MgO > CaO$; teneurs en fer

et magnésique qui les font voisiner avec les pélites sur la courbe de Pettijohn. La composition minéralogique de ces roches où les silicates d'alumine abondent : sillimanite, andalousite, cordiérite, staurotide, etc., traduit sur le terrain ces caractères chimiques et confirme le diagnostic de série pélimitique.

Celle-ci est étroitement associée à une série volcanique acide et basique interstratifiée. Par leur volume, les termes acides dominent ; leur chimisme est plutôt sodique. Les niveaux basiques sont ponctués d'intrusions péridotiques très nombreuses. Le puissant groupe brivadois où amphibolites et leptynites s'interpénètrent étroitement trouve ainsi son interprétation la plus satisfaisante. Cette interpénétration se fonde sur les arguments suivants :

— Les variations latérales de faciès entre gneiss et leptynites ou amphibolites sont brusques. Les variations de puissance des niveaux leptyniques sont considérables (rapport 1 à 50).

— Il est difficile de classer ces leptynites parmi les migmatites. Leur composition chimique est différente de celle des gneiss et des anatexites qui sont les terrains encaissants. Seule l'intervention d'une forte métasomatose rendrait compte de ce particularisme ; or, la migmatisation est topochimique dans les secteurs où elles affleurent. La composition chimique des leptynites reflète donc un caractère lithologique originel.

— Cartographiquement, les leptynites font partie intégrante de la zone des gneiss inférieurs. On les trouve en enclaves déplacées (agmatites) dans les anatexites.

— Le mode de gisement des amphibolites, pyroxénites et leptynites, est stratoïde mais il s'agit de lentilles plus ou moins alignées et particulièrement fréquentes à certains niveaux de la série pélimitique, et non d'un niveau bien délimité et continu sans interruption sur de longues distances : s'il y a localement un litage régulier, il n'y a pas de « strate » de type sédimentaire. Ce mode de gisement suggère d'anciennes coulées de laves, d'anciens sills, d'anciens tufs sédimentés, interstratifiés.

— La densité des amphibolites, pyroxénites et péridotites du Brivadois est élevée ; elle provoque les plus fortes anomalies positives de la pesanteur du Massif Central (S. Coron, 1954). Le géophysicien conclut : « Il est hors de doute que ces fortes anomalies sont en relation avec les roches éruptives lourdes, qui sont elles-mêmes les manifestations de mouvements tectoniques profonds. »

— Absence de calcaires dans la série mais, par contre, nombreuses intrusions péridotiques dans les niveaux à amphibolites et pyroxénites et presque uniquement dans ceux-ci.

— Chimiquement, les leptynites sont voisines d'arkoses mais on ne connaît pas, dans les séries sédimentaires continentales, de séries arkosiques d'épaisseur comparable à celle des leptynites d'Anzat-le-Luguet (4.000-5.000 m). L'affinité chimique des leptynites est plus étroite encore avec les rhyolites et dacites.

— La composition chimique des amphibolites est celle de basaltes ou d'andésites. Certaines pyroxénites ont un caractère sodique si prononcé qu'il semble incompatible avec une origine sédimentaire.

— Malgré le petit nombre d'analyses existant dans ce groupe leptynomphibolique, j'ai étudié leur dispersion sur le diagramme de calco-alcalinité des associations volcaniques régionales dont la construction a été proposée par J. Jung (1955). [voir fig. 36].

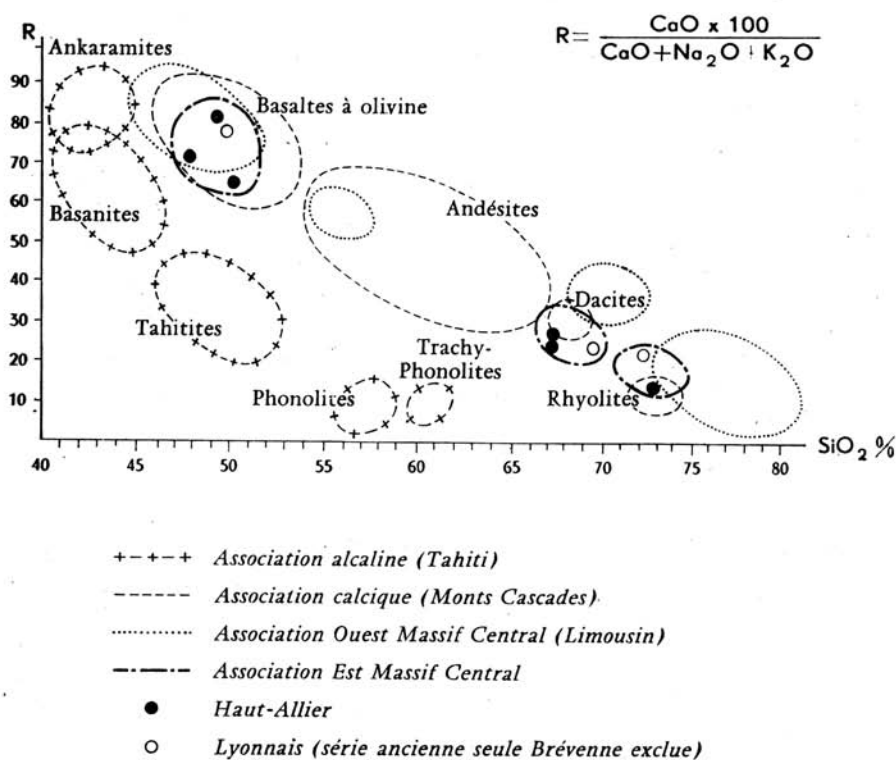


Fig. 36. — Diagramme représentatif de l'association paléovolcanique du haut Allier et des groupes paléovolcaniques du Massif Central médian (Limousin, Lyonnais). (d'après J. Jung, 1955).

Toutes les analyses se concentrent sur le domaine de l'association régionale calcique, type du volcanisme orogénique géosynclinal (Monts Cascades). La concordance est aussi satisfaisante pour les termes basiques et acides. Le nombre d'analyses utilisables étant très faible, j'ai tenté une contre-épreuve en essayant de placer sur ce diagramme des roches d'origine différente ou modifiées par la migmatisation (leptynites de Montgon, amphibolites de Chevalière...). Les points obtenus sont tous excentriques.

— J'ai reporté sur le même diagramme les quelques analyses disponibles dans le groupe leptyno-amphibolique *ancien* des Monts du Lyonnais (ne pas confondre avec le groupe de la Brévenne entièrement différent).

J.-M. Peterlongo (1958) a cru devoir scinder ce groupe (dont les analogies avec le groupe leptyno-amphibolique brivadois sont frappantes) en formations d'origine volcanique (leptynites) et d'origine sédimentaire (amphibolites), *non sans doutes exprimés d'ailleurs* (p. 57). Les trois analyses utilisables pour cette série (citées par l'auteur sous les n^{os} 5, 9 et 10, in : J.-M. Peterlongo, 1958) viennent se superposer très exactement à l'association paléovolcanique du haut Allier. Le nombre d'analyses utilisées est cependant si restreint que de nouvelles recherches seraient nécessaires avant de conclure de façon définitive.

— La concordance des diagrammes Lyonnais - haut-Allier avec ceux du Limousin (M. Chenevoy, 1958) est non moins bonne (voir fig. 36).

— *L'existence d'un important volcanisme géosynclinal antérieur au métamorphisme le plus ancien paraît maintenant démontrée dans la partie médiane du Massif Central.* Ce volcanisme est implanté aux abords de la zone qui sera plus tard la jointure entre les domaines hercyniens méridionaux et antéhercyniens septentrionaux, mais il y avait certainement d'autres centres éruptifs dans le géosynclinal.

ANALYSES AYANT SERVI A L'ÉTABLISSEMENT DU DIAGRAMME
DE CALCO-ALCALINITÉ DE J. JUNG

Amphibolites.

La Chassagne (An. 7, p. 56)	SiO ₂ = 50,50 %	R = 66
Molompize (An. A, p. 56)	SiO ₂ = 49,10 %	R = 81
Alleyras (An. 40, p. 181)	SiO ₃ = 47,70 %	R = 72

Leptynites ortho.

La Chassagne (An. 5, p. 49)	SiO ₂ = 73 %	R = 12
Saint-Alyre-ès-Montagne (An. 6, p. 49-50)	SiO ₂ = 67,25 %	R = 26
Blesle (An. A, p. 49-50)	SiO ₂ = 67,20 %	R = 24

Amphibolites du Lyonnais (série ancienne).

(An. 5, J.-M. Peterlongo, p. 36)	SiO ₂ = 49,75 %	R = 80
--	----------------------------	--------

Leptynites ortho. Lyonnais (série ancienne).

(An. 9, J.-M. Peterlongo, p. 41)	SiO ₂ = 72,70 %	R = 24
(An. 10, J.-M. Peterlongo, p. 41)	SiO ₂ = 69,80 %	R = 24

II. — Métamorphismes et migmatisations.

La série volcano-sédimentaire géosynclinale ainsi caractérisée se trouve atteinte par le métamorphisme régional qui la transforme en une série cristallophyllienne dont, seuls, les niveaux zonéographiquement profonds

nous sont encore accessibles. La série est plissée et deux structures synclinales importantes sont dès lors formées :

- le synclinorium de Massiac,
- le synclinorium Desges-Senouire-Doulon.

L'axe à peu près rectiligne de la première est orienté NW-SE ; l'axe de la seconde suit des directions variables dans le détail mais sa direction moyenne est perpendiculaire : NE-SW.

1. **Métamorphisme I ancien.** — La succession zonéographique ancienne observée dans le synclinorium de Massiac est la suivante :

- Zone des gneiss inférieurs,
- Migmatites $\left\{ \begin{array}{l} \text{anatexites schisteuses,} \\ \text{anatexites grenues,} \end{array} \right.$
- Granite d'anatexie localisé.

La succession zonéographique ancienne observée dans le synclinorium Desges-Senouire-Doulon est la suivante :

- Zone des micaschistes inférieurs.
- Zone des gneiss supérieurs (?),
- Zone des gneiss inférieurs,
- Migmatites $\left\{ \begin{array}{l} \text{anatexites schisteuses,} \\ \text{anatexites grenues,} \end{array} \right.$
- Granite d'anatexie localisé.

La disposition des zones du premier métamorphisme entre le synclinorium de Massiac et le synclinorium Desges-Senouire-Doulon fait apparaître une contraction de l'épaisseur des zones d'isométamorphisme sur deux verticales données dans chacune des structures. En toute rigueur, la comparaison n'est valable que pour la zone des gneiss inférieurs, seule zone simultanément présente dans les deux structures.

Plusieurs interprétations de ce fait sont possibles :

a) *Origine tectonique contemporaine du plissement : compétence des anatexites grenues, incompétence des gneiss à biotite et sillimanite du synclinorium Desges-Senouire-Doulon.*

On sait que les formations incompétentes sont celles qui se déforment en conservant leur volume mais en subissant une variation de longueur ou d'épaisseur.

Lors du plissement qui fit apparaître les structures synclinales de Massiac et de la Desges, les axes de ces dernières étant perpendiculaires entre eux, il est à peu près certain que les gneiss phylliteux relativement plastiques de la Senouire moulant les anatexites rigides de la couronne migmatitique ont été sollicités latéralement par des tensions considérables. Ces mêmes gneiss subissaient des compressions non moins importantes à l'intérieur de l'anneau d'anatexites, d'où les plissements intenses notés

dans les « coins » de la structure de Massiac (planche I en pochette). Ce plissement majeur affectant des zones profondes, non entièrement indurées, on peut concevoir qu'il se réalisa sans laisser de cataclase apparente dans les gneiss périphériques, mais qu'il étira fortement ce niveau au détriment de son épaisseur.

Mais la zone des gneiss inférieurs du synclinorium Desges-Senouire-Doulon n'est pas faite que de gneiss incompetents, on y remarque aussi des leptynites, des amphibolites, des pyroxénites très compétents. Leur comportement tectonique devrait être tout différent selon que l'on considère les gneiss de Massiac ou les gneiss périphériques. Or, le comportement tectonique des niveaux compétents est sensiblement le même dans les deux structures : on n'observe guère plus de boudinage dans l'une que dans l'autre. Cette explication est donc insuffisante.

b) *Obliquité du front de l'anatexie type Aubusson dans les gneiss inférieurs.*

On pourrait admettre que l'anatexie qui atteint la base des gneiss inférieurs tout au long du bord interne de la structure de Massiac se soit élevée plus haut dans ces gneiss sur l'autre flanc de la retombée anticlinale.

Admettant habituellement que les limites zonéographiques sont parallèles à la stratigraphie originelle dans une série métamorphique, il doit être possible de mettre en évidence dans la zone des gneiss inférieurs les variations de hauteur du front de l'anatexie en se référant à un niveau stratigraphique repère. Le niveau basique et ultrabasique principal, ininterrompu sur trois des côtés de la structure, nous fournit justement ce repère. Or, le front de l'anatexie n'atteint pas toujours le même niveau des gneiss par rapport à ce repère : il touche les amphibolites le long du flanc SW du synclinorium de Massiac, mais le long du flanc NE (vers Saint-Beauzire), il reste à près d'un millier de mètres en dessous.

Tout se présente comme s'il y avait à l'intérieur du synclinorium de Massiac une certaine obliquité du front de l'anatexie type Aubusson sur la stratigraphie primitive matérialisée par le niveau basique principal. Il n'est toutefois pas exclu que ce niveau volcanique lui-même ne soit régionalement légèrement oblique sur la stratification proprement sédimentaire. Le repère choisi n'est pas parfait, mais c'est le seul qui ait une répartition suffisamment large pour permettre des corrélations d'une structure à l'autre.

Compte tenu de ces remarques, on observe que ce niveau basique principal occupe des positions zonéographiques identiques par rapport au front de l'anatexie de part et d'autre de la couronne d'anatexites du synclinorium de Massiac, à l'E et à l'W de Paulhaguet par exemple.

L'obliquité du front de l'anatexie type Aubusson sur la zonéographie des ectinites est donc peu probable, ou sinon limitée.

c) *Rétromorphose de la partie la plus élevée de la zone des gneiss inférieurs dans la zone des micaschistes inférieurs d'un nouveau métamorphisme.*

Cette hypothèse a déjà été rejetée lors de l'étude du groupe de la Desges; elle est incompatible avec l'existence de la rétromorphose hercynienne livradoise.

d) *Variations géographiques du gradient de métamorphisme.*

La réduction d'épaisseur de la zone des gneiss traduirait un caractère particulier du métamorphisme générateur des ectinites. La série zonéographique présente des biseaux plus ou moins accusés (F.-H. Forestier, 1959). La raison d'être de ces biseaux est encore mystérieuse; peut-être peut-on y voir un caractère orogénique de la zone de jointure de l'orogène antéhercynien du N Massif Central avec le géosynclinal antéhercynien du S Massif Central (voir fig. 37) ?

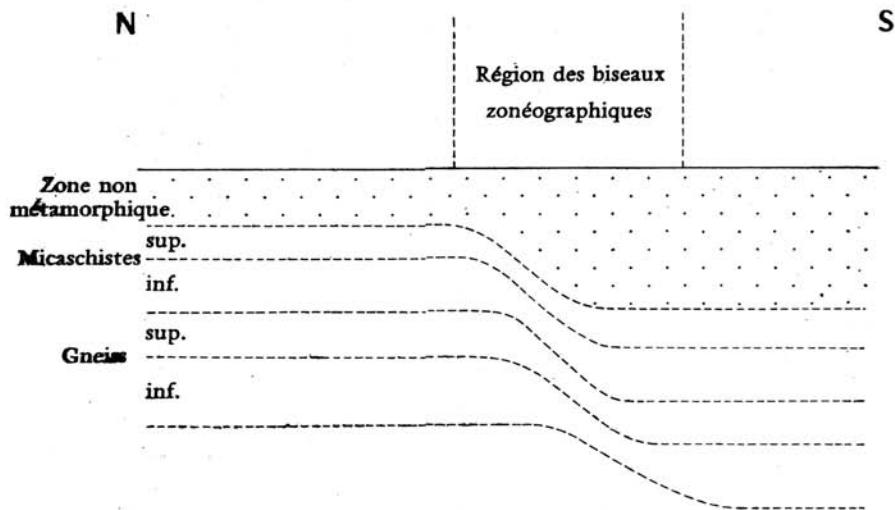


Fig. 37. — Coupe schématique N - S présentant une interprétation possible des biseaux zonéographiques au cœur du Massif Central (haut Allier).

L'origine de la réduction de puissance des zones de gneiss dans le synclinorium Desges-Senouire-Doulon reste quelque peu obscure.

2. Migmatisation I ancienne (fondamentale). — La formation des ectinites est suivie d'une phase de migmatisation durant laquelle les niveaux profonds de la zone des gneiss inférieurs sont transformés en anatexites grenues à biotite et cordiérite (Lempdes, Cronce, Livradois, etc.). La transition gneiss-anatexites grenues est ménagée par un manteau épais d'un millier de mètres en moyenne, constitué d'une formation schisteuse hétérogène : les anatexites schisteuses à sillimanite. Cette migmatisation, qui apparaît toujours sous la zone la plus profonde des ectinites (gneiss inférieurs) dans le Massif Central, est considérée pour cette raison comme fondamentale (J. Jung et M. Roques, 1952). Son type est pris à Aubusson (Creuse). Il domine dans tout le N du Massif Central. L'écorce schisteuse d'anatexites à sillimanite semble particulière au bassin du haut Allier.

Chimiquement, la transformation des gneiss en anatexites paraît se faire par remobilisation *in situ* des éléments présents dans les gneiss. Les circulations d'éléments sont limitées et locales, la métasomatose inexistante ou réduite ; cette migmatisation est essentiellement topochimique. Cette constatation conduit à reconsidérer la définition des migmatites. *Les migmatites sont des schistes cristallins dont les éléments chimiques ont subi une forte mobilisation.*

Ceci se traduit sur le terrain par des caractères de texture, de structure, etc., universellement reconnus (embréchites, anatexites, artérites, nébu-

lites, métatexites, diatexites...). *Leur richesse en matériel quartzo-feldspathique est grande* (ce qui n'exclut pas la possibilité de roches très mobilisées à base de minéraux ferromagnésiens).

Le granite est le terme extrême de cette anatexie ; il est remarquablement peu répandu, toujours en poches minimales localisées le long de l'axe anticlinal. Deux origines possibles à cette parcimonie :

— soit que les conditions physico-chimiques du milieu (topochimisme) ne fussent pas propices à sa formation ;

— soit que l'érosion, pourtant considérable, n'ait pas atteint une profondeur suffisante pour en dégager des masses d'étendue appréciable.

