



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

**SAINT-CÉRÉ**

par

P.L. GUILLOT, J.G. ASTRUC, I. FEIX, L. HUMBERT,  
M. LEFAVRAIS-HENRI, A. LEFAVRAIS-RAYMOND,  
A. MICHARD, G. MONIER, P. ROUBICHOU

**SAINT-CÉRÉ**

La carte géologique à 1/50 000  
SAINT-CÉRÉ est recouverte par les coupures suivantes  
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :  
à l'ouest : BRIVE (N° 183)  
à l'est : AURILLAC (N° 184)

Brive	Argentat	Pleaux
Souillac	SAINT-CÉRÉ	Aurillac
Gramat	Lacapelle-Maïval	Maur



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

NOTICE EXPLICATIVE DE LA  
FEUILLE SAINT-CÉRÉ À 1/50 000

par

P.L. GUILLOT, J.G. ASTRUC, I. FEIX, L. HUMBERT,  
M. LEFAVRAIS-HENRY, A. LEFAVRAIS-RAYMOND,  
A. MICHARD, G. MONIER, P. ROUBICHOU

1992

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

-*pour la carte*: GUILLOT P.L., ASTRUC J.G., FEIX I, HUMBERT L., LEFAVRAIS-HENRY M., LEFAVRAIS-RAYMOND A., MONIER G., ROUBICHOU P. (1992) - Carte géol. France (1/50 000), feuille *Saint-Céré* (810) - Orléans : BRGM. Notice explicative par P.L. GUILLOT *et al.* (1992), 76 p.

- *pour la notice* : GUILLOT P.L., ASTRUC J.G., FEIX L, HUMBERT L., LEFAVRAIS-HENRY M., LEFAVRAIS-RAYMOND A., MICHARD A., MONIER G., ROUBICHOU P. (1992) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille *Saint-Céré* (810) - Orléans : BRGM, 76 p. Carte géologique par P.L. GUILLOT *et al.* (1992).

© BRGM 1992. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1810-0

## SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
<b>INTRODUCTION</b>	5
<i>APERÇU GÉOLOGIQUE</i>	5
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	6
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	12
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES</i>	12
<b>À l'Ouest de la faille d'Argentat (type Limousin)</b>	12
<b>À l'Est de la faille d'Argentat (type Millevaches)</b>	20
<i>ROCHES MÉTAMORPHIQUES EN PETITS CORPS OU BANCS MINCES</i>	24
<b>À l'Ouest de la faille d'Argentat (type Limousin)</b>	28
<b>À l'Est de la faille d'Argentat (type Millevaches)</b>	28
<i>ROCHES PLUTONIQUES</i>	30
<i>FILONS</i>	41
<i>FORMATIONS PALÉOZOÏQUES</i>	44
<i>FORMATIONS SECONDAIRES</i>	45
<i>FORMATIONS TERTIAIRES</i>	54
<i>FORMATIONS QUATERNAIRES ALLUVIALES</i>	54
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	55
<b>PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES</b>	56
<i>TECTONIQUE</i>	56
<i>MÉTAMORPHISME</i>	61
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	62
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	62
<i>CARRIÈRES</i>	65
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	65
<b>OCCUPATION DU SOL</b>	66
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	67
<i>SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES</i>	67
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	70
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	75
<b>AUTEURS</b>	76
<b>ANNEXE I : ANALYSES CHIMIQUES</b>	
<b>ANNEXE II : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</b>	

## INTRODUCTION

Le territoire couvert par la feuille Saint-Céré comprend deux ensembles géologiquement et géographiquement contrastés.

À l'Ouest d'une ligne Saint-Céré—Port-de-Gagnac—Beaulieu, les formations sédimentaires principalement mésozoïques constituent, entre le bassin stéphano-permien de Brive (situé au Nord-Ouest) et la faille de Villefranche (située au Sud-Est), la bordure du Bassin aquitain et du Massif central, faillée au Nord (feuille Saint-Céré), beaucoup moins au Sud (feuilles Lacapelle-Marival et Figeac).

À l'Est, les formations métamorphiques et granitiques occupent la région du « ségala » du Quercy ; elles appartiennent au Massif central et y forment un plateau largement boisé à l'habitat dispersé, sans agglomérations importantes, avec une activité agricole principalement tournée vers l'élevage. Ce plateau est profondément entaillé par la vallée de la Cère, l'une des plus sauvages de cette région ; les altitudes s'y élèvent régulièrement d'Ouest en Est de 300 m jusqu'à 783 m à Labastide-du-Haut-Mont, point culminant du département du Lot.

Du point de vue administratif, enfin, la feuille intéresse les trois départements du Lot, de la Corrèze et du Cantal.

