

MAURS

La carte géologique à 1/50 000
MAURS est recouverte par la coupure
FIGEAC (N° 195)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

MAURS

par

S. BOGDANOFF, D. d'ARCY, J.L. CIRODDE, M. COHEN,
B. MURATET, A. PLOQUIN, J.M. STUSSI, G. VIVIER

St-Céré	Aurillac	Vic- S-Céré
Lacapelle- Marival	MAURS	Entraygues
Figeac	Decazeville	Espalion

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



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

par

**S. BOGDANOFF, D. D'ARCY, J.L. CIRODDE, M. COHEN, B. MURATET,
A. PLOQUIN, J.M. STUSSI, G. VIVIER**

1989

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

— *pour la carte* : BOGDANOFF S., CIRRODE J.L., FEYBESSE J.L., DERFOUR J., HOTTIN A.M., MURATET B., CHIODDI M. (1989) — Carte géol. France (1/50 000), feuille MAURS (835) — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par BOGDANOFF S., D'ARCY D., CIRRODE J.L., COHEN M., MURATET B., PLOGUIN A., STUSSI J.M., VIVIER G. (1989), 91 p.

— *pour la notice* : BOGDANOFF S., D'ARCY D., CIRRODE J.L., COHEN M., MURATET B., PLOQUIN A., STUSSI J.M., VIVIER G. (1989) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille MAURS (835) — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 91 p. Carte géologique par BOGDANOFF S., CIRRODE J.L., FEYBESSE J.L., DELFOUR J., HOTTIN A.M., MURATET B., CHIODDI M. (1989).

© BRGM, 1989. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer, ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'Éditeur.

N° ISBN 2-7159-1835-6

SOMMAIRE

INTRODUCTION	5
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>APERÇU GÉOLOGIQUE ET STRUCTURAL</i>	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	5
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES</i>	5
<i>FORMATIONS PLUTONIQUES</i>	15
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	32
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES DU BASSIN DE MAURS</i>	33
<i>FORMATIONS RÉSIDUELLES ET QUATERNAIRES</i>	37
TECTONIQUE	37
<i>FORMATIONS DE LA CHÂTAIGNERAIE</i>	37
<i>SCHISTES ET MICASCHISTES DE MILLEVACHES</i>	47
<i>FAISCEAU DES ESTRESSES ET CISAILLEMENT DUCTILE DE ST-CRISTOPHE-LES-GORGES—MAURS</i>	47
<i>BASSIN DE MAURS</i>	49
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	51
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	51
<i>RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES</i>	55
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	56
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	56
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	62
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	66
AUTEURS	66
ANNEXES	68
<i>ANNEXES 1 A 7 : Analyses chimiques</i>	68
<i>ANNEXE 8 : Tableau d'équivalence des notations</i>	75
<i>ANNEXE 9 : Apport des données gravimétriques et magnétiques à la connaissance du socle et de la Châtaigneraie</i>	75

INTRODUCTION

APERÇU GÉOGRAPHIQUE

La feuille Maurs est presque entièrement située dans la partie sud-ouest de la région naturelle de la Châtaigneraie, de Maurs à Montsalvy. La petite bande occidentale allant du granite de Glénat (voir schéma structural) à Bagnac représente la terminaison méridionale du plateau de Millevaches.

Trois rivières d'inégale importance drainent cette région. Le Lot au Sud et son affluent le Célé, coulant tous deux vers l'Ouest ; la Rance coulant vers le Sud-Ouest arrose Maurs avant de rejoindre le Célé un peu en aval de cette ville.

Ces rivières modèlent une topographie que l'on peut décrire comme suit. A l'Est et au Nord de la feuille, dans les régions de Montsalvy et de Marcolès, on se trouve sur la prolongation du plateau, d'altitude moyenne voisine de 700 m, qui occupe de vastes surfaces sur les feuilles voisines Aurillac et Entraygues. Ce plateau est profondément entaillé au Sud par le Lot (altitude 200 m) et ses affluents. Vers le Sud-Ouest, ce plateau s'incline graduellement jusqu'à Maurs et Bagnac (alt. 270 et 230 m). A l'Ouest, le plateau de Millevaches descend plus brusquement vers ces localités. Il est assez profondément entaillé par la Rance et ses affluents septentrionaux l'Anès et le Moulègre.

APERÇU GÉOLOGIQUE ET STRUCTURAL

La feuille Maurs montre plusieurs ensembles géologiques et structuraux :
— à l'Est, les 4/5 de la feuille sont occupés par les schistes de la Châtaigneraie d'âge paléozoïque inférieur présumé ;
— à l'Ouest, les schistes du Millevaches dont l'âge présumé est le même.

Ces deux unités, déformées et métamorphosées pendant l'orogénèse varisque, sont séparées par l'accident méridien tardi-varisque du Sillon Houiller. Elles sont recoupées par les granites carbonifères du Veinazès, de Marcolès, de Boisset, de Saint-Julien-de-Toursac et de Glénat. Le bassin sédimentaire tertiaire de Maurs repose en discordance sur les schistes de la Châtaigneraie, les schistes du Millevaches et sur le Sillon Houiller.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

Une partie des formations affleurant sur la feuille Maurs affleure aussi sur les feuilles Aurillac et Entraygues. Leur description ci-dessous ne sera pas fondamentalement différente de celles portées dans les notices correspondantes.

Formations de type Châtaigneraie

ξ^1 mV. **Schistes sériciteux gris de Vieillevie.** Cette formation occupe une grande partie de la feuille Maurs. Elle est limitée au Nord-Ouest par les schistes bleutés et beiges de Montsalvy qui lui sont superposés. Au Sud-

Ouest, elle est recouverte en discordance par le bassin tertiaire de Maurs. Au Nord-Ouest, elle bute contre le Sillon Houiller.

Au Sud-Est, les pendages sont dirigés au Nord-Est avec une pente moyenne. Cette structure représente le flanc nord-est de l'anticlinal de Grand-Vabre, localité située au Sud de la feuille, non loin du Lot, sur la feuille à 1/50 000 Decazeville. A partir du Lot, en direction du Nord-Ouest, la direction du pendage prend progressivement une direction Nord alors que la pente de ce dernier se rapproche de la verticale. Ce redressement est à mettre en rapport avec le jeu décrochant senestre du Sillon Houiller (voir plus loin le paragraphe consacré à cette structure).

De bons affleurements peuvent être observés dans les versants du Lot et de ses affluents, par exemple sur les routes de Montsalvy à Vieillevie et de Cassaniouze au Lot.

Les schistes sériciteux gris, d'une épaisseur estimée au moins à 1 000 m, se caractérisent par une alternance de dimensions variables (cm - dm) de faciès se situant entre un pôle sériciteux et un pôle quartzeux. Il n'a pas été possible de mettre en évidence une quelconque rythmicité ou ordre de ces différents faciès au sein de cette formation.

La présence de nombreux exsudats de quartz laiteux (cm - dm - m), formant des lentilles très étirées, souvent parallèles au débit de la roche (la schistosité principale), est un autre trait caractéristique des schistes gris.

On observe trois schistosités dans les schistes gris :

- la première, la plus ancienne, mal exprimée, est conservée soit dans les microlithons, soit au sein de petites lentilles (mm - cm) délimités par la deuxième schistosité ;
- cette dernière est celle que l'on observe partout et qui correspond au débit principal de la roche ;
- la troisième schistosité est une schistosité de crénulation non pénétrative, qui déforme les deux schistosités précédentes, c'est donc la plus récente. Elle est verticale et souvent dirigée N 100 à N 120.

Composition minéralogique des schistes sériciteux : quartz, albite, séricite, muscovite, chlorite, biotite verte très rare ; la biotite brune due au métamorphisme de contact des granites est très répandue. Accessoires : ilménite, tourmaline ferrifère, rutile, zircon, épidote et leucoxène rares.

La roche fraîche, gris sombre, se débite facilement en minces feuillets à surface satinée, au toucher soyeux. La tranche est souvent parsemée de grains d'albite blancs de la taille d'une tête d'épingle.

Composition minéralogique des schistes quartzo-sériciteux : quartz, albite, séricite, muscovite, chlorite, biotite brune du métamorphisme de contact. Accessoires : ilménite, épidote, leucoxène, tourmaline ferrifère.

La roche présente un aspect rubané du à l'alternance centimétrique de niveaux quartzo-sériciteux d'un gris variable, séparés les uns des autres par de minces niveaux sériciteux gris plus sombres (1 à 2 mm). La roche est souvent parcourue par des lits ou rubans quartzeux très blancs, discontinus, à bords francs, d'épaisseur millimétrique.

G. Vivier (1970) a décrit une zone à grenats, au Sud du granite de Marcolès. Il est difficile de dire si ces minéraux sont dus au métamorphisme général ou bien s'ils sont la conséquence du métamorphisme thermique du granite.

Au Nord de la formation, recoupés par le contact septentrional du granite de Marcolès, on observe des **gneiss amygdalaires** (3) qui sur la feuille Aurillac, forment au sein de la formation d'Uzols (Boëssé, 1980 ; équivalent des schistes sériciteux de Vieillevie), un ensemble bien développé. Ces gneiss, sur la feuille Maurs, affleurent assez mal dans la zone de métamorphisme de contact du granite. La roche assez fine, gris-beige, est pauvre en rubans ; bien visibles, les amygdales (cm) de quartz sont moulées par la foliation.

Composition minéralogique : quartz, feldspath potassique, plagioclase acide, albite, mica blanc et mica noir en quantités égales. Accessoires : tourmaline, zircons, opaques.

Sur la carte, dans la partie ouest de la formation, ont été portés plusieurs affleurements de **quartzites** (X). Ces roches à bords nets, grises à la patine, forment des intercalations métriques à décamétriques concordantes au débit de la roche encaissante. Elles ont été exploitées pour l'empierrement semble-t-il (carrières du Moulin du Verdier au Nord-Est de Maurs et de la Roumigièrre au Sud-Est de Boisset).

Composition minéralogique : quartz essentiellement (au moins 90 % de la roche), mica noir, mica noir chloritisé, chlorite. Accessoires : opaques et zircon.

ξ mM. **Schistes sériciteux bleutés et beiges de Montsalvy**. Ces schistes reposent sur les schistes sériciteux gris et sont disposés suivant une bande orientée NW-SE, à pendage dirigé au Nord-Est. Ils sont recoupés par les granites de Marcolès et du Veinazès.

● **Schistes bleutés**. Les bons affleurements des schistes bleutés sont rares. Leur épaisseur est estimée à 500 m environ.

Cet ensemble schisteux est proche de celui des schistes gris ; on y observe en effet une variation entre un pôle sériciteux et un pôle quartzeux, mais ces variations restent modérées. Cela confère à la formation une certaine homogénéité, ce qui la distingue nettement des schistes gris. On y retrouve des lits ou rubans très blancs mais ceux-ci sont beaucoup plus fins et réguliers. Enfin, le passage d'une formation à l'autre est caractérisé par la disparition, progressive mais presque totale, des exsudats de quartz laiteux. Cet ensemble de critères de terrain, où la couleur de la roche est un des principaux, justifie à nos yeux la distinction faite entre les deux formations. On notera qu'il existe, dans la formation des schistes gris, des faciès tout à fait comparables à ceux de la formation des schistes bleutés mais ils sont locaux et peu épais (décimétriques).

La roche est constituée d'une alternance millimétrique (ou plus) de niveaux sériciteux, de niveaux plus quartzeux et de rubans blancs quartzeux ou quartzo-albitiques à bords nets. L'ensemble constitue un rubanement, très plan et régulier. La roche fraîche, gris bleuté à gris, se débite facilement

en feuillets ou en minces plaquettes suivant le rubanement. La surface très plane ainsi dégagée présente un aspect lustré. Sur des épaisseurs d'ordre décimétrique, le rubanement peut disparaître et la roche est alors constituée du seul faciès sériciteux. Les schistes bleutés peuvent localement être criblés d'ocelles albitiques blanchâtres (1 à 2 mm) et l'observation de petits micas blancs, sécants à la schistosité, est fréquente.

Comme dans la formation des schistes gris, la schistosité principale correspond au débit de la roche (et au rubanement). Une schistosité antérieure peut être observable mais beaucoup plus rarement. Enfin, la même schistosité de strain-slip non pénétrative, à mica blanc, déforme les deux autres surfaces.

Composition minéralogique :

- niveaux sériciteux : quartz, albite, séricite, muscovite, chlorite. Accessoires : ilménite, zircon, leucoxène ;
- niveaux quartzo-sériciteux : la composition est la même, mais ils sont plus riches en quartz et chlorite, plus pauvres en muscovite et ilménite ;
- rubans blancs : quartz dominant ; chlorite, mica blanc et albite subordonnés.

● **Schistes beiges.** Entre les granites de Veinazès et de Marcolès, la formation des schistes bleutés contient aussi des schistes beiges. Les conditions d'affleurement très défavorables (plateau peu ondulé et couvert), l'état d'altération très avancé de ces roches, font que cette distinction au sein des schistes bleutés peut être sujette à révision. Il fallait néanmoins signaler cette occurrence.

La roche montre un débit facile, planaire en plaquettes parallèlement à la schistosité principale marquée par des microlentilles quartzzeuses fines et courtes (mm - cm). La roche est criblée de petits points rougeâtres (albite ?) et contient quelques grenats de petite taille (mm).

Composition minéralogique : quartz, séricite, muscovite, grenat, chlorite, biotite verte, ilménite, tourmaline rare.

ξ¹m. **Schistes sériciteux de Puech Bertot.** Cette formation affleure à l'Ouest du granite du Veinazès, au Nord de celle des schistes bleutés. Elle encaisse, par l'intermédiaire de deux contacts anormaux, les grésopélites ; elle est recouverte anormalement par les micaschistes gréseux (voir ci-après le paragraphe tectonique). Les conditions d'affleurement étant peu favorables, la cartographie des limites de cette formation est donc le plus souvent estimée. De plus, si le contraste est net entre les grésopélites et ces schistes, ce qui permet une cartographie relativement précise du contact non observé, le passage entre les schistes et les micaschistes gréseux est progressif et marqué par des alternances entre les faciès des deux formations.

La formation est constituée de schistes sombres, gris foncé à gris-vert, présentant un débit très fin en feuillets suivant des surfaces d'aspect soyeux. Ils sont caractérisés par la présence d'amandes quartzzeuses millimétriques ou par des rubans de quartz plurimillimétriques, le débit devient alors plus grossier.

On observe deux schistosités dans cette roche : la première, située dans des microlithons ou au sein de lentilles, objets surtout visibles au microscope.

La seconde, plus récente, moule les microlithons et les lentilles et correspond au débit de la roche.

Composition minéralogique : quartz, albite rare, muscovite, chlorite, grenat, cordiérite au Nord de la formation ; biotite épisodique. Accessoires : ilménite, opaques ; apatite et tourmaline rares.

λξ. Grésopélites de Lacapelle-del-Fraisse. Les grésopélites affleurant sur la feuille Maurs représentent l'extrémité occidentale de l'unité structurale affleurant largement sur la feuille Entraygues. Cette formation est encaissée tectoniquement dans les schistes de Puech Bertot, à l'Ouest du granite du Veinazès. A l'Est de ce batholite, les grésopélites sont en contact par faille (verticale) avec les schistes bleutés.

Les conditions d'affleurement sont très peu favorables, aussi il sera décrit ici les grésopélites que l'on peut bien observer dans la vallée du Goul ou de la Truyère, rivières situées à l'Ouest sur la feuille Entraygues. Ces roches se distinguent de toutes celles qui constituent les schistes de la Châtaigneraie : ce sont des roches quartzo-micacées présentant un débit caractéristique en bancs massifs décimétriques à métriques. Ces bancs présentent une grande variété de faciès où tous les intermédiaires entre micaschiste quartzeux et quartzite existent. Ils peuvent être séparés par des niveaux décimétriques de micaschistes plus sombres ou reposer directement les uns sur les autres. Ce sont les tailles de grains et les teneurs en quartz qui les distingueront alors. En général, à l'échelle du banc, la roche est très homogène ; localement toutefois on peut observer un passage progressif, à l'intérieur d'un même banc, d'un faciès « phylliteux » vers un faciès plus « gréseux », donnant à la roche un aspect granoclassé. Au microscope, cette variation ne s'exprime pas par une variation de taille de grains mais uniquement par un enrichissement progressif en phyllites.

Les grésopélites contiennent des intercalations de trois types de roches très nettement subordonnées en volume :

- des niveaux leptynitiques en bancs massifs décimétriques à métriques ;
- des niveaux peu épais de schistes sombres à passées graphiteuses (décimétriques à métriques) ;
- des niveaux verdâtres minces (10 à 15 cm) : les niveaux calciques de Y. Cheze (1975).

Ces intercalations sont rarement observées dans la partie de la formation qui affleure sur la feuille Maurs. On observe surtout les grésopélites en bancs.

Trois types de surfaces sont observables dans cette formation :

- la stratification ;
- une première schistosité de flux, non pénétrative, le plus souvent parallèle à la stratification ;
- une deuxième schistosité, plan axial de plis tardifs en S (voir paragraphe tectonique), qui déforment les deux autres surfaces.

Composition minéralogique : quartz, albite, muscovite, biotite, chlorite, plagioclase damouritisé. Accessoires : zircon, sphène, tourmaline ferrifère.

⁵ξ b.m. **Micaschistes gréseux de Nadal.** Cette formation occupe le Nord-Est de la carte où elle repose sur la formation des gréso-pélites. Comme dans cette dernière, les conditions d'affleurement sont bonnes, à l'Est du granite du Veinazès, dans les vallées encaissées du Goul et du Maurs, alors qu'au Nord de ce granite, sur le plateau, elles deviennent médiocres.

L'essentiel de la formation, dont l'épaisseur visible dépasse 1 000 m, est constitué de micaschistes à biotite souvent riches en quartz, ce qui leur donne un aspect « gréseux ». En outre, ces micaschistes sont caractérisés par un rubanement discontinu (Cheze, 1975). Quartzeux ou quartzo-albitiques, d'épaisseur variant de 1 à 5 mm, ces rubans sont très souvent déformés par des petits plis isoclinaux admettant la schistosité pour plan axial.

Les micaschistes gréseux contiennent les intercalations lithologiques différentes suivantes :

- des quartzites micacés en bancs pouvant devenir localement prédominants sur les micaschistes sur des épaisseurs d'ordre pluridécimétriques ;
- des quartzites massifs en bancs métriques ;
- des leptynites en bancs massifs décimétriques à métriques ;
- des schistes sombres à passées graphiteuses ;
- de minces niveaux verdâtres, calciques selon Y. Cheze (1975).

On remarquera les analogies lithologiques entre cette formation et celle des gréso-pélites. Dans les deux cas on notera la prédominance de roches gréso-pélitiques au sein desquelles les mêmes types d'intercalations sont observables.

Par ailleurs, on note au sein de la formation des micaschistes gréseux, des niveaux gréso-pélitiques typiques, disposés en bancs et sans rubanement discontinu, réapparaissant sporadiquement sur des épaisseurs variables, décimétriques à l'Est du Moulin de Nadal. D'une manière générale, la schistosité des micaschistes gréseux pend vers le Nord ou le Nord-Est avec une inclinaison assez faible (20° en moyenne).

On dénombre trois schistosités dans les micaschistes gréseux :

- une première surface à biotite, visible seulement au microscope ;
- la schistosité principale ou débit de la roche, à biotite-muscovite ;
- une schistosité de plan axial de plis tardifs, plissant la schistosité principale et souvent parallèle à celle-ci.

● **Micaschistes gréseux s.s.** Ces roches sont grises à gris clair lorsqu'elles sont fraîches et ocre à brunes lorsqu'elles sont patinées. Elles se débitent assez facilement en plaquettes à surfaces irrégulières, parallèles à la schistosité constituée par une trame phylliteuse et des rubans quartzeux discontinus (mm - cm - dm). on observe localement des ocelles albitiques millimétriques.

La composition minéralogique est, pour les rubans : quartz, albite, muscovite, biotite, chlorite. Pour la trame : quartz, albite en ocelles, séricite, muscovite, biotite, biotite chloritisée, grenat. Accessoires : ilménite, zircon, apatite, tourmaline ferrifère rare.

● **Quartzites micacés et quartzites.** Ces roches constituent des bancs massifs à bords nets d'épaisseur métrique. La roche fraîche est de couleur gris brun à gris bleuté. Le grain est fin à très fin (quartzites). La schistosité est marquée par de minces lits phylliteux parallèles à la schistosité des micaschistes gréseux associés.

La *composition minéralogique* est pratiquement la même que celle des micaschistes gréseux, mis à part les proportions des minéraux. Ici le quartz atteint 80 à 90 % de la roche, alors qu'il ne dépasse pas 60 % dans les micaschistes.

● **Intercalations des micaschistes gréseux**

Leptynites. Ces roches sont identiques à celles intercalées au sein des grésopélites. D'épaisseur décimétrique à plurimétrique, à bords nets, elles sont de couleur gris clair à gris jaunâtre à patine blanchâtre. On observe de minces traînées de micas noirs, sinueuses ou non, délimitant des amandes voire des boudins. L'ensemble est parallèle à la schistosité régionale. La composition minéralogique est la suivante : quartz, albite, muscovite, biotite, biotite chloritisée, chlorite. Accessoires : opaques, zircon, apatite rare, tourmaline ferrique tardive.

Micaschistes à passées graphiteuses et niveaux gréseux calciques. Ils sont en tous points identiques aux roches correspondantes incluses dans les grésopélites sous-jacentes.

Conclusion. Les cinq formations décrites ci-dessus peuvent être regroupées deux à deux :

- les schistes gris, les schistes bleutés, les schistes de Puech Bertot forment une série pélitique ;
- les grésopélites et les micaschistes gréseux forment une série grésopélitique.

Les caractères communs respectifs sont les suivants :

- pour la série pélitique : quartz, micas blancs, albite. La lithologie se partage entre deux pôles l'un phylliteux, l'autre plus quartzeux, ce dernier étant mieux exprimé dans les schistes gris ;
- pour la série grésopélitique : quartz, mica blanc, albite auxquels s'ajoutent biotite et grenat. Les intercalations sont les mêmes dans les deux formations à savoir les leptynites, les micaschistes graphiteux, et les bancs à silicates calciques.

Les caractères distinctifs à l'intérieur de chaque série sont avant tout des caractères texturaux :

- les schistes bleutés sont rubanés régulièrement et leur débit est planaire. Les schistes gris ont un rubanement moins contrasté et un débit moins planaire, les schistes de Puech Bertot ont une couleur gris foncé ;
- les grésopélites sont constituées par des bancs sédimentaires d'épaisseur variable, accompagnés par une schistosité concordante alors que la schistosité est la surface principale des micaschistes gréseux.

ζ². **Gneiss miliaires.** Ces roches forment de petits affleurements inclus dans les micaschistes gréseux de Nadal. Ce sont des roches de couleur gris

à gris-vert, rouges lorsqu'elles sont altérées, à grain fin à moyen. Elles montrent de petites taches blanches millimétriques, de forme ovoïdale (feldspaths), allongées dans la foliation et ressemblant à des grains de mil, d'où leur nom. Cette roche semble facilement altérable. La foliation des gneiss miliars est parallèle à la schistosité principale des micaschistes gréseux.

Au microscope : quartz, plagioclase, mica blanc. Le mica noir est peu fréquent.

Age des formations

Jusqu'à présent, les formations décrites ci-dessus n'ont pas livré de fossiles. Signalons que les épischistes de la série voisine du Lot ont livré des acritarches rapportables au Cambro-Ordovicien (Briand et Gay, 1978). Par ailleurs, S. Bogdanoff, J.L. Cirodde et M. Donnot (1984) ont proposé un âge Cambrien inférieur pour les grés-pélites et leur équivalent mylonitisé, les micaschistes gréseux, essentiellement pour des raisons d'analogie de faciès entre les grès de Marcory du Cambrien I de Montagne Noire et les grés-pélites.

Géochimie (annexes 1 et 2)

Rappelons brièvement la lithologie des schistes et micaschistes de la Châtaigneraie, qui affleurent dans le périmètre des feuilles Entraygues et Maurs et qui ont fait l'objet de prélèvements pour l'analyse géochimique. Celle-ci est la suivante, de bas en haut :

- les schistes gris à muscovite et chlorite de Vieillevie—Engualies ;
- les schistes bleutés à muscovite et chlorite de Montsalvy ;
- les grés-pélites à biotite et grenat de Plainecoste—Lacapelle-del-Fraisse ;
- les micaschistes gréseux de Nadal—Manhaval.

Il est fait appel à la feuille voisine orientale Entraygues, car il existe une suite d'affleurements représentatifs de cette lithologie depuis Vieillevie sur le Lot (feuille Maurs), jusqu'au plateau de la cote 750 recouvert par les basaltes plio-quaternaires du secteur de Vezels-Roussy à Lacroix-Barrez (feuille Entraygues).

Quatre vingt trois échantillons ont été prélevés et analysés (cf. annexes 1 et 2) au Centre de recherches pétrographiques et géochimiques de Nancy, où sont déposés les listings correspondants. Il s'agissait, grâce aux méthodes développées par de la Roche, Moine et Ploquin de :

- caractériser chimiquement la lithologie et de tester la validité des divisions proposées ;
- cerner les types de dépôts (dans le cas de sédiments) ;
- mettre en évidence les liens éventuels entre la lithologie, la géochimie et les minéralisations de tungstène-scheelite associées à des filons de quartz tardifs verticaux ou fortement redressés (mines de Leucamp-Bancarel, Grammont, Caylus, Murols-Lantuejols, Engualies, toutes situées sur la feuille Entraygues).

A la suite de cette étude on peut avancer les conclusions suivantes :

- les quatre formations rappelées en début de ce paragraphe peuvent se

grouper deux à deux : (1) une série pélitique correspondant aux schistes gris et aux schistes bleutés et (2) une série grésopélitique correspondant aux grésopélites et aux micaschistes gréseux ;

— la série pélitique est de composition essentiellement argileuse à tendances illitique et montmorillonitique. Un tri mécanique incomplet du quartz, pendant la sédimentation, conduit à la séparation en deux pôles, celui des shales et celui des grès impurs riches en argile. Cette dualité concerne les schistes gris et les schistes bleutés. Ainsi, la séparation lithologique en schistes gris et schistes bleutés ne recouvre pas la division géochimique ;

— la série grésopélitique est initialement une série de grès impurs. Les minces intercalations de micaschistes à biotite que l'on observe dans les grésopélites *s.s.* sont d'anciens shales. Shales et grès se sont déposés sur une plate-forme continentale à partir d'une source dégradée, le tri mécanique pendant le dépôt étant réduit. Les leptynites, niveaux peu épais qui s'intercalaient dans les grésopélites et dans les schistes gréseux, sont d'anciens tufs ou cendres dacitiques plus ou moins remaniés. La composition chimique des grésopélites et des micaschistes gréseux est identique, les seconds dériveraient des premiers par mylonitisation ;

— la teneur maximale du tungstène en roche (8 ppm dans un schiste inclus dans les micaschistes gréseux) et la teneur moyenne inférieure à 3-4 ppm ne sont pas anormales.

Par ailleurs, les analyses chimiques en éléments majeurs, en particulier celles des leptynites et des grès les plus riches en sodium, montrent que ces roches ne semblent pas jouer un rôle dans la métallogénie du tungstène. Enfin, la position des gîtes exploités ou l'ayant été, (4 d'entre eux sont encaissés par les micaschistes gréseux, le dernier étant à cheval sur la limite schistes gris—schistes bleus), montre que leur répartition ne dépend clairement ni de la lithologie, ni de la géochimie de celle-ci.