Les massifs les plus caractéristiques sont ceux du Chambon-de-Reilhac (vallée de l'Allier), de Ferrières-Saint-Mary (vallée de Peyrusse), de Nuvieu (vallée de l'Arcueil).

Ces granites calco-alcalins sont les plus anciens granites connus de cette partie du Massif Central. Ils appartiennent au cycle antéhercynien, fait digne de remarque car la majorité des granites du Massif Central se révèle d'âge carbonifère.

3. Métamorphisme II récent. — Les schistes cristallins du synclinorium Desges-Senouire-Doulon sont atteints dans leur masse par des phénomènes d'intense broyage et surtout d'étirements et de microplissements. C'est en Livradois méridional qu'ils présentent le plus d'extension et de netteté. Suivant la compétence plus ou moins grande des niveaux, le phénomène débute par le microplissement suivi de microcataclase et enfin de recristallisation. Si le niveau est compétent, la phase de microplissement n'apparaît pas ; le processus débute par la microcataclase et l'étirement.

Les minéraux néoformés les plus abondants sont la chlorite et la séricite. De l'albite-oligoclase tardive vient souvent fossiliser les déformations antérieures.

La texture des roches ainsi formées est celle de roches métamorphiques, finement schisteuses : ce sont des micaschistes à chlorite et séricite. Leur position zonéographique est celle de la zone des micaschistes supérieurs. Pourtant, ces roches voisinent sur le terrain avec des formations d'un degré métamorphique incompatible : anatexites, gneiss inférieurs (micaschistes inférieurs cependant au SE).

On observe sur le terrain des transitions progressives avec récurrences entre ces faciès de micaschistes supérieurs et les termes de la zonéographie ancienne dont on retrouve des reliques au sein même des niveaux micaschisteux : il s'agit donc de pseudo-phyllades.

Ces transformations n'affectent pas seulement la texture ou la structure des roches anciennes du socle : la composition chimique des pseudo-phyllades est identique à celle de vrais micaschistes supérieurs.

Il ne s'agit donc pas de simples écrasements et laminages tectoniques

mais d'un véritable métamorphisme régional nouveau qui s'est exercé sur une série cristallophyllienne ancienne déjà plissée et indurée (la série de Massiac). Celle-ci a subi de ce fait une rétromorphose plus ou moins intense dans les zones supérieures du second métamorphisme.

Le processus par lequel se traduit la rétromorphose : microplissements, microcataclase précédant les recristallisations, n'a pas été décrit jusqu'à maintenant dans les secteurs rétromorphosés connus du Massif Central, soit parce que les recristallisations trop intenses (Limousin) en effaçaient toutes traces ; soit parce que la rétromorphose avait un caractère plus statique (Lyonnais-groupe d'Affoux).

La rétromorphose a, dans le synclinorium Desges-Senouire-Doulon, un caractère dynamique proche de celui qu'elle prend en Bretagne méridionale (J. Cogné, 1960). Elle entraîne la reviviscence d'un vieux socle induré lors d'une orogénie antérieure. Le niveau actuellement atteint par l'érosion suffit juste à dégager les zones supérieures du second métamorphisme. En Livradois méridional, le polymétamorphisme est apparent dans un secteur de 25 km de long sur plus de 10 km de large, mais, dans les autres parties du synclinorium, ses manifestations sont plus sporadiques. L'invasion des granites postérieurs du Velay ou de la Margeride y gêne beaucoup les observations.

La présence, vers la base des pseudo-phyllades, de niveaux relativement continus et cohérents de pseudo-embréchites à albite ou bien à cordiérite et microcline (formations sans aucun équivalent dans la série ancienne du bassin du haut Allier) permet d'admettre la présence locale de la zone des micaschistes inférieurs du second métamorphisme.

L'albitisation déjà signalée n'est pas limitée aux schistes cristallins entièrement transformés par le second métamorphisme ; elle déborde largement dans toutes les formations saines anciennes du synclinorium Desges-Senouire-Doulon et particulièrement sur les micaschistes à deux micas du premier cycle métamorphique (niveaux « albitisés » de Pébrac, de la Retzousseyre au SW du signal du Tézézin, de la Senouire). Le feldspath néoformé est d'ailleurs plus souvent de l'oligoclase que de l'albite si bien que le terme d'albitisation est pris au sens large.

4. Migmatiation II (migmatites œillées). — Une feldspathisation alcaline (microcline) envahit les ectinites du synclinorium Desges-Senouire-Doulon et les transforme en de superbes embréchites œillées. Vers leur base, ces embréchites œillées font place à des anatexites largement cristallines dont le faciès est totalement différent des migmatites de la série ancienne de Massiac. Ces différences se retrouvent :

- macroscopiquement,
- structuralement,
- chimiquement,
- zonéographiquement.

— *Macroscopiquement*, ces roches sont largement cristallines ; le faciès embréchite œillée y prédomine. La structure est rubanée mais la proportion de matériel quartzo-feldspathique est beaucoup plus forte que dans les ectinites encaissantes. Ce n'est que sous plusieurs milliers de mètres d'embréchites qu'apparaît le faciès irrégulier des anatexites, tout différent des anatexites type Aubusson.

Les associations minéralogiques contribuent avec la structure à individualiser des zones particulières au sein de ces migmatites œillées. On reconnaît depuis le front supérieur jusqu'aux niveaux les plus profonds indemnes de granitisation :

- embréchites œillées à deux micas ;
- embréchites amygdalaires à biotite et sillimanite ;
- anatexites amygdalaires à biotite et sillimanite ;
- anatexites à biotite ;
- anatexites à cordiérite (avec biotite et sillimanite).

Le mode de gisement habituel de ces migmatites paraît être stratoïde ; cependant l'arc de Fix est accolé au granite du Velay sur 100 km.

La plupart des niveaux stratoïdes ne montrent que le faciès embréchite.

— *Chimiquement*, ces migmatites sont des roches formées par métasomatose avec introduction de silice et d'alcalins, et départ d'éléments cafémiques dans la roche-trame. Elles s'opposent ainsi nettement aux migmatites topochimiques type Aubusson.

— *Zonéographiquement*, la limite supérieure de cette migmatisation prend en écharpe les limites zonéographiques des ectinites de la série ancienne. Elle les traverse depuis la zone des micaschistes inférieurs jusqu'à la base de la zone des gneiss inférieurs (Alleyras).

Cette discordance très accentuée du front des migmatites œillées sur les limites zonéographiques des ectinites est un phénomène général dans le Massif Central médian alors qu'elle est à peine perceptible dans le S du Massif Central.

Le front des migmatites est situé dans les micaschistes supérieurs au S du Massif Central, alors que dans la partie médiane il se promène indifféremment depuis les micaschistes inférieurs jusqu'à la base des gneiss inférieurs. Il reprend même les anatexites type Aubusson en Limousin (M. Chenevoy, 1958).

Cependant, la proximité des embréchites œillées et de la zone des micaschistes supérieurs du second métamorphisme en Livradois confirme que cette migmatisation avait une position uniformément élevée dans la zonéographie néoformée.

La migmatisation œillée caractéristique du Massif Central méridional paraît s'être implantée dans une série cristallophyllienne antérieurement plissée, dont le plissement s'atténuait du N vers le S. Métasomatique, elle

s'est élevée très haut dans une série métamorphique dont la partie N était déjà un orogène constitué tandis que la partie S où la migmatisation se tient dans les micaschistes supérieurs était encore un domaine calme, peu atteint par l'orogénie.

Ce niveau zonéographique élevé atteint par les migmatites coëllées les oppose aux migmatites type Aubusson qui apparaissent toujours à la base des gneiss inférieurs.

Là où la discordance zonéographique est forte, c'est-à-dire aux points où elle atteint des parties déjà plissées et indurées, cette feldspathisation atteint de préférence les zones cataclasées de la série métamorphique ; elle paraît avoir un rôle cicatrisant. Elle est tardive par rapport aux phases majeures du métamorphisme et du plissement récent mais elle est, malgré tout, encore syntectonique au sens large.

III. — Chronologie relative de l'histoire géologique du socle cristallin du bassin du haut Allier.

La chronologie relative des divers événements décrits jusqu'à maintenant peut se résumer dans le tableau de la page suivante.

IV. — Âge des métamorphismes et des plissements.

En l'absence de toute référence possible à un terrain sédimentaire paléozoïque antéstéphanien, il est délicat de situer sur l'échelle stratigraphique la succession des événements qui vient d'être décrite et où d'ailleurs ne figurent pas encore, pour la clarté de l'exposé, les granites.

Le fait que l'érosion ait atteint, antérieurement au Stéphanien, les zones métamorphiques profondes de l'ancienne zonéographie (anatexites de Lempdes) et qu'elle mette tout juste à jour, semble-t-il, les zones les plus superficielles du métamorphisme récent qui est, lui aussi, antéstéphanien, souligne de façon probante que les deux métamorphismes successifs appartiennent à deux cycles, à deux « drames » orogéniques éloignés dans le temps.

Le caractère dynamique (microcataclase) de la rétomorphose récente confirme également la reviviscence d'un vieux socle (J. Cogné, 1960).

Or, le métamorphisme le plus récent qui ait laissé des traces dans le Massif Central affecte des sédiments et des laves du Dévonien supérieur. C'est le métamorphisme de la Brévenne en Lyonnais (J.-M. Peterlongo, 1958) ; il se place entre le Dévonien supérieur et le Viséen. C'est à ce même épisode que M. Chenevoy rapporte les phénomènes polymétamorphiques et la seconde migmatisation observés par lui en Limousin. Tout porte à croire que le métamorphisme et la migmatisation seconds observés en haut Allier en sont contemporains.

SÉDIMENTATION	ÉROSION	MÉTAMORPHISME	DÉFORMATIONS
Volcanisme de Brassac. Arkoses et schistes stéphanien.	Intense		Déformations et cassures du Stéphanien. Effondrements. Faille Berbezit-Jumeaux.
Discordance			Discordance
			Bombements et cassures multiples. Renversements localisés, déformation des mig- matites œillées. Préparation des dépres- sions stéphanien de Brassac et Langeac. Surrection du synclino- rium Desges-Senouire- Doulon.
	Intense	Migmatisation II (œillée et stratoïde) Métamorphisme II (rétromorphose) Granite d'anatexie localisé. Migmatisation I (anatexie fondamentale) Métamorphisme I (avec variation régionale du gradient)	Subsidence du synclino- rium Desges-Senouire- Doulon. Plissement souple intense (plis en « blague à tabac », fosse de Mas- siac). Formation du synclino- rium de Massiac et du synclinium Desges- Senouire-Doulon.
Sédimentation pélitique avec un mince niveau argileux pur. Volcanisme acide et ba- sique. Intrusions péridotiques. Sédimentation pélitique géosynclinale.			

Il s'agit donc d'événements typiquement hercyniens. Du point de vue tectonique, nous avons noté que les roches attribuables à l'action de ce métamorphisme récent hercynien étaient faiblement plissées. Les micaschistes supérieurs ont des pendages souvent voisins de l'horizontale ; les embréchites sont ployées plutôt que plissées. Par contre, la fracturation du socle est intense mais difficile à dater car presque toutes les cassures ont rejoué périodiquement jusqu'au Pliocène.

Ces caractères sont plus ceux d'un socle réactivé que ceux du plissement d'une série juvénile. Il est logique d'en rendre responsable la phase sudète dont on sait l'importance dans le Massif Central ainsi que les phases suivantes : asturiennes et saaliennes. Cette dernière est à l'origine des bouleversements majeurs qui ont affecté le Stéphanien de Brassac et de Langeac, puisque les grès vraisemblablement permien d'Allevier (bassin de Brassac) en sont affectés.

Cette situation étant fixée pour le métamorphisme et les mouvements récents, il en résulte que le plissement majeur de la série cristallophyllienne ancienne ne peut être postérieur au Silurien (phase calédonienne). Migmatisation et métamorphisme initiaux, précédant quelque peu le plissement, seraient antérieurs. On peut hésiter entre le Silurien ou même le Cambrien (cycle cadomien).

Le dépôt des sédiments et la venue des laves anciennes, dont on déchiffre l'existence à travers les épisodes métamorphiques, se seraient donc réalisés lors des périodes infracambriennes pour les parties moyennes et inférieures de la série et cambro-siluriennes pour les termes supérieurs (anciens mica-schistes supérieurs entièrement disparus par érosion au cœur du Massif Central, mais encore présents sur la bordure limousine). Cette présomption s'appuie sur le fait que la série métamorphique ancienne complète devait avoir plus de 20.000 m d'épaisseur, compte tenu des anatexites type Aubusson, et que l'accumulation d'une série sédimentaire d'une telle épaisseur suppose une très longue durée des dépôts.

S'il y a une limite supérieure à l'ancienneté de la série de Massiac, il n'y a pas d'arguments permettant de lui fixer *a priori* une limite inférieure. Il est donc logique de se demander si le Précambrien n'est pas présent dans la base de la série. On peut répondre à cette question en faisant remarquer qu'à aucun moment, l'étude lithologique ne nous a révélé la trace d'une discordance dans la sédimentation des niveaux les plus profonds. Il paraît donc plus vraisemblable d'admettre que la série volcano-sédimentaire qui a donné les schistes cristallins anciens du bassin du haut Allier était continue depuis le Silurien jusqu'à l'Infracambrien, mais ne comportait pas la discordance précambrienne (il n'est pas absolument exclu cependant que celle-ci soit présente dans les niveaux les plus profonds et soit masquée, de ce fait, par l'anatexie type Aubusson).

Du point de vue de l'âge du métamorphisme, ces incertitudes font que l'on ne peut exclure l'hypothèse d'un âge cadomien proposé par J. Jung (1954) ¹ ; il faut garder cependant en mémoire les arguments analogiques avec Bretagne et Vendée, développés par M. Chenevoy en faveur d'un âge calédonien. Les corrélations possibles pour le Limousin ne le sont plus pour le haut Allier par suite de l'éloignement géographique de ces régions : aussi ne repoussons-nous pas *a priori* l'existence du Précambrien et d'un cycle cadomien ¹.

La nécessité d'une chronologie absolue fondée sur les méthodes de la radioactivité se fait ici impérieusement sentir et on ne peut que regretter que les essais tentés par la méthode au Pb- α zircon n'aient pas permis jusqu'à maintenant d'aboutir à des résultats suffisamment sûrs pour être géologiquement utilisables.

¹ Ou plus ancien.

V. — Les granites.

Plus la connaissance du socle cristallin du Massif Central progresse, plus il apparaît que la grande époque de fabrication des granites y fut le Carbonifère ou le Dévono-Dinantien.

Le bassin du haut Allier est l'une des rares régions du massif où l'on ait mis en évidence un cycle de granitisation plus ancien.

Qu'elles soient intrusives ou d'anatexie, toutes les granitisations observées comportent deux phases successives :

— mise en place d'un massif important plus ou moins différencié généralement calco-alcalin ;

— mise en place tardive d'un cortège de granites filoniens intrusifs, alcalins, très acides, presque toujours à micas blanc et noir et ne contenant jamais de porphyroblastes feldspathiques. Toutes les générations de ces granites à deux micas ont de nombreux caractères communs.

1. Granites calédoniens (ou plus anciens). — Les plus anciens granites affleurent très localement en massifs de 1 km² le long de l'axe de la couronne d'anatexites du synclitorium de Massiac. Ce sont des granites d'anatexie localisée, calco-alcalins, de grain moyen, à biotite seule.

L'âge de ces granites est contemporain de celui des anatexites de type Aubusson qu'il convient de rapporter, avons-nous vu, au Cambro-Silurien (cycle calédonien ou cycle antérieur).

Les granites filoniens à deux micas tardi-migmatitiques, type Vieille-Brioude, appartiennent au même cycle de granitisation mais sont un peu postérieurs. Ce sont des granites alcalins acides qui recoupent les terrains métamorphiques et particulièrement les migmatites en tous sens.

Il plane une certaine incertitude sur leur âge car ils peuvent être plus ou moins tardifs ; néanmoins, il est probable que la majorité de ces granites se sont mis en place vers la fin du cycle ancien.

2. Granites « hercyniens ». — Les plus anciens granites « hercyniens » du bassin du haut Allier paraissent être les granites intrusifs du Livradois méridional et leurs annexes de La Chaise-Dieu et de Champagnac-le-Vieux.

Leur mise en place est contemporaine du second métamorphisme de tension : un peu antérieure pour certains, un peu tardive pour d'autres. Ils seraient donc anté-viséens si l'on admet le synchronisme exact du métamorphisme récent en haut Allier et en Lyonnais. Cet âge concorde avec l'âge admis pour le granite du massif de Saint-Dier étudié par P. Lapadu-Hargues (1957), qui paraît prolonger normalement vers le N les granites du Livradois méridional.

Les granites du Livradois méridional sont calco-alcalins (La Chaise-Dieu, Saint-Germain-l'Herm), avec une tendance alcaline (Fournols, Champagnac-

TABLEAU RÉCAPITULATIF DE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE DU SOCLE CRISTALLIN DU BASSIN DU HAUT ALLIER

Première hypothèse : Cycle métamorphique ancien infra ou précambrien (Âges absolus en M. A. : Holmes, 1959).

Millions d'années	Sédimentation et volcanisme	Métamorphisme	Granitisation	Dislocations et mouvements		
0	Volcanisme du Mézenc et du Velay.					
25	Calcaires et argiles du Puy, de Brioude et Paulhaguet.					
40	Arkoses de Brives et de Blavozy.					
70						
CRÉTACÉ						
135						
JURASSIQUE						
180						
TRIAS						
225						
PERMIEN	Grès et schistes d'Allevier.			Érosion intense		
270	Tufs rhyolitiques de Brassac.		γ à 2 micas Margeride.	} Orogenèse hercynienne		
SUP.	Stéphanien de Brassac et Langeac.		γ porphyroïde Margeride.		Phase saulienne	
305			γ porphyroïde Champetières.	Phase sudète	Accidents cassants	
INF.			γ à cordiérite du Velay.		Accidents cassants	
350		Migmatisation II Métamorphisme II	γ de La Chaise-Dieu.	Phase bretonne	Plis larges	
400			γ du Livradois.		Subsidence	
400			γ de Champagnac-le-Vieux.			
440				Phase calédonienne	} Orogenèse calédonienne	
440				Phase taconique		
500				Phase vendéenne		
500					Érosion intense	
600	Pélites argilo-gréseuses Intrusions péridotiques.	Migmatisation I	γ d'anatexie localisé.	Phase cadomienne	Synclitorium de Massiac et de Desges-Senouire-Doulon Plissement majeur de la série	
INFRACAMBRIEN	Volcanisme brivadois acide et basique.	Métamorphisme I				
	Pélites.			Précambrien ?		