## APERÇU GÉOLOGIQUE

Deux grands ensembles se partagent la feuille :

**Au centre et à l'Est**, le socle comporte des formations métamorphiques et granitiques ainsi que des bassins sédimentaires d'âge stéphanien.

La faille d'Argentat, l'un des accidents majeurs du Massif central, y fait s'affronter deux domaines : le compartiment occidental forme une étroite bande constituée pour l'essentiel de gneiss ortho- et paradérivés, de micaschistes et de leptynites associées à des amphibolites. Ces formations se rattachent géologiquement au Limousin et se poursuivent plus au Nord en Bas-Limousin (feuilles Brive, Tulle,...). Le compartiment oriental occupe la majeure partie de la feuille, avec des formations principalement micaschisteuses et un important ensemble de granités ; il appartient au plateau de Millevaches.

À l'échelle du Massif central, les formations « limousines » s'intègrent dans l'ensemble de nappes constituant l'ossature de la moitié nord du massif (Ledru *et al*, 1989). Ces nappes s'appuient sur un « autochtone » dont les séries de Millevaches constituent l'un des jalons à la fois le plus septentrional et le plus remarquable, autochtone qui englobe vers le Sud les Cévennes, l'Albigeois et la Montagne noire.

La feuille Saint-Céré a donc, dans le Massif central, une situation-clé à la jointure de deux grands domaines structuraux (voir schéma structural).

À l'Ouest, les terrains sédimentaires subhorizontaux au centre, plus redressés au Nord et au Sud, viennent buter par failles contre les terrains métamorphiques situés à l'Est. Ce système de failles se dédouble entre Biars-sur-Cère et Saint-Vincent-du-Pendit, faisant ainsi réapparaître les lambeaux de sédimentaire. L'intérêt de ces derniers est de montrer que cette faille était une ligne paléogéographique au Trias : les terrains attribués à cet âge existent au Nord de Saint-Céré et au Sud de la faille E-W Padirac—Saint-Vincent-du-Pendit, alors que dans ces lambeaux, ce sont les formations de PHettangien inférieur qui reposent directement sur le socle.

## HISTOIRE GÉOLOGIQUE

### Formations métamorphiques et granitiques (fig. 1)

• À l'Ouest de la faille d'Argentat. Ces formations appartiennent donc à la série du Limousin.

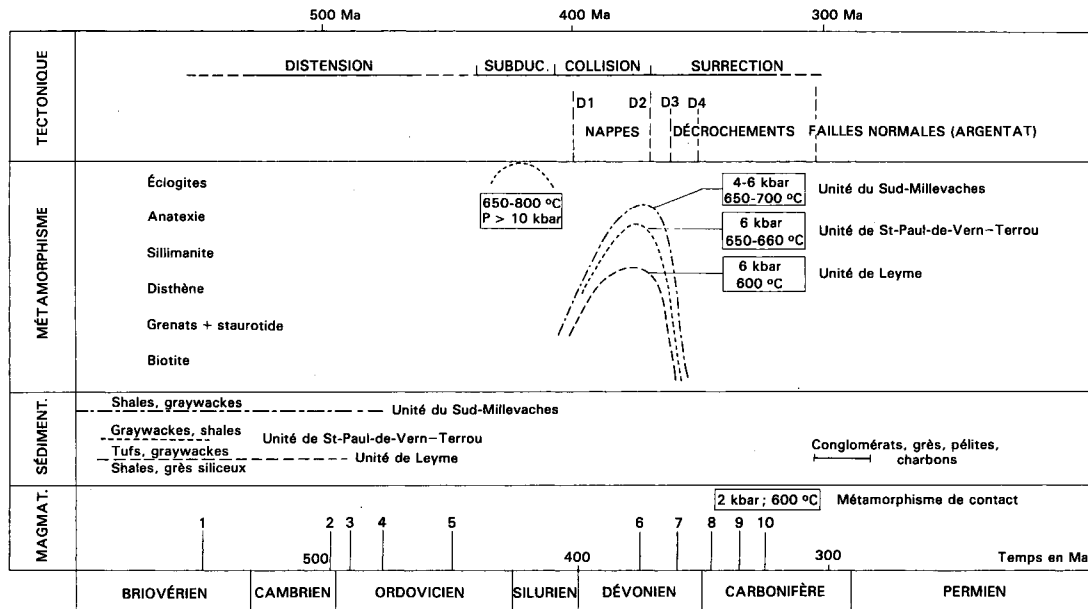
À la division en trois groupes lithostratigraphiques précédemment adoptée (feuilles Tulle, Juillac,...), on substitue un découpage en cinq grandes unités lithotectoniques (\*) principales dont la succession de haut en bas s'établit ainsi :

- unité de Génis, ordovico-silurienne ;
- unité de Thiviers—Payzac, à contenu volcano-détritique ;
- unité supérieure des gneiss : gneiss plagioclasiques graywackeux, amphibolites à fréquentes reliques éclogitiques ;
- unité inférieure des gneiss : gneiss micacés et micaschistes, alternance leptynites-amphibolites, large développement d'orthogneiss ;
- unité « autochtone » : micaschistes de la Dronne.