Formation de type Limousin

$\zeta\gamma^3$ m. **Gneiss œillés mylonitisés de Serres.** Ces roches affleurent dans l'extrême Sud-Ouest de la feuille, au Nord de Bagnac. Elles sont situées dans le prolongement des orthogneiss de Bagnac. On peut observer de beaux échantillons de cette dernière roche non mylonitisée, un peu en dehors de la feuille Maurs sur la feuille voisine Lacapelle-Marival. Quitter Bagnac par la D 16 ; deux km plus loin environ, on atteint une carrière située à droite, avant un pont. On observe là, une roche gris acier à grain assez fin, finement rubanée où se détachent des feldspaths potassiques roses (cm à pluri-cm), maclés Carlsbad, moulés par la foliation. Le caractère de phénocrystal de ce feldspath suggère fortement une origine ortho-dérivée de ce gneiss.

Composition minéralogique : quartz, feldspath potassique (microcline) plagioclase acide damouritisé, mica noir, mica noir chloritisé, chlorite, mica blanc rare. Accessoires : zircon apatite, opaques.

Sur la feuille Maurs, les gneiss mylonitisés de Serres sont l'équivalent des orthogneiss de Bagnac. La roche est massive à patine marron à beige. La foliation est peu nette : on distingue les restes de feldspaths roses et de grains de quartz granulés et disloqués, entourés par une matrice finement

phylliteuse verte (car chloritisée), plus ou moins foliée. La composition minéralogique de cette roche est la même que celle de l'orthogneiss dont elle est mécaniquement issue.

Formations de type Millevaches

ξ¹m.g. **Micaschistes feldspathiques, micaschistes quartzeux à deux micas, avec ou sans grenat de l'Arcombe.** Ces roches constituent une bande allongée située à l'Ouest du Sillon Houiller, dans laquelle les granites de Glénat et de Saint-Julien-de-Toursac (apophyse du granite d'Omps) sont intrusifs. Ils sont recouverts au Sud, en transgression par les sédiments tertiaires du bassin de Maurs.

Ces micaschistes peuvent se diviser en deux types du point de vue lithologique :

- les micaschistes feldspathiques ;
- les micaschistes quartzeux.

Ils contiennent chacun du grenat sans que celui-ci soit présent dans tous les échantillons. Ce minéral très petit est rarement visible à l'œil nu.

● **Micaschistes feldspathiques.** Le grain est plus grossier que celui des micaschistes quartzeux. Les feldspaths apparaissent comme de petits grains arrondis, blanc mat ; ils peuvent localement être très nombreux. La schistosité est assez bien exprimée. Ces roches semblent s'altérer assez facilement, la patine est alors rougeâtre. Fraîches, elles sont grises à gris-beige.

Composition minéralogique : quartz, feldspath alcalin, albite à oligoclase, mica blanc, mica noir plus ou moins chloritisé, grenat. Accessoires : tourmaline, épidote, apatite.

● **Micaschistes quartzeux.** Gris foncé à l'état frais, ce sont des roches à grain fin dont la schistosité bien réglée est soulignée fréquemment par de nombreux filonnets (mm) parallèles à cette surface, et constitués principalement de quartz auquel s'ajoute un peu de feldspath. Patinées, ces roches sont de couleur marron clair plus ou moins mordorée.

Composition minéralogique : quartz, albite, feldspath potassique (?) rare, mica blanc, mica noir, mica noir chloritisé, chlorite verte, grenat. Accessoires : apatite tourmaline.

Localement, Nord-Ouest de Maurs, Nord-Est de Bagnac, les micaschistes quartzeux constituent des sortes de bancs d'épaisseur décimétrique en moyenne, qui rappellent par leur aspect les bancs observés dans les grésopélites de Lacapelle-del-Fraisse.

On observe parfois, comme l'a déjà signalé J.L. Feybesse (1981), de minces bancs leptynitiques (dm) tout-à-fait comparables aux gneiss leptynitiques œillés de Veyre, à la fois lithologiquement et minéralogiquement.

oλ. **Gneiss leptynique œillé du Veyre.** Cette roche est encaissée dans les micaschistes feldspathiques et quartzeux à grenat de type Millevaches ; elle encaisse à son tour une amphibolite et une serpentine. Ces roches sont

recoupées au Nord par le granite de Glénat. Vers le Sud-Est, en direction, l'amphibolite et la serpentine disparaissent d'abord, suivis par les gneiss leptynitiques.

Ces gneiss sont massifs, jaunâtres à beiges. Les micas sont arrangés en lits fins planaires. On observe des yeux de feldspath en amande (mm-cm) moulés par la foliation.

Composition minéralogique : quartz, feldspath potassique perthitique (microcline), plagioclase (An 30-35), biotite, muscovite. Accessoires : apatites, zircon, opaques.

D'après G. Vivier (1970), la composition de cette roche est celle d'un granite subalcalin hololeucocrate.

δ-Λ. **Amphibolite et serpentine du Veyre.** Ces deux roches n'ont pas été distinguées sur la carte à cause de la trop faible épaisseur de l'amphibolite. Si la serpentine atteint 150 m d'épaisseur au maximum, celle de l'amphibolite n'excède pas 15 m. Cette dernière est située au Nord-Est de celle-là, le contact entre les deux roches étant franc. Au Nord-Est de l'amphibole on passe aux gneiss leptynitiques œillés, qui, par conséquent, encaissent ces roches basiques.

- **Amphibolite.** On distingue au sein de celle-ci deux faciès lithologiques :
 - une amphibolite claire au contact des gneiss leptynitiques (au Sud-Ouest), schisteuse et riche en feldspath. La minéralogie est la suivante : quartz très rare, plagioclase An 35, amphibole incolore, chlorite, séricite abondante, calcite ;
 - une amphibolite sombre, massive, pauvre en feldspaths située au Nord-Est de la précédente.

La minéralogie est la suivante : quartz rare, plagioclase An 40-45, amphibole vert clair, calcite, chlorite, opaques. La calcite, secondaire, semble remplacer un minéral orthorhombique (pyroxène calcique ?).

- **Serpentine.** Cette roche est schisteuse lorsqu'elle est au contact de l'amphibolite et sa couleur est verdâtre. Vers le Sud-Ouest, en s'éloignant de cette dernière, elle devient noire et massive, d'aspect maillé. Au microscope on reconnaît l'antigorite et le chrysotile arrangés en une trame maillée englobant quelques cristaux d'olivine arrondis. Le pyroxène semble être du diopside, la magnétite est abondante.

Pour G. Vivier (1970), la roche originelle serait une péridotite serpentini-sée, ultérieurement transformée en amphibolite pendant le métamorphisme régional.

FORMATIONS PLUTONIQUES

Sur la coupure étudiée, les granites sont représentés par 5 massifs intrusifs dans les séries métamorphiques de la Châtaigneraie (Boule, 1899-1900) où ils développent des auréoles de métamorphisme plus ou moins larges :

- le *massif du Veinazès* qui occupe une superficie de 80 km² environ dans le centre-Est de la feuille Maurs ;
- le *granite de Marcolès*, situé au Nord-Est du massif du Veinazès ;
- les *granites de Saint-Julien-de-Toursac et de Boisset*, alignés selon un axe grossièrement N-S. Ces deux massifs sont situés dans le Sillon Houiller ;
- le *granite de Glénat*, massif circonscrit dont, seule, l'extrémité sud affleure sur la carte Maurs, à l'Ouest du Sillon Houiller.

On retrouve enfin, dans l'extrême coin sud-est de la carte, la bordure nord-orientale du *laccolite granitique de la Margeride—Entraygues*. Ces massifs sont recoupés par de nombreux filons tardifs péri-batholitiques tant acides que basiques.

γ³. Granite porphyroïde de la Margeride—Entraygues. C'est un granite porphyroïde à grain moyen, régulier, les phénocristaux de feldspath potassique atteignent 10 cm et plus.

Du fait de l'occurrence réduite de ce faciès sur la coupure étudiée, nous ne le décrirons pas plus en détail (voir la notice de la feuille Entraygues à 1/50 000 et la thèse de J.P. Couturié, 1977).

γ³V. Granite à tendance porphyroïde du Veinazès (appelé aussi granite de Montsalvy). L'étude de ce massif a été menée, conjointement à une étude du granite de la Margeride, par J.P. Couturié en 1977.

La première étude approfondie de ce massif a été entreprise en 1978 par M. Joubert qui en a établi la cartographie, sous-tendue par une étude pétrographique et géochimique très détaillée. Ce travail a été complété par J.L. Cirodde. Ce dernier auteur a aussi, en collaboration avec J.L. Duthou, entrepris la première étude géochronologique concernant ce massif granitique. La partie orientale a été étudiée par V.A. Nicolas (1985).

Le massif du Veinazès n'affleure pas en totalité sur la feuille Maurs. Son extrémité nord-orientale déborde sur la feuille voisine Entraygues à 1/50 000. De forme lenticulaire, renflé dans sa partie centrale, ce massif est allongé selon un axe grossièrement WSW-ENE (20 km de long sur 5 km de largeur maximale) et décalé dans sa partie septentrionale par un accident de direction NW-SE.

Au Sud-Ouest, le petit appendice de Morjou (1/2 km²) est séparé du corps principal par 250 m de schistes gris de Vieillevie.

Topographiquement, le massif du Veinazès est en creux par rapport à l'encaissant (dénivelée de l'ordre de quelques dizaines de mètres). Il s'ennoie en pente douce sous l'encaissant micaschisteux dans la partie nord essentiellement. Entre Lafeuillade-en-Vézie et la Croix de Coupiac le contact est toutefois subvertical.

Ce granite développe une auréole de métamorphisme dans les micaschistes encaissants. Ce phénomène est très développé, surtout vers le Nord-Est, il est toutefois encore marqué jusqu'à Lessal au Sud-Ouest et à Montsalvy, au Sud. Ce métamorphisme de contact se matérialise par la présence de cor-

néennes et de schistes tachetés. C'est de plus dans cette auréole de métamorphisme de contact que se localisent les gîtes wolframifères.

Les cornéennes, de couleur ocre, à schistosité assez mal exprimée, contiennent de l'andalusite, de la tourmaline et de la cordiérite pinnitisée. Les schistes tachetés montrent des plages centimétriques, lenticulaires, parallèles entre elles, constituées de cordiérite pinnitisée, associée parfois à de l'andalusite. La périphérie de l'auréole de métamorphisme est marquée par le développement de biotites millimétriques non déformées ne montrant aucune orientation précise par rapport à la schistosité de la roche.

Le massif granitique du Veinazès paraît relativement homogène. Les leviers cartographiques ont toutefois permis de distinguer quatre faciès différents, tous à tendance porphyroïde :

- le granite sombre à grain moyen, à biotite et muscovite rare ;
- le granite clair à grain moyen, à biotite et cordiérite, muscovite rare ;
- le granite rose à grain moyen, à chlorite, biotite, muscovite rare ;
- le granite sombre à grain fin, à biotite.

M. Joubert (1978), distingue, de plus, un faciès très local, à gros grain non porphyroïde (voir annexe 3) au Sud de Lafeuillade. Dans ce même secteur, J.L. Cirodde, décrit au Nord de la Gane et de la Grenouillère, un faciès où les mégacristaux sont localement et occasionnellement très développés (jusqu'à 40 % de la roche), mais cet auteur ne note pas d'augmentation de la taille du grain.

Le faciès à grain moyen, porphyroïde, est le plus répandu. La majeure partie du granite de Veinazès et l'appendice de Morjou en sont constitués. Le faciès clair est essentiellement cantonné dans le centre de la partie septentrionale du massif et le faciès sombre dans la partie méridionale ainsi que dans la partie nord-est.

Le passage de l'un à l'autre semble progressif sur le terrain. Pour M. Joubert, ce passage est lié à l'accident de Saint-Pons et du Langayroux. Les leviers cartographiques montrent cependant des faciès clairs débordant cette limite vers le Sud. Des études géochimiques ultérieures (voir ci-dessous), vont venir préciser ces limites.

Le faciès à grain grossier décrit par M. Joubert et le faciès à grain fin localisé dans la partie sud du massif ont une extension très restreinte.

L'arénisation de ces granites (assez développée dans tout le massif) et les mauvaises conditions d'affleurement ont entravé l'établissement d'une cartographie plus fine qui aurait permis de préciser les limites exactes de ces faciès et leurs contacts avec les deux faciès principaux.

Pétrographie

- *Le faciès sombre à grain moyen.* C'est un granite massif, de couleur gris bleuté quand il est frais. En s'altérant il devient jaunâtre et s'arénise rapidement.

Le caractère porphyroïde n'est pas très marqué. Les *phénocristaux* de feldspath potassique (qui mesurent 2 à 4 cm en général et peuvent atteindre

quelquefois 15 cm) sont parfois maclés Carlsbad et ne dépassent jamais 5 % du volume de la roche. On peut fréquemment y observer, à l'œil nu, des petites biotites qui soulignent les faces de croissance de ces mégacristaux.

La *mésostase* présente une structure grenue, équante, à grain moyen (2 à 4 mm) d'où se détachent quelques amas globulaires de quartz et de mégacristaux de feldspath potassique.

Le quartz (20 à 30 % de la roche) se présente en petits cristaux isolés ou en grandes plages recristallisées de 2 à 4 mm.

Le feldspath potassique (20 %), un microcline perthitique, se présente en grands cristaux xénomorphes (2 à 5 mm) souvent légèrement altérés. Les inclusions de biotite, plagioclase, muscovite et quartz sont nombreuses et de petite taille (1 mm et moins).

Le plagioclase (35 à 40 % de la roche) se présente en cristaux de taille variable (0,5 à 4 mm). Ils sont subautomorphes, souvent zonés (An 45 au centre du cristal et An 5 en bordure) et associés en synneusis, parfois maclés albite et plus rarement péricline. La damouritisation est fréquente et n'épargne que les bordures des cristaux, plus albitiques. Au centre des cristaux les plus altérés, on observe parfois de l'épidote et de la calcite secondaires.

La biotite (10 à 15 % de la roche), très colorée à pléochroïsme intense, cristallise en lamelles de 2 à 4 mm. Elle est déchiquetée et fortement chloritisée. Les inclusions d'apatite et de zircon y sont nombreuses. La chloritisation est accompagnée de cristallisation d'épidote et de leucoxène le long des clivages.

La muscovite (moins de 1 %) est surtout présente en inclusion dans les plagioclases et en micro-lamelles associées à la biotite.

Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon, le leucoxène, l'épidote, la calcite et quelques opaques.

J.L. Cirodde et M. Joubert signalent quelques affleurements montrant des concentrations importantes de biotite, disposées en bandes plus ou moins ondulées, décimétriques à pluri-décimétriques, bordées d'une zone plus claire dépourvue de biotite. Ces schlieren ont une *mésostase* à granulométrie très fine (inférieure au millimètre) où se détachent quelques amas de quartz globuleux et quelques feldspaths, mais surtout de grandes lamelles de biotite (centimétriques). Ces schlieren ont été diversement interprétés par les auteurs, litage magmatique pour J. Lameyre (1975) ou écoulement laminaire du magma par J.P. Couturié (1977).

● *Le faciès clair à grain moyen.* La roche fraîche est massive, gris bleutée, plus claire que le faciès précédent du fait de la teneur plus faible en biotite.

C'est une roche grenue peu porphyroïde. Les *phénocristaux*, parfois très rares, sont toujours constitués de feldspath potassique maclé Carlsbad.

La structure de la *mésostase* est grenue, équante ; les amas globuleux de quartz y sont nombreux mais les mégacristaux de feldspath potassique y sont moins courants que dans le faciès précédent.

Le quartz constitue 30 à 35 % de la roche, il se présente soit en gros cristaux globuleux (2 à 5 mm) soit en petits grains isolés soit en plages recristalli-

sées, suturées, à extinction roulante. Les inclusions de biotite, feldspath, apatite, rutile et muscovite y sont fréquentes.

Le feldspath potassique forme 20 à 25 % de la mésostase, il est très perthitique et souvent auréolé d'un fin liseré d'albite. On le rencontre surtout sous forme de cristaux interstitiels (1 à 5 mm), les cristaux subautomorphes isolés sont plus rares. L'altération est faible mais toujours présente. Les inclusions sont nombreuses et variées.

Le plagioclase (30 à 35 % de la mésostase) se présente sous deux formes :
– en grands cristaux subautomorphes de 3 à 5 mm, maclés le plus souvent Carlsbad, à zonage direct. La macle de l'albite est fréquente, celle du péri-cline, plus rare. Ces grandes lattes sont souvent associées en synneusis. La damouritisation est très développée sur ces grands cristaux et souligne le zonage. Les cœurs des cristaux très altérés sont occupés par de l'épidote, de la muscovite et même parfois par de la chlorite. Les bordures albitisées restent limpides. Des inclusions d'apatite et de biotite parfois chloritisée soulignent les clivages de certains cristaux ;
– en petits cristaux (0,5 mm), subautomorphes, souvent associés en inclusion dans les grands plagioclases et les feldspaths potassiques.

La biotite occupe 5 à 10 % de la roche et cristallise surtout en grandes lamelles pléochroïques (1 à 3 mm), déchiquetées ensuite et chloritisées partiellement ou en totalité. Les clivages sont soulignés par des cristallisations secondaires d'épidote et de leucoxène. Les inclusions de zircon sont nombreuses. Les petits individus de biotite inclus dans les autres minéraux, sont partiellement épargnés par la chloritisation.

La muscovite (1 %) est toujours présente. Elle cristallise en petites lamelles isolées, en gerbe, ou en association lamellaire avec la biotite. On l'observe plus rarement en produit de déstabilisation de la biotite.

La cordiérite (1 % environ) est le plus souvent pinnitisée. Elle a cependant été signalée par M. Joubert (1978) en petits prismes jaunâtres de 2 mm dans certaines lames.

La tourmaline est fréquente et cristallise en prismes isolés ou rayonnants ou en taches dans les micro-fissures de feldspath potassique. Les autres accessoires sont classiques.

Sur la bordure nord-ouest du massif, au Sud de Lafeuillade-en-Vézie, les auteurs signalent un faciès particulier qu'ils décrivent et interprètent différemment : M. Joubert (1978) décrit un faciès clair à gros grains, à quartz globuleux, pas du tout porphyroïde. J.L. Cirodde décrit dans le même secteur un faciès à grain qui reste moyen mais qui, par contre, est très riche en phénocristaux qui occupent jusqu'à 40 % de la roche.

● *Le faciès rose à grain moyen, à chlorite.* Ce faciès est localisé dans une zone restreinte, entre Sansac, Veinazès et Junhac. Il ne diffère du faciès porphyroïde sombre que par la coloration rose des feldspaths. Cette rubéfaction ne s'observe d'ailleurs que sur le pourtour des cristaux. Le centre reste blancâtre. Pour M. Joubert (1978), cette coloration est due à une altération liée à des phénomènes de fracturation très locale. La relative extension de ce faciès et sa localisation dans une zone moyennement tectonisée laissent tout de même posé le problème de l'individualisation de ce faciès par rapport au faciès principal.

Au microscope, ce faciès est comparable au faciès sombre à grain moyen. La rubéfaction se manifeste par une pigmentation de kaolinite et d'oxydes ferriques des feldspaths potassiques. Les plagioclases sont très damouritisés et la biotite n'existe qu'en petites plages reliques au sein de la chlorite. Seul le quartz montre des sections fraîches.

- *Le faciès sombre à grain fin.* On peut observer ce faciès sur quelques petits affleurements très localisés et très peu étendus (Nord de la Gane, par exemple). Le contact entre ce granite et le faciès à grain moyen n'a jamais pu être observé, mais le passage de l'un à l'autre doit être franc et rapide car les deux faciès ne sont séparés parfois que par quelques mètres.

Ce granite est gris clair quand il est frais, à grain fin, porphyroïde. Les *phénocristaux* de feldspath potassique sont très rares mais bien automorphes, de grande taille (2 à 3 cm) et maclés Carlsbad.

La *mésostase* est à structure microgrenue équante. Des cristaux globuleux de feldspath potassique et de plagioclase de 2 mm environ se détachent du fond microgrenu (0,5 mm environ).

Le quartz (25 à 30 % de la roche) est à tendance subautomorphe dans la mésostase, à extinction franche. Il contient des inclusions de biotite et d'apatite.

Le feldspath potassique constitue 25 à 30 % de la roche. C'est une orthose perthitique xénomorphe à subautomorphe que moule tous les autres minéraux. On note une albitisation secondaire.

Le plagioclase (25 à 30 %) est zoné (An 45 au centre). Le zonage est souligné par de la damouritisation des cœurs plus calciques. On note quelques myrmékites au contact du feldspath potassique.

La biotite, très pléochroïque (5 à 10 % de la roche) est très dilacérée, chloiritisée et parfois transformée en muscovite. L'épidote se développe parfois dans les clivages.

La muscovite (moins de 1 %) s'observe surtout en inclusions dans les autres minéraux.

La cordiérite (moins de 1 %) se présente en prismes trapus subautomorphes ou en amas pinnitisés.

Les accessoires sont classiques : apatites en aiguilles, zircons en inclusion dans les biotites avec halo pléochroïque et dans la cordiérite auréolés d'un halo jaune, épidote, leucoxène et opaques.

- *Les enclaves.* Deux types d'enclaves ont été observés dans le granite du Veinazès. Leurs dimensions réduites (50 cm à un mètre au maximum) n'en ont pas permis la cartographie à l'échelle du 50 000^e. Ce sont des enclaves de granite sombre d'une part, et des enclaves de microdiorite quartzique d'autre part.

M. Joubert (1978) décrit un granite sombre à grain fin enclavé dans le faciès porphyroïde sombre à la sortie nord de la Gane. Actuellement, seules quelques boules de ce faciès sont observables en bordure de route. C'est un microgranite de composition minéralogique et chimique proche de celle du granite porphyroïde sombre à grain moyen.

Des enclaves sombres microgrenues ont été décrites par M. Joubert (1978) à la carrière de la Comparnie et par J.L. Cirodde dans la carrière située à quelques kilomètres à l'Est de la D920 (lieu-dit la Rampe). Ce sont des enclaves ovoïdes (allant de la dizaine de centimètres au mètre) à limites franches, souvent bordées d'une auréole de granite clair que l'on peut retrouver par ailleurs en plages pluricentimétriques dans l'enclave elle-même.

Sur la mésostase de ces roches, qui est riche en biotite et très finement grenue, se détachent quelques cristaux de biotite (1 à 3 cm), de quartz (1 à 3 mm), de feldspath potassique (2 à 4 mm). Quelques mégacristaux de feldspath potassique peuvent parfois recouper la limite enclave/granite porphyroïde.

En conclusion, on peut dire que le massif du Veinazès est essentiellement constitué d'un granite monzonitique sombre, à grain moyen, porphyroïde à texture équante.

Un faciès clair s'individualise au sein de ce faciès, différent par des teneurs plus fortes en muscovite, cordiérite et feldspath potassique et par des teneurs plus faibles en biotite et plagioclase.

Dans le faciès sombre et le faciès clair, le plagioclase reste prédominant par rapport au feldspath alcalin qui est toujours plus ou moins albitisé secondairement. La chloritisation est plus ou moins développée mais toujours présente et la muscovite, toujours secondaire, se développe aux dépens du plagioclase, du feldspath alcalin et de la biotite.

Les relations entre ces faciès et le faciès à grain fin qui affleure au sein du massif restent à établir.

Géochimie (fig. 1)

L'étude géochimique menée par M. Joubert sur 30 analyses sur roche totale a été reprise et complétée par J.L. Cirodde.

Si l'on se réfère à la typologie des granites proposée par H. de la Roche (1978) et H. de la Roche *et al.* (1980) on peut, sans ambiguïté, rattacher le granite de Veinazès aux associations granitiques alumino-potassiques à tendance cafémique.

Le traitement multivariable conventionnel (d'après la méthode mise au point par H. de la Roche *et al.*, 1980) des données chimiques concernant ce massif a permis de définir trois faciès géochimiques principaux A, B et D, et un faciès très localisé C.

La tendance définie par ces trois faciès (A, B, D) est cependant légèrement décalée vers le pôle quartzo-plagioclasiq ue par rapport aux associations alumino-potassiques typiques des granites hercyniens français (comme le granite de Guéret et le granite de la Margeride auxquels ces faciès sont souvent associés). Le faciès B apparaît différent de A par sa richesse en silice et sa pauvreté en FeMg. Cette étude a confirmé la différence entre les faciès à

grain moyen clair (B) et foncé (A, plus biotitique) déjà mise en évidence par l'étude géochimique classique de M. Joubert.

La cartographie géochimique (fig. 1) établie d'après ces données a permis de préciser l'extension géographique de ces deux faciès géochimiques (A et B), qui se disposent de part et d'autre de l'accident de Peyre—Bouscaillou, confirmant ainsi ce que laissait entrevoir les travaux de M. Joubert. En effet les données chimiques de cet auteur portant sur les mineurs montrent un saut brusque dans les pourcentages en Ba et Sr de part et d'autre de cet accident.

Le faciès C correspond au faciès à grain fin et peut être interprété comme une intrusion en dyke ou filon.

Le faciès D est localisé au Nord de l'accident de Bouscaillou, sur la périphérie du massif. Ce faciès géochimique ne semble correspondre à aucune entité pétrographique, il a été différencié par le traitement géochimique des données. Le seul fait à signaler est que les indices wolframifères importants sont localisés à proximité de ce faciès. Il est caractérisé par un caractère albitique et potassique plus marqués et un rapport FeMg plus élevé que dans le faciès clair à grain moyen autour duquel il semble s'individualiser.

Les relations entre les faciès A et B demandent encore à être précisées. Les deux faciès A et B, bien que devant être séparés du point de vue de la géochimie, se répartissent cependant en une suite qui est très proche d'une tendance d'évolution magmatique, le faciès B étant plus évolué que le faciès A. Le faciès C semblant être enfin le terme le plus évolué de cette suite magmatique.

L'observation des deux faits suivants met cependant cette interprétation en défaut :

- les aires de répartition de ces deux faciès sont nettement séparées ;
- de plus, on observe un saut brusque dans les teneurs en Ba et Sr des faciès du compartiment sud, d'une part, et de ceux du compartiment nord, d'autre part (limités par la faille de Peyre—Bouscaillou). Il manque donc les étapes intermédiaires d'une éventuelle série d'évolution magmatique. Cette « lacune » peut être attribuée à des phénomènes tectoniques. Si cette hypothèse ne peut être vérifiée par l'étude tectonique du massif, il reste à envisager des venues magmatiques distinctes comme origine de ces deux faciès, qui appartiennent toutefois au même groupe d'évolution magmatique.

L'étude géochimique ne permet pas de définir de liens génétiques éventuels entre la faciès D d'une part et les faciès A et B d'autre part. On peut simplement dire que ces trois faciès appartiennent au groupe des granites aluminopotassiques à tendance cafémique.