TABLEAU RÉCAPITULATIF DE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE DU SOCLE CRISTALLIN DU BASSIN DU HAUT ALLIER
 Seconde hypothèse : Cycle métamorphique ancien calédonien (Ages absolus en M. A. : Holmes, 1959).

Millions d'années	Sédimentation et volcanisme	Métamorphisme	Granitisation	Dislocations et mouvements	
0					
QUATERNAIRE					
PLIOCÈNE	Volcanisme du Mézenc et du Velay.				
MIOCÈNE	Calcaires et argiles du Puy, de Brioude et Paulhaguet.				
OLIGOCÈNE					
40					
ÉOCÈNE	Arkoses de Brives et de Blavozy.				
70					
CRÉTACÉ					
135					
JURASSIQUE					
180					
TRIAS					
225					
PERMIEN	Grès et schistes d'Allevier.			Érosion intense	
270	Tufs rhyolitiques de Brassac.		γ à 2 micas Margeride.	Accidents cassants	
SUP.	Stéphanien de Brassac et Langeac.		γ porphyroïde Margeride.	} Orogenèse hercynienne	
CARBONIFÈRE			γ porphyroïde Champetières.		Accidents cassants
INF.			γ à cordiérite du Velay.		Plis larges
350		Migmatisation II Métamorphisme II	γ de La Chaise-Dieu.	Subsidence	
DÉVONIEN			γ du Livradois. γ de Champagnac-le-Vieux.	Érosion intense	
400				} Orogenèse calédonienne	
GOTHL.	Pélites argilo-gréseuses.	Migmatisation I	γ d'anatexie localisé.		Plissement majeur de la série Synclinorium de Massiac et de Desges-Senouire-Doulon
SILURIEN					
ORDOV.					
500	Intrusions péridotiques. Volcanisme brivadois acide et basique (géosynclinal).	Métamorphisme I		Phase vendéenne	
CAMBRIEN					
600				Phase cadomienne	
INFRACAMBRIEN	Pélites.				
PRÉCAMBRIEN ?				Précambrien ?	

le-Vieux). Le massif principal contient, sur sa bordure, des panneaux souvent importants et plus ou moins « digérés » des anatexites encaissantes. Sans exclure l'éventualité d'une différenciation magmatique de bordure, il est certain que cette assimilation a fortement contribué à créer à ce granite un cortex épais de composition chimique assez basique.

Les massifs principaux du Livradois sont recoupés par des filons tardifs de granite à deux micas, de grain fin, encore touchés par les phénomènes métamorphiques récents. Ces granites filoniens sont alcalins, très acides ; ils représentent la phase tardive de mise en place des massifs principaux.

Le granite du Velay semble un peu plus récent. Il s'agit d'un granite calco-alcalin hétérogène à biotite et cordiérite dont la bordure W paraît prendre en biseau la zonéographie des migmatites œillées de l'arc de Fix auxquelles il serait donc légèrement postérieur. Le caractère flou de ses contacts avec les terrains encaissants, joint à son hétérogénéité interne, l'a fait considérer comme un granite d'anatexie (P. Lapadu-Hargues, 1957). L'étude de ce batholite complexe étant actuellement en cours (J. Didier), il n'y a pas lieu de s'attarder ici sur ses caractères. On notera cependant qu'il est recoupé par de multiples filons tardifs de granite à deux micas toujours alcalins et acides.

Le granite de la Margeride (P. Lapadu-Hargues, 1948) enfin est le dernier-né des granites du bassin du haut Allier. Il est postérieur à tous les plissements souples, ce qui permet, vu son contact intrusif, d'en faire un granite post-tectonique ou même atectonique. C'est un granite porphyroïde calco-alcalin à biotite. Il est recoupé par de nombreux corps filoniens de granite à deux micas et à grain fin, alcalins, acides. Chronologiquement, la mise en place du granite de la Margeride est probablement proche du Stéphanien.

VI. — Le bassin du haut Allier dans le cadre du Massif Central français.

Les comparaisons et rapprochements faits avec les régions voisines du bassin du haut Allier sont si fréquents tout au long de ce travail qu'il ne paraît pas nécessaire d'y revenir longuement.

Je voudrais ici insister cependant sur certains points.

L'existence d'un polymétamorphisme récent dans la partie moyenne du Massif Central implique l'existence, en ces lieux, d'une subsidence hercynienne durant laquelle des secteurs précédemment indurés du socle étaient ramenés à des profondeurs où régnait un climat de métamorphisme actif.

Le tracé de cette zone subsidente, que l'on suit sur la carte grâce aux phénomènes de polymétamorphisme, dessine un V très ouvert dont la convexité fait face au S (F.-H. Forestier, 1960). Ce tracé épouse remarquablement l'arc que dessinent plus au N les dépôt viséens depuis le Morvan jusqu'à Château-sur-Cher.

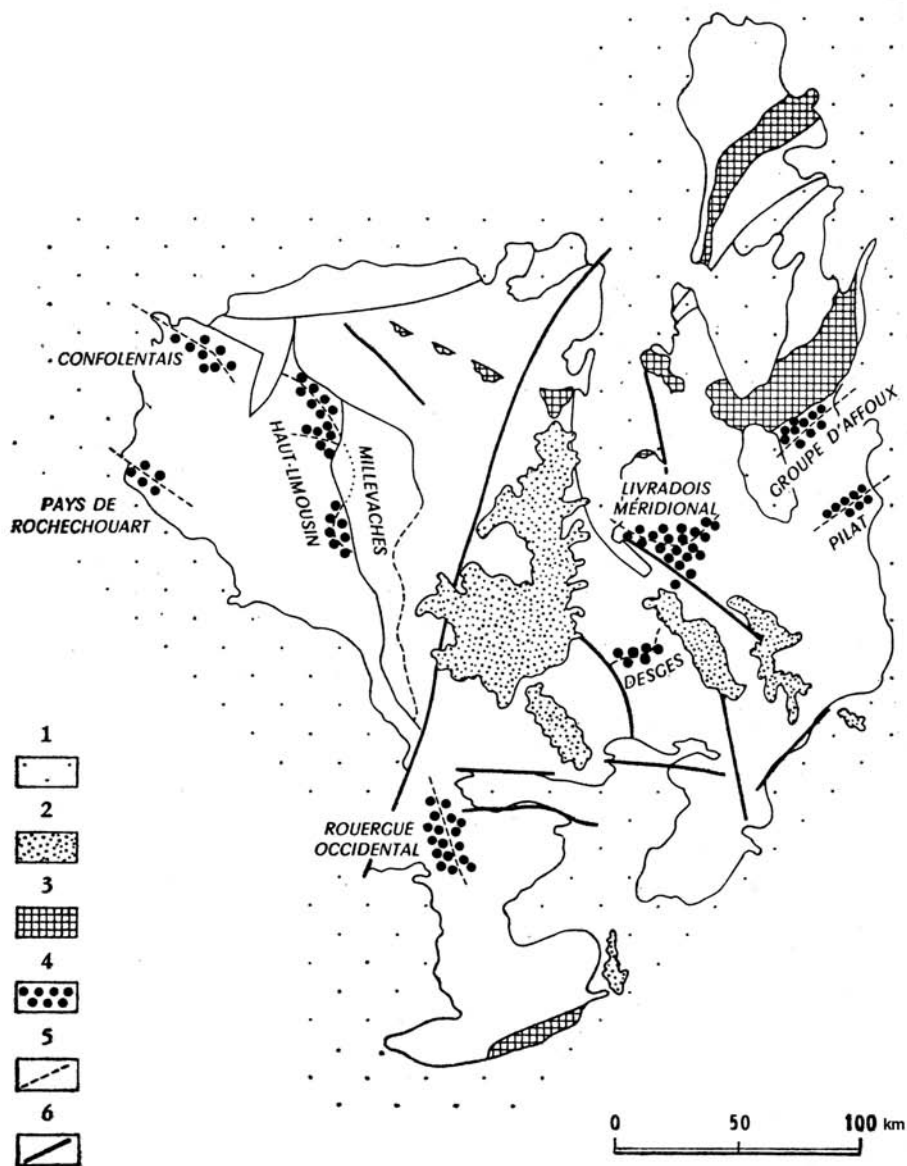


Fig. 38. — Carte schématique montrant la répartition des dépôts viséens (non métamorphiques) et des schistes cristallins polymétamorphiques (rétromorphose « hercynienne ») dans le Massif Central français.

1, Terrains sédimentaires postviséens. 2, Volcanisme tertiaire. 3, Viséen. 4, Terrains métamorphiques rétro-morphosés. 5, Direction des schistosités cristallophylliennes de néoformation. 6, Failles.

Or, nous savons que le dépôt du Viséen est juste postérieur à la fin des manifestations du second métamorphisme en Lyonnais. Puisque le Viséen sédimentaire y repose en discordance sur des terrains déjà, quoique légèrement, métamorphiques, c'est que l'érosion avait déjà fait œuvre importante. Ceci suppose que le plissement de la région était déjà accusé.

Ainsi, lors du dépôt des terrains viséens dans le N du Massif Central, il est probable qu'un relief d'une certaine importance né au cours de la phase hercynienne bretonne s'étendait, du Lyonnais jusqu'en Limousin par le bassin du haut Allier, sur toute la partie moyenne du Massif Central.

Simultanément, la partie du Massif Central située au N de ces reliefs était une zone côtière instable que la mer envahissait par moments et où s'accumulaient les dépôts de faciès Culm. Ceux-ci représenteraient les produits du démantèlement des parties superficielles de ces reliefs, mêlés aux produits pyroclastiques du volcanisme viséen (tufs anthracifères).

Vers le S, il est plus difficile de se prononcer sur l'évolution de ces reliefs hercyniens. La rétro-morphose du Rouergue, celle du Pilat indiquent qu'il y avait là des secteurs subsidents lors de la phase préparatoire de l'orogénèse hercynienne.

A la lueur des faits actuellement connus, l'histoire du Massif Central se présente comme celle d'un très ancien géosynclinal infracambrien dont la partie N actuellement dégagée fut métamorphosée, plissée et figée très tôt dans le Paléozoïque, au plus tard lors des plissements calédoniens, tandis que la partie S ne subissait que des contrecoups atténués de ces événements. Un mouvement de bascule complexe ramène, vers la fin du Dévonien, la partie N considérablement érodée dans le domaine marin, tandis que la partie médiane atteinte par la subsidence dès le début du cycle hercynien subit un second métamorphisme et une seconde migmatisation avant de donner naissance à d'importants reliefs. Ceux-ci fournissent la sédimentation viséenne au N et au S. La phase hercynienne sudète bouleverse profondément le socle ainsi créé tandis que les granitisations se développent de toutes parts. Les plissements majeurs ont cessé mais la genèse des granites se poursuit (Margeride). Vient alors le dépôt du Stéphanien après lequel l'histoire du Massif Central et du bassin du haut Allier se termine pour nous. Elle est encore loin d'être achevée cependant.

Dans le plan esquissé, la place du bassin du haut Allier est celle d'un lieu de rencontre du vieux socle et de l'orogénie récente, ce qui explique la complexité des phénomènes métamorphiques et tectoniques observés. C'est l'une des plus typiques des « zones de jointures » pressenties par J. Jung dès 1953.

Comme, par un matin de décembre, le voyageur, fuyant du fond le plus sauvage des gorges de l'Allier l'obscurité mate d'un brouillard de givre, atteint vers le plateau la transparence subite d'un air où le soleil ruisselle

sur une mer de nuages fixe et immaculée, ainsi le géologue a-t-il parfois le sentiment fugitif d'atteindre la vision nette de problèmes mûris.

Mais, tel ce voyageur ivre de lumière qui voit après quelques pas se profiler la brume de la vallée prochaine, le géologue sait, comme tout chercheur, que le problème ne s'est un instant échappé que pour se déplacer, mouvement providentiel qui lui garde inviolée sa « joie de connaître » !



BIBLIOGRAPHIE

Principales abréviations.

- B. S. C. G. F.* : *Bulletin du Service de la Carte Géologique de la France* (Paris).
B. S. G. F. : *Bulletin de la Société Géologique de France* (Paris).
B. S. F. M. : *Bulletin de la Société Française de Minéralogie* (Paris).
C. R. A. S. : *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences* (Paris).
C. R. S. S. G. F. : *Compte rendu sommaire des séances de la Société Géologique de France* (Paris).
R. S. N. A. : *Revue des Sciences Naturelles d'Auvergne* (Clermont-Ferrand).

N. B. — Pour les périodiques, on a indiqué successivement : la série (entre parenthèses), le tome et la pagination.

- ANONYME**, 1907. — Mine d'antimoine de Fromenty, commune de Chanteuges, canton de Langeac (Haute-Loire). Brioude, Impr. Watel. 1 et 2, plans; 3, vente sur licitation.
- , 1908. — Société anonyme des mines et gisements de Barlet (Langeac). 1. Statut. 2. Rapport du Commissaire. 3. Échantillon. Brioude, Impr. A. Boudier.
- , 1930. — Histoire abrégée des exploitations minières du bassin houiller de Brioude, Brassac, etc. *Almanach de Brioude*, 11^e année, p. 25-37.
- , 1938. — Les gîtes alumineux de l'Auvergne et de la Lozère. *Le Génie civil*, t. 43, p. 271-272.
- , 1941. — Carte des gisements miniers français au millionième. Paris, Éd. géogr. de France.
- , 1947. — La serpentine, roche réfractaire. *Industr. céram. fr.*, n^o 380, p. 304 (Haute-Vienne, Lot, Aveyron, Haute-Loire). *Bull. C. N. R. S.*, n^o 9.
- ACHARD (A.)**, 1927. — État des mines de la Fosse du Gros-Miny et de la Taupe, à la veille de la Révolution. *Almanach de Brioude*, 18^e année, p. 115-120.
- AMIOT**, 1881. — Bassin houiller de Langeac. *Étude des Gîtes minéraux de la France* (Brioude et Brassac, par DORLHAC).
- ARBOS (Ph.)**, s. d. — L'Auvergne. Paris, Armand Colin.
- , 1931. — L'Auvergne. *XIII^e Congr. intern. Géogr.*, Paris, Excursion A, livret-guide, 31 p., fig.
- ARQUEMBOURG (L.)**, 1912. — L'antimoine. Concession du Cheylat. Lille, Bubat.
- AUBOUIN (J.)**, 1959. — A propos d'un centenaire : les aventures de la notion de géosynclinal. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam.* (2^e sér.), t. II, fasc. 3, p. 135-188.

- AUFRÈRE (L.), 1934. — L'écrasement de la barytine dans une faille bordière de l'Amblavès. *C. R. S. S. G. F.*, p. 94.
- , 1936. — La paléomorphologie du bassin du Puy. *C. R. S. S. G. F.*, n° 8-9, 27 avril 1936, p. 130.
- BALDIT (A.), 1927. — Sur un alignement des sources radioactives dans la région du Velay (Haute-Loire). *Ann. Inst. Hydrol.*, t. V, p. 60.
- BARRÈS, 1809. — Description topographique du ci-devant canton de Blesle. In-8°, 43 p.
- BARTH (T. W.), 1948 a. — Oxygen in rocks : a basis for petrographic calculation. *Journ. Geol.*, vol. 56, p. 50.
- , 1948 b. — The distribution of oxygen in the lithosphere. *Journ. Geol.*, vol. 56, p. 41.
- , 1949 a. — The distribution of oxygen in the lithosphere : a reply. *Journ. Geol.*, vol. 57, n° 4, p. 423-425.
- , 1949 b. — The use of oxygen as a reference substance in petrographic calculations : a supplement and a reply. *Journ. Geol.*, vol. 57, n° 4, p. 425-427.
- BASSOT (J.-P.), 1955. — Étude de la partie orientale du massif de la Borne (Ardèche) et de sa couverture cristallophyllienne. Dipl. Géologue-Pétrographe, Univ., Clermont-Ferrand. Manuscrit ronéotypé.
- BASTIN (E.), 1909. — Chemical composition as a criterion in identifying metamorphosed sediments. *Journ. Geol.*, vol. 47, p. 444-472.
- BAUDIN, 1848. — Notice sur le sondage de Lempdes (Haute-Loire). *Ann. des Mines*, t. XIV, p. 233-260.
- , 1851. — Description historique, géologique et topographique du bassin houiller de Brassac. Paris, Imprimerie Nationale, 1 vol. in-4°, avec atlas *in folio* de 24 cartes et planches coloriées.
- BAULIG (H.), 1928. — Le Plateau Central de la France et sa bordure méditerranéenne. Étude morphologique. Paris, Armand Colin, 1 vol. in-8°, 596 p., 33 fig., 11 cartes (Thèse).
- , 1929. — Les formes de relief dans le Plateau Central de la France et sa bordure méditerranéenne : résultats généraux. *C. R. A. S.*, t. 188, p. 335.
- BÉCHEVEL, 1883. — Analyse du minerai de zinc et de plomb argentifère d'Aurouze (Haute-Loire). *Ann. des Mines*, (8^e sér.), t. 4, p. 133.
- BELIBEN, s. d. — Un filon de serpentine entre Dore-l'Église et Saint-Jean-d'Aubrioux. *Ann. Soc. Agric. du Puy*, t. 34, p. 412-414.
- BERTHIER (P.), 1824. — Analyse du péridot granuleux de Langeac (Haute-Loire). *Ann. des Mines*, t. II, p. 260.
- BERTRAND-ROUX (J.-M.), 1823. — Description géognostique des environs du Puy-en-Velay et, particulièrement, du bassin au milieu duquel cette ville est située. Paris, F.-G. Levrault, 1 vol. in-8°, 240 p., carte coloriée et 2 pl.
- BERTRAND DE DOUE, 1828. — Mémoire sur les ossements fossiles de Saint-Privat et sur le terrain basaltique où ils ont été découverts. *Ann. Soc. Agric. du Puy*, p. 194, 3 pl.
- , 1861. — Notice préliminaire relative à une deuxième édition de la Description géognostique des environs du Puy. *Ann. Soc. Agric. du Puy*, t. XXIV, p. 275.
- , s. d. — Rapport sur la carte géologique du bassin de Brioude par M. PISSIS. *Ann. Soc. Agric. du Puy*, t. VI, p. 170-173.