Sur la feuille, elles constituent deux unités (voir aussi la feuille Lacapelle-Marival), *unité de Leyme* à l'Ouest, *unité de Saint-Paul-de-Vern—Terrou* à l'Est, séparées par un important contact tectonique jalonné de mylonites (accident de Linac—Labathude). Leurs contenus lithologiques respectifs — quartzites feldspathiques sombres, micaschistes satinés pour la première, paragneiss micacés, orthogneiss, leptynites et amphibolites pour la seconde —, permettent de les rattacher sans ambiguïté aux unités limousines suivantes : unité de Thiviers—Payzac, unité inférieure des gneiss. Il ne semble donc pas y avoir ici de formations que l'on puisse rapporter à l'unité supérieure des gneiss limousins.

L'âge du matériel initial, dans les deux unités, n'est pas établi avec certitude — Paléozoïque inférieur et/ou Briovérien —, puisqu'on ne dispose sur la feuille d'aucune donnée chronologique. Aucune formation d'âge paléozoïque, en particulier, n'a pu être directement caractérisée. Cependant, les orthogneiss roses du secteur de Fontmerle représentent l'extrémité méridionale de l'orthogneiss d'Aubazine (feuilles Tulle, Brive et Argentat) qui dérive d'un ancien granité subalcalin mis en place au cours de l'Ordovicien (450 Ma). Il en est de même, semble-t-il, des leptynites et amphibolites de

(\*) unités lithotectoniques = nappes.



- 1 - Métagranites porphyroïdes (orthogneiss ocellés); 2 - Métarhyolites (leptynites); 3 - Métagranite d'Aynac; 4 - Métagranite de la Xaintrie;  
 5 - Métagranite subcalcin d'Aubazine; 6 - Granite d'anatexie syn- à post- D2; 7 - Diorites quartziques;  
 8 - Granite du Gour-Noir; 9 - Leucogranites; 10 - Granite de Glénat

Fig. 1 - Évolution sédimentaire, magmatique, tectono-métamorphique du socle de la feuille Saint-Céré

l'unité de Saint-Paul-de-Vern—Terrou, qui par leur caractère peuvent être sans ambiguïté assimilées aux leptynites de Vergonzac (feuille Tulle) récemment datées à 498 Ma, donc d'âge cambrien (Calvez, non publié). Ces magmatismes témoignent du régime en distension affectant tout le bâti varisque d'Europe occidentale au Paléozoïque inférieur.

Quant à l'histoire tectono-métamorphique, elle diffère notablement dans les deux unités. L'unité de Saint-Paul-de-Vern—Terrou (= unité inférieure de gneiss) se caractérise par une évolution métamorphique polyphasée d'âge siluro-dévonien. Les reliques de paragenèses éclogitiques reconnues au sein d'une amphibolite (à l'Est de la localité de Gagnac) sont les témoins de l'épisode métamorphique « haute pression-haute température » maintenant bien calé dans l'ensemble de la chaîne au Silurien. Au cours du Dévonien moyen-supérieur succède un épisode généralisé de type « barrovien » (moyenne pression) associé à deux phases de plissement accompagnant, la première la schistosité régionale, la seconde une schistosité plus locale.

L'unité de Leyme (= Thiviers—Payzac) se caractérise par une évolution plus simple, avec le seul épisode barrovien associé lui aussi à deux phases de plissement.

Quoi qu'il en soit, à la période de subduction probablement silurienne (métamorphisme H.P.-H.T.) succèdent (Dévonien moyen-supérieur jusqu'à ? Carbonifère inférieur) les phases de collision accompagnées, dans une cinématique E-W, d'un découpage du bâti en « lames » — constituant autant d'unités lithotectoniques —, séparées par des contacts cisailants jalonnés de mylonites. C'est à ce moment que se produisent : le chevauchement de l'unité de Leyme (= Thiviers—Payzac) sur les « unités » gneissiques, ici l'unité inférieure des gneiss (= Saint-Paul-de-Vern—Terrou), le long de l'accident de Linac—Labathude; le chevauchement des « unités gneissiques » sur l'« autochtone » micaschisteux (micaschistes de la Dronne, feuilles Chalus, Thiviers ; micaschistes du Thaurion, feuilles Bourgneuf, Ambzac) dont le Millevaches est l'un des jalons remonté en horst le long de la faille d'Argentat.