Géochronologie

L'étude chronologique par la méthode Rb/Sr a été effectuée à l'échelle du massif du Veinazès par J.L. Duthou *et al.* (1986). On constate une dispersion des points. L'hétérogénéité isotopique qui apparaît (Sr de 0,7087 à 0,7129

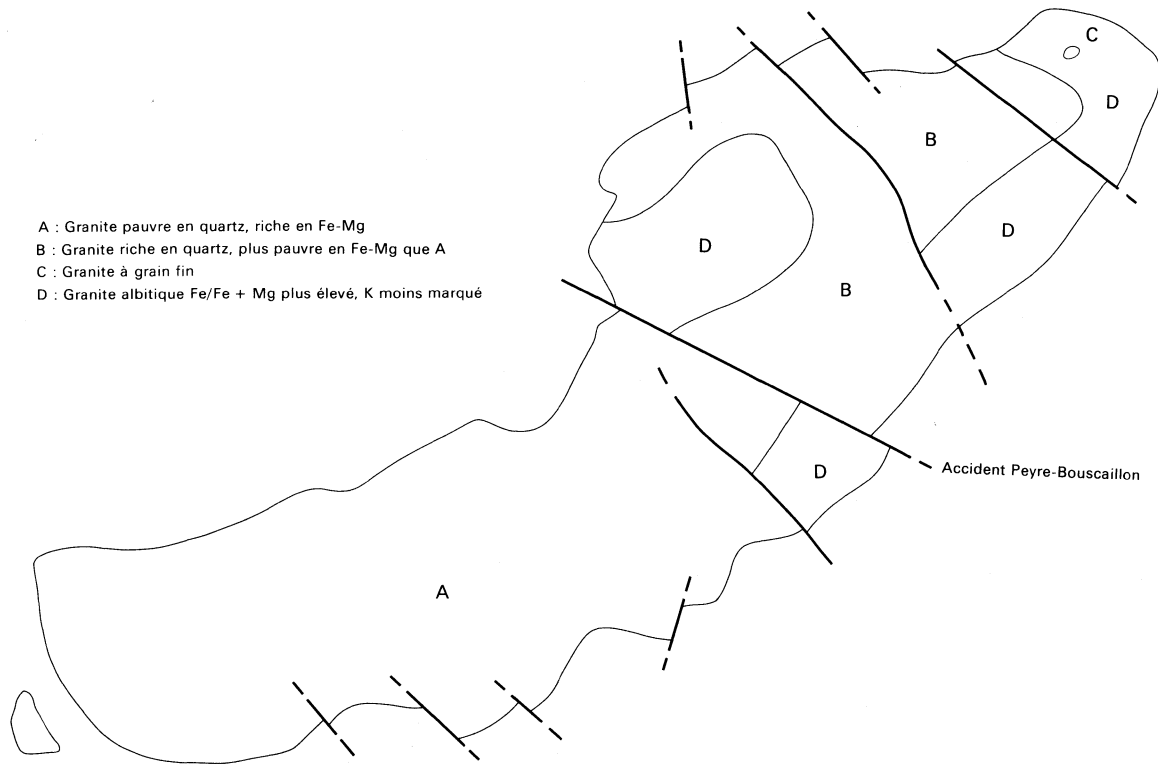


Fig. 1 - Répartition des faciès géochimiques du granite du Veinazès

pour 320 Ma), peut s'expliquer de différentes façons (magmas différents, assimilation, contamination, etc.).

γ^3M . **Granite porphyroïde de Marcolès.** Il constitue un petit massif de 26 km² environ, ovoïde, allongé suivant un axe NW-SE.

Le granite développe dans les schistes et micaschistes encaissants une auréole de métamorphisme importante. Ce phénomène est marqué par la présence constante d'andalousite qui peut être très développée, la présence plus ou moins systématique de cordiérite, l'occurrence plus rare de sillimanite, très près du contact, et enfin la présence plus épisodique encore de grenat.

Ce granite est vraisemblablement intrusif (hypothèse étayée par la présence d'enclaves micaschisteuses au sein du granite). Pour G. Vivier, sa mise en place est à rattacher au « type diapir ». Les études gravimétriques apportent des précisions sur les relations géométriques existant d'une part entre ce massif et les autres massifs granitiques et d'autre part entre le granite et son encaissant (cf. annexe 9).

Les derniers auteurs qui ont successivement étudié ce massif (Vivier, 1970 ; Joubert, 1978 ; Cirodde) y ont distingué deux faciès :

- un faciès porphyroïde à grain grossier qui constitue la majeure partie du massif ;
- un faciès à grain fin (faciès de bordure) très localisé.

Pétrographie

- *Le faciès porphyroïde à gros grain.* C'est un faciès clair à quartz globuleux, à grain grossier (4 à 5 mm).

Les *phénocristaux* de feldspath potassique sont abondants (7 à 17 %) et de taille moyenne (1 à 3 cm). C'est un microcline moiré, maclé Carlsbad. Les perthites sont nombreuses. Les zones de croissance sont soulignées par de nombreuses inclusions de quartz, biotite, plagioclase, etc. On observe des « pseudo-corona » de biotite autour de ces mégacristsaux ainsi qu' autour de quelques quartz globuleux.

La *mésostase*, à grain plus ou moins grossier (d'où se détachent les quartz globuleux), montre une grande hétérogénéité d'arrangement à l'échelle du groupe de cristaux dans une homogénéité générale de la roche. On y trouve :

- 40 à 43 % de quartz globuleux à extinction roulante ;
- 17 à 18 % de feldspath potassique. C'est une orthose perthitique (Lapaduhargues, 1948 ; Vivier, 1970) qui se présente en cristaux xénomorphes qui englobent tous les autres types de cristaux ;
- 30 à 32 % de plagioclase. Les cristaux, de grande taille (2 à 4 mm), sont zonés (zonation directe, An 30 - An 8) et parfois associés en synneusis ; on observe la macle de l'albite assez fréquemment. La damouritisation est assez développée, épargnant toutefois les bordures albitiques ;
- 5 à 7 % de biotite, parfois chloritisée et muscovitisée, à inclusions (rutile et zircon) fréquentes ;

- 1 à 2 % de muscovite qui, sans être abondante est toujours présente et d'origine secondaire ;
- 0,5 à 1 % de cordiérite souvent pinnitisée et 0,5 % d'accessoires dont la tourmaline.

Si l'on se réfère à la classification de Jung et Brousse, le granite de Marcolès est un granite monzonitique à tendance granodioritique, fortement quartzique, hololeucocrate.

- *Le faciès à grain fin.* Ce faciès a été observé par M. Joubert sur un seul affleurement en bordure est du massif, près de la Latterie (au Nord-Est de Marcolès). Il n'a pas été cartographié du fait de sa faible extension.

C'est une roche de couleur grise au grain très serré. Sur une mésostase à structure finement grenue (0,3 mm) se détachent des phénocristaux de microcline (4 cm) non maclés, de quartz globuleux (0,5 à 1 cm) et craquelés, de biotite (1 cm) et de plagioclase zonés (zonage direct : An 30-An 12) souvent associés en synneusis.

La composition minéralogique de la mésostase est sensiblement voisine de celle du faciès grossier. Les minéraux sont, de plus, légèrement déformés.

- *Les enclaves.* Le granite de Marcolès contient de nombreuses enclaves qui peuvent être groupées en deux catégories : les enclaves surmicacées et des enclaves de roches métamorphiques.

Les enclaves surmicacées sont des enclaves microgrenues, semblables à celles décrites dans le granite du Veinazès. Elles sont, dans ce massif, plus abondantes, surtout près de la bordure ouest où leur taille dépasse plusieurs mètres. A côté de ce faciès fin, M. Joubert signale, notamment près du village de Laroque (Sud-Ouest du massif), des enclaves surmicacées, à affinité vaugnéritique, décimétriques, ovoïdes, à structure hétérogène cloisonnée (plages claires quartzo-feldspathiques, à grain très fin, noyées dans un trame à grain moyen à biotites millimétriques).

Une analyse chimique effectuée sur ces enclaves permet de les rattacher à des kersantites quartziques, si l'on se réfère à la classification de Lacroix.

Les enclaves métamorphiques : deux panneaux (d'une centaine de mètres) de micaschiste très altéré, enclavés dans le granite sont décrits par M. Joubert (1978). L'un se situe près de la bordure nord du massif, aux environs de Labrunie, l'autre est localisé aux abords de Maison Rouge, à la périphérie sud. Leur orientation correspond à celle de l'encaissant proche.

Géochimie

M. Joubert a effectué 15 analyses chimiques sur roche totale sur le granite à gros grain et une sur le faciès de bordure. L'exploitation de ces données a montré la grande homogénéité chimique de ce granite. L'évolution des mineurs montre une tendance plus leucocrate pour le centre du massif.

Si l'on se réfère à la classification de Lacroix, le granite de Marcolès est un granite calco-alcalin monzonitique.

L'ensemble des critères pétrographiques et chimiques observés dans ce granite permet de l'apparenter aux associations sub-alcalines à caractère alumineux « type Margeride » (en se référant à la classification de J.B. Orsini, 1979).

Géochronologie

Ce granite a été daté, par la méthode Rb/Sr, à 305 ± 13 Ma (Westphalien) par G. Vivier et M. Lassere en 1973. Le rapport isotopique 86-Sr/87-Sr est de $0,7072 \pm 0,0007$.

γ^{1-2} . **Leucogranite à grain moyen.** Ce leucogranite affleure au sein du granite de Marcolès, sur sa bordure sud-est.

C'est une roche à grain moyen à fin (2 à 3 mm), beige clair, qui occupe la majeure partie de l'apophyse. Ce faciès est très arénisé.

M. Joubert y signale : 35 % environ de quartz automorphe ; 31 à 32 % de feldspath potassique (microcline) perthitique, albitisé et muscovitisé ; 25 à 26 % de plagioclase (An 12) en cristaux souvent groupés ; 1 % de biotite toujours chloritisée, avec cristallisation d'épidote et de leucoxène dans les clivages ; 6 à 7 % de muscovite en grandes lamelles allongées (1 à 2 mm), subautomorphes, associées à la biotite et aux feldspaths ; de la tourmaline en plages à tendance automorphe.

Un granite clair, déjà observé par M. Joubert, affleure sur quelques centaines de mètres carrés au Nord de Cols (Sud-Est de Marcolès). Ce granite a un caractère porphyroïde bien marqué (les phénocristaux de feldspath potassique représentent 8 % du volume de la roche) et contient de gros cristaux de quartz globuleux (0,5 à 1 cm) et de plagioclase zoné qui se détachent de la mésostase à structure hétérogrenue.

Géochimie

Deux analyses chimiques ont été effectuées par M. Joubert dans ces faciès. L'expression minéralogique a été calculée à partir de la composition chimique grâce aux paramètres de H. de la Roche (1978). Il en ressort que les deux faciès décrits ci-dessus entreraient dans le domaine des leucogranites calco-alcalins monzonitiques. Le leucogranite porphyroïde serait du granite de Marcolès muscovitisé et albitisé lors de la mise en place de l'apophyse leucogranitique (Joubert, 1978).

γ^3 B. **Granite orienté à tendance porphyroïde de Boisset.** Ce granite constitue un petit massif de 20 km² s'allongeant selon une direction sub-méridienne sur 11 km pour une largeur moyenne de 2,5 km. La presque totalité du massif affleure sur le quart nord-ouest de la feuille étudiée, en un plateau au relief monotone bordé à l'Est et à l'Ouest par deux vallons encaissés. Le granite de Boisset assure la prolongation méridionale géographique du mas-

sif d'Omps qui affleure, pour sa part, sur la coupure sus-jacente : Aurillac à 1/50 000. Le granite de Boisset est, de plus, relié à l'Est au granite cataclasté de Saint-Julien-de-Toursac.

Ces trois granites sont engagés dans le Sillon Houiller. Ils sont fortement déformés (déformation ductile essentiellement pour le granite d'Omps et de Boisset, et surtout cataclastique pour le granite de Saint-Julien-de-Toursac).

Le contact entre l'encaissant et le granite de Boisset est toujours franc et fortement penté vers l'Est. J.L. Feybesse (1981) met en évidence un rebroussement des foliations dans l'encaissant sur 200 à 300 m et signale des récurrences concordantes de granite sur 200 à 300 m. Pour cet auteur, le granite de Boisset correspondrait à une lame granitique d'environ 1 200 à 1 400 m d'épaisseur, fortement incliné à l'Est. G. Vivier (1970) propose pour ce granite comme pour le granite de Marcolès une mise en place de type diapirique.

Le granite de Boisset développe, au sein des micaschistes encaissants, une auréole de métamorphisme où l'on observe de l'andalousite et même de la sillimanite tout près du contact.

Le faciès principal occupant l'essentiel du volume est un granite de couleur gris clair légèrement bleuté, à grain moyen, à tendance porphyroïde. Les mégacristaux de feldspath potassique peu nombreux, pluricentimétriques parfois, sont bien individualisés dans le faciès non déformé (vers le village de Boisset). Ce granite est affecté totalement ou partiellement par la déformation ductile. C'est alors un gneiss œillé (les mégacristaux sont ovoïdes), montrant un réseau de plans C et S. Cette orientation est accentuée en coloration par la réorganisation en lits des feldspaths et des quartz, alors que la biotite forme des cloisons onduleuses.

Le quartz est très finement cristallisé, xénomorphe, interstitiel, formant une mosaïque entre les feldspaths. On le retrouve en association avec la biotite pour former des cloisons.

Deux générations de plagioclase sont observées :

- la première, à cristaux automorphes, toujours cassés (à macles mécaniques) ou ondulés, zonés (à zonage direct avec un pourcentage en anorthite variant de 23 à 30 %). Les cœurs plus basiques sont gagnés par la damourite et parfois même par de l'épidote ;
- la seconde, en inclusions dans les feldspaths potassiques (An de 4 à 14).

Le feldspath potassique est un microcline idiomorphe, souvent moiré, parfois perthitique. Les mégacristaux sont souvent ovoïdes et leur plus grande face est disposée suivant les plans S.

La biotite se présente souvent en cristaux flexueux déchiquetés, dilacérés, surtout dans les faciès orientés, ou en inclusion dans le feldspath potassique. Dans l'ensemble très chloritisée, elle contient des inclusions d'apatite.

On peut localiser au sein de ce massif un faciès de bordure regroupant les granites à *grain fin* décrits par J.L. Feybesse et G. Vivier (granite de Chaule,

granite à grain fin, ...). Ce faciès apparaît essentiellement sur la bordure sud-ouest du massif. Comme le dit J.L. Feybesse (1981) le passage au granite porphyroïde n'a pas pu être observé. Cet auteur note que ce faciès est très semblable au faciès que l'on rencontre dans les récurrences de granite. Ce sont des roches fines très sombres, orientées (entre La Planche-de-Soucq et Boisset) ou non (dans la région de Chaule au Sud et à la Planche-de-Soucq). Ce sont, si l'on se réfère à la classification de Jung et Brousse, des granodiorites leucocrates fortement quartziques, de minéralogie semblable à celle du faciès porphyroïde grossier. Le terme « leucocrate » ne correspond pas effectivement à la teinte sombre observée pour cette roche, ceci est dû au fait que celle-ci est cloisonnée et que le quartz associé à la biotite dans les cloisons est finement cristallisé.

Géochimie

L'étude géochimique de G. Vivier (1970) vient corroborer l'étude pétrographique. Ce granite est un granite monzonitique, à la limite du domaine granodioritique, leucocrate, fortement quartzique. Il s'inscrit dans les granites calco-alcalins monzonitiques de Lacroix. En cela il est semblable au granite de la Margeride—Entraygues (association subalcaline à caractère aluminé de J.B. Orsini, 1979).

Dans son travail géochimique, J.L. Feybesse a surtout traité le granite de Boisset par rapport au granite d'Omps. Pour cet auteur, les majeurs comme les mineurs mettent en évidence une évolution séparée (non cogénétique) pour ces deux granites malgré leurs ressemblances lithologique et minéralogique.

Géochronologie

Une étude radiochronologique a été effectuée par G. Vivier, (méthode Rb/Sr sur roche totale et minéraux) sur le complexe granitique d'Omps-Boisset. Les seuls points permettant de proposer un âge sont ceux des échantillons du granite de Boisset :

- une première « isochrone » à 406 ± 70 Ma avec un rapport initial égal à $0,7090 + 0,0036$. Les marges d'erreur étant trop importantes, l'auteur ne peut pas proposer un âge de mise en place ;
- une deuxième isochrone donne un âge de 275 ± 10 Ma pour un strontium initial de $0,7097 \pm 0,0007$. Cette isochrone correspondrait, d'après G. Vivier, à un rajeunissement des minéraux à l'Autunien.

^{ca} γ^3 . **Granite cataclaté de Saint-Julien-de-Toursac.** Ce granite forme une langue effilée reliée au granite de Boisset et au granite d'Omps à la latitude de Caldeyrou. Vers le Sud, ce granite passe sous le bassin tertiaire de Maurs.

Comme le signale G. Vivier (1970) le nom de ce granite a été repris de la littérature, mais au village de Saint-Julien-de-Toursac affleurent des quartzites et non le granite qui en porte le nom.

Le passage entre les granites porphyroïdes d'Omps et de Boisset et le granite de Saint-Julien-de-Toursac se fait très progressivement. On passe à des

faciès de plus en plus foliés où les feldspaths forment des yeux, puis les faciès à coloration rosâtre apparaissent un peu plus au Sud. On rencontre enfin les faciès les plus typiques du granite de Saint-Julien-de-Toursac vers Vieux-Rouziers et au-delà vers le Sud. Ces faciès affleurent bien le long de la RN 122 au Sud des Estresses, dans la vallée du ruisseau d'Annes et à l'Est de Vieux-Rouziers.

L'ensemble présente une texture planaire accentuée par un système de diaclases très nombreuses.

Ce granite est bordé par un liseré de micaschistes noirs à aspect graphiteux, mylonitisés.

Dans la carrière des Estresses, le granite a une granulométrie très irrégulière. Il passe rapidement d'un faciès à grain moyen (1 à 4 mm) à un faciès très grossier (grain pluricentimétrique) à cristaux très mal définis.

- *Le faciès à grain moyen.* C'est un granite rose à patine jaunâtre qui présente une texture planaire compacte isogranulaire et une structure microcristalline grenue.

Le quartz y est très abondant et se présente soit en petits cristaux engrenés à extinction roulante, soit en joints cristallisés en gros cristaux.

Le plagioclase se détache sur la roche en plages plus claires. Il se présente en baguettes ondulées, cassées et souvent altérées. Le pourcentage en anorthite varie de 5 à 25 % selon les cristaux.

Le feldspath potassique presque toujours perthitique contient parfois du plagioclase en inclusions.

La biotite est toujours chloritisée en amas flexueux.

La muscovite et l'épidote sont les minéraux accessoires de cette roche.

- *Le faciès grossier.* Sur la roche se détachent de gros cristaux de feldspath roses et des cristaux de plagioclase blanchâtres ou à reflets mauves ; cette coloration anormale serait due, d'après G. Vivier (1970), à la présence de fluorine dans le feldspath.

Le quartz est en grains amiboïdes engrenés à extinction roulante.

Le feldspath potassique est très perthitique et rarement moiré.

Le plagioclase (An 25), est soit en inclusion dans les mégacristaux de feldspath potassique, soit en cristaux isolés d'albite.

La chlorite forme des cloisons fines et irrégulières entre les autres minéraux.

Ces deux faciès (à grain moyen et grossier) sont très mylonitisés. On observe une cristallisation de quartz et d'albite. Le faciès grossier est très altéré et cataclaté. On y remarque des cristallisations secondaires de calcite, dans les diaclases des minéraux et dans le film intergranulaire, ainsi que des filaments de fluorine.

Du point de vue chimico-minéralogique, ce granite est un granite monzonitique leucocrate, à tendance alcaline. Les faciès grossiers montrent une tendance granodioritique.

Pour G. Vivier, ce granite serait une apophyse cisailée du granite d'Omps-Boisset qui a presque entièrement recristallisé ultérieurement. Le jeu de ces failles a donné la structure planaire de ce granite. Les diaclases tardives qui ont affecté ce granite ont favorisé la migration d'éléments hydrothermaux, ce qui se matérialise par le développement de calcite et de fluorine.

γ^3 G. **Granite de Glénat à tendance porphyroïde.** Situé à l'Ouest du Sillon Houiller, ce massif s'allonge suivant un axe Nord-Sud sur 20 km avec une largeur maximale de 8 km (140 km² environ). Seule la partie sud-orientale du massif, où l'arène est abondante, affleure sur la feuille Maurs. Ce granite est séparé du granite de Saint-Julien-de-Toursac par une bande étroite de micaschistes plus ou moins cataclasés.

Pour M. Donnot (1955), ce granite est « le seul de type intrusif à gisement circonscrit qui se situe à l'intérieur du plateau de Millevaches ».

La plupart des contacts observés sont sub-verticaux et ils sont toujours francs, sans aucune récurrence au sein de l'encaissant. Le granite de Glénat est donc un massif batholitique type, intrusif qui recoupe à l'emporte-pièce les micaschistes encaissants où il détermine une auréole de métamorphisme. Au fur et à mesure qu'on s'approche du granite, la roche encaissante perd sa schistosité et prend une couleur sombre, pour devenir une véritable cornéenne alumineuse, noire et massive.

Les auteurs qui ont étudié ce granite (Donnot, 1955 ; Rispal, 1962 ; Vivier, 1970 ; Feybesse, 1981) y ont distingué deux faciès principaux :

- un faciès à grain fin localisé au Nord (feuille Aurillac) ;
- un faciès à grain moyen qui affleure au Sud, dans la partie orientale.

Ces deux faciès, montrent localement un caractère légèrement porphyroïde ou microgranitique.

Sur la carte Maurs, apparaissent le faciès à grain moyen, sur la bordure est du massif, et le faciès à grain moyen à tendance porphyroïde au centre.

La transition entre ces deux faciès (faciès à grain fin et faciès à grain moyen) est progressive, le grain devient plus gros, les quartz globuleux sont plus abondants et quelques rares mégacristaux s'individualisent au sein de la mésostase.

γ^4 . **Granodiorite de Glénat à grain moyen.** C'est le faciès type de la Segalassière (feuille Aurillac) de M. Donnot (1955). C'est une roche gris bleuté, homogène à moyenne échelle mais hétérogène au niveau de l'arrangement du grain qui reste de dimension moyenne. Sur un fond clair ressortent les cristaux globuleux de quartz et des paillettes de biotite. Quand la roche est altérée, les cristaux automorphes de plagioclase (0,5 cm à 1 cm), ressortent mieux encore.

Au microscope, la roche présente une structure grenue équante.

Le quartz existe parfois en petits cristaux amiboïdes engrenés, mais l'ha-

bitus le plus fréquent correspond à de grands cristaux associés qui figurent les plages de quartz globuleux.

Le plagioclase est souvent en lattes automorphes et zonées (An 30 à 35 au cœur et An 8 à 15 à la périphérie), souvent groupées en synneusis et contenant fréquemment de petites biotites en inclusion. Le plagioclase peut être inclus dans le feldspath potassique, il se forme alors une auréole de myrmékite.

Le feldspath potassique est une orthose (déterminée aux rayons X par Y. Blanc et G. Vivier, 1970) qui se présente en cristaux parfois zonés, rarement automorphes et rarement maclés Carlsbad. Les perthites sont nombreuses et très fines. L'altération est importante, le cœur des cristaux est presque entièrement séricitisé. Le feldspath potassique contient parfois de petits cristaux automorphes de quartz.

La biotite se présente en lattes assez trapues, déchiquetées aux extrémités. Elle est plus ou moins altérée en chlorite, parfois flexueuse et très rarement cataclasée. Elle peut apparaître en amas de cristaux. Les inclusions d'apatite et de zircon sont nombreuses.

Les minéraux accessoires sont la muscovite, l'apatite, le zircon et plus rarement le sphène et l'épidote.

Le faciès à tendance porphyroïde est une roche claire, pauvre en biotite. Les rares mégacristaux de feldspath potassique n'excèdent pas 1 cm et sont à contours flous, très irréguliers, maclés Carlsbad et très perthitiques. Ils sont très tardifs et peuvent contenir tous les autres cristaux en inclusion. La composition minéralogique de la mésostase est identique à celle du faciès à grain moyen. La taille du grain est plus grande et les plages de quartz globuleux y sont plus développées. On peut voir de rares rosettes de tourmaline.

Dans le diagramme de Streckeisen, ces roches sont situées dans le domaine des granodiorites pour le faciès moyen et dans les granites monzonitiques pour le faciès à tendance porphyroïde.

Les *enclaves* sont nombreuses, de petite taille (décimétriques à décamétriques), à composition de tonalite ou de granodiorite. Leurs relations géométriques avec le granite sont difficiles à établir du fait des conditions d'affleurement.

Géochimie

Les études chimiques de ce massif, effectuées par G. Vivier et J.L. Feybesse, permettent de tirer les conclusions suivantes :

- les diagrammes binaires mettent en évidence un cogénéisme certain entre les différents faciès du granite de Glénat ;
- le granite à grain moyen est homogène et de composition granodioritique franche ;
- les enclaves, montrent une évolution depuis le stade dioritique (tonalite) jusqu'au stade granodioritique, voisin du granite lui-même.

Géochronologie

Une étude géochronologique (Rb/Sr) effectuée par G. Vivier et M. Lasserre (1973) a donné les résultats suivants :

– les points représentatifs de 40 échantillons déterminent un nuage. Ce résultat confirme l'impossibilité d'avoir des variations suffisantes du rapport $87\text{Rb}/86\text{Sr}$ qui permettraient de dater la mise en place de ce granite ;
– par contre, les analyses sur minéraux et roche totale d'un même échantillon déterminent une isochrone : $T = 272 \pm 4 \text{ Ma}$ (Autunien), $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0,7096 \pm 0,0009$.

Conclusions

Tous les granites, intrusifs dans les séries métamorphiques de la Châtaigneraie, à l'Est du Sillon Houiller sont post-viséens et sont interprétés comme des associations subcalcaires, à caractère alumineux. Du point de vue minéralogique, ils se rattachent à des granites monzonitiques (Veinazès et Marcolès) à tendance granodioritique plus ou moins marquée (Boisset et Saint-Julien-de-Toursac). Certains sont déformés ductilement (granite de Boisset), voire même cataclasés (granite de Saint-Julien-de-Toursac).

Le problème de la parenté de ces massifs avec celui de la Margeride–Entraygues reste posé, les auteurs (G. Vivier, M. Joubert et J.L. Feybesse) étant d'avis plus ou moins différent sur ce point.

Seul le massif de Glénat est à considérer séparément, il présente en effet, une minéralogie (granodiorite) et un chimisme différents de ceux des autres granites.

Des analyses chimiques des granites de Veinazès, Marcolès, Boisset, Saint-Julien-de-Toursac et Glénat sont données en annexe (annexes 4 à 7).

ROCHES FILONIENNES

Les intrusions filoniennes sont peu nombreuses dans cette feuille, surtout si on les compare de ce point de vue à celles cartographiées sur la feuille Entraygues. Ces intrusions sont tardives car elles recoupent clairement les roches métamorphiques et les granites. Dans la plupart des cas ces roches filoniennes sont disposées verticalement.

On distingue les types pétrographiques suivants :

- les granites à deux micas ;
- les microgranites ;
- les leucogranites-aplites ;
- les micromonzonites quartziques ;
- les microdiorites ;
- les filons de quartz avec ou sans barytine.

γ . **Granite à deux micas.** D'épaisseur variable, ils ont une teinte rosée à texture fluidale. On note quelques gros cristaux de feldspath tranchant sur un fond à grain moyen. Au microscope on observe : quartz, plagioclase (An 3-8), feldspath potassique perthitique, biotite, biotite chloritisée moins abondante que la muscovite.

$\mu\gamma$. **Microgranites.** Certains parmi ces filons semblent avoir une extension assez grande comme celui des Estresses. D'épaisseur variable (jusqu'à

15 m), leur texture est le plus souvent équante et isogranulaire. On observe à l'œil nu quelques feldspaths subautomorphes et du quartz globulaire. Au microscope, à ces deux minéraux s'ajoutent le plagioclase (An 5-10) automorphe damouritisé, la biotite parfois chloritisée, la muscovite en gerbes, la calcite secondaire et des opaques.