- BERTUCAT (M.)**, 1956. — Étude géologique du Haut-Vivarais occidental. Dipl. Géologie-Pétrographe, Univ. Clermont-Ferrand.
- BLONDEL (F.)**, 1923-1924. — Révision de la feuille de Saint-Étienne au 80.000°. *B. S. C. G. F.*, t. XXVII, n° 155 (C. R. Collab. 1923), p. 95.
- , 1925-1926. — Révision de la feuille de Saint-Étienne au 80.000°. *B. S. C. G. F.*, t. XXIX, n° 158 (C. R. Collab. 1924), p. 83-88.
- BOISSE DE BLACK (Y.)**, 1925-1926. — Révision de la feuille de Saint-Flour. *B. S. C. G. F.*, t. XXIX, n° 158 (C. R. Collab. 1924), p. 123-127.
- , 1926. — Révision de la feuille de Saint-Flour. *B. S. C. G. F.*, t. XXX, n° 162 (C. R. Collab. 1925), p. 134-139.
- , 1926-1927. — Révision de la feuille de Saint-Flour au 80.000°. *B. S. C. G. F.*, t. XXXI, n° 166 (C. R. Collab. 1926), p. 132-136.
- , 1927-1928. — Révision de la feuille de Saint-Flour au 80.000°. *B. S. C. G. F.*, t. XXXI, n° 170 (C. R. Collab. 1927), p. 91-92.
- BOULE (M.)**, 1889. — Constitution géologique des environs du Puy. *B. S. G. F.*, (3^e sér.), t. XVII, p. 270.
- , 1890. — Communication à la réunion des Sociétés savantes sur l'âge du creusement de la haute vallée de la Loire. *Journ. Officiel*, 30 mai 1890.
- , 1891. — Les gneiss amphiboliques et les serpentines de la haute vallée de l'Allier. *B. S. G. F.*, (3^e sér.), t. XIX, p. 966 et suiv.
- , 1892-1893. — Description géologique du Velay. *B. S. C. G. F.*, t. IV, n° 28, 261 p., 11 pl. (Thèse Fac. Sc. Paris).
- , 1893 a. — Velay. *Réunion extraordinaire Soc. Géol. Fr.*, p. 238-241 (p. 618).
- , 1893 b. — Sur la géographie physique du Velay. *B. S. G. F.*, (3^e sér.), t. XXI, p. 499.
- , 1894 a. — Sur plusieurs points de la géologie du Massif Central : dépôts oligocènes, éruptions volcaniques, sables de Paulhaguet. *B. S. G. F.*, (3^e sér.), t. XXII, p. 60.
- , 1894 b. — Feuille de Brioude (175). *B. S. C. G. F.*, t. VII, n° 44 (C. R. Collab. 1894), p. 51.
- , 1895. — Révision de la feuille de Brioude. *B. S. C. G. F.*, t. VIII, n° 53 (C. R. Collab. 1895).
- , 1896. — Sur l'origine géologique des lacs d'Auvergne et du Velay. *B. S. G. F.*, (3^e sér.), t. XXIV, p. 759.
- , 1897. — Feuille de Brioude. *B. S. C. G. F.*, t. X, n° 63 (C. R. Collab. 1897).
- BOULE (M.)** et **FABRE (G.)**, 1893. — Programme des excursions dans le Velay et dans la Lozère. *B. S. G. F.*, (3^e sér.), t. XXI, p. 496.
- BOULE (M.)** et **GLANGEAUD (Ph.)**, 1925. — Carte géologique de la France au 80.000°, feuille de Brioude (n° 175), 2^e éd.
- BOUT (P.)**, 1951. — Notes de paléontologie et minéralogie de la région du Puy. *Bull. Soc. Acad. du Puy*, t. XXXI.
- , 1952. — Histoire géologique de la Haute-Loire. *Bull. Soc. Acad. du Puy*, t. XXXII.
- , 1953. — Enquête géologique et hydrologique en Haute-Loire. *Bull. Inst. Nat. Hygiène*, 1^{re} partie : t. 43, n° 4, p. 1086-1185; 2^e partie : t. 44, n° 1, p. 217-304.
- BRASSENS (A.)**, 1960. — Étude géologique du Sud Livradois. Dipl. Géologie-Pétrographe, Univ. Clermont-Ferrand. Manuscrit ronéotypé.

- BROUSSE (R.), 1957. — Mode de formation des nodules de cordiérite du granite de La Palisse (Ardèche). *B. S. F. M.*, t. LXXX, p. 39.
- , 1959. — Remarques sur l'emploi en pétrographie des termes d'anorthose et de « microcline anorthose ». *B. S. F. M.*, t. LXXXII, p. 384-386.
- BRUN (P. DE), 1902. — Essai de minéralogie du département de la Haute-Loire. Le Puy, Mey (paru aussi dans *Velay-Revue*, 1901-1902).
- BURTHE (P.-L.), s. d. — Sur la mine d'antimoine de Freycenet (Haute-Loire). Paris, in-8°.
- CAILLAUX (A), 1875. — Tableau général et description des mines métalliques et des combustibles minéraux de la France. Paris, in-8°.
- CAILLÈRE (M^{lre} S.), 1951. — Sur la présence d'une palygorskite à Tafraout (Maroc). *C. R. A. S.*, t. 233, p. 697 (= Lassalite de Meysonial-en-Mercœur, Haute-Loire).
- CHARRIN (V.), 1935 a. — Les minerais du radium en France et dans le monde. *Rev. Industr.*, n° 2306, p. 19-21, 4 fig., 3 cartes (Revue des gisements, y compris ceux de Haute-Loire, Loire, Creuse, Haute-Vienne, Allier, Puy-de-Dôme).
- , 1935 b. — L'antimoine en France. L'Auvergne. *Rev. Scient.*, n° 6, p. 203-204.
- , 1935 c. — Les pierres d'Auvergne. *Rev. industr.*, juin, p. 263-264; et *Rev. Géol.*, t. XVI, fasc. 5, n° 527, p. 240 (Améthystes du Livradois).
- , 1948. — Le spath-fluor et ses gîtes français. *Verres réfract.*, t. 2, n° 5, p. 301-302.
- , 1952. — Gîtes minéraux d'Auvergne. *Echo des Mines et Métall.*, n° 344, avril, p. 242.
- CHENEVOY (M.), 1958 a. — Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie NW du Massif Central français. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.* (Thèse).
- , 1958 b. — Sur l'importance et les caractères du paléovolcanisme en Limousin septentrional (Massif Central français). *B. S. G. F.*, (6° sér.), t. VIII, p. 113.
- , 1959 a. — Les phénomènes métamorphiques en Limousin septentrional et leur interprétation dans le cadre du Massif Central. *B. S. G. F.*, (6° sér.), t. VIII, p. 339.
- , 1959 b. — Phénomènes de chloritisation et d'albitisation dans la série cristallophyllienne du Mont Pilat (Massif Central). *C. R. A. S.* t. 248, p. 1365.
- CHERMETTE et SIRE, 1926. — Le spath-fluor dans le Massif Central. Ses applications. *Rev. Industr. Min.*, n° 143, p. 515.
- COGNÉ (J.), 1960. — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.* (Thèse).
- COLIN (F.), 1960. — Le plateau de Jullianges et ses bordures (Lozère). Dipl. Ét. sup. Univ. Clermont-Ferrand. Manuscrit ronéotypé.
- COLLOMBS (P.), 1954. — Les phases du métamorphisme en Rouergue. *B. S. G. F.*, (6° sér.), t. IV, fasc. 7-9, p. 715-728, 1 pl.
- COLLOMB (P.) et CARRON (J.-P.), 1959. — Quelques aspects du volcanisme cambrien inférieur dans l'E de la Montagne Noire (comparaisons avec Limousin et Rouergue). *C. R. S. S. G. F.*, fasc. 7, p. 196-197.
- CORON (S.), 1954. — Contribution à l'étude du champ gravimétrique en France. *Sciences de la Terre*, t. 2, n° 4 (avec carte gravimétrique du Massif Central) (Thèse, Paris).
- COSTERISANT (O.), 1938. — Les fibrolites de la région de Brioude. *R. S. N. A.*, fasc. 3-4, p. 186.

- COURNIER (M.), 1934. — La Haute-Loire. *Bull. Engrais*, 10 mars, p. 99; et 25 mars, p. 123.
- DALMAS (J.-B.), 1872. — Itinéraire du géologue dans l'Ardèche... et une partie de la Haute-Loire. Privas, 1 vol. in-8°, 221 p., 16 pl.
- DAUBENY, 1831. — Sur la théorie diluvienne et sur l'origine des vallées de l'Auvergne. *Journ. philos. de M. Jameson* (Oxford, 2 lettres); et *Edimbourg New Philos. Journ.*, t. X, p. 281-329.
- DEMAÏ (A.), 1925-1926. — Révision de la feuille de Saint-Étienne au 80.000°. *B. S. C. G. F.*, t. XXIX, n° 158 (C. R. Collab. 1924), p. 83.
- , 1926. — Révision de la feuille de Saint-Étienne. *B. S. C. G. F.*, t. XXX, n° 162 (C. R. Collab. 1925), p. 89-90.
- , 1927-1928. — Révision de la feuille de Saint-Étienne au 80.000°. *B. S. C. G. F.*, t. XXXI, n° 170 (C. R. Collab. 1927), p. 273.
- , 1929 a. — La tectonique antéstéphanienne du Plateau Central français à l'E de la Loire. *C. R. A. S.*, t. 488, p. 923.
- , 1929 b. — Révision de la feuille de Saint-Étienne au 80.000°. *B. S. C. G. F.*, t. XXXIII, n° 176 (C. R. Collab. 1928), p. 91.
- , 1930-1932. — Révision de la feuille de Monistrol au 80.000°. *B. S. C. G. F.*, t. XXXIV, n° 179 (C. R. Collab. 1930), p. 301.
- , 1931. — Réponse à la note de M. Raguin sur la tectonique des terrains cristallisés du centre de la France. *C. R. S. S. G. F.*, p. 249.
- , 1932 a. — Les nappes cévenoles. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*, 1 vol. in-4°, 298 p., 33 fig., 3 pl., 3 cartes.
- , 1932 b. — Sur l'existence d'un arc antéstéphanien et sur la continuité des poussées apparentes vers l'extérieur de l'arc depuis le Lyonnais jusqu'en Corrèze. *C. R. A. S.*, t. 495, p. 804.
- , 1934. — Contribution à la synthèse de la chaîne hercynienne d'Europe. Étude du plan axial de l'évolution et de l'orogénèse hercynienne. *B. S. G. F.*, (5^e sér.), t. IV, p. 311.
- , 1937 a. — Sur la part des phénomènes statiques et dynamiques dans la genèse du Cristalloyphyllien. *C. R. A. S.*, t. 204, p. 1829.
- , 1937 b. — Sur l'âge du métamorphisme dans le Massif Central. *C. R. A. S.*, t. 204, p. 1489.
- , 1937 c. — Quelques remarques sur les gneiss d'injection des Cévennes septentrionales, du Forez, du Rouergue et du Cantal. *B. S. G. F.*, (5^e sér.), t. VII, p. 365.
- , 1942. — Microtectonique et tectonique profonde. Cristallisations et injections tectoniques synmagmatiques. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*
- , 1945 a. — Sur les formations cristalloyphylliennes et cristallines de la haute vallée de l'Allier. *C. R. S. S. G. F.*, n° 11-12, 18 juin, p. 158.
- , 1945 b. — Sur les grandes lignes de la tectonique antéstéphanienne du Massif Central. *C. R. A. S.*, t. 220 p. 852.
- , 1946. — Sur la nappe antéstéphanienne de la Margeride dans la région médiane du Massif Central. *C. R. A. S.*, t. 222, p. 1119.
- , 1947. — Carte géologique des terrains précambriens et paléozoïques du Massif Central, au 100.000°. Éd. Lab. Géol. Gén. École des Mines, Paris.
- , 1948 a. — Sur la tectonique antéhercynienne, probablement précambrienne, de l'Auvergne et du Bourbonnais. *C. R. A. S.*, t. 226, p. 825.

- , 1948 b. — Tectonique antéstéphanienne du Massif Central. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*
- , 1949. — Analyse stratigraphique et structurale du Cristallophyllien. *B. S. G. F.*, (5^e sér.), t. XIX, p. 297.
- , 1953. — Observations au compte rendu de la réunion extraordinaire en Auvergne, Bourbonnais et Marche. *C. R. S. S. G. F.*, excursion 1953.
- DEMAY (A.) et BLONDEL (F.), 1922-1923. — Révision de la feuille de Saint-Étienne au 80.000^e. *B. S. C. G. F.*, t. XXVII, n^o 151 (C. R. Collab. 1922), p. 149-164, 7 fig.
- DEMARTY (J.), s. d. — La mine romaine de Bois-de-l'Or, près Craponne (Haute-Loire).
- , 1912. — Les mines gallo-romaines du Ravin de la Gouise, près Craponne (Haute-Loire).
- , 1931. — Le radium en Auvergne. *C. R. Congr. Soc. Sav.*, Paris, p. 150-156.
- DERIBIER DE CHEISSAC, s. d. — Pesanteurs spécifiques de quelques roches de la Haute-Loire employées dans les constructions. *Ann. Soc. Agric. du Puy*, t. 4, p. 165-166.
- DESROUSSEAUX (J.), 1938. — Bassins houillers et lignitifères en France. *Mém. annexe à la Statistique de l'Industr. Min.*
- DIDIER (J.), 1954. — Le bassin houiller de Brassac et ses bordures cristallines. *R. S. N. A.*, t. 20, fasc. 1-2.
- DIDIER (J.) et ROQUES (M.), 1959. — Sur les enclaves des granites du Massif Central français. *C. R. A. S.*, t. 248, p. 1839.
- , 1960. — Nature des enclaves dans les différents types de granite du Massif Central français. *XXI^e Congr. Géol. intern.*, Copenhague, Sect. 14, p. 194.
- DOLOMIEU (D. DE), 1797. — Observations extraites d'un voyage dans la ci-devant Auvergne. *Bull. Soc. Philomath.*, t. 4, p. 73-74.
- DORLHAC (J.), 1856. — Notice géologique sur un gisement de serpentine en blocs isolés dans du gneiss, près de Lempdes (Haute-Loire). *Ann. Soc. Agric. du Puy*, t. XX, p. 679.
- , 1858. — Mention d'un gisement de serpentine entre Fix et Vernassal. *Ann. Soc. Agric. du Puy*, t. XXI, p. 431.
- , 1859. — Note sur les dépôts houillers de Brassac et de Langeac (Haute-Loire), précédée de quelques considérations sur le Plateau Central. *Mém. Acad. Imp. Lyon*.
- , 1860. — Esquisse géologique du département de la Lozère. Mende, C. Privat.
- , 1862. — Étude sur les 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.*, t. VIII, p. 273-348 et 377-468 (respectivement 2^e et 3^e livraisons).
- DORLHAC (J.) et AMIOT, 1881. — Bassins houillers de Brioude, Brassac et Langeac. *Etude des gîtes minéraux de la France* (Brioude et Brassac, par DORLHAC; Langeac, par AMIOT).
- DORLHAC (J.) et AYMARD, 1854. — Notice géologique sur le cratère du Coupet et sur son gisement de gemmes et d'ossements fossiles. *Ann. Soc. Agric. du Puy*, t. XIX, p. 597, 1 pl.

- DROUOT, 1851. — Sur le granite, le gneiss, le terrain houiller et l'arkose des environs du Puy. *B. S. G. F.*, (2^e sér.), t. VIII, p. 576.
- EBRAY, 1869. — Sujets d'études dans le département de la Haute-Loire. *B. S. G. F.*, (2^e sér.), t. XXVI, p. 1031.
- ESKOLA (P.), 1921. — The mineral facies of rocks. *Norsk. Geol. Tidsskr.*, t. 6, p. 143.
- , 1932. — On the principle of metamorphic differentiation. *Bull. Commission Géol. Finlande*, n° 97.
- , 1946. — *Kristalle und Gesteine*. Wien, Springer.
- , 1950. — The nature of metasomatism in the processes of granitization. *XVIII^e Congr. Géol. intern.*, Londres, part III, p. 5.
- , 1954. — A proposal for the presentation of rocks analyse in ionic percentage. *Ann. Acad. Sc. Fenn.*, Sér. VIII (Géol., Géor.), n° 38.
- FABRE (G.), 1894. — Comptes rendus d'excursions de la Société Géologique de France dans le Velay et dans la Lozère en 1893 (Excursion de Langogne). *B. S. G. F.*, (3^e sér.), t. XXI, p. 620-625.
- , 1899. — Carte géologique de la France au 80.000^e, feuille de Largentière (n° 197).
- FABRE (G.), DEPÉRET (Ch.), KILIAN (W.), BERTRAND (M.) et BOULE (M.), 1893. — Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans la Lozère et le Velay. *B. S. G. F.*, (3^e sér.), t. XXI, p. 576-640.
- FAUJAS DE SAINT-FOND, 1778. — Recherches sur les volcans éteints du Vivarais et du Velay, avec un discours sur les volcans brûlants, les mémoires analytiques sur les schorls, etc. Grenoble, Cuchet, un vol. *in-folio*.
- FERSMAN (A. E.), 1931. — Les pegmatites granitiques. Leningrad, Acad. Sc. U. R. S. S. (trad. fr. J. THOREAU, 1951).
- FORESTIER (F.-H.), 1952. — Découverte de pegmatites à corindon dans la série cristallophyllienne de la haute vallée de l'Allier en Haute-Loire. *R. S. N. A.*, t. 18, fasc. 1-2-3-4.
- , 1954. — Observations faites au cours du lever du quart SW de la feuille d'Aubusson au 80.000^e. *B. S. C. G. F.*, t. LII, n° 241 (C. R. Collab. 1953).
- , 1956. — Unités cristallophylliennes dans le bassin du haut Allier (Haute-Loire et Cantal). *Publ. Fac. Sc. Clermont-Ferrand*, fasc. 2, p. 57-72.
- , 1957. — Caractères des migmatites du socle métamorphique en Haute-Loire. *C. R. S. S. G. F.*, p. 19.
- , 1958. — Les gneiss ocellés et leur discordance zonéographique en Haute-Loire. *C. R. S. S. G. F.*, p. 137.
- , 1959. — Puissance de la série cristallophyllienne au cœur du Massif Central français. *C. R. S. S. G. F.*, n° 2, p. 32.
- , 1960. — Une nouvelle série polymétamorphique du Massif Central français : le Livradois méridional. *B. S. G. F.*, (7^e sér.), T. I, p. 854.
- FORESTIER (F.-H.), CHENEVOY (M.), LAPADU-HARGUES (P.), ROQUES (M.) et PETERLONGO (J.-M.), 1958. — Itinéraire géologique de Limoges à Lyon dans le Massif Central français (Réunion de l'Association pour l'étude géologique des zones profondes de l'écorce terrestre). *Trav. Lab. Géol. Min. Fac. Sc. Clermont-Ferrand*, sér. Doc., n° 17, 47 p., 4 cartes.
- FORESTIER (F.-H.) et ROUGER (C.), 1956. — Nouveaux gisements de vermiculite (Haute-Loire). *Publ. Fac. Sc. Clermont-Ferrand*, fasc. 2, p. 149-157.
- FOUQUÉ (F.), 1882. — Carte géologique de la France au 80.000^e, feuille de Saint-Flour (n° 185); feuille de Brioude (n° 175).