αγ. **Leucogranite-aplite**. La roche est claire parfois rosée à grain moyen ou fin. On distingue à l'œil de petits cristaux de muscovite, biotite et plus rarement de tourmaline. Ces leucogranites-aplites d'épaisseur métrique à plurimétrique, recoupent les granites et leur encaissant.

Composition minéralogique : quartz, feldspath potassique perthitique, plagioclase, biotite, muscovite, tourmaline. Accessoires : apatite, zircon, chlorite. M. Joubert signale la cordiérite.

μση. **Micromonzonite quartzique**. Des phénocristaux de feldspath se détachent d'une pâte dans laquelle on observe quelques ferro-magnésiens.

μη. **Microdiorites** (Nord-Ouest de la feuille). Les microdiorites souvent altérées se distinguent macroscopiquement des autres filons par la couleur gris acier ou verdâtre où se détachent les feldspaths automorphes plurimillimétriques et les biotites plus petites. Le microscope montre la minéralogie suivante :

- mésostase : quartz peu nombreux, plagioclase, biotite plus ou moins chloritisée, pyroxène ;
- phénocristaux : plagioclase automorphe (An 30 en moyenne), biotite plus ou moins chloritisée, augite, amphibole verte. Accessoires : apatite, calcite, épidote, opaques.

Q ; Q-Ba. **Quartz avec ou sans barytine**. Le nombre de filons de quartz est relativement limité sur cette feuille. Certains d'entre-eux, en particulier ceux recoupant l'extrémité orientale du granite de Veinazès, forment de véritables murs qui se suivent sur plusieurs centaines de mètres. Jusqu'à présent ils se sont révélés stériles, à l'exception du filon situé au Sud de Fournoulés, qui contient la barytine, et celui de Laboisse (granite de Glénat) contenant galène-chalcopyrite-pyrite.

Concernant leur âge, on peut affirmer qu'ils sont tardifs comme les autres filons décrits ici, puisqu'ils recoupent à la fois les schistes et les granites intrusifs dans ces derniers. Par contre, faute de contacts entre les filons de quartz et les autres types de filons, il est impossible de donner une chronologie relative concernant l'ensemble des filons de cette feuille.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES DU BASSIN DE MAURS

Le bassin de Maurs situé au Sud-Ouest de la feuille, forme une vaste cuvette topographique qui s'allonge selon la direction subméridienne, prolongeant vers le Sud le Sillon Houiller, qu'il occulte en partie.

Le fond de cette cuvette est occupé par des sédiments tertiaires dont la

base repose en discordance sur le cristallin et le Houiller. Cette dépression est ouverte vers le Sud sur le bassin houiller stéphanien de Decazeville.

B. Muratet (1983) distingue au sein de cette cuvette deux bassins plus petits :

- le *bassin de Maurs s.s.*, au Nord, actuellement drainé par la Rance, à sédimentation tertiaire polycyclique, à dominante argilo-détritique. De forme amygdaloïde, ce bassin s'allonge selon une ligne Maurs–Saint-Constant d'orientation N 150°E. Il a 6 km de long sur 2 de large ;
- le *bassin de Saint-Santin*, drainé par le Célé, à sédimentation essentiellement calcaire, est situé au Sud du bassin de Maurs. Il est représenté par des buttes calcaires qui participent à une cuvette synclinale faillée. Il s'y ajoute deux appendices latéraux : le fossé de Bagnac à l'Est et le fossé de la Valette au Sud (sur la feuille Decazeville). Un remplissage tertiaire, également polycyclique, s'est accumulé dans ce bassin sur une épaisseur de 200 m.

Primaire

h5b. **Houiller détritique et volcano-détritique (Stéphanien B)**. De découverte récente (Muratet, 1981), les terrains houillers de la feuille Maurs assurent la liaison entre le Grand Sillon Houiller du Massif central et le bassin de Decazeville.

Entre la Berbezie et Moussarou affleurent des basaltes prismés et quelques bancs de grès. La série semble peu inclinée vers l'Ouest et appartient à l'assise de Brayes, assise inférieure du bassin de Decazeville et d'âge Stéphanien B (Vetter, 1968).

L'aspect des sédiments coincés dans le Sillon Houiller proprement dit, au Sud de Maurs, est assez différent. Les couches sont très redressées et parfois verticales. Semblant constituer la base de la série, on note une sorte de bouillie de minéraux éruptifs, très peu indurée, dans laquelle sont dispersés des galets arrondis de quartz à altération rousse et de lydienne (chemin partant vers le Nord depuis Claveyrel sur la route de Saint-Constant au Triou-lou et route de l'hippodrome de Maurs à Montagnac). Ensuite viendraient des bancs de microconglomérats à éléments d'éruptif avec empreintes de cordaïtes (Sud de Claveyrel). A Montagnac même, les faciès redeviennent chaotiques et l'on observe, dans une matrice identique à celle précédemment décrite, de gros blocs de quartz, de micaschistes, de gneiss, de granite et d'éruptif houiller. Les écorces charbonneuses sont fréquentes à ce niveau. Le sommet de la série affleure à la ferme de la Vergne sous forme de silts et d'arénites à passées charbonneuses. Des filonnets de diorite recourent tous ces terrains.

La dominance de matériel volcano-sédimentaire inciterait à corrélérer ces assises avec celles de Brayes et de la Berbezie dont l'âge Stéphanien B ne fait pas de doute, conformément à l'âge des couches connues ailleurs dans le Sillon Houiller, dont le plus proche affleurement se trouve à Pers sur la feuille voisine Aurillac.

Les faciès particuliers observés ici semblent dus à la proximité du point

d'émission majeur des laves stéphanienues largement répandues sur les feuilles voisines Decazeville, Lacapelle-Marival et Figeac. En effet il existe à l'aplomb des calcaires ludienus de Saint-Santin une anomalie géophysique considérable (-42 mG) ne pouvant correspondre qu'à une fosse volcano-sédimentaire.

Basalte prismé de la Berbézie (β). Il s'agit d'une coulée de basalte à pyroxènes, très altéré, peu tectonisé ; ce faciès pourrait passer pour tertiaire s'il n'était encadré par du Carbonifère. C'est une des roches les plus basiques rencontrées dans le Stéphanien de la région. La prismation est en particulier magnifique sur le bord du ruisseau entre la Berbézie et Puech Touillière.

Tertiaire

e4-5. **Argiles à graviers de Maurs (Cuiso-Lutétien),** 100 m. Ces argiles détritiques de couleur claire et d'aspect monotone recouvrent une large surface sur les plateaux à l'Ouest de Maurs et dépassent une centaine de mètres dans le bassin lui-même. La base en est composée d'un conglomérat polygénique particulièrement grossier où les blocs métriques de quartz à empreintes en « coup d'ongle » ne sont pas rares. L'essentiel du matériel montre des alternances d'argiles sableuses et de lentilles à galets quartzeux peu roulés. La fraction argileuse, mal cristallisée donc peu évoluée, comprend toutefois de la kaolinite et des argiles 14Å tout à fait spécifiques de cette unité. L'ensemble forme une seule séquence positive de nature fluvio-torrentielle.

Du fait de sa large extension, ce cycle est antérieur à l'ouverture des bassins, et l'âge des couches surincombantes indique l'Éocène moyen comme *terminus ad quem* pour son dépôt. Toutefois les quelques datations obtenues sur le « Sidérolitique » régional (Châteauneuf, 1977 ; Châteauneuf *et al.*, 1977) permettent d'envisager un éventuel âge Éocène inférieur.

Une dalle de **conglomérat polygénique à ciment ferrugineux** (e4-5 \mathcal{F}) se rencontre sporadiquement à la partie supérieure de cette formation par exemple aux Tuileries de Maurs ou bien directement sur le socle sous les argiles à graviers e6. Étant donné la nature argileuse des couches qui l'encadrent il est difficile de l'observer en place. Il peut tout aussi bien s'agir d'une unité stratigraphique individualisée, appartenant dans ce cas au Lutétien, que d'un faciès bordier des argiles à graviers *sensu lato*.

e6. **Argiles à graviers du Barroul et indifférenciées (Bartonien),** 0-50 m. D'épaisseur variable (0 à 50 m) à l'affleurement, ce sont des argiles rouges à galets de quartz et fréquents éléments de micaschistes peu ou pas roulés. On peut les définir comme dépôts fluviaux de comblement de bassin.

Sur la feuille Maurs, on trouve à leur base des **faciès à nodules carbonatés** (e6C) passant au Sud d'une ligne Bagnac-Saint-Santin à des calcaires marneux d'origine palustre. Sur la feuille Decazeville l'on observe alors les *calcaires de la Valette*, formation bien individualisée sous des argiles à graviers discordantes et constituée de calcaires de calcitisation en milieu palustre. Ce cycle se retrouve dans le bassin plus méridional d'Asprières sur la feuille Figeac, où il a pu être daté par micromammifères de l'Auvervien

(Muratet *et al.*, 1985). Ainsi, il convient de placer ces dépôts à la base de l'Éocène supérieur.

Il n'y a pas lieu de séparer ici nettement les deux termes de cette formation dont les critères de distinction sont, somme toute, pas trop subtils. Toutefois on doit souligner que la sédimentologie enregistre une nette évolution depuis des faciès distaux de plaine marécageuse, avec des sédiments relativement matures (présence de kaolinite, granulométrie fine et homogène, pédogenèses), vers des faciès proximaux (abondance d'illites, de cristallinité mauvaise, sédiments grossiers peu évolués et mal triés) de caractère fluvio-torrentiel. Localement on trouve même des brèches d'écroulement, telles que le conglomérat à éléments micaschisteux du Barroul, faciès qui paraissent plus développés au Nord qu'au Sud et à l'Est qu'à l'Ouest. Ainsi les argiles à graviers marquent la création de ce que l'on pourrait appeler un « dépôt-centre » sur la surface paléogène en cours d'élaboration et accompagnent les dislocations tectoniques provoquées par la phase majeure de surrection des Pyrénées.

e7. **Calcaires de Saint-Santin (Ludien)**, 100-120 m. Anciennement rattachés aux calcaires stampiens d'Aurillac, les sédiments lacustres du bassin de Saint-Santin sont composés de deux assises calcaires (e7a et e7c) séparées par des **marnes et marno-calcaires** (e7b). La fréquence des passées siliceuses à tous les niveaux de la série et la présence de gypse, sporadiquement associé à de l'attapulгите dans les marnes, attestent le caractère évaporitique de ces sédiments continentaux.

Les **calcaires inférieurs de Saint-Santin** (e7a) ont fourni à la Garenne de Saint-Santin *Theridomys* cf. *pseudosiderolithicus* (détermination M. Vianey-Liaud), rongeur du Ludien (niveau-repère de La Débruge), ainsi que des mollusques tels *Lymnaea orelongo* et *Viviparus soricinenis* (determ. J. Villatte), indiquant également l'Éocène supérieur.

Les **calcaires supérieurs** (e7c) ont livré *Plagiolophus minor* (determ. J. Sudre), perissodactyle de l'Éocène terminal-base de l'Oligocène.

Vers le Nord, les calcaires sont presque complètement érodés et leur présence n'est plus marquée, en particulier entre Rance et Célé, que par des argiles à plaquettes de silex contenant mollusques et roseaux (**faciès détritique de bordure**: e7), témoignant d'une roselière de bordure lacustre.

De manière assez constante on trouve, à la base des calcaires ludiens un niveau de conglomérats (les Places). Mais surtout, une coupe de l'interfluve Rance—Célé, montre que le Ludien, qui repose en discordance sur le socle métamorphique, le Houiller et les argiles à graviers, constitue un cycle bien individualisé (fig. 2).

Fm-IV. **Alluvions « miocènes » (Pontien à Quaternaire ancien)**. 30 m. Elles remanient, dans une matrice silteuse, des calcaires et des silex ludiens. Ce matériel est fréquent à l'état résiduel sur le plateau de la Viadène. Dans le fossé de Rodez, il est recouvert par les basaltes et est donc assimilable aux « sables pontiens sous-basaltiques » du Massif central (Boisse de Black, 1933).

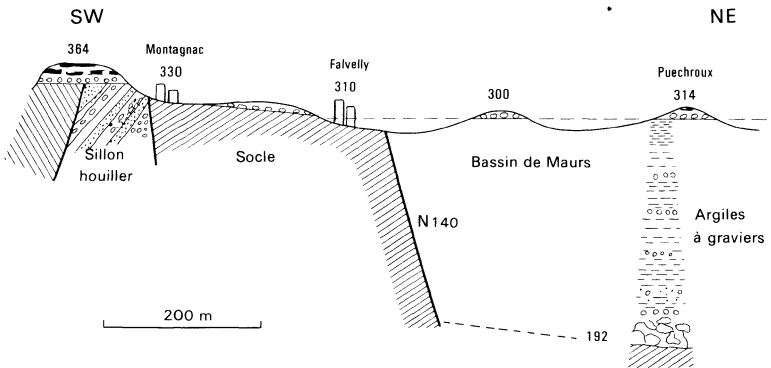


Fig. 2 - Coupe de Montagnac à Puechroux

Ces dépôts se trouvent effondrés en fossé d'angle de faille à Bagnac. Sa présence à Saint-Constant est plus douteuse (le Quaternaire serait ici une attribution plus logique ; Muratet, 1983).

FORMATIONS RÉSIDUELLES ET QUATERNAIRES

Fy-z. **Alluvions récentes (Würm à actuel)**, 8 m. Il semble qu'une reprise de l'érosion post-glaciaire entaille les alluvions déjà déposées. Celles-ci sont constituées par des éléments fins en provenance des schistes, auxquels se mélangent des éléments plus grossiers issus des différents granites.

TECTONIQUE

FORMATIONS DE LA CHÂTAIGNERAIE

Introduction

La figure 3 comprend la partie est de la feuille Maurs ainsi que la partie ouest de la feuille Entraygues, la tectonique de cette partie de la Châtaigneraie ne pouvant s'expliquer qu'en considérant l'ensemble ainsi délimité.

Les premiers auteurs, Boule (1899-1900), Roques (1941), Demay (1946, 1948) ont décrit brièvement la lithologie ainsi que le métamorphisme inverse : les schistes sériciteux situés au Sud-Ouest de la Châtaigneraie plongent en direction du Nord-Est et passent sous des micaschistes à staurotide-grenat, dont le pendage est sensiblement le même. Ce métamorphisme

serait engagé dans un pli couché mégascopique, déversé vers le Sud-Ouest dont il ne subsisterait plus que le flanc inverse.

Structures (fig. 4 et 5).

Les structures ont été étudiées dans la zone située entre les granites de la Margeride et du Veinazès, en évitant de s'en approcher car ces massifs génèrent, au moins localement, des déformations dans l'encaissant. Cette zone a été choisie car c'est là que l'on peut recouper les différentes unités lithologiques. En outre, les affleurements, grâce à la dénivelée, y sont d'assez bonne qualité.

Les structures peuvent être divisées en deux groupes : un groupe de déformations anciennes, un groupe de déformations récentes.

Les structures anciennes

Deux schistosités ainsi que de nombreux rubans de quartz sont présents dans les formations décrites ci-dessus, (se rattachant à la Châtaigneraie).

- *Une schistosité régionale* Sn plonge faiblement vers le Nord ou le Nord-Est, à l'exception des zones localisées qui ont été déformées tardivement. Cette surface est présente et pénétrative dans les schistes bleutés, les schistes de Puech Bertot et les micaschistes gréseux. Cette schistosité est parallèle à la stratification des grés-pélites où elle est souvent située dans les interlits schisteux. Sn est parallèle ou intersecte, selon un angle faible, la stratification plus ou moins nette des schistes gris.

- *Une schistosité antérieure* à Sn, Sn-1 est située au sein de microlithons délimités par Sn, l'angle entre Sn et Sn-1 étant variable. Cette dernière schistosité s'observe dans les schistes de Puech Bertot et dans les micaschistes gréseux. Sn et Sn-1 sont comparables et décrites (Briand et Gay, 1978 ; Pin, 1980) dans les schistes du Lot.

- *Des rubans de quartz* (mm en épaisseur x métriques et plus en longueur). En lame mince ils sont différents des rubans ou lamines de quartz des shales non déformés : (1) les grains de quartz sont souvent aplatis dans le plan du ruban, (2) les limites du ruban sont nettes et non floues et (3) quartz et micas sont bien séparés. Ces rubans ont très probablement une origine mécanique et ne représentent pas directement la stratification. Pour Boullier et Bouchez (1978), ils sont typiques de mylonites ductiles formées dans un régime rotationnel.

Les rubans sont rares dans les grés-pélites mais fréquents dans les autres formations. Ils sont plissés isoclinalement (plis cm-dm) et déversés vers le Sud ou le Sud-Ouest, Sn étant de plan axial ; cette dernière structure étant bien développée dans les micaschistes gréseux. Ils sont aussi parallèles à la schistosité Sn et peuvent montrer un boudinage où l'extension est approximativement dirigée Nord-Sud. Par rapport à la schistosité régionale Sn, ces rubans semblent plus anciens. Ils semblent plus jeunes que la schistosité Sn-1 qu'ils entourent.

- *Linéation minérale et linéation d'étirement* (fig. 6.1). Sporadique, elle est portée par la schistosité régionale S_n dans les micaschistes gréseux et les gréso-pélites. On observe cette linéation occasionnellement dans les schistes bleutés. Cette linéation, qui plonge dans le N 20 à N 60, est une linéation de type « a » (Closs, 1946 ; Bryant et Reed, 1969 ; Mattauer, 1975). Il n'a pas été observé de plis en fourreau mais il existe quelques rares plis isoclinaux (cm-dm) dont le plan axial est parallèle à la schistosité régionale et dont l'axe est parallèle à la linéation « a » (Mattauer, 1975).

- *Veines de quartz* (cm-dm-x m). Elles sont bien développées dans les schistes gris. Disposées horizontalement, parallèles à la schistosité S_n lorsqu'elle est horizontale ou peu inclinée, elles peuvent lui être sécantes. Elles sont aussi plissées isoclinalement, S_n étant dans le plan axial. Ces veines apparaissent comme étant localisées à la base de nappes ou d'écaillés ou encore au sommet de leur substratum (Andrieux *et al.*, 1981). Elles pourraient représenter des fractures hydrauliques engendrées par une pression hydraulique élevée, favorisant ainsi le transport de nappes et/ou d'écaillés (Hubbert et Rubey, 1959).

Les structures récentes.

Celles-ci déforment les structures décrites ci-dessus.

- *Plis en S*. Non pénétratifs, déjà décrits par Chèze (1975), ils déforment la schistosité S_n des micaschistes gréseux, les rubans de quartz et parfois la schistosité S_n des schistes de Puech Bertot. Ces plis, de taille métrique en général, sont déversés vers le Sud ou le Sud-Ouest, la schistosité de plan axial S_{n+1} plongeant vers le Nord ou le Nord-Ouest. Une linéation de type « b », coaxiale, de microplis ou d'intersection (S_n-S_{n+1}), est aussi présente dans les zones non plissées où, portée par les surfaces S_0 (stratification) ou S_n (schistosité), elle déforme la linéation antérieure « a ». Néanmoins, l'interférence entre cette dernière et les plis en S, n'a jamais été observée. Les plis en S sont semblables par la géométrie et les dimensions à ceux décrits par Pin (1980) dans les schistes du Lot. Cinématiquement, ces plis, au moins localement, montrent une vergence dirigée vers le Sud ou le Sud-Ouest, les axes étant dirigés au N 90 - N 150 (fig. 6-3).

- *Les plis droits* (fig. 6-2). Ils sont localisés au sommet des schistes bleutés et gris et occasionnellement dans les schistes de Puech Bertot et les gréso-pélites. Leurs relations entre les plis en S n'ont pas été observées. Les plis droits déforment la stratification, la schistosité S_n , les rubans de quartz des schistes gris et bleutés. Métriques à décamétriques, parfois légèrement déjetés vers le Nord ou le Sud, leur axe plonge faiblement du N 110 au N 130. Ils portent une linéation d'intersection-microplis coaxiale et une schistosité crénelée dans le plan axial.

- *Le clivage crénelé*. Il est situé en dehors des zones de plis droits. Il est généralement déjeté vers le Sud ou le Sud-Ouest, il déforme les mêmes objets que les plis droits. La direction d'axe du clivage est la même que celle de l'axe des plis droits.

- *Les plans C* (Berthé *et al.*, 1979). Déjà décrits par Roques (1941), ils sont situés dans les gréso-pélites, les micaschistes gréseux et parfois dans les

schistes de Puech Bertot et les schistes gris. Généralement inclinés vers le Nord, plus que la schistosité régionale, ils montrent de petits cisaillements dirigés vers le Sud.

- *De rares flexures hectométriques* (Demange et Nicolas, 1984) déforment la schistosité Sn des micaschistes gréseux. Ils semblent synchrones des plis en S, étant donné qu'ils déforment les mêmes objets, leur vergence étant approximativement la même.

Postérieurement aux structures récentes, on observe seulement des structures de petites dimensions telles que plis en chevrons et kinks (Chèze, 1975 ; Boëssé, 1980 ; Nicolas, 1985).

Les plis en S, les plis droits, le clivage de crénulation, les plans C qui déforment la schistosité régionale Sn et les rubans de quartz semblent être du même âge.

Bilan

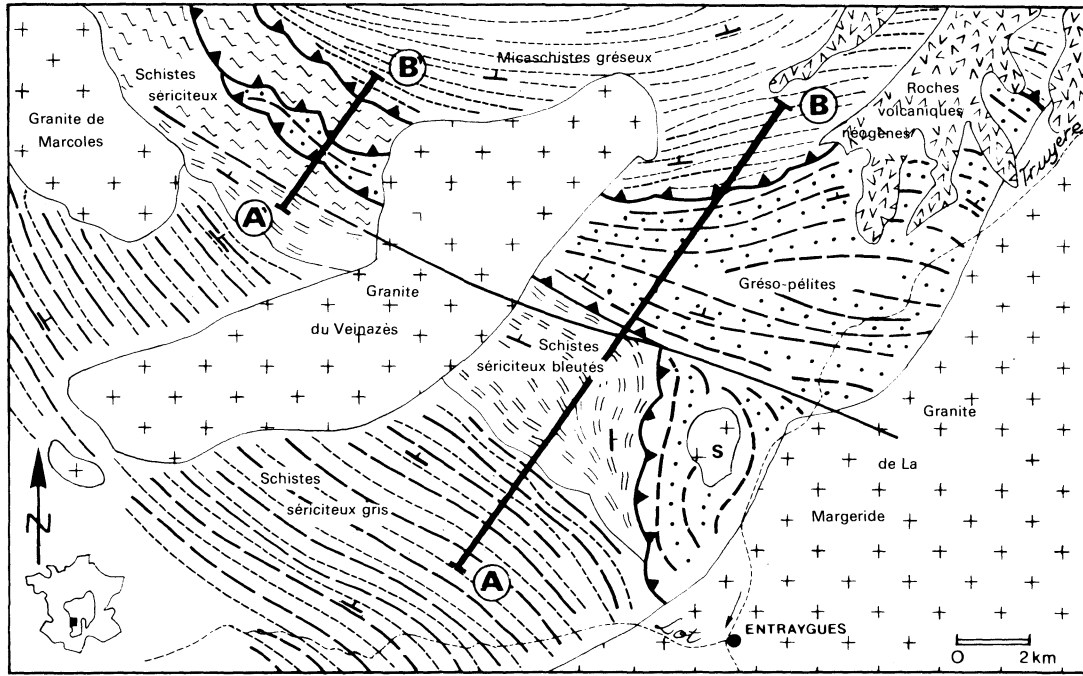
Finalement, les structures anciennes comme les schistosités Sn-1 et Sn, la linéation « a », les rubans de quartz, les veines de quartz, montrent un régime rotationnel de déformation qui est très proche d'un cisaillement simple à vergence Sud ou Sud-Ouest. Les structures tardives comme les plis en S, les plans C, les flexures, indiquent les derniers incréments, de même vergence, que les structures anciennes, dans les grésopélites, les micaschistes de Puech Bertot et les micaschistes quartzeux. Les plis droits, le clivage de crénulation montrent que le processus s'arrête dans les schistes gris et bleutés.

Les structures tardives, non pénétratives, modifient assez peu la disposition de la schistosité régionale résultant de la déformation ancienne qui reste horizontale ou peu inclinée vers le Nord ou le Nord-Est. Les structures anciennes et récentes apparaissent comme étant plus proches de nappes en régime cisailant que de nappes en plis couchés. Dans ce dernier cas, il manque en particulier les plis en S ou Z de dimensions hectométriques à kilométriques. On observe bien des plis en S en Châtaigneraie mais ce sont des plis récents, de dimension métrique, caractérisant un flanc normal, alors que pour les auteurs antérieurs, la Châtaigneraie est constituée par le flanc inverse mégascopique d'un pli couché.

Nous avons vu dans le chapitre « description des terrains » que (1) : les grésopélites et les micaschistes gréseux contiennent en intercalations les mêmes roches et (2) les micaschistes gréseux contiennent des lentilles plurimétriques de grésopélites. La géochimie des éléments majeurs des grésopélites et des micaschistes gréseux superposés est la même. Les micaschistes gréseux sont des grésopélites mylonitisées. Cette déduction favorise selon nous une interprétation en faveur d'une nappe cisailante.

Relations entre les déformations et les cristallisations.