- FOURMARIER (P.), 1949. — L'étirement des roches et la schistosité. *B. S. G. F.*, (5^e sér.), t. XIX, p. 569.
- , 1951. — Schistosité, foliation et microplissement. *Arch. des Sc.* (Genève), 156^e année.
- FREY (R.), 1937. — La classification moderne des roches éruptives. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n^o 44.
- FRIEDEL (G.), 1902. — Sur l'anthophyllite de Saint-Germain-l'Herm et sur les rangées de clivage cylindriques. *B. S. F. M.*, t. XXI, p. 102.
- GABIS (V.), 1958. — Étude préliminaire des argiles oligocènes du Puy-en-Velay (Haute-Loire). *B. S. F. M.*, t. LXXXI, p. 183-185.
- , 1959. — Note sur les argiles oligocènes du bassin du Puy-en-Velay (Haute-Loire). *C. R. A. S.*, t. 248, n^o 25, p. 3533.
- GACHON (L.), 1934. — La dépression de Baumont-la-Roche au NW de Brioude et sa signification dans les Limagnes. *Rev. Géogr. Alpine* (Grenoble), t. 22, fasc. 1
- , 1939. — Les Limagnes du Sud et leurs bordures montagneuses. Tours, Arrault (Thèse).
- GACHON (L.) et RICHARD (A.), 1924. — Le massif du Livradois. *Ann. Géogr.* t. XXXIII, p. 30-45.
- GEFFROY (J.), 1949. — Disthène de Marvejols (Lozère). *B. S. F. M.*, t. LXXII, fasc. 1-3, p. 3.
- GÈZE (B.), 1960. — Sur l'importance du volcanisme calédonien dans le versant méridional de la Montagne Noire. *C. R. S. S. G. F.*, n^o 5, p. 116-117.
- GIRAUD (J.), 1900. — Sur l'Oligocène de la région comprise entre Issoire et Brioude. *C. R. A. S.*, t. 430, 26 février, p. 595.
- GLANGEAUD (Ph.), 1906. — Auvergne (Puy-de-Dôme). I. La Limagne; II. Le Mont-Dore; III. La chaîne des Puy; IV. Le Livradois. Excursion de la Sorbonne sous la direction de MM. VÉLAIN et GLANGEAUD. Clermont-Ferrand, 1 fasc. autogr., 24 p., coupes, cartes.
- , 1910-1911. — Feuille de Brioude au 80.000^e. *B. S. C. G. F.*, t. XXI, n^o 131 (C. R. Collab. 1910), p. 85.
- , 1912-1913. — Révision de la feuille de Brioude au 80.000^e. *B. S. C. G. F.*, t. XXII, n^o 133 (C. R. Collab. 1912), p. 105.
- , 1913. — Les dislocations et les filons de quartz améthyste du Livradois. L'ancienne extension du bassin houiller de Brassac. *C. R. A. S.*, t. 157, p. 1176.
- , 1914. — Sur les Monts du Livradois et leur bordure tertiaire. *C. R. S. S. G. F.*, p. 37.
- , 1919. — Le Massif Central de la France. Clermont-Ferrand, Joachim.
- , 1922. — Le bassin oligocène... de Saint-Flour, le Malzieu; la Truyère miocène affluent de l'Allier. *C. R. A. S.*, t. 474, p. 401-404.
- GLEDITSCH (Ch.), 1950. — Sur la formation de gneiss ceillés et de granite d'anatexie, d'après des observations dans des zones orogéniques de différentes époques. *B. S. G. F.*, (5^e sér.), t. XX, p. 345.
- GOBIN, 1896. — Essai sur la géographie de l'Auvergne. Paris, Hachette (Thèse Fac. Lettres Univ. Paris); et *Mém. Acad. Clermont-Ferrand*, (2^e sér.), t. IX, 413 p.
- GOGUEL (J.), 1952. — Traité de Tectonique. Paris, Masson.
- , 1954. — A propos de la composition chimique des amphibolites. *C. R. S. S. G. F.*, p. 71.

- GONNARD (F.), 1871. — Une excursion dans la Haute-Loire. Notice sur une concession de minerai de plomb. *Ann. Soc. Agric. Lyon*.
- , 1884. — Note sur une association de tourmaline et d'apatite de La Chaise-Dieu (Haute-Loire). *B. S. F. M.*, t. VII, p. 65.
- , 1892. — Sur l'association de la fibrolite et de l'andalousite dans le gneiss de la Haute-Loire. *B. S. F. M.*, t. XV, p. 228.
- GREIGOV (M. E. S.), 1931. — Les dépôts houillers de la haute vallée de l'Allier à Langeac (Haute-Loire). *Mines, Carr., Grandes Entrepr.* (Paris), p. 3-7.
- GRELLET DE LA DEYTE (F.). 1838. — Esquisse géognostique du Canton d'Allègre. *Ann. Soc. Agric. du Puy*, t. IX, p. 109.
- GRENIER (M^{lre} M.), s. d. — La carrière de granulite de Vieille-Brioude. *Almanach de Brioude*.
- , 1928. — Tableau des principaux minéraux, roches et combustibles de la région de Brioude. *Bull. Soc. Hist. Nat. Auvergne*, janvier, p. 43.
- , 1936. — Notice sur l'antimoine. Les mines d'Auvergne. Son emploi. Brioude, Impr. veuve Watel, 1 br. in-8°, 30 p.
- , 1938. — La mine d'antimoine de Chazelles-Haut (Haute-Loire). *Almanach de Brioude*.
- GUETTARD, 1759. — Mémoire sur la minéralogie de l'Auvergne, avec carte. *Mém. Acad. Sc.*, p. 538.
- GUITARD (G.), 1955. — Sur l'évolution des gneiss des Pyrénées. *B. S. G. F.*, (6^e sér.), t. V, p. 441.
- HARKER (A.), 1932. — Metamorphism. A study of the transformations of rocks-masses. London, Methuen (rééd. 1952).
- HÉBERT (Edm.), 1860. — Appréciation des travaux géologiques sur la Haute-Loire. *Rev. Soc. Sav. de France*.
- HÉE (A.) et FLESCHE (L.), 1957. — Age absolu, apparent, des zircons d'Espaly (Haute-Loire). *C. R. A. S.*, t. 244, n° 13, p. 1796.
- HIETANEN (A.), 1956. — Kyanite, andalusite and sillimanite in the schist in Bœhls Butte Quadrangle, Idaho. *Amer. Mineralogist*, vol. 41, n° 1-2, p. 1-27.
- HOLMES (A.), 1959. — (Échelle des temps géologiques). *Trans. Edinburgh Geol. Soc.*, vol. 47, part III, p. 204.
- Hsu (K. J.), 1955. — Monometamorphism, polymetamorphism and retrograde metamorphism. *Amer. Journ. Sc.*, vol. 253, p. 237-239.
- IYAMA (T.), 1955. — The polymorphism of cordierite and andalouite. *Amer. Journ. Sc.*, vol. 253, p. 185.
- JOBERT, 1829. — Lettre sur quelques points de la géologie de l'Auvergne. *Ann. des Sc. Nat.*, t. XVII, p. 89-92.
- JODOT (P.) et LAVOCAT (Abbé R.), 1948. — Observations sur l'âge des dépôts de la Limagne de Brioude et sur un gisement nouveau d'Invertébrés dans le bassin de l'Allagnon (Cantal). *R. S. N. A.*, t. 44, fasc. 2-3-4, p. 86.
- JOHANNSEN (A.), 1950. — A descriptive petrography of the igneous rocks. Chicago, University Press, 4 vol.
- JOURAVSKY (G.), 1936. — Propriétés optiques, densités et degré de corrosion des titanomagnétites alumino-magnésiennes. *C. R. A. S.*, t. 203, n° 5, p. 373 (Échantillons de la Haute-Loire).
- JUNG (J.), 1934. — La position des tufs rhyolitiques de la vallée de la Sioule et l'âge

- antéhercynien des gneiss de la partie NE du Massif Central. *C. R. A. S.*, t. **198**, p. 22.
- , 1936 a. — Les richesses minérales de l'Auvergne. *Rev. d'Auvergne*.
- , 1936 b. — Sur les gneiss à sillimanite de Chaudesaigues (Cantal). *R. S. N. A.*, t. **2**, fasc. 4.
- , 1938. — Carte géologique de l'Auvergne. *Atlas de France* (éd. Comité Nat. de Géogr.), pl. n° 7, géologie.
- , 1939. — Introduction à la température des sources dans les départements du Puy-de-Dôme, Cantal, Corrèze, Haute-Loire. *R. S. N. A.*, t. **5**, fasc. 3-4, p. 73.
- , 1946. — Géologie de l'Auvergne. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*
- , 1953. — Zonéographie et âge des formations cristallophylliennes des massifs hercyniens français. *B. S. G. F.*, (6^e sér.), t. III, p. 329.
- , 1954. — Problèmes géologiques dans les vieux terrains du Massif Central français. *Ann. Hébert et Haug*, t. VIII, p. 245.
- , 1955. — Un nouveau type de diagramme pour la représentation des caractères chimiques des associations régionales de laves. *C. R. A. S.*, t. **240**, p. 799-800.
- JUNG (J.) et BROUSSE (R.), 1958. — Précisions nouvelles sur la constitution et sur l'origine des associations volcaniques. *B. S. F. M.*, t. LXXXI, p. 133-141.
- , 1959. — La classification modale des roches éruptives. Paris, Masson.
- JUNG (J.), RAGUIN (E.) et ROQUES (M.), 1938. — Présentation d'une carte générale sur l'ensemble du terrain cristallophyllien du Massif Central. *C. R. S. S. G. F.*, n° 18, p. 352.
- JUNG (J.) et ROQUES (M.), 1936. — Les zones d'isométagmorphisme dans les terrains cristallophylliens du Massif Central français. *R. S. N. A.*, t. **4**.
- , 1938. — Les schistes cristallins du Massif Central. *B. S. C. G. F.*, t. XXXIX, n° 197 (*C. R. Collab. 1937*), p. 284-312.
- , 1952. — Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *B. S. C. G. F.*, t. L, n° 235.
- JUNG (J.) et SAINFELD (P.) 1939. — Gisement des roches à silicates calciques et calcomagnésiens des Monts du Forez. *C. R. A. S.*, t. **200**, p. 887.
- LACROIX (A.), 1890 a. — Sur l'existence d'une roche à diaspore dans la Haute-Loire et sur les enclaves de gneiss et de granulites des roches volcaniques du Plateau Central. *B. S. F. M.*, t. XIII, p. 7.
- , 1890 b. — Sur l'origine du zircon et du corindon dans la Haute-Loire. *B. S. F. M.*, t. XIII, p. 100.
- , 1893-1913. — Minéralogie de la France et de ses colonies. Paris, Béranger, 5 vol.
- , 1918. — L'ankaratriite à faciès lamprophyrique de Sainte-Florine, près Brassac (Haute-Loire). *B. S. F. M.*, t. XLI, p. 62.
- LAKATOS (C.), 1959. — Bibliographie géologique et minière des départements du Puy-de-Dôme, du Cantal, de la Haute-Loire et de l'Allier. *Ann. Fac. Sc. Clermont-Ferrand*, t. I, fasc. 3.
- LAMOTHE (J.), 1794-1813. — Mémoires, lettres, pétitions, etc... sur la mine de la Taupe. Issoire, Le Puy, Riom, divers.
- LAPADU-HARGUES (P.), 1945. — Sur l'existence de la nature de l'apport chimique dans certaines séries cristallophylliennes. *B. S. G. F.*, (5^e sér.), t. XV, p. 255-310.
- , 1947. — Les massifs de la Margeride et du Mont Lozère et leurs bordures. *B. S. C. G. F.*, t. XLVI, n° 222, 193 p. (Thèse, Paris).

- , 1949. — Contribution au problème de l'apport dans le métamorphisme. *B. S. G. F.*, (5^e sér.), t. XIX, p. 84.
- , 1951. — La structure du socle hercynien au S du massif du Cantal. *B. S. C. G. F.*, t. XLIX, n° 232 (C. R. Collab. 1950), p. 179.
- , 1952 a. — Considérations sur l'origine des amphibolites. *C. R. A. S.*, t. 234, p. 352.
- , 1952 b. — Données nouvelles sur le socle hercynien du massif du Cantal au S de la Cère et à l'W de la Truyère. *B. S. C. G. F.*, t. L, n° 237 (C. R. Collab. 1951), p. 191.
- , 1953. — Sur la composition chimique moyenne des amphibolites. *B. S. G. F.*, (6^e sér.), t. III, p. 153.
- , 1955 a. — Le socle cristallin du Cantal entre Aurillac et Mauriac. *B. S. C. G. F.*, t. LIII, n° 256 A (C. R. Collab. 1954), p. 65.
- , 1955, b. — A propos des nappes cévenoles (Massif Central français). *C. R. A. S.*, t. 241, p. 605.
- , 1956. — Remarques sur les granites et aplites au S du Massif Central. *Publ. Fac. Sc. Clermont-Ferrand*, fasc. 2, p. 73-79.
- , 1957 a. — Essai sur une classification génétique des massifs granitiques. *R. S. N. A.*, t. 23, p. 19.
- , 1957 b. — Le massif granitique de Saint-Dier (Puy-de-Dôme). *B. S. C. G. F.*, t. LV, n° 252 A (C. R. Collab. 1956).
- , 1959. — A propos des massifs d'amphibolites du Limousin et de la Haute-Vienne (Massif Central français). *C. R. S. S. G. F.*, n° 1, p. 10.
- LAPADU-HARGUES (P.), CHENEVOY (M.), FORESTIER (F.-H.), ROQUES (M.) et PETER-LONGO (J.-M.), 1958. — Itinéraire géologique de Limoges à Lyon dans le Massif Central français (Réunion de l'Association pour l'étude géologique des zones profondes de l'écorce terrestre). *Trav. Lab. Géol. Minér. Fac. Sc. Clermont-Ferrand*, sér. Doc., n° 17, 47 p., 4 cartes.
- LAUBARD (J.), 1953. — Principaux types de structure des schistes cristallins. *R. S. N. A.*, t. 19, p. 3-48 (Dipl. Ét. sup. Fac. Sc. Clermont-Ferrand, 1954).
- LAUBY (A.), 1906. — Feuilles de Clermont, Mende, Saint-Flour, Mauriac. *B. S. C. G. F.*, t. XVI, n° 110 (C. R. Collab. 1905), p. 69.
- LAUNAY (L. DE), 1890. — La dislocation du terrain primitif dans le Nord du Plateau Central. *B. S. G. F.*, (3^e sér.), t. XVI, p. 1045; et *C. R. A. S.*, t. 107, p. 961.
- , 1902. — Les roches éruptives carbonifères de la Creuse (feuille d'Aubusson). *B. S. C. G. F.*, t. XII, n° 83.
- , 1913. — Traité des gîtes minéraux et métallifères. Paris, Béranger, 3 vol.
- LAVOGAT (Abbé R.), 1945. — Sur l'âge des dépôts lacustres du bassin de Saint-Flour et du bassin de Brioude. *C. R. A. S.*, t. 221, p. 583-585.
- LECOQ (H.), 1867. — Les époques géologiques de l'Auvergne. Paris, 5 vol. in-8° et un atlas de 170 pl.
- LEFRANC (S.) et DUPARQUE (A.), 1930-1931. — Étude des houilles de Langeac et de Messeix. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LV, p. 86-99.
- LEJAY (R. P. P.), 1942. — Nouvelles déterminations de la pesanteur dans le Nord du Massif Central. *C. R. A. S.*, t. 215, n° 2, p. 48.
- , 1943. — Détermination de la pesanteur dans le SE du Massif Central. *C. R. A. S.*, t. 216, n° 14, p. 471.