Les formations structurellement les plus basses, c'est-à-dire les schistes



S Granite de Soulague A-B A'-B' Coupes représentées sur les figures 4 et 5 — Faille principale
 ▲ Plans de charriage ⊥ Pendage de la schistosité ou de la stratification (dans les grésopélites)

Fig. 3 - Carte simplifiée de la Châtaigneraie

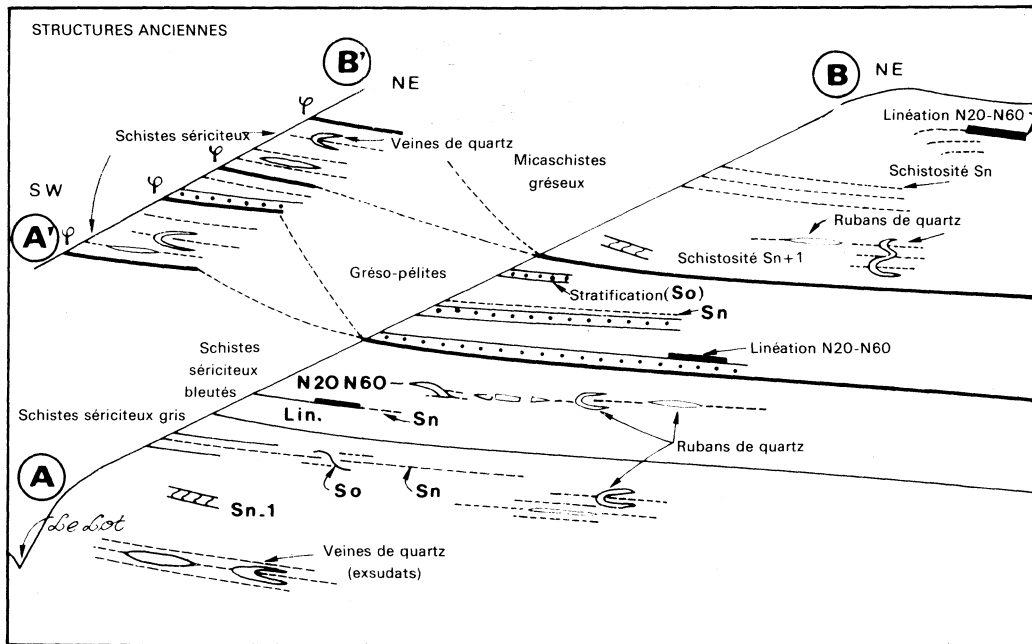


Fig. 4 - Disposition des structures anciennes dans la pile de nappes

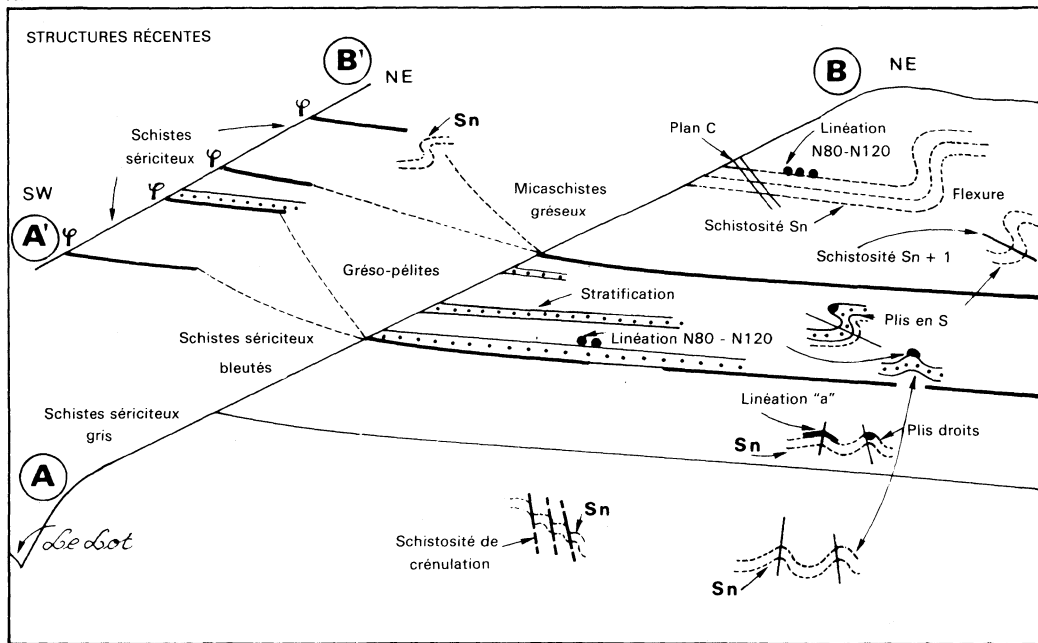
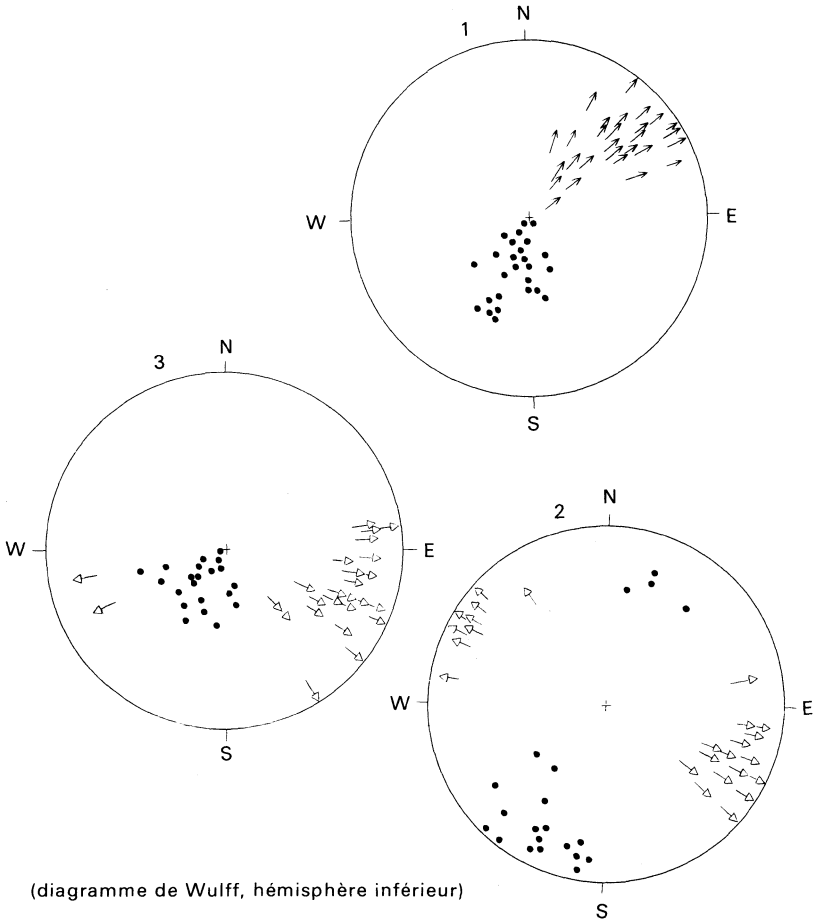


Fig. 5 - Disposition des structures récentes dans la pile de nappes



(diagramme de Wulff, hémisphère inférieur)

**Fig. 6 - Diagrammes représentatifs de la linéation "a",
des plis en S et des plis droits**

- 1 - Linéation "a" N20-N60 dans les grésopélites et les micaschistes quartzeux. Flèches : plongement de la linéation. Points pleins : pôles de la schistosité ou de la stratification.
- 2 - Plis en S dans les grésopélites. Flèches : axes de plis. Points pleins : pôles de plan axial.
- 3 - Plis droits dans les schistes gris et bleutés. Flèches : axes de plis. Points pleins : pôles de plan axial.

gris et bleutés, contiennent la muscovite et la chlorite situées dans la schistosité régionale Sn et la schistosité Sn-1.

Dans les formations superposées on observe les assemblages minéraux suivants :

- dans les grésopélites la biotite, la staurotide, le grenat (Roques, 1941) qui est un almandin (Cheze, 1975). La biotite est disposée dans les microlithons et dans la linéation « a ». La staurotide et le grenat sont entourés par Sn. Ces minéraux sont plus ou moins rétro-morphosés en mica blanc et en chlorite ;
- la biotite est présente dans la schistosité Sn des schistes de Puech Bertot. Le grenat et la cordiérite sont enveloppés par cette surface. Ces trois minéraux sont en partie rétro-morphosés en chlorite et mica blanc, cette rétro-morphose est plus prononcée dans cette formation que dans les grésopélites ;
- dans les micaschistes quartzeux, la biotite est située dans la schistosité Sn, le grenat est moulé ou fragmenté et aligné respectivement par et dans cette surface. Ces minéraux sont aussi plus ou moins rétro-morphosés en chlorite.

Le métamorphisme change donc brusquement lorsqu'on passe (vers le haut) la limite entre les schistes gris et bleutés d'une part, où le métamorphisme est faible, et les grésopélites et schistes de Puech Bertot, où le métamorphisme est celui du faciès amphibolite. En outre, ces changements ne sont pas annoncés par des réactions progrades dans les schistes gris et bleutés. Il est donc possible de placer ici un premier contact anormal peu incliné, à la base des grésopélites et des schistes de Puech Bertot, bien que ce dernier soit plus ou moins caché par une faille verticale tardive. Les schistes gris et bleutés sont considérés ici comme un substratum parautochtone. Si le plan de charriage n'était pas parallèle à la base des grésopélites et des schistes de Puech Bertot, on devrait trouver la staurotide et le grenat dans les schistes bleutés, ce qui n'est pas le cas.

Au-dessus de ce contact, les variations dans l'intensité du métamorphisme ne sont pas très différentes d'une formation à l'autre. Mais comme il a été dit plus haut, les micaschistes gréseux sont des grésopélites mylonitisées. Un deuxième plan de charriage peut en conséquence être placé à la base des micaschistes gréseux dont le plongement vers le Nord est le même que celui de cette formation.

La limite entre les grésopélites et les schistes de Puech Bertot est aussi un contact anormal. En effet, bien que les variations de l'intensité métamorphique ne soient pas très intenses de part et d'autre de ce contact, l'amincissement à la fois en coupe et en plan des grésopélites stratifiées vers le Nord, l'encadrement de ces dernières par la formation de Puech Bertot où la schistosité Sn et les rubans de quartz sont pénétratifs, supportent cette interprétation.

En dehors du périmètre des feuilles Maurs et Entraygues, en direction du Nord-Est et au-dessus des micaschistes gréseux (feuille Vic), on trouve à nouveau des grésopélites à staurotide-grenat-sillimanite (disthène ?) (Res-tituto, 1971 ; Brousse *et al.*, 1973).

Conclusion

Le changement brusque de l'intensité du métamorphisme régional coïncidant avec les limites lithologiques, la croissance de l'intensité métamorphique vers le haut de la pile lithologique (vers le Nord-Est), la rétro-morphose plus ou moins avancée selon les formations, le changement d'intensité de la déformation entre les grés-pélites et les micaschistes gréseux, suggèrent fortement une superposition de nappes. Les plans de charriage qui découpent un métamorphisme régional préexistant, permettent aux nappes de se déplacer vers le Sud-Ouest. Il en résulte la superposition des zones les plus métamorphiques sur celles qui sont d'un métamorphisme moins intense.

L'interprétation selon laquelle la Châtaigneraie est constituée par le flanc inverse d'un pli couché, interprétation avancée pour expliquer le métamorphisme inverse, nous paraît devoir être remplacée par l'interprétation selon laquelle cette inversion est la conséquence d'un empilement de nappes cisailantes.

Comparaison avec les régions voisines (fig. 7).

D'autres charriages varisques sont connus dans cette zone du Massif central, leur vergence étant le Sud ou le Sud-Ouest. Au-dessus des nappes de la Châtaigneraie, vers le Nord-Est se situe la nappe de la Truyère (gneiss à sillimanite principalement ; Burg, 1977 ; Burg *et al.*, 1984). Cette nappe est recouverte à son tour par la nappe du Haut-Allier : amphibolites à reliques de HT-HP, migmatites, gneiss à sillimanite (Forestier *et al.*, 1973 ; Mattauer et Etchecopar, 1977 ; Lasnier, 1977).

Vers l'Est les nappes de la Châtaigneraie passent probablement aux schistes du Lot à métamorphisme inversé (Peyretti, 1971 ; Kornprobst et Poulain, 1972 ; Briand et Gay, 1978 ; Pin, 1980) eux-mêmes supposés être connectés au charriage du Haut-Allier (Burg *et al.*, 1984).

Age des charriages de la Châtaigneraie

Les granites des feuilles Maurs et Entraygues sont intrusifs dans l'édifice de la Châtaigneraie. Non déformés, entourés d'une auréole de métamorphisme de contact, ils sont recoupés à leur tour par un cortège de filons microgranitiques à microdioritiques fréquemment verticaux (Vivier, 1970 ; Chèze, 1975 ; Joubert, 1978 ; Nicolas, 1985).

L'âge du granite de la Margeride est de 323 ± 13 Ma (Rb-Sr ; Couturié *et al.*, 1979) ou 314 ± 3 Ma (U/Pb monazite ; Pin, 1980). L'âge du granite de Soulaque est de 278 ± 8 Ma (K-Ar ; Bellon et Gibert, 1981), alors que le granite de Marcolès est de $301-305$ Ma ± 13 Ma (Rb-Sr ; Vivier et Lasserre, 1973). Les charriages de la Châtaigneraie sont en conséquence antérieurs à l'âge des granites. Si, en outre, on prend en compte : (1) l'âge paléozoïque inférieur présumé des formations de la Châtaigneraie ; (2) l'âge dévonien du métamorphisme général de la zone interne du Massif central (Autran et Cogné, 1980), probablement engagé dans les charriages décrits plus haut ;

(3) l'âge hercynien du charriage du Haut-Allier (Burg *et al.*, 1984) et (4) l'âge viséen du charriage de Marvejols (Pin 1980), il est possible de proposer un âge carbonifère inférieur pour les charriages de la Châtaigneraie.

Ces charriages pourraient être dévoniens, comme l'ont suggéré Autran et Cogné (1980) pour d'autres charriages du Massif central. Néanmoins un âge viséen semble préférable. Bien qu'il ne puisse être mieux documenté, ce dernier nous semble être mieux en accord avec l'âge des charriages voisins.

SCHISTES ET MICASCHISTES DE MILLEVACHES

D'un point de vue général et mis à part la zone située au Nord des Estresses où l'influence de la déformation liée au Sillon Houiller est forte, la direction de la schistosité est orientée au N 140-150.

Au Sud de Galmès-Laroche cette schistosité pend au Sud-Ouest ; au Nord elle pend au Sud-Ouest ou bien au Nord-Est, semblant structurée en antiformes et synformes qui représentent donc les déformations tardives. Celles-ci sont peut-être à mettre en rapport avec le jeu senestre du Sillon Houiller, mais il est difficile de l'affirmer avec certitude. A cette déformation on peut rattacher la cristallisation de mica blanc et de mica noir.

Antérieurement à ces structures, il semble que la seule déformation observable soit celle de la création de la schistosité syn-grenat I, biotite I et muscovite I (Feybesse, 1981). Cette surface est probablement liée à un cisaillement tangentiel. Entre cette déformation et celle responsable de la création des synformes et des antiformes, Feybesse (1981) a mis en évidence une période de non déformation au cours de laquelle cristallisent la biotite, la muscovite, le grenat et peut-être le feldspath. Il y aurait donc deux cristallisations successives de grenat, trois de biotite et trois de muscovite.

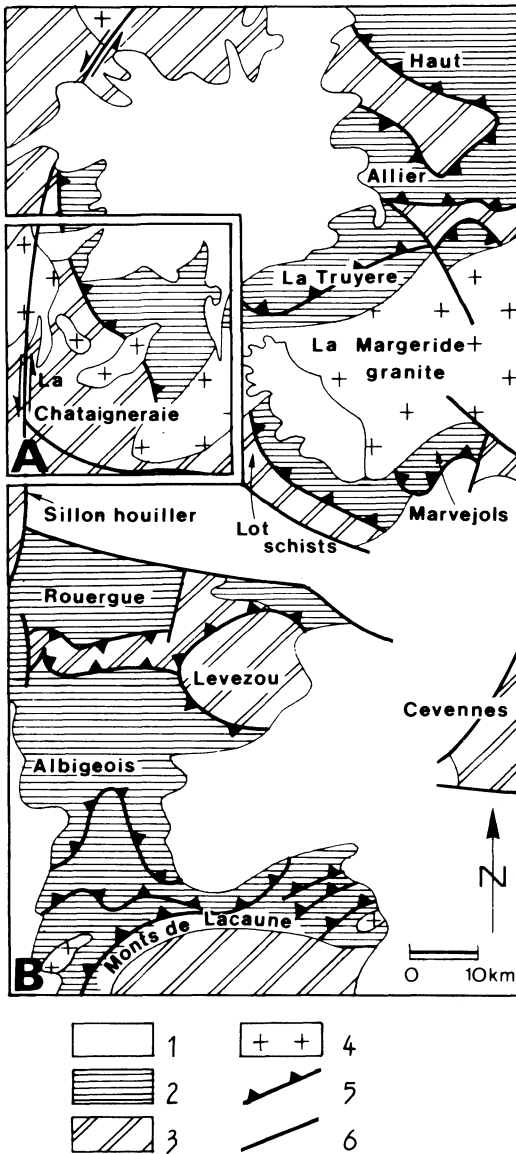
Le cisaillement ductile St-Christophe-les-Gorges—Mauris serait postérieur à ces événements.

FAISCEAU DES ESTRESSES ET CISAILLEMENT DUCTILE DE SAINT-CHRISTOPHE-LES-GORGES — MAURIS

J.L. Feybesse (1981) a étudié de manière approfondie les zones de cisaillements transcurrents ductiles et/ou cassants affectant la partie ouest de la feuille Mauris. Ces zones orientées N0° à N40°, disparaissent sous le bassin tertiaire de Mauris qui les recouvre en discordance. Ces cisaillements ne constituent qu'une petite partie du Sillon Houiller (Letourneur 1953) qui affecte la partie ouest du Massif central depuis Montluçon dans l'Allier jusqu'au Rouergue. L'essentiel de ce qui va suivre est tiré du travail de cet auteur et on pourra s'y reporter avec fruit.

J.L. Feybesse distingue deux types de cisaillements :

- le cisaillement cassant des Estresses ;
- le cisaillement ductile de Saint-Christophe-les-Gorges—Mauris (la première localité se situe plus au Nord sur la feuille à 1/50 000 Pléaux).



1 - Carbonifère à Quaternaire; 2 - Nappes; 3 - Zones parautochtones; 4 - Granites varisques; 5 - Plans de charriage; 6 - Failles principales.

Fig. 7 - A : croquis de situation de la Châtaigneraie;
B : charriage dans le Sud-Ouest du Massif Central français

Le cisaillement cassant ou faisceau des Estresses

Il est marqué sur la carte par les failles orientées N 40 en moyenne, recoupant principalement le granite de Saint-Julien-de-Toursac et son encaissant, accessoirement les granites de Boisset et de Glénat. Ce faisceau est donc un événement tardif en particulier par rapport à la cataclase du granite de Saint-Julien-de-Toursac et à la déformation ductile du granite de Boisset. Le rejet senestre de ce faisceau serait évalué à 5-7 km environ.

Le cisaillement ductile de Saint-Christophe-les-Gorges-Maurs.

Il s'exprime surtout dans l'orientation de la matrice et des phénocristaux du granite de Boisset qu'il gneissifie plus ou moins complètement. Ce cisaillement affecte également le granite de Saint-Julien-de-Toursac et, selon toute vraisemblance, les schistes gris de Vieillevie qui constituent son encaissant. Ses effets sont difficiles à distinguer de la tectonique antérieure de nappes et d'écaillés, à l'échelle de l'affleurement. Par contre, à l'échelle de la carte, on peut rapporter à ce cisaillement la verticalisation progressive des schistes gris de Vieillevie, depuis la vallée du Lot jusqu'au bord nord de la carte.

Ce cisaillement, orienté sensiblement Nord-Sud, est senestre avec composante inverse. Il aurait fait remonter le compartiment oriental par rapport au compartiment occidental, c'est-à-dire les formations de la Châtaigneraie par rapport aux formations du Millevaches. Le cisaillement ductile est postérieur à la mise en place des granites tardi-varisques de Glénat, Boisset, Saint-Julien, recoupant eux-mêmes les séries encaissantes tectonisées et métamorphisées pendant l'orogénèse varisque. Ce cisaillement est recoupé par le faisceau des Estresses. Différents arguments (Feybesse, 1981 ; Lerouge, Rolin et Quenardel, 1986) permettent d'avancer un âge carbonifère supérieur pour l'essentiel de son fonctionnement.

BASSIN DE MAURS

Les affleurements tertiaires jalonnent le Sillon Houiller que prolonge vers le Sud la lèvre occidentale du bassin de Decazeville. C'est bien cette discontinuité crustale majeure qui constitue la génératrice de cet effondrement de 500 mètres d'amplitude par rapport à la surface des plateaux environnants. Cette dépression piège quelque deux cents mètres de dépôts tertiaires d'âge éocène.

Il y a lieu de distinguer deux ombilics, celui de Maurs, au Nord et celui de Saint-Santin, au Sud, séparés par le seuil du Trioulou. Ces deux sous-bassins diffèrent par l'âge et la nature de leur remplissage mais aussi par l'âge et le style de leur structuration.

● *L'Éocène inférieur de Maurs* s'est trouvé précocement effondré en une amygdale transverse au Sillon Houiller dont les failles bordières sont courbes et évoquent des figures de Riedel. Ultérieurement cette structure se trouve tronçonnée par le Sillon Houiller et décrochée d'environ deux cents mètres pendant que le compartiment oriental s'effondre d'une centaine de

mètres (*). On peut penser qu'effondrement puis rupture fragile procèdent du même cisaillement senestre. La contrainte responsable de tels mouvements serait alors grossièrement orientée NNW-SSE.

Ces mouvements sont antérieurs au Ludien qui scelle ces structures et paraissent pour l'essentiel se produire au cours de l'Éocène moyen, à cause de la faible épaisseur du terme e6C d'une part et de la présence du faciès e4-5.7 aux Tuileries d'autre part.

● *Le bassin de Saint-Santin* a un remplissage polycyclique d'âge Éocène supérieur. L'Auvervien y est individualisé et les conglomérats du Barroul marquent bien les mouvements bartoniens d'effondrement.

Le Ludien, malgré une certaine variabilité de faciès attribuable au caractère continental et donc «aléatoire» des dépôts, apparaît comme une période de calme tectonique car les assises de Saint-Santin demeurent parfaitement corrélables avec celles du bassin d'Asprières (feuille Figeac) plus au Sud et s'intègrent à une vaste gouttière sédimentaire s'étendant au Nord du Rouergue.

Au-dessus de la butte de la Garenne les calcaires lacustres dessinent une vaste cuillère N-S décalée par une faille à regard Sud d'orientation N 140E. Il s'agit là de la dislocation d'Argentat à laquelle de multiples miroirs striés permettent d'attribuer un rejeu dextre (station de Poujol). Le bassin de Saint-Santin, se trouvant au carrefour de deux linéaments majeurs de l'édifice hercynien à rejeu décrochant conjugué, s'effondre à la faveur d'une zone «d'ombre» en distension. La contrainte régionale se trouve alors orientée NW-SE, ayant tourné d'une trentaine de degrés par rapport à la période précédente.

L'Oligocène ne s'est pas déposé dans le bassin de Saint-Santin—Maurs, mais le Stampien d'Aurillac (Brunet *et al.*, 1977), voisin et également situé sur le Sillon Houiller, ne montre pas la fracturation intense que l'on observe ici. Soixante km plus au Sud, le Ludien tout à fait terminal de Varen (feuille Najac) accompagne des phénomènes de transpression liés au décrochement des directions méridiennes et à des contraintes NW-SE. La structuration des calcaires lacustres de Saint-Santin est à situer à la base de l'Oligocène.

● Tous ces mouvements obéissent à un mécanisme général et il s'en dégage un modèle où des ombilics d'effondrement s'individualisent successivement, chaque dépôt-centre se trouvant décalé vers le Sud par rapport au précédent le long de l'accident décrochant générateur. Le résultat de ce processus est un bassin allongé parallèlement à ce dernier, où seule une lithostratigraphie fine permet de reconnaître les diverses séquences de dépôt. Tous les apports proviennent du Nord, montrant que la dissymétrie de chaque cuvette élémentaire était comparable tout comme l'est leur taille. On retrouve de très grandes similitudes avec le modèle élaboré en Californie et

* De tels mouvements ont pu être reproduits expérimentalement en soumettant à un cisaillement senestre une plaque d'argile dont la face inférieure a été marquée d'un sillon formant un angle inférieur à 10° avec la direction de cisaillement. Ils se succèdent normalement sans qu'il soit besoin de modifier les conditions de l'expérience.

en Norvège par T.H. Nielsen et R.J. Melaughlin (1985) pour des génératrices à jeu dextre. Ici l'ampleur du jeu senestre, graphiquement estimé pour un des premiers épisodes à quelque deux cents mètres, ne peut excéder de beaucoup le kilomètre ce qui est minime devant les mouvements décakilométriques qui ont accompagné le dépôt du Stéphalien sous-jacent.

La convergence des phénomènes « pyrénéens » avec les phénomènes hercyniens apparaît comme tout à fait spécifique au bassin de Saint-Santin—Mauris car dans le Stéphalien de Decazeville, également, les assises les plus anciennes s'observent au Nord et les plus récentes au Sud. A ce titre on peut définir le bassin paléogène comme une réplique alpine en miniature du bassin hercynien.

- Il n'y a pas lieu de s'étendre sur le *fossé tardif de Bagnac*. L'âge des dépôts y est mal établi. Cette structure est à mettre en rapport avec l'exhaussement depuis le Pliocène de l'ensemble du Massif central par rapport à ses bordures. Jusqu'à plus ample informé il s'agirait d'une distension généralisée avec rejeu en faille normale de la majorité des grands accidents. Ces jeux sont malgré tout peu importants ou très localisés. Plus considérables semblent être les ondulations à grand rayon de courbure qui, dans le bassin de Saint-Santin, abaissent la « surface paléogène » d'une centaine de mètres en une vaste cuvette qu'aucune ablation ultérieure ne suffit à expliquer.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Unités géologiques

La région étudiée fait partie géographiquement de la Châtaigneraie du Cantal. On rappellera succinctement que le territoire de la feuille Mauris est divisé en unités distinctes par la grande cassure du Sillon Houiller qui sépare les formations schisto-sériciteuses de type Châtaigneraie à l'ESE de l'apophyse micaschisteuse au Nord-Ouest, paraissant prolonger très bas vers le Sud un matériel de type Millevaches. Au Nord-Ouest de la feuille la série est gréso-pélimitique.

Des massifs granitiques intrusifs prennent sur la feuille un certain développement :

- à l'Est du Sillon Houiller et s'alignant de l'Est au Nord-Ouest en direction, ce sont les granites de Sansac-Veinazès, de Marcolès, de Boisset ;
- à l'extrême Nord-Ouest et à l'Ouest du Sillon Houiller se voit encore le batholite granitique de Saint-Julien-de-Toursac ;

Au Sud-Ouest, le bassin sédimentaire tectonisé de Mauris—Saint-Constant—Saint-Santin, s'étend en limite ouest de la feuille jusqu'à Bagnac-sur-Celé.

La feuille paraît être traversée par un faisceau de longues fractures et de filons assez parallèles, majoritairement orientés ESE-WNW (environ N 120). Moins nombreux apparaîtraient des accidents orientés N 240 suivant

assez bien la lisière nord-ouest du batholite de Veinazès ; ou sub-méridiens, directions apparentées à celle du Sillon Houiller.

Ce découpage préside, dans une certaine mesure, à la distribution des grands thalwegs.

Hydrographie

Comme dans les pays de socle, la densité du drainage est forte et s'accroît en pays granitique où prennent naissance une multitude de ruisseaux à la distribution assez aléatoire.

Au Sud, dans la partie micaschisteuse, le réseau se desserre et apparaît bien hiérarchisé depuis le bassin sédimentaire de Saint-Santin jusqu'à l'Est de Montsalvy. Les thalwegs principaux y sont orientés Nord-Sud en direction du Lot. Ces émissaires de pente forte sont particulièrement encaissés.

On distingue ainsi plusieurs sortes de drainages sur la feuille :

- le quart nord-est du territoire de la feuille, au droit de la N 120 qui marque la ligne de partage jusqu'à Lacapelle-del-Fraisse, évacue ses eaux soit à l'Est, vers la vallée du Goul (hors secteur), soit au Nord vers la région d'Aurillac (id) ;
- tout le reste du territoire participe d'un réseau étendu et hiérarchisé, qui assure un drainage complet du secteur : l'écoulement général est au Sud-Ouest ou à l'Ouest, les sources des grands émissaires étant à l'altitude d'environ + 750 m, tandis que les exutoires, en sortie de feuille, sont à + 200 / + 300 m.

La rivière Rance, au Nord, prend sa source à 800 m d'altitude, non loin de Lacapelle. Son trajet, assez rectiligne et orienté Nord-Ouest pendant 6 kilomètres, fait un coude prononcé, à hauteur de la Bouriotte (en Marcolès). Dès lors, son cours orienté au Sud-Ouest reçoit de nombreux affluents de rive droite, de direction moyenne Nord-Sud, qui drainent les granites de Saint-Julien-de-Toursac et de Boisset. Ce sont la Moulègre qui passe à Boisset, les ruisseaux d'Anès et de Nivolis, le ruisseau d'Arcombe qui conflue à Maurs avec la Rance. La Rance a par contre peu d'affluents notables de rive gauche, si ce n'est le ruisseau de la Couyne, au trajet contourné et qui prend sa source à Saint-Antoine ; en aval de Maurs, la Rance conflue avec le Célé.

On distingue à l'extrême Sud de la feuille, le versant beaucoup plus abrupt descendant vers la vallée du Lot, dont le cours est orienté Est-Ouest. La D 25 suit pratiquement la ligne de crête de Cassaniouze à Saint-Julien-de-Piganiol. De même la D 19 joue ce rôle de Montsalvy à Cassaniouze. Le versant est entaillé par de profondes vallées orientées NNE-SSW et de pente forte : on citera le ruisseau de Comberousse à Vieillevie et la rivière d'Auze à Saint-Projet.

Le haut bassin du Célé est déjà très étendu vers l'Est, puis le Nord-Est. Des sources affluentes de cette rivière sont situées à 700 m d'altitude sous Lacapelle-del-Fraisse, non loin de celle de la Rance.

Le sous-bassin de son grand affluent de rive droite, le Ressègue, occupe la partie centrale de la feuille ; les sources du Ressègue se trouvent aussi au

Sud-Ouest de Lacapelle, entre celles de la Rance et celles du Célé, à 750 m d'altitude. On note que les 3 cours d'eau ont sur une partie de leur parcours des trajets assez alignés. C'est particulièrement le cas du Ressègue qui suit une direction SSW-NNE parallèle au cours inférieur de la Rance.

Une zone d'alimentation paraît donc aller du Sud-Ouest de Lacapelle à Labesserette, où naissent les grands affluents coulant à l'Ouest ; et de Lafeuillade-en-Vézie à Ladinhac, pays de sources nombreuses d'où partent des émissaires coulant à l'Est vers la vallée du Goul. Cette zone résurgente paraît correspondre à la présence du massif granitique de Sansac-Veinazès. Les autres batholites granitiques sont de même puissamment drainés ; peut-être sont-ils le siège d'une circulation diffuse liée au développement d'une fissuration ouverte ou à la présence de faisceaux filoniens.

La rivière la plus importante est bien évidemment le Lot qui doit avoir un débit moyen annuel d'environ $70 \text{ m}^3/\text{s}$ à l'entrée de la feuille. En aval de Saint-Projet, a été installée récemment la micro-centrale électrique dite du Moulin d'Olt (hors secteur). Le Célé, qui reçoit la Rance en aval de Maurs, n'est jaugé qu'en aval vers Figeac (hors secteur) pour un débit moyen annuel de $15 \text{ m}^3/\text{s}$.

Données climatologiques

Les données climatologiques que l'on peut utiliser sont celles de la station météorologique d'Aurillac : altitude = + 639. Les températures moyennes annuelles varient de $+1,8^\circ$ à $+17,8^\circ$. Les précipitations interannuelles moyennes (7 années) sont de l'ordre de 1 277 mm et la pluie moyenne disponible (non reprise par évapotranspiration), voisine de 660 mm. Ces chiffres sont élevés ; ils traduisent la prépondérance d'un climat océanique humide de type aquitain et l'importance du volume précipité restant disponible pour le ruissellement et le sous-écoulement. Les vents dominants soufflent du Sud-Ouest, les orages sont violents et fréquents en altitude, l'été. Tous phénomènes qui sont facteurs d'érosion.

Hydrogéologie

Alluvions récentes des rivières

Des placages alluviaux peuvent exister dans le lit des rivières. Ces dépôts prennent une certaine importance à Maurs sur la Rance, le long du Célé à Saint-Constant et dans la plaine de Bagnac.

Des puits d'alimentation en eau potable peuvent être disposés dans ces formations, généralement à proximité de la rivière (station de Maurs-Passevite dans les alluvions de la Rance, puits de Vieillevie sur le ruisseau de Comberousse, puits de Cassaniouze-Moulin d'Auze sur l'Auze).

L'alimentation des grosses agglomérations peut être complétée par des prises d'eau au fil du courant : sur le Célé, en amont de Bagnac et au droit de Saint-Constant, par exemple. De même, un barrage avec prise d'eau existe

pour production hydroélectrique en amont de la confluence du val de Rance et du thalweg de la Moulègre.

Les plages alluviales, quoiqu'assez larges par endroit, sont trop discontinues pour introduire une véritable régulation du débit des rivières. Cependant, elles y contribuent, à leur mesure.

Formations sédimentaires du bassin de Maurs—Saint-Santin

Ce bassin est ouvert sur le bassin houiller de Decazeville au Sud et sur l'interfluve Lot—Célé au Sud-Ouest ; au Nord, le bassin de Maurs, drainé par la Rance, ne comporte que des sédiments argilo-détritiques reposant sur le socle. Au Sud, le bassin de Saint-Santin, drainé par le Célé et le Lot, comporte surtout des dépôts calcaires reposant sur le Houiller.

Les formations argileuses peuvent être saturées en surface, amenant par égouttement un certain apport à la rivière en saison. Le pays, au relief amolli, voit s'étaler le Célé et ses affluents de rive gauche dans des vallées élargies. L'été peut amener la sécheresse avec dessiccation des sols superficiels.

De toute façon cette région, où sont utilisées les prises d'eau au fil de la rivière et les petites retenues collinaires des pays argileux, n'est pas à proprement parler aquifère. Des sources, parfois nombreuses mais vite taries, viennent gonfler le débit des rivières pendant la saison humide. En été, le sol peut rester frais pendant une partie de la saison, mais les années sèches et les étiages prolongés entraînent une baisse progressive de la productivité en eau utilisable, quelle qu'en soit l'origine.

La région des buttes calcaires ne présente pas de meilleures performances : le pays est sec l'été et peu productif.

Formations du socle

Les terrains de socle ne sont pas réputés comme étant très aquifères, ce qui se traduit par la multiplicité des écoulements de surface et l'importance du ruissellement, qui président à la constitution d'un réseau hydrographique complexe.

Cependant, sur la feuille Maurs, des zones grossièrement circonscrites paraissent favoriser la naissance de nombreux grands émissaires, et donc être à l'origine d'une productivité qui sert au soutien des débits en saison sèche et à l'alimentation de captages gravitaires très utilisés pour la desserte des petites collectivités. En ce sens, les pays granitiques paraissent, être plus productifs que les zones micaschisteuses, bien que ce ne soit pas typiquement la nature pétrographique de la roche qui semble être en cause, mais plutôt son degré d'altération superficielle et de fissuration interne.

On reste frappé par les très importantes épaisseurs d'arènes présentes dans la région de Ladinhac, à la partie supérieure des granites de Sansac-Veinazès ; mais de puissantes arènes peuvent être également observées

dans d'autres secteurs (Lasplagne—Marcolès) ; dans la région de l'interfluve ruisseau d'Arcombe—ruisseau de Nivalis, une nappe d'extension locale, un peu utilisée, se rencontre dans le chapeau d'altération des micaschistes du haut bassin versant (région de Trins—les Estresses). De même, on connaît des exemples de circulation d'origine fissurale (source du ruisseau de Tra-pet à Junhac).

Beaucoup de ces sources, certains puits, ont cette particularité d'être haut situés, quelquefois à proximité d'une ligne de crête et de posséder néanmoins un débit unitaire assez soutenu, quoique modeste. L'observation tient aussi pour les débits des grandes rivières, dont les sources sont haut placées en regard de l'altitude générale du plateau. Au moment des périodes sèches prolongées, les débits décroissent avec une certaine progressivité. L'emmagasinement dans les parties sommitales altérées sur une grande épaisseur doit y être pour quelque chose.

La cause du puissant développement des arènes réside probablement dans le fait que les granites sont peu résistants et ont tendance à la désagrégation ébouluse ; mais il faut y voir aussi l'influence du climat humide, rude en hiver et dont les pluies dominantes s'abattent sans obstacle préalable sur un glacis moyennement penté, totalement ouvert au Sud-Ouest.

Sources minérales

Deux sources minérales sont recensées sur la feuille :

— Lafeuillade-en-Vézie (Moulin de Lacapelle : 835-4X-001). Position en coordonnées Lambert III : $x = 608,20$; $y = 278,00$; altitude = + 750.

La source se situe sous la route à 50 m en aval de la retenue et en rive droite du ruisseau. Elle émerge dans un paquet alluvial surmontant des micaschistes chloriteux. L'eau est à 11 °C, la résistivité est de 1 900 ohm.cm

— Prunet (ruisseau de Roanne : 835-4X-002). Position en coordonnées Lambert III : $x = 609,30$; $y = 279,70$; altitude = + 720.

A partir du C 10, remonter le ruisseau sur 500 m, la source est en rive droite, à 80 m au Nord. La source émerge dans les micaschistes chloriteux ; il y a des dépôts d'oxyde ferrique. L'eau est à 11°, la résistivité est de 1 000 ohm.cm.

RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES

Substances utiles

Chaux. De nombreuses carrières exploitaient les calcaires lacustres pour la production de chaux à usage agricole. L'une d'entre-elles est toujours en activité à la bordure sud de la feuille et produit, à partir des calcaires siliceux du Ludien terminal, un granulât de bonne qualité mais sévèrement concurrencé par la carrière de Bagnac dans le socle et celles de la vallée du Lot dans l'éruptif carbonifère.

Plâtre. Il semble bien que les marnes intermédiaires du Ludien moyen aient

alimenté, au Moyen-âge, la ville de Figeac. Peut-être existe-t-il encore quelques ressources ?

Argile. Les argiles à gravier du Barroul furent intensément exploitées, les dernières tuileries ont fermé leur porte entre les deux guerres. Riches en fer et en sable elles ne se prêtent pas, malgré l'absence de carbonates, à une exploitation moderne.

Matériaux pour empierrement. Les carrières suivantes sont exploitées :

La Sablière : granite du Veinazès. D 28. 2 km Sud-Ouest de Ladinhac.

La Rampe : granite du Veinazès. N 120. 2,5 km Sud de Lafeuillade-en-Vézie.

Vaurs : granite du Veinazès. 2,5 km Est de Labesserette.

Peyre : granite du Veinazès. D 61. 4 km Nord-Ouest de Montsalvy.

La Granière : granite du Veinazès. 2,5 km ENE de Calvinet.

Combebesse : granite du Veinazès. D 19. 1 km Est de Calvinet.

La Vaysse : granite de Marcolès D 17.

La Roumiguière : quartzites dans les schistes gris. D 64. 3 km Sud-Est de Boisset.

Bersagol : schistes gris. D 17. 1 km Est de Bersagol.

Moulin du Verdier : quartzites dans schistes gris. 2 km Nord-Est de Maurs.

Val de Rance : schistes gris. D 17. 4 km Sud de Boisset.

Rials : granite de St-Julien-de-Toursac. 1,5 km Sud des Estresses.

Les Aurières : micaschistes feldspathiques. 2 km Nord-Est de Bagnac.

Le Four à Chaux : calcaires supérieurs de Saint-Santin. 1 km SSW de Saint-Santin.

Gîtes minéraux

Fer. Le conglomérat à ciment ferrugineux de la Bélonie a été exploité anciennement entre Saint-Julien-de-Pignagniol et Braves.

Charbon. D'après la tradition, il y aurait eu, aux environs de Maurs, des mines exploitées « au temps des Anglais ». Un peu plus certaines semblent être les rumeurs de même nature concernant les environs de Bancarel (au NNE de Saint-Santin).

Le tableau 1 récapitule l'ensemble des indices et gîtes minéraux recensés sur la feuille.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires dans le **guide géologique régional : Causses - Cévennes - Aubrac** par R. Rouire et C. Rousset (1980), Masson éd., Paris.

Tableau 1 – Gîtes et indices minéraux

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Ferme de Savadel	1.4001	Pb	Quartz Barytine Galène	Filon	Micaschiste Gabbro	Des travaux pour adduction d'eau ont mis en évidence un filon minéralisé. Prospection marteau et géochimie.
Moulin de la Fage	1.4002	Ba, Pb	Quartz Barytine Galène Chalcopyrite	Filon	Micaschiste proche du granite	Un ancien puits, comblé, traçage, filon peu minéralisé, géochimie. Petit indice alluvionnaire sur le ruisseau de Toursac.
Peyrou	2.4001	As	Quartz Mispickel Pyrite Pyrrhotite Chalcopyrite	Filon	Micaschiste, granite Auréole de contact	Prospection marteau, alluvionnaire, échantillonnage, géochimique, géophysique, indice en cours d'étude.
La Granière	3.4001	W	Quartz Wolframite Scheelite Pyrite Mispickel Tungstite	Champ-filonien	Micaschiste Granite	Des tranchées sur 1 200 m pour reconnaître les axes anomaux ont recoupé des petits filons minéralisés.
Puech de Sainte-Mary	3.4002	W	Quartz Scheelite Mispickel Pyrite	Champ-filonien	Micaschiste Lamprophyre	Tranchées et sondages ont montré la discontinuité et la faible minéralisation de minces filons.
Marcolès	3.4003	Ba, Pb	Quartz Barytine Oxyde plomb	Champ-filonien	Granite de Marcolès, contact avec les micaschistes	Prospection marteau, stratégique, géophysique, 44 sondages percutants.

Tableau 1 – Gîtes et indices minéraux (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Gimat-Nord	3.4004	W	Quartz Wolframite Scheelite Mispickel	Champ-filonien	Micaschiste	Les différents modes de prospection ont reconnu de nombreux indices dans une zone tourmalinisée.
Gimat-Sud	3.4005	W	Quartz Wolframite Scheelite Mispickel	Champ-filonien	Micaschiste	Les différents modes de prospection ont reconnu de nombreux indices dans une zone tourmalinisée.
La Forêt	3.4006	As	Quartz Mispickel	Volantes	Micaschiste	Quelques volantes de quartz minéralisé découvertes en prospection marteau.
La Rodde	3.4007	Pb	Pyromorphite Scheelite Wolframite	Placer	Micaschiste Gravier sable	Prospection alluvionnaire, marteau et géochimie.
Lafagenque	3.4008	W	Wolframite Mispickel Scheelite	Placer	Micaschiste Gravier sable	Indice alluvionnaire et elluvionnaire. Géochimie, pas de minéralisation en place.
Chaubert	3.4009	W	Quartz Wolframite Pyrite Scheelite	Volantes	Contact micaschiste Granite de Leucamp	Observation de nombreuses volantes de quartz minéralisé.
Latteyrie	3.4010	W	Wolframite Scheelite	?	Zone de contact Granite - Schiste	Indice en relation avec une zone tourmalinique.

Tableau des gîtes et indices minéraux (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Nigou	3.4011	Pb, Zn	Quartz Plomb Zinc	Filon	Micaschiste	Les reconnaissances de terrain ont porté sur un filon présentant localement d'anciennes fouilles.
Prunet	4.4001	Cu, As	Quartz Mispickel Malachite Chrysocole Limonite Covellite Pyrite Chalcanthite Scorodite	Inconnu	Micaschiste	Quelques fouilles ont été faites et l'on peut encore observer les traces d'une ancienne galerie ainsi qu'une petite carrière. Prospection marteau et géochimie.
Cancelade	4.4002	As, W	Quartz Wolframite Mispickel Pyrite Chalcopryrite Charmacosidérite Boulangerite Pyrrhotite Rutile	Champ-filonien	Micaschiste	Trois galeries de 15 à 20 m de profondeur espacées de 10 mètres. Un puits de 16 m. Prospection BRGM : tranchées, puits, géochimie, échantillonnage.
Jurles-Bas	4.4003	W, As	Quartz Mispickel Pyrite Wolframite Scheelite	Filonnets	Micaschiste	Prospection marteau, alluvionnaire, géochimique.

Tableau 1 – Gîtes et indices minéraux (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Lafeuillade	4.4004	Sn, W	Quartz Mispickel Pyrite Cassiterite Scheelite Chalcopyrite Covellite Fluorine	Filonnets	Micaschiste Granite	Filons bréchiques à tourmaline dans des faciès greisenisés ou épisyenitisés. Tranchées et sondages carottés.
La Granouillère	4.4005	Sn, W, As	Quartz Mispickel Pyrite Cassitérite Scheelite opyrite Covellite Fluorine Pyromorphite	Champ-filonien	Micaschiste Granite	Structures minéralisées discontinues et de petites dimensions. Prospection marteau, géochimie, tranchées, sondages.
La Sablière	4.4006	Mn	Quartz Manganèse	?	Granite Quartz	Indice de la carte géologique 1/80 000. 3 ^e édition, dans une carrière de granite arénisé.
Aurières	5.4001	Au			Micaschiste Quartzite	Indice toponymique. Prospect alluvionnaire, marteau, géochimique. Étude en cours.
Saint-Santin-de-Maurs	5.4002	Lig	Lignite noir, compact	Stratiforme	Calcaire Argile	La couche exploitée est encaissée dans les calcaires comportait deux bancs de 40 et 65 centimètres avec 35 cm d'argile intercalaire. Cendre : 7,3 %n, eau + M.V. : 68,3 %.

Tableau 1 – Gîtes et indices minéraux (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Fourmoules	6.4001	Ba, Pb, Mn	Quartz Barytine Psilomélane Pyrolusite Limonite Marcassite Galène Chalcopyrite Coronadite Blende Fluorine	Filon et chapeau de fer	Micaschiste	Une galerie en allongement et tranchées sur une longue et mince structure, géochimie, prospection géophysique.
Prentegarde	7.4001	W	Quartz Wolframite Scheelite	Volantes	Micaschiste Granite	En 1975, la prospection révèle des volantes de quartz minéralisé.
La Dressière	7.4002	W	Quartz Scheelite	Volantes	Micaschiste Granite	Voir 7.4001 et 3.4001
La Rouquette-des-Étangs	7.4003	Pb	Galène Pyromorphite	Placer	Granite, sable, gravier	Prospection alluvionnaire, marteau, géochimie.
Pissaloup	7.4004	Pb, Zn	Galène Pyromorphite Blende	Placer	Granite, sable, gravier	Prospection alluvionnaire, marteau, géochimie.
La Galippe	8.4001	W, Cu, As				Indice situé à proximité d'une zone d'urbanisation, prospection marteau, alluvionnaire.

BIBLIOGRAPHIE

ANDRIEUX J., ARTHAUD F., BRUNEL M., SAUNIAK S. (1981) – Géométrie et cinématique des chevauchements en Himalaya du Nord-Ouest. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXIII, 6, p. 651-661.

AUTRAN A., COGNÉ J. (1980) – La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. *In.* : Colloque C7 Géologie de l'Europe, p. 90-111, 26^e C.G.I. Paris.

BAUBRON J. *et al.* (1980) – Datation par K-Ar de filons à quartz et fluorine du Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris. D. t. 290, n° 4, p. 951.

BELLON H., GIBERT J.P. (1981) – Analyses radiométriques (K-Ar) des associations plutoniques et hypovolcaniques hercyniennes de la région nord-Margeride (Massif central français). *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXIII, n° 5, p. 429-437.

BERTHÉ D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P. (1979) – Orthogneiss mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South-Armorican Shear zone. *J. of Struct. geol.*, p. 127-134.

BOESSÉ J.M. (1980) – Lithologie structure et métamorphisme de la Châtaigneraie septentrionale (Cantal). Massif central français. Thèse 3^e cycle Orsay, 129 p.

BOGDANOFF S., CIRODDE J.L., DONNOT M. (1984) – Présence de grès à faciès Marcory dans la partie orientale de la Châtaigneraie (Massif central français). Résumés, 10^e Réunion des Sciences de la Terre, Bordeaux.

BOGDANOFF S., CIRODDE J.L., PLOQUIN A., RAMBOZ C. (1987) – Géochimie des schistes de la Châtaigneraie. *Chron. rech. min.*, n° 487, p. 11-20.

BOGDANOFF S., CIRODDE J.L., DONNOT M. (1989) – The nappes of la Châtaigneraie, southwest Massif Central, France. *Tectonophysics*, 157, p. 69-79.

BOISSE DE BLACK Y. (1933) – Le détroit de Rodez et ses bordures cristallines (Étude géologique et morphologique). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XXX, 1, 188, 310 p.

BOULE M. (1899-1900) – Géologie des environs d'Aurillac. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XI, p. 279-290.

BOULLIER A.M., BOUCHEZ J.L. (1978) – Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XX, n° 3, p. 253-262.

BRIAND B., GAY M. (1978) – La série inverse de St-Geniès-d'Olt : évolution métamorphique et structurale. *Bull. BRGM* (2), 1, 3, p. 167-183.

BROUSSE R., PESME M.F., VAZIRI H.M., BLAIS J. (1973) – Carte géologique et la notice de Vic-sur-Cère. BRGM éditeur.

BRUNET M., HUGUENEY M., JEHENNE Y. (1977) – Découverte d'une faune de micromammifères dans le bassin d'Aurillac. *Geobios*, 10, 5, p. 749-752.

BRYANT B., REED J.C. (1969) – Significance of lineations and minor folds near major thrust faults in the Southern Appalachians and the British and Norwegian Caledonides. *Géol. Mag.*, 106, p. 412-429.

BURG J.P. (1977) – Tectonique et microtectonique des séries cristallophylliennes du Haut-Allier et de la vallée de la Truyère. (Massif central français). Thèse Montpellier, 70 p.

BURG J.P., LEYRELOUP A., MARCHAND J., MATTE P. (1984) – Inverted metamorphic zonation and large scale thrusting in the Variscan belt : An example in the French Massif central. *Geol. Society*, Spec. publication, n° 14, p 47-61.

CHATEAUNEUF J.J. (1977) – Nouvelle contribution de la palynologie à la datation du Tertiaire continental de Brenne. *Bull. BRGM*, 1, 4, p. 353-355.

CHATEAUNEUF J.J., DUBREUILH J., PLATEL J.P. (1977) – Éléments de datation par la palynologie du Tertiaire continental à faciès « Sidérolithique » des Charentes. *Bull. BRGM.*, 1, 4, p. 356-359.

CHENEVOY M., RAVIER J. (1971) – Caractères généraux des métamorphismes du Massif central. In : « Symposium J. Jung ». Clermont-Ferrand, p. 109-132.

CHEZE Y. (1975) – Étude géologique de la Châtaigneraie au Nord d'Entraygues (Aveyron). Pétrographie, structure et minéralogie. Thèse de spécialité, Clermont-Ferrand, 158 p.

CLOOS H., (1946) – Lineation, a critical review and annotated bibliography. *Géol. Soc. Amer.*, mem. 18.

COUTURIÉ J.P. (1977) – Le massif granitique de la Margeride (Massif central français). Thèse Sci., Clermont-Ferrand, 319 p.

COUTURIÉ J.P., CAEN-VACHETTE M., VIALETTE Y. (1979) – Age namurien d'un laccolite différencié par gravité : le granite de la Margeride (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, t. 289, p. 449.

DE LA ROCHE H. (1978) – La chimie des roches présentée et interprétée d'après la structure de leur faciès minéral dans l'espace des variables chimiques : fonctions spécifiques et variables qui s'en déduisent. Applications aux roches ignées. *Chemical geology*, n° 21, p. 63-87.

DE LA ROCHE H., STUSSI J.M., CHAURIS L. (1980) – Les granites à deux micas hercyniens français. Essai de cartographie et de corrélations géo-

chimiques appuyées sur une banque de données. *Sc. de la Terre*, Nancy, t. XXIV n° 1, p. 5-121.

DEMANGE M., NICOLAS V.A. (1984) – La tectonique en Châtaigneraie aux abords du district wolframifère de Leucamp (Massif central français). Contrôle structural des minéralisations filoniennes. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 297, n° 11, p. 807.

DEMAY A. (1948) – Tectonique anté-stéphanienne du Massif central. *Mém. expl. Carte géol. dét. France*, 259 p.

DONNOT M. (1955) – Micaschistes et granites du Plateau de Millevaches. *Ann. Fac. Sc. Clermont-Ferrand*, fasc. 10, n° 27, 1 vol., 139 p.

DUTHOU J.L., BOGDANOFF S., CIRODDE J.L., NICOLAS V.A. (1988) – Chronologie Rb/Sr du granite du Veinazès environnant le gisement wolframifère de Leucamp (Cantal, Massif central français). Résumés. 11^e Réunion. *Sc. de la Terre*. Clermont-Ferrand.

FEYBESSE J.L. (1981) – Tectonique et microtectonique de la région de Laroquebrou (Cantal, Massif central français). Rôle de la déformation ductile et évolution du Sillon Houiller. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 227 p.

FORESTIER F.H., LASNIER B., LEYRELOUP A., MARCHAND J. (1973) – Vues nouvelles sur la catazone dans le Massif central français et le Massif armoricain, de l'affleurement au Moho. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XV, p. 562-578.

GROLIER J., LETOURNEUR J. (1968) – Jeu décrochant au Grand Sillon Houiller. *C.R. Ac. Sci.*, Paris.

HUBBERT M.K., RUBEY W.W. (1959) – Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 70, p. 115-206.

JOUBERT M. (1978) – Étude pétrographique structurale et métallogénique de la Châtaigneraie. Secteur de Veinazès. Cantal. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 206 p.

KORNPORST J., POULAIN D. (1972) – Relations structurales entre les « micaschistes supérieurs » et les « micaschistes inférieurs » dans la région de St-Geniez-d'Olt (Aveyron). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 274, p. 3511-3514.

LAMEYRE J. (1966) – Leucogranites et muscovitisation dans le Massif central français. *Ann. Fac. Sc. Clermont-Ferrand*, n° 29, 263 p.

LAPADU-HARGUES (1948) – Les massifs de la Margeride et du Mont-Lozère et leurs bordures. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. 46, n° 222.

LASNIER B. (1977) – Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif central français (Haut-Allier). Les termes basiques, ultra-basiques et carbonatés. Thèse Sciences, Nantes, 351 p.

LEROUGE G., ROLIN P., QUENARDEL J.M. (1986) – Le Sillon Houiller : couloir blastomylonitique carbonifère. Résumés. 11^e Réunion ann. Sci de la Terre, Clermont-Ferrand.

LETOURNEUR J. (1953) – Le grand Sillon Houiller du Plateau Central français *Bull. Serv. carte géol. de France* t. 13, C.R. coll. n° 238 p. 236.

MATTAUER M. (1974) – Existe-t-il des chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Sud de la France ? 2^e Réunion ann. Sci. de la Terre, Pont-à-Mousson.

MATTAUER M. (1975) – Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya. *Earth. Planet. Sc. Lett.*, 28, p. 144-154.

MATTAUER M., ETCHECOPAR A. (1977) – Argument en faveur de chevauchements du type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif central français. *In* : Coll. intern. CNRS n° 268 « Himalaya », p. 261.

MURATET B. (1981) – Présence de terrains houillers aux environs de Maurs. Rapport inédit. Houillères d'Aquitaine. 25 p.

MURATET B. (1983) – Géodynamique du Paléogène continental en Quercy-Rouergue. Analyse de la sédimentation polycyclique des bassins d'Asprières (Aveyron), Maurs (Cantal) et Varen (Tarn-et-Garonne). Thèse 3^e cycle, Toulouse. 188 p.

MURATET B., CROCHET J.Y., HARTENGERGER J.L., SIGE B., SUDRE J., VIANEY-LIAUD D. (1985) – Nouveaux gisements à Mammifères de l'Éocène supérieur et leur apport à la Chronologie des épisodes sédimentaires et tectoniques à la bordure sud-ouest du Massif central. *Bull. BRGM*, 2, 1, 12 p.