- LOM (B. DE), 1843 a. — L'émeraude associée à la tourmaline dans les roches primitives de la Haute-Loire. *Journal l'Annonciateur de la Haute-Loire*, n° du 3 juin 1843.
- , 1843 b. — Notice sur les relations géologiques du jade néphrétique (sillimanite). *Journal l'Annonciateur de la Haute-Loire*, n° du 2 septembre 1843.
- , 1856. — Communication sur le gisement du Coupet. *Congr. Scientifique de France*, 22^e session, p. 335.
- , 1868. — Faits nouveaux observés dans le bassin de l'Allier et dans le bassin supérieur de la Loire. *Les Mondes*, t. XVII, p. 351-357.
- LONGCHAMBON (H.), 1926-1927. — Révision de la feuille de Largentière. *B. S. C. G. F.*, t. XXX, n° 162 (C. R. Collab. 1925), p. 137.
- , 1927-1928. — Révision de la feuille de Largentière au 80.000^e. *B. S. C. G. F.*, t. XXXI, n° 170 (C. R. Collab. 1927), p. 315.
- , 1930-1932. — Révision de la feuille de Largentière au 80.000^e. *B. S. C. G. F.*, t. XXXIV, n° 179 (C. R. Collab. 1930), p. 302.
- , 1932-1933. — Révision de la feuille de Largentière au 80.000^e. *B. S. C. G. F.*, t. XXXVI, n° 187 (C. R. Collab. 1931), p. 179.
- MAISONNEUVE (J.), 1952. — Les schistes cristallins de la région comprise entre la moyenne vallée de l'Allagnon et la région de Brioude. Dipl. Géologue-Pétrographe, Univ. Clermont-Ferrand. Manuscrit dactylographié.
- MAISONNEUVE (J.) et TUNG (S.-P.), 1952. — La série cristallophyllienne de l'Allagnon dans le Cantal et la Haute-Loire. *R. S. N. A.*, t. 48, fasc. 1-2-3-4.
- MALBOS (DE), 1846. — Observations sur les formations géologiques du Vivarais, comprenant la description des roches cristallines, du terrain houiller, du trias, de la dolomie, du lias, des terrains jurassiques, tertiaire, volcanique, des dépôts diluviens et des alluvions. *B. S. G. F.*, (2^e sér.), t. III, p. 631 bis.
- MALINOVSKI, 1872. — Agenda minéralogique et géologique des Cévennes. 1 vol. in-8°, 75 p.
- MANIGLER (M.), 1880. — Étude du bassin de Brassac. *Bull. Soc. Industr. Min.*, (2^e sér.), t. IX, 2^e livr., 1 carte h. t.
- MARIE (B.), s. d. — Rapport sur les mines d'antimoine sulfuré de Fromenty (commune de Chanteuges) et de Barlet (commune de Langeac); sur les mines de galène argentifère du canton de Pinols, et de plomb argentifère à Monistrol-d'Allier. *Ann. Soc. Agric. du Puy*, t. 44, p. 52-57.
- MARMORA (DE LA), 1832. — Voyage en Auvergne. *B. S. G. F.*, (1^{re} sér.), t. III, p. 117.
- MATHEU (G.), 1931. — Observations géologiques dans le bassin houiller de Brassac (Puy-de-Dôme). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LVI, p. 232.
- MAUSSIER, 1901. — Les filons métallifères à gangue de spath-fluor de la région de Langeac. *Bull. Soc. Industr. Min.*, C. R. mensuels, juillet, p. 198-204.
- MICHEL (R.), 1952. — Résultats de l'étude pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des massifs du Grand-Paradis et de Sezia-Lanzo (Alpes franco-italiennes). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XXX, p. 152
- , 1953. — Les schistes cristallins des massifs du Grand-Paradis et Sezia-Lanzo (Alpes franco-italiennes). *Sciences de la Terre* (Nancy), t. 1, n° 3-4.
- MIRBACH (DE), 1932. — Communication sur la découverte d'un minéral de titane à Faugère, par Brioude. *Bull. Soc. Hist. Nat. Auvergne*, p. 28-30.
- MONNET, 1785. — Voyages minéralogiques en Auvergne dans les années 1772, 1784, 1785. *Obs. sur la Phys.*, t. XXXII, p. 115-179 et t. XXXIII, p. 112.

- , 1788. — Quatrième voyage minéralogique fait en Auvergne. *Obs. sur la Phys.*, t. XXXIII, p. 321.
- , 1794. — Histoire d'un voyage politique et minéralogique fait dans les départements du Puy-de-Dôme et de la Haute-Loire, dans les mois de novembre et de décembre 1794. Manuscrits autographes conservés à la bibliothèque de l'École des Mines de Paris.
- MONTLOSIER (Comte DE), 1832. — Sur la formation des vallées et sur la théorie des soulèvements des montagnes. *B. S. G. F.*, (1^{re} sér.), t. III, p. 215-217.
- MOSNIER (H.), 1875. — Voyage de Monnet, Inspecteur général des Mines, dans la Haute-Loire et le Puy-de-Dôme, 1793-1794. Le Puy, Marchessou, 1 vol. in-12°, 100 p.
- MOULLADE, s. d. — Un filon de diorite stratoïde près de Montclard, canton de Paulhaguet. *Mém. Soc. Agric. du Puy*, t. IV, p. 421-422.
- NOCKOLDS (S. R.), 1947. — The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Amer. Journ. Sc.*, vol. 245, part 7, p. 401-420.
- PALM (Q. A.), 1957. — Les roches cristallines des Cévennes médianes à hauteur de Largentière, Ardèche, France. Utrecht, Drukkerij Storm, 1 vol., 121 p., 54 fig., 54 photos, 8 pl.
- PASCAL (L.), 1865. — Étude géologique du Velay. Paris, 1 vol. in-12, 424 p., carte géol.
- , 1903. — Bibliographie du Velay et du département de la Haute-Loire. Le Puy, Marchessou.
- PATRIARCHE (P.), 1923. — La récolte des minéraux dans le Riou Pezzouliou (Haute-Loire). *Bull. Soc. Hist. Nat. Auvergne*, juin, p. 36.
- PEGHOUX, 1833 a. — Mémoire sur les terrains primordiaux de l'Auvergne. *B. S. G. F.*, (1^{re} sér.), t. IV, p. 53.
- , 1833 b. — Mémoire sur les terrains cristallins de l'Auvergne. *B. S. G. F.*, (1^{re} sér.), t. IV, p. 31.
- PERRIN (R.), 1954. — Sur l'existence de terrains formant barrière à la propagation du métamorphisme et de la granitisation et sur le mécanisme du métamorphisme. *C. R. A. S.*, t. 239, p. 1393.
- PERRIN (R.) et ROUBAULT (M.), 1937. — Les réactions à l'état solide et la géologie. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, (5^e sér. : Pétrographie), n° 1.
- , 1939. — Le granite et les réactions à l'état solide. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, (5^e sér. : Pétrographie), n° 4.
- PESSEMESSE (E.), 1929. — Les mines d'Auvergne sous la Révolution. La mission de Monnet (janvier 1794-mars 1795). *Almanach de Brioude*, 10^e année, p. 7-10.
- PETERLONGO (J.-M.), 1955. — Étude des phénomènes métasomatiques dans les amphibolites des Monts du Lyonnais. *B. S. G. F.*, (6^e sér.), t. V, p. 361.
- , 1960. — Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais (Massif Central français). *Ann. Fasc. Sc. Clermont-Ferrand*, n° 4 (Thèse, 1958).
- PETTIJOHN (F. J.), 1957. — Sedimentary rocks. 2nd ed. New York, Harper, 1 vol. in-8° (1^{re} éd., 1949).
- PICCOLI (G.), 1958. — Il problema delle migmatiti attraverso mezzo secolo di ricerca. *Periodico di Mineralogia* (Roma), t. XXVII, n° 1.
- PISSIS (A.), 1833. — Notice sur la géologie de l'arrondissement de Brioude. *B. S. G. F.*, (1^{re} sér.), t. III, p. 146.

- , 1836. — Esquisse géognosique des environs de Brioude. *Ann. Soc. Agric. du Puy*, p. 78-93, 1 carte h. t.
- , 1838. — Mémoires sur les formations stratifiées du midi de l'Auvergne. *Mém. S. G. F.*, (1^{re} sér.), t. III.
- , 1843. — Sur le relief et les limites primitives des terrains tertiaires de l'Allier. *B. S. G. F.*, (2^e sér.), t. I, p. 46-62 et 145-217.
- , 1844a. — Observations sur le relief et les limites primitives des terrains tertiaires du bassin de l'Allier. *B. S. G. F.*, (2^e sér.), t. I, p. 46 et 117 (Cette communication fut le point de départ d'une discussion qui revint à plusieurs séances de la Société et à laquelle prirent part C. PRÉVOST, A. PISSIS, V. RAULIN, etc. Cf. p. 52, 117, 145, 177, 217).
- , 1844 b. — Réponse à la note de M. RAULIN, lue dans la séance du 15 janvier 1844. *B. S. G. F.*, (2^e sér.), t. I, p. 177.
- POLDERVAART (A.), 1953. — Petrological calculations in metasomatic process. *Amer. Journ. Sc.*, vol. 251, part 7, p. 481-504.
- POULETT-SCROPE (G.), 1827. — Memoir on the geology of central France, including the volcanic formations of Auvergne, the Velay and the Vivarais. London, 1 vol. in-4°, avec atlas oblong.
- PRUVOST (P.), 1951. — L'Infracambrien. *Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol.*, t. 60, p. 43.
- , 1953. — Observations au compte rendu de la Réunion extraordinaire en Auvergne, Bourbonnais et Marche. *C. R. S. S. G. F.*, p. 407.
- RAGUIN (E.), 1930 a. — Problèmes tectoniques dans les terrains cristallins du centre de la France. *B. S. G. F.*, (4^e sér.) t. XXX, p. 51.
- , 1930 b. — Excursion dans l'W du Massif Central français (Centenaire S. G. F.). *B. S. G. F.*, (4^e sér.), t. XXX, p. 1301-1303.
- , 1957. — Géologie du granite. 2^e éd., Paris, Masson, 1 vol. in-8°.
- RAMES et MARION, 1869. — Procès-verbal de la réunion extraordinaire du Puy-en-Velay (Haute-Loire). *B. S. G. F.*, (2^e sér.), t. XXVI, p. 1041.
- RAVIER (J.), 1950. — Sur les leptynites de la haute vallée de la Dordogne. *C. R. S. S. G. F.*, p. 73.
- READ (H. H.), 1957 a. — The granite controversy. London, Thomas Murby.
- , 1957 b. — Metamorphic geology : reflections on its past, present and future. *Journ. of Madras Univ.* (Centenary Number), vol. 27 B, p. 71-83.
- REYNOLDS (D. L.), 1947 a. — On the relationship between « fronts » of regional metamorphism and « fronts » of granitisation. *Geol. Mag.*, vol. 84, p. 106.
- , 1947 b. — The association of basic « fronts » with granitisation. *Science Progr.*, vol. 35, p. 205.
- RICHARD (J.), 1938. — Étude de la série cristallophyllienne renversée de la Sioule. *R. S. N. A.*, t. 4, p. 1.
- ROBERT (F.), 1836. — Mémoire géologique sur le bassin du Puy. *Ann. Soc. Agric. du Puy*, p. 53.
- , 1863 a. — Rapport sur les voyages faits au Puy, depuis l'année 1862, par divers savants. *Ann. Soc. Agric. du Puy*, t. XXVI, p. 153.
- , 1863 b. — Relation d'une excursion géologique à Polignac et dans une partie du Velay, par Arthur Young. *Ann. Soc. Agric. du Puy*, t. XXVI, p. 96.
- ROQUES (M.), 1936. — Structure de la bordure SW du Livradois, entre Brioude et Saint-Germain-l'Herm. *R. S. N. A.*, t. 2, fasc. 4, p. 180.

- , 1938. — Présentation d'une carte des terrains cristallins de la partie SW du Massif Central. *C. R. S. S. G. F.*, p. 66.
- , 1941. — Les schistes cristallins de la partie SW du Massif Central français. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.* (Thèse, Clermont-Ferrand).
- , 1955. — Étude quantitative des myrmékites. *Sciences de la Terre* (Nancy), n° hors série, p. 189.
- ROQUES (M.), CHENEVOY (M.), FORESTIER (F.-H.), LAPADU-HARGUES (P.) et PETER-LONGO (J.-M.), 1958. — Itinéraire géologique de Limoges à Lyon dans le Massif Central français (Réunion de l'association pour l'étude géologique des zones profondes de l'écorce terrestre). *Trav. Lab. Géol. Minér. Fac. Sc. Clermont-Ferrand*, sér. Doc., n° 17, 47 p., 4 cartes.
- ROUSSEL-BOUCHET, 1876. — Des rapports présumés existant entre les laves basaltiques et leur point d'éruption, suivant leur richesse en titane et vanadium. *Assoc. Fr. pour l'Av. des Sc.*, p. 418.
- ROUTHIER (P.), 1953. — Étude géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie. *Mém. S. G. F.*, (nouv. sér.), t. XXXII, fasc. 1-3, n° 67, 271 p., fig., carte.
- RUELLE, 1826. — Tableau des substances minérales du département de la Haute-Loire. *Ann. Soc. Agric. du Puy*, t. 1, p. 167.
- SAINFELD (P.), 1946. — Minéralogie de la Montagne bourbonnaise et des Monts du Forez. *R. S. N. A.*, t. 12, p. 56.
- SCANVIC (J.), 1955. — Les schistes cristallins du plateau de l'Artense et de ses abords (Massif Central français). Dipl. Géologue-Pétrographe, Univ. Clermont-Ferrand. Manuscrit ronéotypé.
- SCHUMANN (H. H.), 1936. — Zur Nomenklatur migmatitischer und verwandter Gesteine. *Miner. Petrogr. Mitteil.*, Bd 48, p. 297.
- SEDERHOLM (J. J.), 1907. — Om granite och gneis... On granite and gneiss, their origin, relations and occurrence in the pre-cambrian complex of Fenno-Scandia. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, n° 83.
- , 1910. — Les roches préquaternaires de la Fenno-Scandia. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, n° 24.
- , 1916. — On synantetic minerals and related phenomena (reaction rims, corona minerals, kelyphite, myrmekite...). *Bull. Comm. Géol. Finlande*, n° 48.
- , 1921. — Les roches préquaternaires de la Finlande. 2^e éd. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, n° 28.
- , 1930. — Pre-Quaternary rocks of Finland. Explanatory notes to accompany a general geological map of Finland. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, n° 91.
- , 1932. — On the geology of Fenno-Scandia. With special reference to the Pre-Cambrian. Explanatory notes to accompany a general geological map of Fenno-Scandia. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, n° 98.
- , 1933. — Compte rendu de la réunion internationale pour l'étude du Précambrien et des vieilles chaînes de montagnes (rédigé par C. E. WEGMANN et E. H. KRANCK). *Bull. Comm. Géol. Finlande*, n° 102.
- , 1934. — On migmatites and associated Pre-Cambrian rocks of south-western Finland. Part III. The Aoland Islands. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, n° 107.
- , s. d. — Über die Entstehung der migmatischen Gesteine. *Geol. Rundschau*, IV, 193, p. 174-185.
- [SEDERHOLM (J. J.)] et HACKMAN (V.), 1935. — Biographic notes and bibliography *Bull. Comm. Géol. Finlande*, n° 112.

- SHROCK (R. R.), 1948. — Sequence in layered rocks. A study of features and structures useful for determining top and bottom or order of succession in bedded and tabular rock bodies. New York, McGraw-Hill, 1 vol. in-8°.
- SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE, 1869. — Réunion extraordinaire au Puy-en-Velay (Haute-Loire). *B. S. G. F.*, (2^e sér.), t. XXVI, p. 1041.
- , 1893 a. — Réunion extraordinaire dans le Velay et la Lozère. *B. S. G. F.*, (3^e sér.), t. XXI, p. 489.
- , 1893 b. — Liste des principales publications géologiques relatives aux régions visitées par la S. G. F. : Velay-Lozère. *B. S. G. F.*, (3^e sér.), t. XXI, p. 490.
- , 1930. — Excursion dans l'W du Massif Central. *B. S. G. F.*, (4^e sér.), t. XXX, p. 1301.
- TARDY, 1868-1869. — Sur les dépôts jurassiques de la Haute-Loire. *B. S. G. F.*, (2^e sér.), t. XXVI, p. 1178.
- TERMIER (H.) et TERMIER (M^{me} G.), 1953. — Géologie et pétrogenèse. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, (nouv. sér.), n° 2.
- , 1956. — L'évolution de la lithosphère. I. Pétrogenèse (1 vol.). II. Orogenèse (2 vol.). Paris, Masson.
- TERMIER (P.), 1892. — Carte géologique de la France au 80.000°. Feuille de Monistrol (n° 176).
- TERMIER (P.) et BOULE (M.), 1893. — Carte géologique de la France au 80.000°. Feuille du Puy (n° 186) (Réimpr. : 1941).
- TERMIER (P.) et FONTANNES (F.), 1890. — Carte géologique de la France au 80.000°. Feuille de Saint-Étienne (n° 177).
- TOURNAIRE, 1868-1869. — Note sur la constitution géologique du département de la Haute-Loire et sur les révolutions dont ce pays a été le théâtre. *B. S. G. F.*, (2^e sér.), t. XXVI, p. 1106.
- , 1880. — Carte géologique du département de la Haute-Loire au 80.000°. 4 feuilles et 1 pl. de coupes.
- TUNG (S. P.), 1950. — The crystalline schists of lower Allagnon valley, Central Massif, France. *Trav. Lab. Géol. Minér. Fac. Sc. Clermont-Ferrand* (inédit).
- TURNER (F. J.) et VERHOOGEN (J.), 1951. — Igneous and metamorphic petrology. New York, Wiley, 1 vol. in-8°.
- UNGEMACH (H.), 1916. — Pyrite de Langeac (notes cristallographiques sur la pyrite de différents gisements français). *B. S. F. M.*, t. XXXIX, p. 213.
- VIALETTE (Y.), 1957. — Les schistes cristallins de la région des Couzes (Massif Central français). Dipl. Ét. sup. Fac. Sc. Clermont-Ferrand. Manuscrit ronéotypé.
- WAHLSTROM (E.), 1950. — Introduction to theoretical igneous petrology. New York, Wiley, 1 vol. in-8°.
- WASHINGTON (H. S.), 1917. — Chemical analyses of igneous rocks. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, n° 99, 1201 p.
- WATERLOT (G.), 1945. — L'évolution de l'Ardenne au cours des diverses phases des plissements calédoniens et hercyniens. *B. S. G. F.*, (5^e sér.), t. XV, p. 1-44.
- WEGMANN (C. E.), 1932. — Note sur le boudinage. *B. S. G. F.*, (5^e sér.), t. II, p. 477. 491, 2 pl.
- , 1935. — Zur Deutung der Migmatite. *Geol. Rundschau*, Bd. XXVI, p. 305 (Trad. M. LELUBRE : « La signification des migmatites ». *Serv. Carte Géol. Algérie*, Documentation n° 4, 1957).