NICOLAS V.A. (1985) – Le gisement wolframifère de Leucamp dans son environnement géologique (Châtaigneraie du Cantal, France). Thèse 3^e cycle, Paris, 384 p.

NIELSEN T.H., MC LAUGHIN R.J. (1985) – Comparison of tectonic frameworks and depositional patterns of the Hornelen strike-slip basin of Norway and the Ridge and Little Sulfur Creek strike-slip basins of California. *In* : Biddle & Christie-Blick eds, « Strike-slip Deformation, basin formation, and sedimentation ». *Soc. Economic Paleontolog. Mineralog.*, Pub., spec. 37, pp. 79-103.

ORSINI J.B. (1979) – Existence d'une zonation spatiale de la chaîne varisque française aux temps carbonifères à l'aide de marqueurs plutoniques. Implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (D), t. 289, p. 1109-1112.

PEYRETTI G. (1971) – Étude géologique des formations à l'Ouest de Marvejols (Lozère). Thèse 3^e cycle, Lyon, 133 p.

PIN C. (1980) – Données microstructurales sur les terrains métamorphiques de la série du Lot. *Bull. BRGM*, (2), I, 4, p. 293-313.

RESTITUITO J. (1971) — La vallée de la Truyère entre Garabit (Cantal) et Sarrans (Aveyron). Massif central Français. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 175 p.

RISPAL J. (1962) — Étude géologique de la région de Laroquebrou (Cantal). Dipl. ét. sup., Clermont-Ferrand, 60 p.

ROQUES M. (1941) — Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif central. Thèse Sciences, Clermont-Ferrand, 530 p.

ROQUES M. (1971) — Structure géologique du Massif central. *In* : symposium J. Jung, Clermont-Ferrand, p. 17-32.

VETTER P. (1968) — Géologie du Bassin houiller de Decazeville, du détroit de Rodez et du bassin de Figeac. Houillères d'Aquitaine éd, 2 tomes.

VIVIER G. (1970) — Étude pétrographique et géochronologique de la Châtaigneraie. (Sud-Ouest du Massif central français). Thèse de 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 211 p.

VIVIER G., LASSERRE M. (1973) — Age hercynien des granites de la Châtaigneraie (Sud-ouest du Massif central français). *Bull. Soc. géol. France* t. XV, 3-4, p. 283-287.

DOCUMENTS CONSULTABLES

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

AUTEURS

S. BOGDANOFF, maître de conférences à l'université de Paris-Sud, Orsay, pour la coordination générale, les formations métamorphiques, les roches filoniennes, les formations superficielles, la tectonique ;

D. D'ARCY, pour l'hydrogéologie ;

J.L. CIRODDE, pour la lithologie et la géochimie des formations métamorphiques et du granite du Veinazès ;

M. COHEN, pour le collationnement des textes et la lithologie des roches métamorphiques et des granites ;

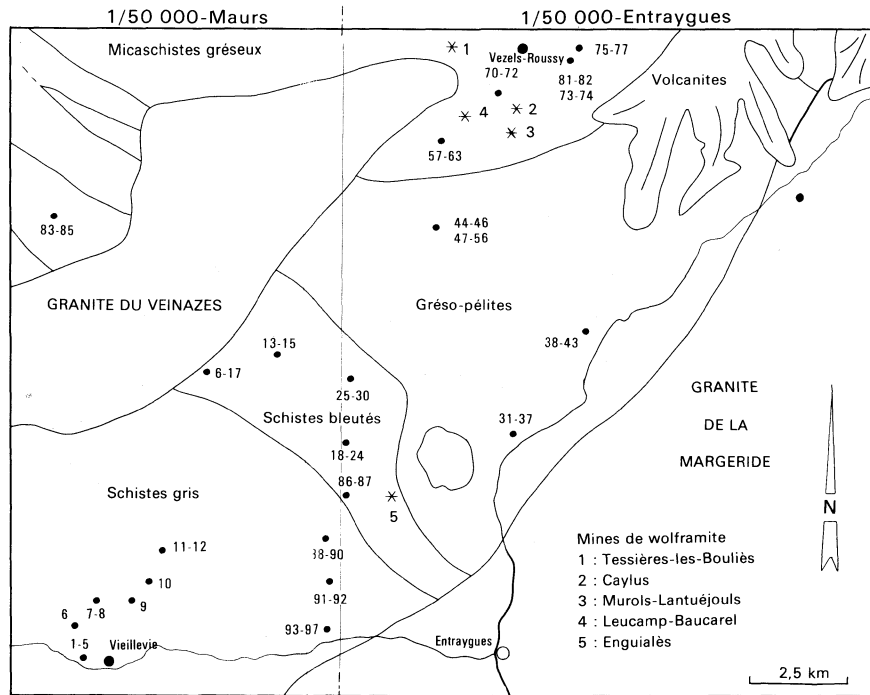
B. MURATET, pour le bassin sédimentaire de Maurs ;

A. PLOQUIN, pour la géochimie des formations métamorphiques à l'Est du Sillon Houiller ;

J.M. STUSSI, pour la géochimie du granite du Veinazès ;

G. VIVIER, pour les granites de Glénat, Marcolès, Boisset, Saint-Julien-de-Toursac, et la géochronologie.

Pour ce qui concerne la carte géologique, nous tenons à mentionner l'aide apportée par Y. GROS, P. CHÉVREMONT et B. LEMIERE pour le lever du granite du Veinazès.



Annexe 1 - Localisation des prélèvements pour l'analyse géochimique.

**Annexe 2 : Analyses chimiques des majeurs et des mineurs : schistes de la Châtaigneraie.
 Activités au C.R.P.G. Nancy. Série WCE. BOGDANOFF - CIRODDE - PLOQUIN.**

	Schistes gris		Schistes bleutés		Grésopélites		Micaschistes gréseux	
	WCE 4	WCE 9	WCE 16	WCE 19	Leptynites WCE 40	Grès RSS WCE 47	WCE 75	WCE 80
SiO₂	59,61	56,22	59,21	55,07	84,58	59,62	82,72	58,32
Al₂O₃	20,83	23,33	21,16	23,86	6,99	19,04	8,63	20,46
Fe₂O₃	7,02	7,49	7,10	7,81	2,12	7,14	1,89	7,57
FeO								
MgO	1,92	1,89	1,45	1,84	0,82	2,89	0,57	3,08
CaO	0,12	0,02	0,00	0,00	0,00	0,22	0,17	0,06
Na₂O	1,41	1,56	0,95	0,96	2,94	1,30	2,34	1,95
K₂O	4,25	4,03	4,38	4,34	0,49	4,68	2,20	4,36
TiO₂	0,95	0,93	0,87	0,94	0,46	0,84	0,52	0,93
P₂O₅	0,11	0,11	0,14	0,05	0,08	0,16	0,07	0,11
MnO	0,06	0,12	0,07	0,10	0,03	0,08	0,03	0,08
H₂O⁺	3,71	4,14	5,03	5,17	0,68	3,99	1,23	3,44
H₂O⁻								
Total	99,99	99,84	100,36	100,14	99,19	99,96	100,37	100,36
F	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ba	0680	0617	0598	0671	0091	0834	0397	1001
Sr	0103	0148	0078	0155	0053	0082	0074	0100
Rb	0192	0195	0214	0213	≥010	0199	0061	0174
Li	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

La localisation des prélèvements apparaît dans le schéma de l'annexe 1.

W = wolfram ; C = Châtaigneraie ; E = Entraygues

Annexe 3

J.L. CIRODDE	M. JOUBERT
– Granite sombre à grain moyen à biotite	faciès moyen + de 10 % de biotite
– Granite rose à grain moyen à chlorite	GRAIN MOYEN PORPHYROIDE
– Granite clair à grain moyen à biotite	faciès clair – de 10 % de biotite
– Granite clair à grain moyen à biotite	grain moyen
– Pas de correspondance car pas observé	GROS GRAIN NON PORPHYROIDE
– Granite sombre à grain fin	GRAIN FIN PORPHYROIDE

Correspondance entre les différentes dénominations attribuées aux faciès pétrographiques du granite du Veinazès.

Annexe 4 - Analyses chimiques : GRANITE DU VEINAZÈS.

	Faciès sombre à grain moyen				Faciès clair à grain moyen					Faciès sombre à grain fin		Encl. microg.	Encl. granite sombre	
	J.221	J.377	C.5	C.6	J.2	J.204	J.208	C.1	C.9	J.194B	C.3	J.64B	J.209A	J.209B
SiO₂	68,35	69,00	68,30	69,60	69,80	70,00	70,35	69,96	70,07	71,60	69,31	64,00	69,70	69,00
Al₂O₃	15,45	15,40	15,25	14,58	15,10	15,00	14,75	15,14	15,26	14,70	14,53	16,10	14,40	15,00
Fe₂O₃	0,77	0,90			0,81	0,73	0,09			0,71		1,21	0,90	1,36
FeO	1,99	1,67	2,92	3,00	1,53	1,60	2,04	2,71	2,84	1,08	3,05	3,55	1,81	1,89
MgO	1,25	1,10	1,04	1,16	1,00	1,00	0,90	1,06	0,80	0,60	0,72	3,40	0,90	1,00
CaO	2,25	2,00	1,58	1,51	2,10	2,10	2,20	1,37	1,17	1,30	1,75	4,05	2,20	1,80
Na₂O	3,50	3,30	3,34	2,87	3,45	3,55	3,55	3,23	3,31	3,20	3,10	2,75	3,20	3,45
K₂O	4,25	4,90	4,25	5,13	4,55	4,15	4,00	4,72	4,56	4,70	4,85	2,50	4,60	4,70
TiO₂	0,45	0,50	0,53	0,50	0,35	0,25	0,20	0,36	0,42	0,30	0,41	0,70	0,45	0,50
P₂O₅	-	-	0,17	0,20	-	-	-	0,09	Tr.	-	0,12		-	-
MnO	0,06	0,07	0,07	0,70	0,05	0,05	0,05	0,06	0,60	0,03	0,06	0,09	0,05	0,05
H₂O⁺	0,74	0,70			0,68	0,54	0,80			0,69		1,20	0,64	0,99
H₂O⁻	0,05	0,13	PF.1,59	PF.9,99	0,09	0,11	0,11	PF.1,57	PF.1,9	0,18	PF.0,82	0,17	0,18	0,15
Total	99,11	99,67	99,04	99,61	99,51	99,08	99,04	100,27	100,39	99,09	98,72	99,72	99,03	99,89
F	760	-		-	450	600	600	-	-	-	-		-	850
Ba	900	880		949	460	480	500	511	544	400	547	340	660	600
Sr	615	610		532	160	135	135	138	160	90	131	240	120	130
Rb	170	180		220	214	185	185	208	199	195	211	175	205	205
Li	90	75		-	-	85	90	-	-	85	-	150	90	85

Annexe 5 – Analyses chimiques : GRANITE DE MARCOLÈS

	Granite porphyroïde à gros grain				
	J.375	J.365	J.381	J.230	PLH 440
SiO₂	71,60	71,60	70,30	72,00	69,75
Al₂O₃	15,20	14,60	14,80	14,20	17,45
Fe₂O₃	1,15	0,72	0,70	0,70	1,45
FeO	0,95	1,16	1,45	1,09	0,80
MgO	1,00	1,10	1,10	0,90	1,20
CaO	0,80	1,10	1,30	1,00	1,20
Na₂O	3,00	3,10	3,40	3,55	3,35
K₂O	5,20	5,10	5,10	4,80	3,60
TiO₂	0,30	0,30	0,40	0,25	0,25
P₂O₅	-	-	-	-	-
MnO	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05
H₂O⁺	1,08	0,82	0,80	0,66	0,80
H₂O⁻	0,27	0,13	0,13	0,05	0,05
Total	100,60	99,78	99,54	99,25	99,95
F	600	850	900	960	
Ba	560	580	660	320	
Sr	195	220	245	160	
Rb	215	210	218	260	
Li	105	105	110	200	

Enclaves surmicacées	Leucogranites	
	J.321B	J.53
62,70	74,70	76,30
12,90	14,80	13,80
1,79	0,27	0,70
5,20	0,21	0,00
5,70	0,05	0,20
1,00	0,20	0,30
6,05	3,45	3,30
1,10	5,10	4,70
-	0,00	-
-	-	-
0,18	0,00	0,02
0,75	0,61	1,07
0,15	0,10	0,21
99,02	99,49	100,60
-	200	-
450	100	150
30	18	70
150	324	300
35	-	50

Annexe 6 – Analyses chimiques

GRANITE DE BOISSET

FACIÈS PORPHYROÏDE				FACIÈS DE BORDURE			
					γ de Chaulte	γ bleuté	
	F. B4P	F. B6T	PLH 412	GV 55	F. B2b	GV 53	GV 6
SiO₂	68,70	67,00	69,10	67,25	69,20	67,00	67,30
Al₂O₃	16,80	16,40	15,70	15,15	15,70	16,10	16,35
Fe₂O₃	0,59	1,19	0,95	1,00	0,55	1,00	2,10
FeO	1,45	1,81	1,90	2,30	1,67	2,45	1,45
MgO	0,95	1,35	1,30	2,20	1,15	2,30	1,45
CaO	2,05	2,40	2,00	2,70	1,80	2,50	2,35
Na₂O	3,60	3,70	3,50	3,05	3,40	3,05	3,40
K₂O	5,15	5,05	4,60	4,15	4,65	3,80	3,80
TiO₂	0,45	0,45	0,35	0,50	0,40	0,50	0,45
P₂O₅	–	–	0,20	0,80	–	0,55	–
MnO	0,05	0,07	0,05	0,05	0,06	0,10	0,05
H₂O⁺	0,62	0,69	0,90	0,75	0,93	0,65	0,55
H₂O⁻	0,15	0,18	0,20	0,00	0,16	0,10	0,15
Total			100,75	99,90		100,10	99,40
F	600	680			850		
Ba	860	1 120			740		
Sr	725	725			500		
Rb	180	155			165		
Li	60	65			65		

**GRANITE DE
ST. JULIEN-DE-TOURSAC**

GV 14	GV 57	F. SJ1	F. SJ2
71,75	67,90	68,60	67,90
14,00	14,80	14,90	14,80
0,75	0,55	0,40	0,55
1,10	0,85	0,72	0,85
1,60	1,65	0,65	1,65
1,10	2,60	2,35	2,60
3,45	3,30	3,60	3,30
4,30	6,15	5,85	6,15
0,30	0,25	0,20	0,25
0,25	0,10	–	–
–	tr.	0,02	0,00
1,30	2,10	2,19	2,10
0,00	0,10	0,12	0,10
99,90	100,35		
		2 625	
		1 255	
		340	342
		215	219
		25	

Annexe 7 – Analyses chimiques : GRANITE DE GLÉNAT

	Faciès moyen				Faciès moyen à tendance porphyroïde		Enclaves	
	F. GM15	F. GM23	PLH 365	JR 97	F. GP39	F. GP47	GV 44	F. E4
SiO₂	68,20	70,90	69,65	068,65	69,80	71,50	70,50	67,10
Al₂O₃	16,60	14,80	16,35	017,60	15,60	15,50	14,60	15,50
Fe₂O₃	1,12	0,71	1,05	0,20	0,67	1,13	0,60	1,65
FeO	1,69	1,61	1,55	2,00	1,38	0,87	1,45	2,39
MgO	1,40	1,10	1,30	1,90	1,00	0,80	1,30	1,05
CaO	2,00	1,50	1,50	2,60	1,65	1,30	2,30	1,80
Na₂O	3,50	3,50	3,10	3,30	3,60	3,75	3,35	3,20
K₂O	3,90	4,80	2,65	3,10	4,30	4,35	3,95	3,75
TiO₂	0,40	0,30	0,15	0,30	0,30	0,30	0,30	0,80
P₂O₅	–	–	–	0,05	–	–	0,80	–
MnO	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,06
H₂O⁺	1,26	0,77	0,70	0,45	0,68		0,60	1,30
H₂O⁻	0,19	0,04	0,10	0,20	0,09		0,00	0,63
Total			99,15	100,40			99,80	
F	550	500			660	500		750
Ba	365	500			345	370		395
Sr	160	120			125	105		150
Rb	165	170			190	200		180
Li	80	85			85	100		100

Pour les annexes 4 à 7 :

Les analyses chimiques notées J, sont prélevées dans la thèse de M. Joubert ; les analyses chimiques notées GV, PLH, JR, sont prélevées dans la thèse de G. Vivier ; les analyses chimiques notées C, par J.L. Cirodde ; les numéros correspondent, selon les auteurs, soit à des numéros d'échantillons, soit à des numéros d'analyse.

Annexe 8 : Correspondances entre les formations de la Châtaigneraie (feuilles à 1/50 000 Entraygues, Maurs, Aurillac)

Entraygues	Maurs	Aurillac
Schistes gris d'Engualiés	$\xi^1 mV$. Schistes gris de Vieilleire	Formation d'Uzols ar^2 a^2 ξ^1
Schistes bleutés des Vernhades	$\xi^1 mM$. Schistes bleutés de Montsalvy	
	$\xi^1 m$. Formation de Puech Bertot	Formation de la Salvetat ξ^2 $\xi^1 mu$ r^1
Gréso-pélites de Plainecoste	$\chi \xi$. Gréso-pélites de Lacapelle-del-Fraisse	Formation de Roannes-St-Mary ξ^1 ξR
Micaschistes gréseux de Manhaval	$\xi^5 b-m$. Micaschistes gréseux de Nadal	Formation du Poujol et du Sal ξ^1 ξ^2 ξ^1-2p

Annexe 9 : APPORT DES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES ET MAGNÉTIQUES A LA CONNAISSANCE DU SOCLE DE LA CHÂTAIGNERAIE (feuilles à 1/50 000 Maurs et Entraygues), par V. JOANNY avec la collaboration de J.L. FEYBESSE, G. CAIA et N. DEBÉGLIA.

Données gravimétriques

Les données gravimétriques existantes résultent de deux levés principaux :

- réalisation des cartes CGF (carte gravimétrique de la France) Mende et Figeac à 1/80 000 en 1977 et 1978. La densité des mesures est voisine de 1 point au km² ;
- levé à l'objectif appliqué minier dans le secteur de la Châtaigneraie en 1977 et 1982. La région couverte est d'environ 380 km² avec une densité moyenne de mesure de 2,5 points au km².

Le maillage de cette étude est particulièrement serré entre les massifs granitiques de Marcolès et Veinazès ainsi qu'au Nord du massif du Veinazès. On atteint dans ce secteur une densité moyenne de mesure de 5 points au km². Dans la partie ouest du massif d'Entraygues, la densité moyenne de mesure est de 1,5 point au km². Enfin, pour le massif granitique du Veinazès, on atteint une densité moyenne de mesure de 3 points au km².

Réalisation de la carte de l'anomalie de Bouguer

Diverses corrections sont appliquées à l'ensemble des mesures disponi-

bles afin d'isoler les variations de pesanteur qui proviennent des hétérogénéités du sous-sol :

- *correction de latitude* : on soustrait aux mesures la variation de g (pesanteur) liée aux différences de latitude ;
- *correction d'altitude* : cette correction doit être ajoutée à la valeur mesurée si la station est au-dessus du niveau de référence, retranchée si la station est au-dessous ;
- *correction de Bouguer* : elle fait intervenir la densité des terrains. La densité globale choisie pour les terrains sous-jacents est de 2,7 ;
- *correction topographique* : elle concerne l'influence de l'attraction du relief environnant sur le point de mesure. Cette correction est toujours positive.

L'anomalie de Bouguer représente ainsi l'anomalie gravimétrique liée aux hétérogénéités de densité du sous-sol. Dans le cas présent, cette anomalie est calculée dans le système CGF, ce qui implique :

- le choix d'une loi de variation au champ de gravité normal (Stockolm, 1930) ;
- l'utilisation d'un réseau de base gravimétrique constitué de valeurs absolues connues en certains points.

Pour la réalisation de la carte de l'anomalie de Bouguer (planche 1), l'ensemble des mesures a été compilé, interpolé à la maille 1 km x 1 km, puis contouré avec un intervalle minimal entre courbes de 1 mGal. La précision de l'anomalie de Bouguer est d'environ 1 mGal.

Réalisation de la carte du gradient vertical

La carte du gradient vertical prolongé de 250 m vers le haut (planche 2), permet de mettre en évidence les effets des structures les plus superficielles (on obtient une meilleure focalisation des anomalies à l'aplomb des structures ou des accidents qui les créent) et de diminuer les coalescences entre anomalies. Ceci permettra de mieux définir la position du bord des masses.

Le gradient vertical a été contouré avec un intervalle minimal entre courbes de 0,5 mGal/km.

Mesures de densité

(On a regroupé dans les tableaux en fin de texte les résultats des mesures de densités effectuées sur les massifs granitiques et leur encaissant).

On observe une densité moyenne plus faible pour les leucogranites ($d = 2,58$) que pour les granites ($2,61 \leq d \leq 2,64$). Granites et leucogranites sont plus légers que les micaschistes ($2,66 \leq d \leq 2,75$).

Les cornéennes associées au métamorphisme de contact ($d = 2,8$) et les formations volcaniques ($d = 2,80$) sont les formations les plus denses.

Dans les micaschistes, les densités moyennes ont été évaluées de la manière suivante : pour les formations des micaschistes gris, des grésopélites et des micaschistes gréseux, on a pris en compte la proportion de niveaux

phylliteux et des niveaux leptyniques (Boëssé, 1980). Pour les formations des micaschistes gréseux et des micaschistes bleus, on a également évalué une fourchette de densité à partir des analyses modales (Boëssé, 1980) en utilisant les densités moyennes de chaque minéral.

Commentaire de la carte de l'anomalie de Bouguer

Sur l'ensemble de la carte, l'anomalie de Bouguer reste négative avec des valeurs extrêmes de -70 à $-32,5$ mGal. Les anomalies les plus négatives sont situées dans la partie centrale de l'extrémité est de la carte ; les anomalies les moins négatives dans la partie sud-ouest.

Les courbes isanomales dessinent des arcs de cercle étirés vers l'Ouest. Ce gradient (globalement E-W) s'explique par un effet régional. En effet, on observe, dans le Massif central, une vaste anomalie négative dont l'origine serait liée à la remontée d'un corps anormalement chaud et léger au sein de la lithosphère (Lucazeau et Bayer, 1982).

L'anomalie négative intense, inférieure à -65 mGal, se calque sur le massif granitique d'Entraygues (planche 3) avec un maximum, inférieur à -70 mGal, qui se cantonne à l'extrémité est du massif : vraisemblablement là où le volume de roche granitique, plus légère que son encaissant ($d=2,61$), est plus important. Cette anomalie correspondrait à l'enracinement du massif d'Entraygues.

Une autre anomalie intense, comprise entre $-62,5$ et -60 mGal, se calque sur la partie nord du massif granitique du Veinazès. Cette anomalie correspondrait à l'enracinement du massif du Veinazès. Au Sud de cette anomalie se détache un axe NE-SW, rejoignant la pointe sud du granite affleurant de Boisset, marqué par une anomalie légère de -50 à $-47,5$ mGal. Au Nord se détache un axe E-W, en direction du massif granitique de Marcolès, souligné par des incurvations des courbes isanomales. Enfin, à l'Est du Veinazès, se détache un arc grossièrement NW-SE, marqué par l'anomalie intense du granite de Soulague dont l'enracinement serait décalé vers le Nord par rapport au granite affleurant.

On distingue un axe NE-SW longeant la bordure nord-ouest du granite d'Entraygues. Cet axe correspond à un dépôt de produits volcaniques et coulées de basaltes.

Commentaire de la carte du gradient vertical

La carte du gradient vertical fait apparaître un domaine négatif correspondant aux granites et un domaine positif correspondant aux micaschistes, ainsi qu'aux formations volcaniques et sédimentaires.

La carte du gradient vertical met en évidence le contour des massifs granitiques et leur prolongement en profondeur sous la surface d'affleurement : — l'anomalie du massif granitique d'Entraygues se calque parfaitement sur la zone d'affleurement, les intensités des courbes isanomales s'échelonnent de -1 à 4 mGal/km ;

- l'anomalie du massif granitique de Soulague est décalée au Nord de l'affleurement, les intensités des courbes isanomales s'échelonnent de -2 à -4 mGal/km ;
- l'anomalie du massif granitique du Veinazès se calque sur la zone d'affleurement et met en évidence une importante extension vers le Nord. Les courbes isanomales se resserrent sur les bordures nord et est, mettant en évidence des accidents en bordure du massif. Les extrémités ouest et est pourraient représenter une structure en lame. Les intensités des courbes isanomales se resserrent de -1 à -4 mGal/km ;
- l'anomalie du massif granitique de Marcolès se calque sur la zone d'affleurement et met en évidence une extension du massif vers l'Est. Les courbes isanomales se resserrent au Nord et au Sud, mettant en évidence des accidents en bordure du massif, les intensités des courbes isanomales s'échelonnent de -1 à -3 mGal/km ;
- le massif granitique de Boisset est mis en évidence par un léger axe négatif qui s'oriente en direction du granite du Veinazès à son extrémité d'affleurement sud. Les intensités des courbes isanomales s'échelonnent de $-0,5$ à -2 mGal/km. A noter un faible axe N-S en prolongement de la zone d'affleurement plus au Sud. Cet axe présente des intensités s'échelonnant de $+0,5$ à $-0,5$ mGal/km.

La carte du gradient vertical nous permet de déceler des structures internes aux massifs granitiques tels que les massifs leucocrates mis en évidence par des anomalies légères de -2 à -4 mGal/km, notamment au Sud-Ouest du granite d'Entraygues et à l'aplomb sud de la zone d'enracinement du massif granitique du Veinazès.

La carte du gradient vertical confirme l'existence de couloirs de relais entre les massifs granitiques, déjà visibles sur la carte de l'anomalie de Bouguer.

A noter un axe lourd présentant des intensités s'échelonnant de 0 à 2 mGal, situé entre le granite de Boisset et le granite de Marcolès. Cet axe lourd est lié au métamorphisme de contact développé par les massifs granitiques.

Un autre axe lourd, présentant des intensités s'échelonnant de 0 à 2 mGal, correspond au dépôt de produits volcaniques et coulées de basaltes déjà mis en évidence par la carte de l'anomalie de Bouguer.

Une zone lourde, présentant des intensités s'échelonnant de 0 à 4 mGal, s'étend au Sud du massif du Veinazès. On peut invoquer alors soit le rôle du métamorphisme de contact lié au granite du Veinazès, soit l'épaississement de la série des micaschistes ($d=2,66$).

Modélisation gravimétrique

La modélisation a été réalisée selon deux coupes localisées sur la planche 1 : la coupe C1, NW-SE, la coupe C2, NE-SW. Les contrastes de densité utilisés sont déduits des mesures effectuées sur des échantillons prélevés sur le terrain (tableaux). La partie superficielle des modèles a été dessinée

en prenant en compte les données cartographiques et structurales. L'introduction de contraintes précises concernant les densités, les structures superficielles et les dimensions des corps dans la direction perpendiculaire aux profils, conduit à une interprétation plus fiable de la géométrie profonde des massifs, sans cependant que le modèle obtenu puisse être considéré comme unique. A noter, en effet, que la présente interprétation est réalisée dans le cadre de certaines hypothèses, telles que l'homogénéité des densités des massifs granitiques et de leur encaissant profond.

Modélisation selon la coupe 1

Le granite de Marcolès est penté vers l'Est et s'enracinerait à une profondeur environ 7 km compte tenu du contraste de densité utilisé.

Le granite du Veinazès est penté vers l'Est et l'Ouest sur ses bordures. Il s'enracinerait environ à 7 km de profondeur. A noter la présence d'une ceinture de cornéennes d'environ 500 m d'épaisseur autour du massif.

Ce modèle envisage un contact entre le granite de Marcolès et le granite du Veinazès environ à 2,5 km de profondeur. Ce contact se poursuit jusqu'à la base des granites.

Le massif granitique de Soulaque est dissymétrique et s'enracinerait à 500 m de profondeur environ.

Le granite d'Entraygues a une structure lamellaire sur sa bordure qui se prolonge jusque sous le granite de Soulaque. Il présente ici un enracinement d'environ 2,5 km de profondeur.

Les micaschistes ont été dessinés en tenant compte des contraintes géologiques. On a appliqué à chaque formation le contraste de densité moyen calculé à partir des mesures sur les échantillons.

Modélisation selon la coupe 2

Cette coupe intercepte la coupe 1 au niveau du granite de Soulaque. Ici, le granite de Soulaque se présente comme une lame étirée et enracinée vers le Nord, mise en place conformément à la structure des micaschistes. Sa forme tient compte du décalage vers le Nord de l'anomalie gravimétrique par rapport à sa zone d'affleurement.

Sous le granite de Soulaque et au Nord-Est de l'intersection avec la coupe 1, on est contraint d'envisager, en profondeur, un massif granitique épais (extension du granite d'Entraygues, faciès leucogranitique, ...).

Au Nord-Est de ces granites, un domaine dense (cornéenne, basaltes, ...) est mis en évidence.

Le corps granitique (indiqué n° 8) vise à rendre compte de l'influence latérale du massif granitique du Veinazès (voir coupe 1).

Les micaschistes ont été dessinés en tenant compte des contraintes géolo-

giques. On a appliqué à chaque formation le contraste de densité moyen obtenu lors des mesures sur les échantillons.

Données magnétiques

Les données magnétiques existantes résultent d'un levé aéroporté réalisé en 1975 pour l'INAG lors de l'étude aéromagnétique du Massif central. Le secteur d'étude a été levé en deux panneaux d'altitude 1 200 m à l'Ouest et 2 500 m à l'Est.

L'anomalie du champ total a été calculée après soustraction du champ normal.

Les données des deux panneaux ont été interpolées à la maille 1 km x 1 km. Après prolongement vers le bas du panneau est, les données ont été raccordées puis transformées.

On été ainsi calculées :

- la carte du champ réduit au pôle à l'altitude 1 200 m (planche 6) ;
- la carte du gradient vertical réduit au pôle à l'altitude 2 500 m (planche 7).

Ces deux documents ont pour but de faciliter l'interprétation structurale en ramenant les anomalies à l'aplomb des structures qui les créent et en améliorant leur focalisation au voisinage des sources.

Commentaire de la carte du gradient vertical réduit au pôle

La carte du gradient vertical réduit au pôle présente des valeurs échelonnées de 15 à - 10 nT/km. Elle se différencie en un domaine négatif correspondant aux massifs granitiques qui sont amagnétiques et un domaine positif correspondant aux formations de micaschistes ainsi qu'aux formations volcaniques et sédimentaires. Nous discuterons ici essentiellement de quatre zones du domaine positif dont les intensités s'échelonnent de 2,5 à 10 nT/km.

On distingue un axe NNE-SSW longeant la bordure nord-ouest du granite d'Entraygues marqué par des intensités de 0 à 2 nT/km. Cet axe, déjà mis en évidence lors de l'étude gravimétrique, correspond à des affleurements de produits volcaniques.

Un axe NW-SE se détache en bordure ouest du granite de Marcolès avec des intensités s'échelonnant de 0 à 3 nT/km. De l'extérieur vers l'intérieur du granite, on passe de schistes très faiblement magnétiques, aux cornéennes saines moyennement à fortement magnétiques, puis, au contact avec le granite, à des cornéennes altérées de plus faible susceptibilité. Cet axe correspond à l'aurole de métamorphisme de contact à l'Ouest du granite de Marcolès.

Le granite de Boisset est longé, sur sa bordure ouest, par un axe N-S marqué par des intensités s'échelonnant de 0 à 10 nT/km. Cet axe jalonne la faille limitant à l'Ouest le granite du Boisset.

Enfin, une vaste anomalie, superposée à une zone lourde située au Sud-Ouest de la carte, au Sud du granite du Veinazès, présente des intensités s'échelonnant de 0,5 à 10 nT/km. On peut invoquer à l'origine de cette anomalie soit l'influence du métamorphisme de contact largement présent au Sud du massif de Veinazès, soit l'épaississement de la série des micaschistes gris de Vieillevie dans lesquels des lentilles de micaschistes à magnétite ont été décrites.

Mesures de densité

a) Encaissant

N° échant.	Nature	Volume	Densité	Localisation
3	Micaschistes gris	39,4	2,50	E Veinazès
42	Micaschistes gris albitique	401,4	2,72	SW Marcolès
48	Micaschistes gris phylliteux	235,9	2,74	SW Veinazès
49 a	"	176,8	2,65	"
49 b	Micaschistes gris phylliteux + quartz	56,8	2,61	"
46	Micaschistes gris	164,2	2,71	S Boisset
47	"	159,8	2,72	"
Moyenne des micaschistes gris : 75 % phyllite d = 2,66 25 % leptynite				

N° échant.	Nature	Volume	Densité	Localisation
18 b	Leptynite	105,6	2,60	E Veinazès
21	Gneiss leptynique	287,8	2,66	"
22	Micaschistes leptynique phylliteux	190,6	2,79	Pons
53	Leptynite	136,0	2,73	W Entraygues
54	Gréso-pélite	86,3	2,72	E Veinazès
Moyenne des gréso-pélites : 25 % phyllite d = 2,70 75 % leptynite				

N° échant.	Nature	Volume	Densité	Localisation
55	Micaschistes gréseux	128,7	2,60	NE Veinazès
56 a	Leptynite phylliteuse	116,5	2,65	"
56 b	Micaschistes gréseux	89,6	2,64	"
30	"	113,7	2,67	NW Veinazès
Moyenne des micaschistes gréseux : 75 % leptynite d = 2,65 25 % phyllite				

Analyse modale	Nature	Densité
50 % de quartz, 30 % de plagioclase 15 % micas blancs, 5 % micas noirs	Gneiss leptynique	2,67
70 % de quartz, 30 % de plagioclase	"	2,63
70 % de quartz, 15 % de plagioclase 10 % micas blancs, 5 % micas noirs	"	2,66
40 % de quartz, 40 % de plagioclase 15 % micas blancs, 5 % micas noirs	Gneiss feldspathique	2,67
40 % de quartz, 40 % de plagioclase 15 % micas blancs, 5 % micas noirs	Gneiss miliaires rubanés	2,67
Fourchette de densité des micaschistes gréseux : 2,63 < d < 2,67		

N° échant.	Nature	Volume	Densité	Localisation
52	Micaschistes bleutés	247,5	2,75	Montsalvy
Micaschistes bleutés : d = 2,75				

Analyse modale	Nature	Densité
28 % de quartz, 1 % de plagioclase 70 % micas blancs, 1 % micas noirs	Micaschiste bleuté	2,77
50 % de quartz, 1 % de plagioclase 48 % micas blancs, 1 % micas noirs	"	2,73
Fourchette de densité des micaschistes bleutés : 2,73 < d < 2,77		

b) Granites

N° échant.	Nature	Volume	Densité	Localisation
19	Granite	145,2	2,64	Soulaque
44	Granite	101,8	2,659	Boisset
45	Granite	237,2	2,605	Boisset

N° échant.	Nature	Volume	Densité	n par site	Localisation	
EA54	Leucogranite	349,5	2,60		Entraygues	
EA14		327,5	2,55			
EA20 (1)		131,5	2,54			2,55
EA20 (2)		117,0	2,55			
EA43 (1)		90,5	2,56			2,55
EA43 (2)		50,5	2,54			
E127 (1)		65,0	2,60			2,60
E127 (2)		47,5	2,60			
E128 (1)		51,0	2,53			2,56
E128 (2)		45,0	2,59			
E5 (1)		40,5	2,64			
E5 (2)		217,5	2,61			2,63
E5 (3)		227,0	2,63			
E103B (1)		101,5	2,57			2,57
E103B (2)		54,0	2,57			

**Leucogranite Entraygues :
densité moyenne = 2,58**

E107 (1)	Granite à biotite	266,5	2,65	2,66	Entraygues	
E107 (2)		188,0	2,67			
EA23		703,0	2,60			
EA7		186,5	2,58			
EA29		188,0	2,59			
EA19		194,0	2,60			
E3A (1)		290,0	2,64			
E3A (2)		68,0	2,60			2,64
E3A (3)		141,0	2,65			

**Granite à biotite Entraygues :
densité moyenne = 2,61**

N° échant.	Nature	Volume	Densité	n par site	Localisation		
VZ46 (1)	Leucogranite	124,0	2,58	2,57	Veinazès		
VZ46 (2)		168,0	2,56				
V1 (1)		109,0	2,61	2,61			
V1 (2)		101,0	2,60				
V18 (1)		176,5	2,58	2,56			
V18 (2)		94,0	2,54				
Leucogranite du Veinazès : densité moyenne = 2,58							
V4 (1)	Granite à biotite	118,5	2,66	2,66	Veinazès		
V4 (2)		72,0	2,65				
V9 (1)		200,0	2,63	2,65			
V9 (2)		194,0	2,66				
V9 (3)		132,0	2,65				
V9 (4)		225,5	2,65				
V9 (5)		288,0	2,66	2,64			
V5A (1)		241,0	2,64				
V5A (2)		308,0	2,64	2,65			
V13		59,5	2,62				
V15 (1)		1026,5	2,65				
V15 (2)		516,0	2,65				
V16 (1)		229,0	2,64	2,62			
V16 (2)		66,0	2,64				
V16 (3)		38,0	2,59				
VZ3 (1)		63,0	2,71	2,71			
VZ3 (2)		25,0	2,72				
VZ36		562,0	2,64	2,55			
VZ51		288,0	2,55				
VZ2		130,5	2,63				
VZ40		161,5	2,60				
Granite à biotite du Veinazès : densité moyenne = 2,63							

c) Métamorphisme de contact

N° échant.	Nature	Volume	Densité moy.	Localisation	
4 a	Schistes et séricite et muscovite au voisinage du contact du granite	2,64	2,803	Marcolès	
4 b		2,65			
4 c		2,51			
4 d		2,62			
5 a	Cornéennes	2,64		2,803	Marcolès
5 b		2,66			
5 c		2,66			
6 a		2,60			
6 b		2,64			
6 c		2,53			
7 a		2,64			
7 b		2,67			
8 a		2,86			
8 b		2,81			
8 c	2,79				
8 d	2,70				
9 a	Zone de contact altération + filonnets quartz	2,77	2,803		Marcolès
9 b		2,81			
9 c		2,79			
9 Ba		2,63			
9 Bb		2,59			
9 Bc	2,58				
9 Bd	2,56				
9 Be	Cornéennes	2,74		Marcolès Marcolès	
10 a	Cornéenne altérée	2,69			
10 b	Cornéenne	2,78			
10 c	Cornéenne altérée	2,74			

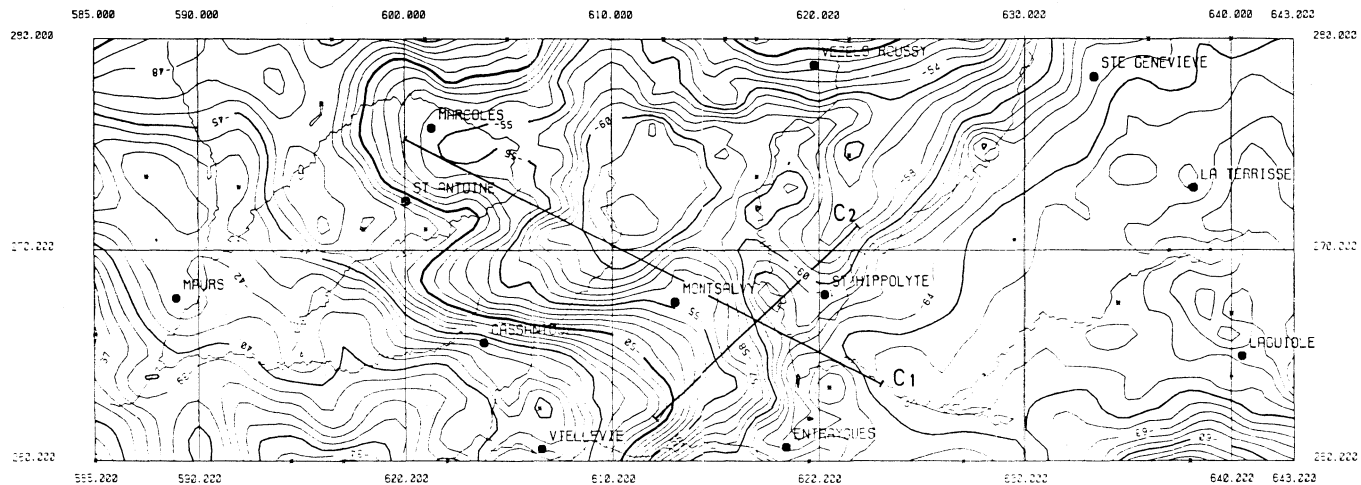
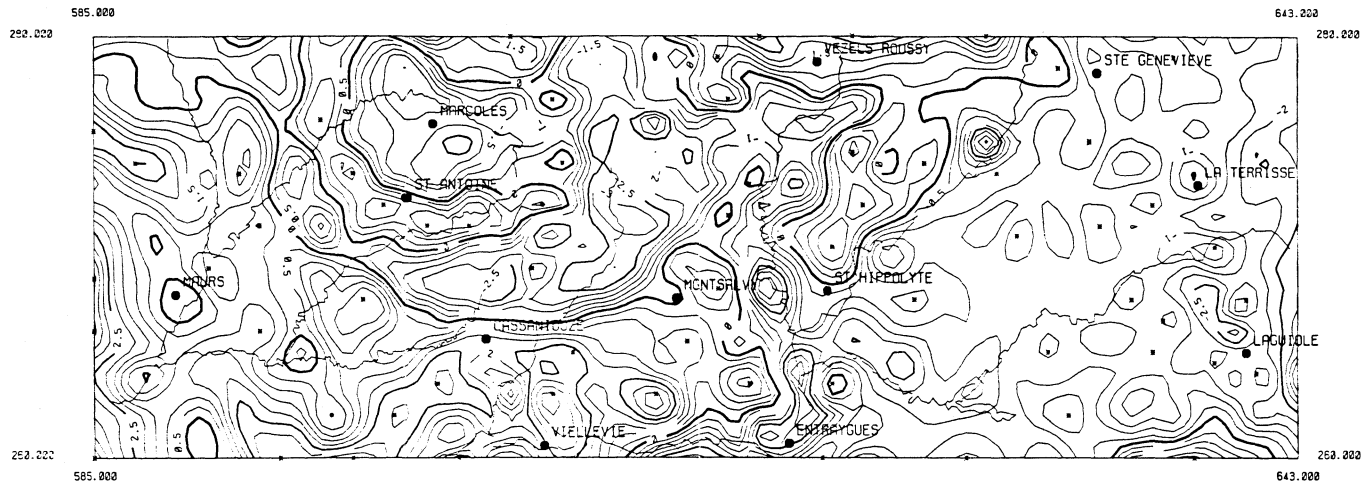


Planche 1

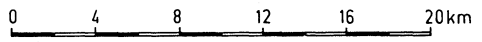
ANOMALIE DE BOUGUER (mGal)
avec localisation des profils interprétés

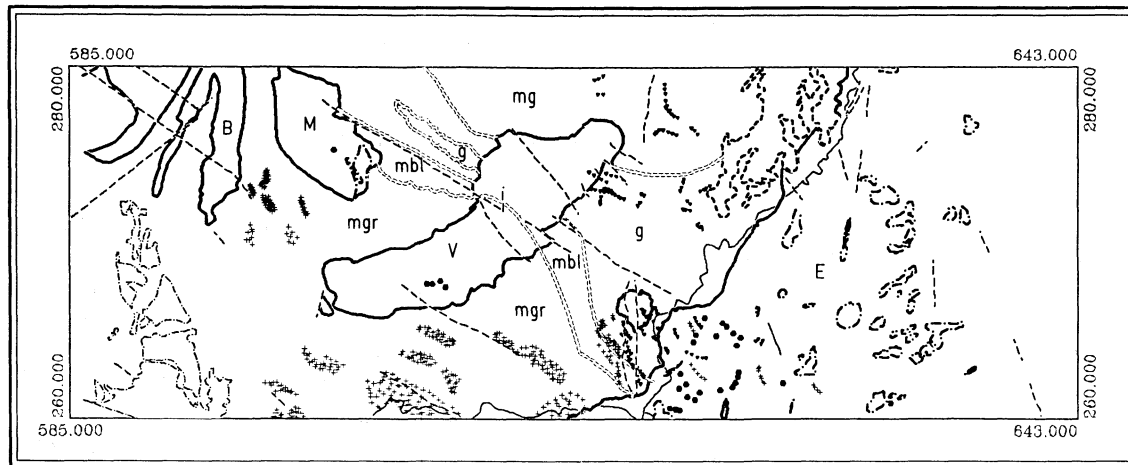




GRADIENT VERTICAL GRAVIMETRIQUE (mGal/km)




Planche 2



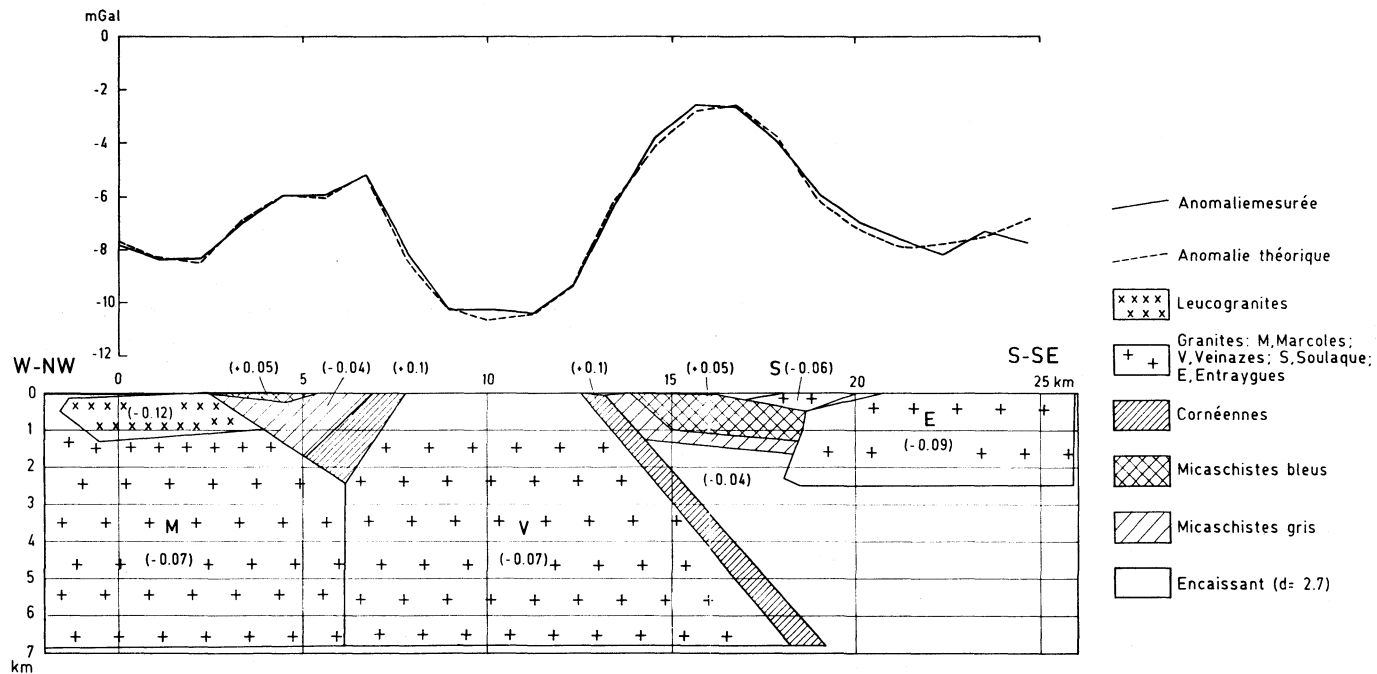


CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE

Planche 3

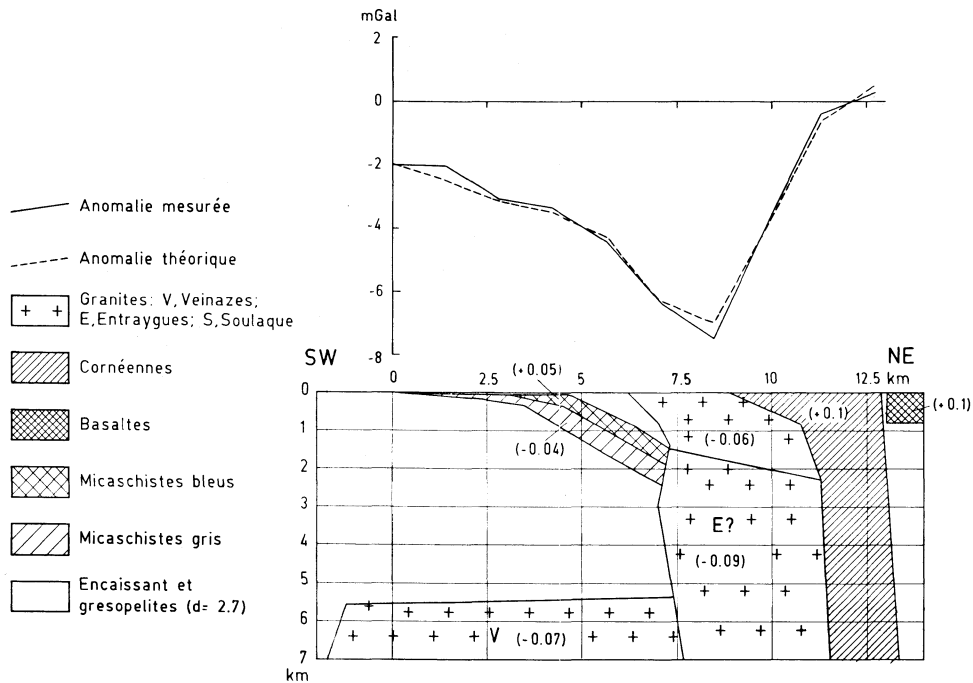
-  Granites: B, Boisset; M, Marcoles; V, Veinazes; E, Entraygues
-  • Faciès leucogranitiques
-  --- Limites des principaux ensembles métamorphiques:
mbl, micaschistes bleus; mgr, micaschistes gris;
g, grès-pélites; mg, micaschistes gréseux



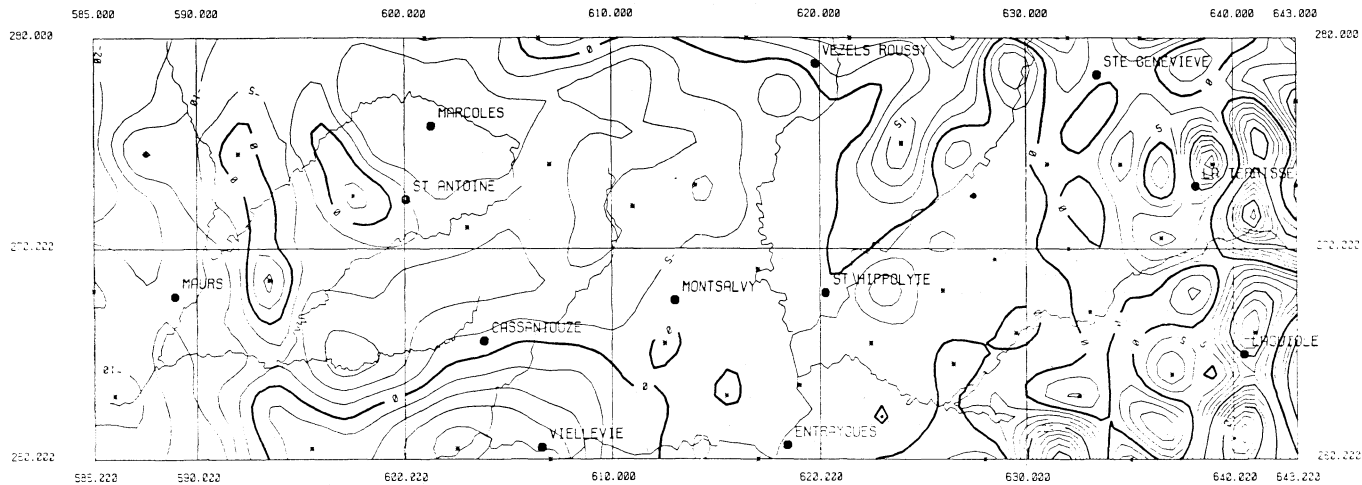


MODELISATION GRAVIMETRIQUE DE LA COUPE C1

Planche 4



MODELISATION GRAVIMETRIQUE DE LA COUPE C2



CHAMP MAGNETIQUE REDUIT AU POLE A 1200m (nT)

Planche 6



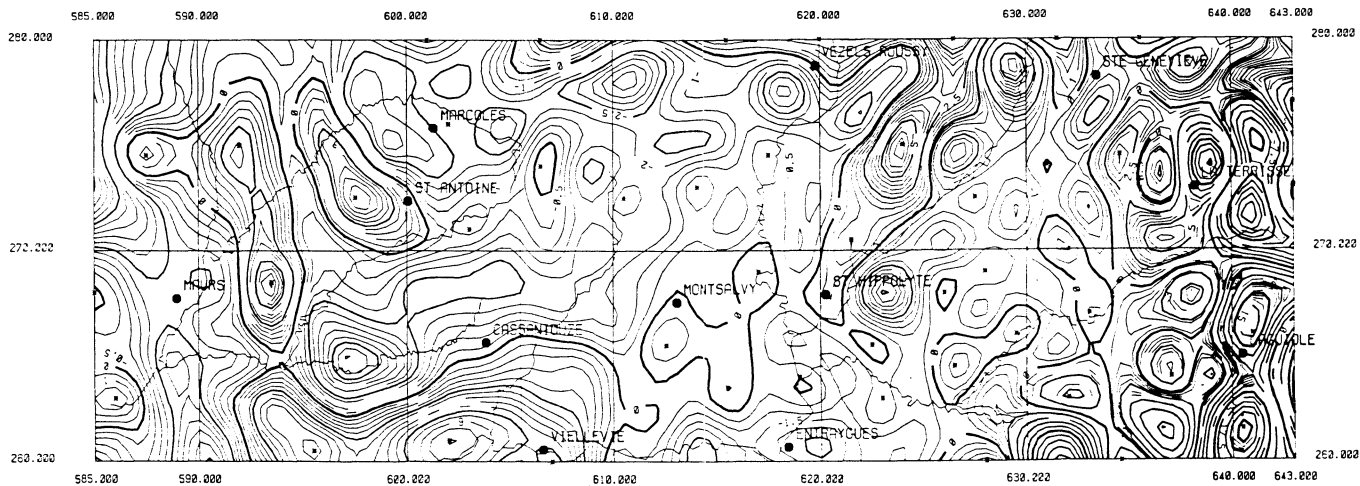


Planche 7

GRADIENT VERTICAL REDUIT AU POLE A 2500m (nT/km)