- , 1948. — Remarques sur le métamorphisme régional. *Geol. Rundschau*, Bd XXXVI, p. 40.
- , 1950. — Transformations métasomatiques et analyse tectonique. *18^e Congr. Géol. intern.*, London 1948, part III, p. 45.
- , 1957. — Tectonique vivante, dénudation et phénomènes connexes. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam.*, (nouv. sér.), t. I, fasc. 1, p. 3-15, 4 fig.
- WINCHELL (A. N.), 1951. — Elements of optical mineralogy. Part II. 4th ed. New York, Wiley.
- WINKLER (H. G. F.), 1960. — La genèse des granites et des granodiorites à partir d'argiles (« Observations sur la note précédente », par J. WYART et G. SABATIER). *C. R. A. S.*, t. 250, n^o 6, p. 1088-1091.
- WYART (J.) et SABATIER (G.), 1957. — Sur la fusion des roches éruptives et en particulier du granite. *B. S. F. M.*, t. LXXX, p. 399-401.
-

TABLE DES ILLUSTRATIONS

FIGURES

Figures	Pages
1. — Situation de la région étudiée dans le Massif Central français . . .	5
2. — Le synclinorium de Massiac. Coupe transversale de Vèze à Ardes-sur-Couze.	19
3. — Le synclinorium de Massiac (branche N). Coupe transversale de Massiac au Saut-du-Loup	21
4. — Le synclinorium de Massiac. Coupe transversale de Saint-Flour à Brioude.	25
5. — Le synclinorium de Massiac. Coupe transversale de Védrières-Saint-Loup à Vieille-Brioude	28
6. — Le synclinorium de Massiac. Coupe longitudinale de Langeac à Massiac et Saint-Alyre-ès-Montagne.	30
7. — Deux interprétations tectoniques possibles du dôme anticlinal du Celoux (ou Ceroux). Coupes schématiques.	35
8. — Zone des gneiss inférieurs. Synclinorium de Massiac. Faciès d'origine sédimentaire (pélites)	38
9. — Affinités pétrographiques des divers faciès lithologiques de la zone des gneiss inférieurs du synclinorium de Massiac et de quelques faciès semblables du Massif Central, d'après leurs compositions chimiques (Diagramme de Pettijohn)	45
10. — Zone des gneiss inférieurs. Synclinorium de Massiac. Faciès d'origine volcanique (tufs, sills). Le groupe leptyno-amphibolique brivadois .	47
11. — Zone des gneiss inférieurs. Synclinorium de Massiac. Pyroxénites du groupe leptyno-amphibolique brivadois.	58
12. — Zone des migmatites. Synclinorium de Massiac	64
13. — Enclaves « déplacées » de leptynites (ortho) dans les anatexites grenues de Cronce	73
14. — Enclave d'amphibolite recristallisée dans les anatexites à cordiérite et sillimanite. Synclinorium de Massiac. Couronne d'anatexites . . .	75
15. — Granite d'anatexie localisé. Synclinorium de Massiac	79
16. — Granites filoniens à bords nets. Synclinorium de Massiac	83
17. — Coupe schématique illustrant la disposition des pélites, des niveaux volcaniques, des péridotites et de la zonéographie dans le synclinorium de Massiac	93
18. — I. Zone des micaschistes inférieurs : micaschistes à deux micas oligoclasi-ques (grain fin). Groupe de la Desges.	

Figures	Pages
II. Zone des gneiss supérieurs : gneiss à deux micas (avec « yeux » de sillimanite). Groupe de la Senouire	106
19. — Micaschiste à deux micas, grenat (et tourmaline), plissé, avec chlorite et séricite secondaires. Groupe de la Senouire	109
20. — Microcataclase et invasion de chlorite et séricite. Zone Y ² récente.	
I. Dans les gneiss anciens. Livradois méridional.	
II. Dans d'anciens micaschistes à deux micas. Livradois méridional	128
21. — Détail de la structure du quartz recristallisé « étiré » dans les gneiss rétro-morphosés du Livradois méridional.	128
22. — Micaschistes à deux micas, grenat et tourmaline transformés en pseudo-phyl-lades. Livradois méridional. Écaille de Champagnac-le-Vieux.	130
23. — Amphibolite à calcite. Pseudomorphose de la hornblende verte en chlorite. Livradois méridional.	132
24. — Divers faciès polymétamorphiques. Zone Y ² récente. Livradois méridional	134
25. — I. Pseudo-embréchite à biotite fraîche, microcline et cordiérite. Livradois méridional. Zone Y ¹ récente.	
II. Inclusions orientées de plagioclase dans un phénoblaste automorphe, régulièrement zoné, de microcline. Livradois méridional. Zone Y ² récente	138
26. — I. Pseudo-embréchite à albite-oligoclase ; fond quartzo-phyl-liteux étiré et finement cristallin (biotite dominante). Groupe de la Desges.	
II. Pseudo-embréchite à albite néoformée ; fond quartzo-phyl-liteux étiré et finement cristallin (biotite dominante). Livradois méridional. Zone Y ¹ récente	140
27. — Coupe schématique Saint-Flour - Saint-Germain-l'Herm, montrant la disposition plissée en « blague à tabac » des schistes cristallins	148
28. — Granites filoniens schisteux (orthogneiss). Livradois méridional	165
29. — Zone des micaschistes inférieurs. Groupe d'Alleyras. Micaschistes à biotite, muscovite et sillimanite	173
30. — I. Zone des micaschistes inférieurs : micaschiste à biotite, cordiérite et andalousite. Groupe d'Alleyras.	
II. Zone des gneiss inférieurs : gneiss à biotite sillimanite et cordiérite. Groupe d'Alleyras	179
31. — Embréchites œillées à deux micas. I. Groupe d'Alleyras. II. Groupe de la Senouire	183
32. — Bloc-diagramme schématique montrant la discordance du front des embréchites œillées sur les limites zonéographiques des ectinites dans la région d'Alleyras	187
33. — Zone des micaschistes inférieurs. Groupe de la Desges. Micaschistes à minéraux alumineux	217
34. — Zone des micaschistes inférieurs. Micaschiste à biotite et cordiérite avec staurotide et grenat. Groupe de la Desges	217
35. — Répartition du disthène dans les ectinites (micaschistes) de la partie médiane du Massif Central, à l'E du Sillon houiller	221
36. — Diagramme représentatif de l'association paléovolcanique du haut Allier et des groupes paléovolcaniques du Massif Central médian (Limousin, Lyonnais) (d'après J. JUNG, 1955)	249

Figures		Pages
37.	— Coupe schématique N-S présentant une interprétation possible des biseaux zonéographiques au cœur du Massif Central (haut Allier)	253
38.	— Carte schématique montrant la répartition des dépôts viséens (non métamorphiques) et des schistes cristallins polymétamorphiques (rétromorphose « hercynienne ») dans le Massif Central français	262

PLANCHES EN Pochette

Planches

- I. — Schéma du synclinorium de Massiac, abstraction faite de sa couverture volcano-sédimentaire.
- II. — Schéma du synclinorium Desges-Senouire-Doulon, abstraction faite de sa couverture volcano-sédimentaire.
- III. — Carte géologique du bassin du haut Allier.
- IV. — Amphibolites, pyroxénites et péridotites serpentinisées dans le bassin du haut Allier (*en annexe* : table des gîtes péridotiques, par ordres numérique et alphabétique).
- V. — La minéralisation en stibine, fluorine et uranium dans les bassins du haut Allier et de la Loire supérieure.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
AVANT-PROPOS.	1
INTRODUCTION.	4
I. — <i>Limites géographiques et géographie du bassin du haut Allier</i>	4
1. Limites	4
2. Régions naturelles.	6
3. Hydrographie	6
4. Economie régionale	7
II. — <i>Limites géologiques et géologie d'ensemble du bassin du haut Allier</i>	8
1. Limites	8
2. Ensembles géologiques	8
III. — <i>Travaux géologiques antérieurs sur le bassin du haut Allier</i>	9
1. Jusqu'en 1850 : les précurseurs	9
2. De 1850 à 1880.	10
3. De 1880 à 1940	11
4. De 1940 à 1960	11
IV. — <i>Buts et méthodes</i>	11
V. — <i>Principales unités géologiques du socle cristallophyllien du bassin du haut Allier</i>	14

PREMIERE PARTIE

LE SYNCLINORIUM DE MASSIAC ET SA COURONNE DE MIGMATITES

CHAPITRE PREMIER. — COUPES FONDAMENTALES.	18
I. — <i>Coupe transversale de Vèze (Cantal) à Ardes-sur-Couze (Puy-de-Dôme)</i>	18
II. — <i>Coupe de Massiac (Cantal) au Saut-du-Loup (Puy-de-Dôme) dite : « coupe de l'Allagnon »</i>	20
III. — <i>Coupe transversale de Saint-Flour, Mentières (Cantal) à Brioude (Haute-Loire)</i>	24
IV. — <i>Coupe transversale de Védrines-Saint-Loup (Cantal) à Vieille-Brioude (Haute-Loire)</i>	27

	Pages
V. — Coupe longitudinale de Langeac (Haute-Loire) à Massiac (Cantal) et Saint-Alyre-ès-Montagne (Puy-de-Dôme)	29
VI. — La couronne anticlinale des migmatites	31
1. Les anatexites	31
a. Les anatexites schisteuses à biotite et sillimanite	31
b. Les anatexites grenues nébulitiques à biotite et cordiérite	32
2. Les granites d'anatexie	32
VII. — Conclusion à l'étude des coupes	33
1. Zonéographie	33
a. Ectinites	33
b. Migmatites	33
2. Lithologie	33
3. Tectonique et épaisseur des zones d'isométagmorphisme	34
4. Le front des migmatites	36
CHAPITRE II. — ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET CHIMIQUE DES ECTINITES	37
I. — La zone des gneiss supérieurs	37
II. — La zone des gneiss inférieurs	37
A. — Gneiss à biotite et sillimanite de Massiac	38
B. — Le groupe leptyno-amphibolique brivadois	42
1. Leptynites de Montgon	43
2. Les leptynites de Saint-Alyre-ès-Montagne, Anzate-Luguet, Leyvaux, La Chassagne, Mercœur, Lavôte-Chilhac, etc.	46
3. Les amphibolites et pyroxénites	54
a. Amphibolites franches	55
b. Amphibolites à plagioclase et biotite (souvent quartziques)	55
c. Amphibolites à grenat	58
d. Amphibolites à pyroxène et pyroxénites à grenat	58
4. Les péridotites serpentinisées	60
5. Conclusions à l'étude du groupe leptyno-amphibolique brivadois	61
CHAPITRE III. — ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET CHIMIQUE DES MIGMATITES	63
I. — Anatexites schisteuses à biotite et sillimanite	63
II. — Anatexites grenues nébulitiques à biotite et cordiérite en nodules	65
1. Anatexites à cordiérite de Lempdes (Haute-Loire) ou d'Aubusson (commune de Mazeyrat-Aurouze, Haute-Loire)	65
2. Anatexites leptyniques de Domeyrat, Cronce-Lorbe (Haute-Loire), Besse-en-Chandesse (Puy-de-Dôme), etc.	71

	Pages
3. Amphibolites, péridotites et agmatites	71
a. Agmatite d'amphibolite de Cronce (Haute-Loire)	72
b. Agmatites de péridotites serpentinisées de Saint-Cirgues (Haute-Loire).	76
4. Conclusion à l'étude des anatexites	77
III. — <i>Le granite d'anatexie</i>	78
 CHAPITRE IV. — ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET CHIMIQUE DES ROCHES ÉRUPTIVES FILONIENNES ASSOCIÉES A LA SÉRIE MÉTAMORPHIQUE DANS LE SYNCLINORIUM DE MASSIAC	
I. — <i>Les granites et aplites</i>	82
II. — <i>Les pegmatites.</i>	87
III. — <i>Les microgranites</i>	89
IV. — <i>Les lamprophyres</i>	90
 CHAPITRE V. — CONCLUSIONS A L'ÉTUDE DE LA PREMIÈRE PARTIE.	
I. — <i>Lithologie</i>	92
II. — <i>Zonéographie</i>	94
III. — <i>Age de la série</i>	95

DEUXIÈME PARTIE

LE SYNCLINORIUM DESGES-SENOUIRE-DOULON

CHAPITRE VI. — LE GROUPE DE LA SENOUIRE	99
I. — <i>Les anatexites</i>	99
II. — <i>La zone des gneiss inférieurs</i>	99
1. Le groupe leptyno-amphibolique brivadois	99
2. Les gneiss à biotite et sillimanite	100
III. — <i>La zone des gneiss supérieurs</i>	101
IV. — <i>La zone des micaschistes inférieurs</i>	102
V. — <i>La moitié orientale du synclinal</i>	103
VI. — <i>Étude pétrographique et chimique du groupe de la Senouire</i>	104
1. La zone des gneiss inférieurs	104
2. La zone des gneiss supérieurs	105
3. La zone des micaschistes inférieurs	105
a. Micaschiste à biotite et muscovite	105
b. Micaschiste à grains d'oligoclase acide	107
c. Les quartzites francs.	107
d. Les leptynites	107
e. Les micaschistes à minéraux	107
f. Les micaschistes à résidus (de biotite et sillimanite).	108
g. Les micaschistes cataclastiques à chlorite et séricite	108
h. Chimisme des micaschistes à biotite, muscovite et oli- goclase acide	110
VII. — <i>Conclusions à l'étude du groupe de la Senouire</i>	111

	Pages
CHAPITRE VII. — LE GROUPE DU LIVRADOIS MÉRIDIONAL ET SES GRANITES . . .	113
I. — <i>Caractères généraux de la série métamorphique livradoise. Son polymétamorphisme</i>	115
II. — <i>Les terrains métamorphiques anciens intacts</i>	117
A. — Les anatexites	117
1. Les anatexites d'Isseuges (commune d'Agnat)	117
2. Les anatexites de Chaméane-Novacelles	118
B. — La zone des gneiss inférieurs	120
1. Le groupe leptyno-amphibolique brivadois	120
2. Les gneiss à biotite et sillimanite	122
3. Les gneiss à graphite	123
4. Caractères généraux de la zone des gneiss inférieurs	124
C. — La zone des gneiss supérieurs	124
D. — La zone des micaschistes inférieurs	125
1. Micaschistes à deux micas et minéraux	125
2. Micaschistes à deux micas et plagioclases	125
3. Quartzites	126
4. Leptynites	126
5. Micaschistes à résidus (de biotite et sillimanite)	126
6. Micaschistes cataclastiques à chlorite et séricite	126
7. Caractères généraux de la zone des micaschistes inférieurs	126
III. — <i>Les terrains polymétamorphiques</i>	127
A. — Formations ou paragenèse et zonéographie anciennes sont encore distinctes	127
1. Micaschistes de Grix (commune de Cistrières) et de Vieilleguerre (commune de Connangles)	127
2. L'écaille des micaschistes de Champagnac-le-Vieux	130
3. Les gneiss à biotite et sillimanite et autres faciès de la zone des gneiss inférieurs	131
4. Les anatexites	133
B. — Formations où cataclase et recristallisations effacent toutes traces de l'ancienne zonéographie	133
1. Pseudo-phyllades à chlorite, séricite et grenat. Gneiss albitiques à chlorite et séricite	133
2. Gneiss albitiques à biotite, sillimanite, cordiérite, microcline, type cornéennes violacées (pseudo-embréchites)	137
a. Gneiss à biotite, cordiérite et microcline d'Espeluches (commune de Saint-Hilaire-sur-Auzon) et de Saint-Vert	137
b. Gneiss albitiques à biotite et grenat des carrières du Moulin de Merle (commune de Mayres, canton d'Arland)	139

	Pages
3. Les plagioclases de néoformation : l'albitisation .	145
C. — L'architecture du groupe polymétamorphique livradois	146
1. Dessin de l'ancienne zonéographie	147
a. Partie du synclinal livradois située à l'W du méridien Berbezit-Fournols	147
b. Partie du synclinal livradois située à l'E du méridien Berbezit-Fournols	149
2. Dessin de la seconde zonéographie	149
IV. — <i>Les granites intrusifs livradois et leur métamorphisme</i>	151
A. — Les granites de Saint-Germain-l'Herm et de Fournols .	152
1. Le granite à deux micas de Fournols	152
2. Le granite à biotite plus ou moins porphyroïde .	153
3. Le contact du granite type Saint-Germain-l'Herm et du groupe polymétamorphique livradois . .	156
B. — Le granite porphyroïde de Champagnac-le-Vieux et ses annexes de la Vèze (commune de Saint-Didier-sur-Doulon) et de Réal (commune de Chassignoles) . .	157
C. — Le granite porphyroïde de La Chaise-Dieu	160
D. — Le granite porphyroïde de Champetières	162
E. — Les granites à deux micas du type Peslières, Saint-Martin-d'Ollières, Saint-Vert, L'Estival (commune de Chassignoles), etc.	163
1. Structure orientée non cataclastique	163
2. Structure schisteuse ou fibreuse cataclastique . .	164
F. — Le granite à deux micas des Guillaumanches (commune de Malvières) et de Rayraguet (commune de Dore-l'Église)	166
G. — Microgranites et lamprophyres en Livradois	167
V. — <i>Conclusions à l'étude du groupe livradois</i>	168
 CHAPITRE VIII. — LE GROUPE D'ALLEYRAS. SECONDE MIGMATISATION ET GRANITE DU VELAY	
	171
I. — <i>Les ectinites</i>	172
A. — La zone des micaschistes inférieurs	172
B. — La zone des gneiss supérieurs	174
C. — La zone des gneiss inférieurs	176
— Origine de la soude dans les ectinites d'Alleyras .	177
— Origine de la cordiérite dans les gneiss d'Alleyras	178
— Autres faciès lithologiques : amphibolites	181
D. — Conclusions à l'étude des ectinites du groupe d'Alleyras	182
II. — <i>Les migmatites œillées</i>	183
A. — <i>Faciès de la formation</i>	183
1. Les embréchites œillées	183

	Pages
2. Les embréchites leptyniques	184
3. Les anatexites largement cristallines.	184
B. — Répartition des migmatites œillées dans le bassin du haut Allier. Épaisseur des différents niveaux	185
C. — Relations des migmatites œillées avec les terrains encaissants	186
1. Les septa	186
2. Relations des embréchites œillées avec les ectinites	186
3. Relations avec les granites.	188
a. Le granite à deux micas de Saint-Christophe-d'Allier.	188
b. Le granite porphyroïde de la Margeride	189
c. Le granite porphyroïde de La Chaise-Dieu.	189
d. Le granite du Velay-Vivarais.	190
D. — Architecture des migmatites œillées	191
E. — Hauteur du front des migmatites œillées	192
F. — Age des migmatites œillées	193
1. Échelle de la carte.	194
2. Échelle du terrain	194
3. Échelle du terrain et du microscope.	195
G. — Étude chimique des migmatites œillées	195
H. — Comparaison des caractères chimiques des embréchites œillées à travers le Massif Central	201
I. — Les filons de pegmatite liés aux migmatites œillées.	203
III. — <i>Le granite du Velay</i>	205
Les roches filoniennes recoupant le granite du Velay	208
IV. — <i>Conclusions à l'étude du groupe d'Alleyras</i>	208
CHAPITRE IX. — LE GROUPE DE LA DESGES	211
I. — <i>Les anatexites</i>	211
A. — Les anatexites grenues à cordiérite de Ferrussac (Haute-Loire) et de Védrières-Saint-Loup (Cantal)	211
B. — Les anatexites schisteuses à sillimanite	212
II. — <i>La zone des gneiss inférieurs</i>	213
1. Le groupe leptyno-amphibolique brivadois	213
2. Les gneiss à biotite et sillimanite	214
III. — <i>La zone des gneiss supérieurs</i>	214
IV. — <i>La zone des micaschistes inférieurs</i>	215
A. — Les micaschistes à minéraux alumineux	215
B. — Les micaschistes à biotite, sillimanite et grenat	224
C. — Les micaschistes « albitiques »	225
D. — Quartzites	226
E. — Les amphibolites	226
F. — Leptynites	227

	Pages
V. — <i>Les gneiss à deux micas et microcline de la crête de la Margeride</i>	229
VI. — <i>Les gneiss grenus leptyniques de la Croix-du-Fau et du Signal de Montgrand (près Saint-Privat-du-Fau, Lozère)</i>	230
VII. — <i>Les gneiss et amphibolites de Clavières-en-Montagne et Ruines</i>	231
VIII. — <i>Les granites filoniens recoupant les terrains métamorphiques</i>	231
IX. — <i>Microcataclase et polymétamorphisme. Les niveaux albitisés</i>	232
X. — <i>Le granite de la Margeride</i>	234
XI. — <i>Conclusions à l'étude du groupe de la Desges</i>	238
CHAPITRE X. — COMMENTAIRE DE LA CARTE DES MINÉRALISATIONS EN STIBINE, FLUORINE ET URANIUM (Planche V en pochette)	243
I. — <i>Nature minéralogique des minerais</i>	244
1. Gîtes de stibine	244
2. Gîtes de fluorine	244
3. Gîtes uranifères.	244
4. Gîtes ou indices de wolfram	244
II. — <i>Age des minéralisations</i>	244
III. — <i>Conclusions</i>	246

TROISIÈME PARTIE

CHAPITRE XI. — CONCLUSIONS GÉNÉRALES. HISTOIRE GÉOLOGIQUE DU BASSIN DU HAUT ALLIER. RAPPEL DES FAITS ÉTABLIS	247
I. — <i>Lithologie</i>	247
II. — <i>Métamorphismes et migmatisations</i>	250
1. Métamorphisme I ancien	251
2. Migmatisation I ancienne (fondamentale)	253
3. Métamorphisme II récent.	254
4. Migmatisation II (migmatites œillées)	255
III. — <i>Chronologie relative de l'histoire géologique du socle cristallin du bassin du haut Allier</i>	257
IV. — <i>Age des métamorphismes et des plissements</i>	257
V. — <i>Les granites</i>	260
1. Granites calédoniens (ou plus anciens)	260
2. Granites « hercyniens »	260
VI. — <i>Le bassin du haut Allier dans le cadre du Massif Central français</i>	261
BIBLIOGRAPHIE	265
TABLE DES ILLUSTRATIONS	283
TABLE DES MATIÈRES.	287
ANNEXE 1. — <i>Préparation d'échantillons moyens de roches pour analyse chimique</i> (hors pagination)	

ANNEXE I

PRÉPARATION D'ÉCHANTILLONS MOYENS DE ROCHES POUR ANALYSE CHIMIQUE

1. **Prélèvement sur le terrain.** Des quantités variant de 10 à 15 kg ont été prélevées pour chaque roche de la façon suivante : un échantillonnage systématique des différents bancs sur une distance variant de 50 à 200 m, normalement à la direction des couches. Échantillonnage plus ou moins abondant suivant grosseur du grain de la roche (roches métamorphiques).

2. **Broyage et quartage.** — 1°) Avant le premier concassage, lavage à grande eau sous le robinet de tous les blocs constituant l'échantillon moyen.

2°) Une fois séchés, concassage au marteau de tous les blocs jusqu'à une taille inférieure à un boulet de charbon, et élimination des parties salies (lichens, rouille).

3°) Reprise de l'ensemble au pilon et écrasement par percussion jusqu'à ce que toute la roche passe à travers le tamis de maille 5 mm.

4°) Un premier quartage ramène le poids de roche de 12-15 kg à 3-4 kg.

5°) Reprise des 3-4 kg de roche et broyage au pilon (écrasement par percussion) jusqu'à ce que l'ensemble traverse le tamis de 30 (Norme NF, ouverture de 0,80 mm).

6°) Par une série de 2 ou 3 quartages, on ramène l'échantillon de 3-4 kg à 100 g environ (grain < 0,80 mm).

7°) On reprend l'échantillon de 100 g au mortier d'agate et il est broyé en totalité de façon à passer au tamis de 100 (Norme Tyler, ouverture : 0,147 mm).

8°) Après mélange soigné de la poudre par agitation, on prélève un tube à essai de poudre constituant l'échantillon moyen proprement dit qui sera soumis à l'analyse chimique par prises de 6 g.

An. 42. 1) *Embréchite ceillée à deux micas.* — Front des migmatites (dans les micaschistes à deux micas) à Curmillhac-Lachaud.

Prélevé sur la route de Lachaud à Siaugues-Saint-Romain (Haute-Loire) en janvier 1959.

Poids de roche après opération 3	:	12,500 kg
»	»	4 : 3,100 kg
»	»	6 : 190 g

- An. 24. 2) *Micaschiste à deux micas.* — Front des migmatites (roche-trame) à Curmilhac-Lachaud.

Prélevé sur la route de Lachaud à Siaugues-Saint-Romain (Haute-Loire) à 50 m des embréchites œillées ci-dessus, en janvier 1959.

Poids de roche après opération	3	:	9,150 kg
»	»		4 : 4,550 kg
»	»		6 : 75 g

- An. 45. 3) *Embréchite œillée à deux micas.* — Front des migmatites (dans les gneiss à biotite et sillimanite) au-dessus de Pont-d'Alleyras.

Prélevé dans la descente du Villard sur Pont-d'Alleyras, le long de la route, au-dessus de l'épingle à cheveux la plus élevée (Haute-Loire) en janvier 1959.

Poids de roche après opération	3	:	13,950 kg
»	»		4 : 3,500 kg
»	»		6 : 70 g

- An. 38. 4) *Gneiss à biotite et sillimanite.* — Front des migmatites (roche-trame) au-dessus de Pont-d'Alleyras.

Prélevé dans la descente du Villard sur Pont-d'Alleyras le long de la route, au-dessous de l'épingle à cheveux la plus élevée (Haute-Loire) en janvier 1959.

Poids de roche après opération	3	:	16,000 kg
»	»		4 : 4,000 kg
»	»		6 : 55 g

- An. 44. 5) *Embréchite œillée à deux micas.* — Front des migmatites (dans les gneiss à deux micas) à Gourlong près Pont-d'Alleyras.

Prélevé à 1 km environ à l'E et au-dessus des fermes de Gourlong, sur l'arête rocheuse, au front des gneiss œillés, sur 100 m environ en profondeur (Haute-Loire), en janvier 1959.

Poids de roche après opération	3	:	9,550 kg
»	»		4 : 4,800 kg
»	»		6 : 80 g

- An. 37. 6) *Gneiss à deux micas (gréseux).* — Front des migmatites (roche-trame) à Gourlong près Pont-d'Alleyras.

Prélevé à 1 km environ à l'E et au-dessus des fermes de Gourlong sur l'arête rocheuse, au front des gneiss œillés, sur 100 m environ en profondeur (Haute-Loire), en janvier 1959.

Poids de roche après opération	3	:	11,600 kg
»	»		4 : 2,850 kg
»	»		6 : 110 g

- An. 46.** 7) *Embréchite œillée à deux micas.* — Front des migmatites (dans les gneiss à biotite, cordiérite et sillimanite) à Saint-Préjet-d'Allier.
Prélevé le long de la route de Saint-Préjet-d'Allier à la Baraque de Chauméas, à 1 km environ de Saint-Préjet, et sur 100 m de profondeur dans la série (Haute-Loire), en janvier 1959.

Poids de roche après opération 3 : 12,000 kg
 » » 4 : 3,000 k
 » » 6 : 105 g

- An. 39.** 8) *Gneiss à biotite, sillimanite et cordiérite.* — Front des migmatites (roche-trame) à Saint-Préjet-d'Allier.
Prélevé le long de la route de Saint-Préjet-d'Allier à la Baraque de Chauméas, à 1 km environ de Saint-Préjet et sur 200 m de profondeur de la série en remontant la route au-dessus du front des embréchites œillées, (Haute-Loire) en janvier 1959.

Poids de roche après opération 3 : 11,000 kg
 » » 4 : 5,500 kg
 » » 6 : 90 g

- An. 43.** 9) *Embréchite œillée à deux micas.* — Front des migmatites (dans les gneiss à biotite seule) à Pautès près Pont-d'Alleyras (Haute-Loire).
Prélevé à 50 m sous la petite route de Pont-d'Alleyras à Pautès et au barrage E. D. F., entre son embranchement et le passage à niveau, aux premières épingles à cheveux en descendant. Janvier 1959.

Poids de roche après opération 3 : 14,000 kg
 » » 4 : 3,350 kg
 » » 6 : 90 g

- An. 41.** 10) *Gneiss à biotite + leptynite.* — Front des migmatites (roche-trame) à Pautès près Pont-d'Alleyras (Haute-Loire).
Prélevé à 50 m sous la petite route de Pont-d'Alleyras à Pautès et au barrage E. D. F., entre son embranchement et le passage à niveau, aux premières épingles à cheveux en descendant, à côté de l'amphibolite ; échantillonnage fait sur 100 m entre route et voie ferrée. Janvier 1959.

Poids de roche après opération 3 : 13,200 kg
 » » 4 : 3,300 kg
 » » 6 : 100 g

- An. 4.** 11) *Leptynite à biotite (très fraîche).* — Faciès de la zone des gneiss inférieurs du synclinal de Massiac (Haute-Loire).
Prélevé dans une carrière en exploitation entre Montgon et Boisseuges, le long de la route, rive droite du ravin. Décembre 1958.

Poids de roche après opération 3 : 10,300 kg
 » » 4 : 5,200 kg
 » » 6 : 80 g

- An. 4. 12) *Gneiss à biotite et sillimanite* (un peu altéré). — Faciès de la zone des gneiss inférieurs du synclinorium de Massiac (Haute-Loire).
Prélevé aux affleurements, aux environs du gîte de serpentine de Cissac près Saint-Ilpize. Décembre 1958.

Poids de roche après opération 3 : 10,850 kg
 » » 4 : 2,700 kg
 » » 6 : 100 g

- An. 5. 13) *Leptynite à biotite* (ortho) (très fraîche). — Faciès de la zone des gneiss inférieurs du synclinorium de Massiac (Haute-Loire).
Prélevé sur les carreaux de stérile extrait du puits de la mine de La Chasagne (stibine) près Brioude (Haute-Loire). Décembre 1958.

Poids de roche après opération 3 : 11,300 kg
 » » 4 : 2,825 kg
 » » 6 : 90 g

- An. 7. 14) *Amphibolite rubanée* (très fraîche). — Faciès de la zone des gneiss inférieurs du synclinorium de Massiac (Haute-Loire).
Prélevé sur les carreaux de stérile extrait du puits de la mine de La Chasagne (stibine) près Brioude. Décembre 1958 (bancs alternant avec la leptynite précédente) (Haute-Loire).

Poids de roche après opération 3 : 13,500 kg
 » » 4 : 3,300 kg
 » » 6 : 75 g

- An. 40. 15) *Amphibolite* (dans les gneiss à biotite et sillimanite). — Faciès de l'extrême sommet de la zone des gneiss inférieurs du synclinal d'Alleyrac.

Prélevé à proximité (50m) des échantillons analysés 9) et 10), le long de la petite route de Pautès à Pont-d'Alleyrac, dans la grande épingle à cheveux du front des gneiss ocellés (Haute-Loire). Janvier 1959.

Poids de roche après opération 3 : 13,700 kg
 » » 4 : 3,425 kg
 » » 6 : 85 g

- An. 8. 16) *Serpentine* (dans les gneiss à biotite et sillimanite, An. 12). — Faciès ultrabasique repris par le métamorphisme dans la zone des gneiss inférieurs du synclinorium de Massiac.

Prélevé dans la carrière ouverte sur le massif de serpentine de Cissac près Saint-Ilpize (Haute-Loire). Janvier 1959.

Poids de roche après opération 3 : 8,700 kg
 » » 4 : 2,600 kg
 » » 6 : 80 g

- An. 26.** 17) *Pseudo-phyllade à chlorite, séricite et grenat*. — Faciès de la zone des micaschistes supérieurs du second métamorphisme en Livradois.

Prélevé le long de la route de Mayres à Arlanc *via* Le Procureur, à 500 m de Mayres (Puy-de-Dôme). 16 août 1960.

Poids de roche après opération	3	:	8,000 kg
»	»	4	: 3,600 kg
»	»	6	: 70 g

- An. 28.** 18) *Pseudo-embréchite à biotite et cordiérite bleue* (très fraîche). — Faciès de la zone des micaschistes inférieurs du second métamorphisme en Livradois.

Prélevé dans une petite carrière le long de la route de Saint-Martin-d'Ollières à Saint-Hilaire-sur-Auzon (D. 52^e), dans un virage à 500 m au S d'Espeluches (Haute-Loire). 16 août 1960.

Poids de roche après opération	3	:	14,600 kg
»	»	4	: 3,500 kg
»	»	6	: 120 g

- An. 27.** 19) *Pseudo-embréchite à biotite et albite* (très fraîche). — Faciès de la zone des micaschistes inférieurs du second métamorphisme en Livradois.

Prélevé dans l'une des carrières du Moulin de Merle, le long de la R. N. 106 sur la rive gauche de la Dore (sous Mayres-d'Arlanc) (Puy-de-Dôme). 16 août 1960.

Poids de roche après opération	3	:	13,000 kg
»	»	4	: 3,300 kg
»	»	6	: 110 g

- An. 25.** 20) *Anatexite grenue à biotite et cordiérite* (fraîche, quelques auréoles de rouille). — Faciès des migmatites anciennes, type Aubusson (Creuse) en Livradois.

Prélevé dans une petite carrière le long de la route I. C. 132, au N de Fayet-Ronaye (Puy-de-Dôme), au niveau du Moulin de Courtine. 16 août 1960.

Poids de roche après opération	3	:	12,600 kg
»	»	4	: 3,200 kg
»	»	6	: 120 g

- An. 15.** 21) *Granite d'anatexite localisé* (très frais). — Faciès associé aux anatexites grenues à cordiérite de la couronne du synclinorium de Massiac (partie SE).

Prélevé le long de la R. N. 585, à 50 m à l'E du pont sur l'Allier conduisant au Chambon-de-Reilhac (Haute-Loire). 17 août 1960.

Poids de roche après opération	3	:	12,000 kg.
»	»	4	: 3,000 kg
»	»	6	: 90 g

- An. 29. 22) Granite à deux micas, grain moyen** (très frais). — Faciès de Fournols-Echandelys (Puy-de-Dôme).

Prélevé le long de la route I. C. 58^e dans une carrière à 2 km à l'W de Fournols environ (Puy-de-Dôme). 16 août 1960.

Poids de roche après opération	3	:	16,000 kg
»	»	4	: 4,000 kg
»	»	6	: 145 g

- An. 36. 23) Granite à deux micas grain fin** (très frais). — Faciès de Saint-Martin-d'Ollières (Puy-de-Dôme).

Prélevé le long de la route D. 24^e de Saint-Martin à Saint-Hilaire, dans une petite carrière à 500 m au S de Saint-Martin-d'Ollières (Puy-de-Dôme). 16 août 1960.

Poids de roche après opération	3	:	16,000 kg
»	»	4	: 4,000 kg
»	»	6	: 125 g

- An. 34. 24) Granite porphyroïde à biotite** (frais). — Faciès de La Chaise-Dieu (mélange de clair et sombre).

Prélevé le long de la route D. 22 entre Saint-Pal-de-Senouire et Collat, sur 1 km à l'W de Combres (Haute-Loire). 16 août 1960.

Poids de roche après opération	3	:	16,000 kg
»	»	4	: 4,000 kg
»	»	6	: 65 g

- An. 30. 25) Granite porphyroïde à biotite** (très frais). — Faciès de Champagnat-le-Jeune.

Prélevé dans une carrière le long de la route de Champagnat-le-Jeune au Vernet-la-Varenne (I. C. 75), non loin de l'embranchement de la route de la Chapelle-sur-Usson (Puy-de-Dôme). 16 août 1960.

Poids de roche après opération	3	:	16,000 kg
»	»	4	: 4,000 kg
»	»	6	: 80 g

- An. 33. 26) Granite porphyroïde à biotite** (frais). — Faciès de Champagnac-le-Vieux (moyennement orienté).

Prélevé dans une carrière le long de la route de Champagnac-le-Vieux à Auzon (D. 5), à 1 km au N de Champagnac environ (Haute-Loire). 15 août 1960.

Poids de roche après opération	3	:	16,000 kg
»	»	4	: 4,000 kg
»	»	6	: 125 g

- An. 31.** 27) *Granite à biotite non porphyroïde* (légèrement arénisé). — Faciès de Saint-Germain-l'Herm.

Prélevé le long de la route de Saint-Germain-l'Herm à Fayet-Ronaye (I. C. 56) dans une petite carrière (Puy-de-Dôme). 15 août 1960.

Poids de roche après opération 3	:	11,500 kg
»	»	4 : 3,000 kg
»	»	6 : 90 g

- An. 32.** 28) *Granite à biotite non porphyroïde* (légèrement arénisé). — Faciès de Saint-Bonnet-le-Chastel.

Prélevé dans une petite carrière le long de la route de Saint-Bonnet-le-Chastel à Arlanc (R. N. 499^o), à 500 m de la sortie de Saint-Bonnet (Puy-de-Dôme). 16 août 1960.

Poids de roche après opération 3	:	12,000 kg
»	»	4 : 3,000 kg
»	»	6 : 85 g

- An. 35.** 29) *Granite porphyroïde à biotite* (frais). — Faciès de Champetières.

Prélevé le long de la route de Marsac-en-Livradois à Chambon-sur-Dolore (I. C. 87) à l'embranchement de la nouvelle route de Joubert, et sur cette dernière route (Puy-de-Dôme). 16 août 1960.

Poids de roche après opération 3	:	15,000 kg
»	»	4 : 3,800 kg
»	»	6 : 120 g

LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE CH. BÉRANGER
Paris — N° 1468
Dépôt légal : 2° trimestre 1964

Imprimé
en France

IMPRIMERIE BARNÉOUD S. A.
LAVAL (Mayenne)
N° 4737. — 4-1964.