• **À l'Est de la faille d'Argentat.** Les formations « autochtones » du plateau de Millevaches s'insèrent dans le vaste ensemble pélitique qui constitue l'ossature du Massif central méridional. Les travaux récents montrent que le matériel originel formait sans doute une série compréhensive englobant le Paléozoïque inférieur (Cambrien à ? Silurien) vers le sommet, le Briovérien vers la base.

Le régime métamorphique semble évoluer depuis un gradient de type « barrovien » au cours d'une phase de déformation D1, vers un type à pression plus faible (staurotide, sillimanite) au cours d'une phase D2 d'importance régionale et effaçant plus ou moins la précédente.

Quoi qu'il en soit, cette évolution précède la mise en place des premiers granitoïdes tardi- à post-tectoniques qui affleurent très largement ici. Les granites les plus anciens actuellement datés se mettent en place vers 345 Ma (Monier, 1980) ; cette histoire tectono-métamorphique prend donc place, comme en Limousin, au Dévonien.

Le Carbonifère est une phase de granitisation majeure débutant à 345 Ma, avec les granites de type Gour-Noir et (?) Teyssieu, se poursuivant avec les



leucogranites de type Gouilles et Saint-Julien-aux-Bois (332 à 336 Ma) et s'achevant avec les granites monzonitiques de Glénat vers 325 Ma.

À la même époque, le bâti cratonisé est découpé en blocs s'affrontant le long d'accidents cassants jouant en décrochement et/ou failles normales ; parmi ces accidents, la faille d'Argentat subméridienne est le plus remarquable.

### **Formations du Paléozoïque supérieur**

C'est dans ce régime de coulissements de blocs, que s'ouvrent probablement les bassins stéphaniens, d'extension très limitée, qui jalonnent ici la faille d'Argentat, et dont le remplissage détritique est le plus souvent grossier. À cette même période on peut rapporter un ensemble de volcanites alcalines, principalement filoniennes sur la feuille mais qui présentent un développement remarquable plus au Sud (feuilles Lacapelle-Marival et Figeac).

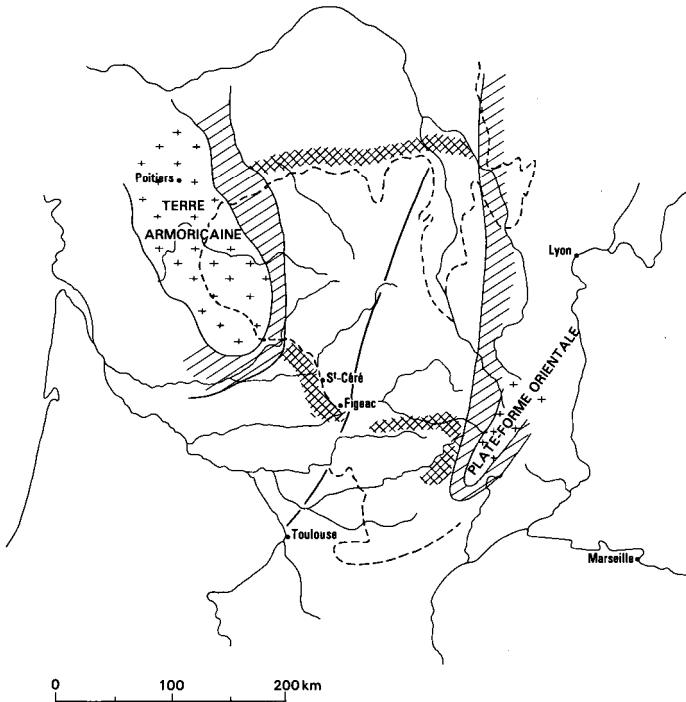
### **Formations méso- et cénozoïques**

Le début de la transgression mésozoïque sur le socle cristallin est constitué par un épandage fluvial avec divagations de lits, décharges torrentielles, etc. Ces dépôts détritiques sont attribués traditionnellement au Trias, mais il est possible qu'il faille rajeunir tout ou partie de cette formation et qu'elle soit en majorité hettangienne. Quoi qu'il en soit, c'est le début d'une mégaséquence de comblement qui continue avec des grès fins, des argilites et des dolomies à racines qui témoignent de l'affinement des apports et du caractère lagunaire des dépôts de l'Hettangien inférieur. Ce caractère de mer confinée va être maximum à l'Hettangien supérieur. Les cargneules qui le caractérisent sont les vestiges de formations plus ou moins anhydritiques qui ont recouvert vraisemblablement la plus grande partie de l'Aquitaine (les dépôts de chlorure de sodium étant cantonnés au Sud-Ouest, ne dépassant pas la « flexure celtaquitaine » parallèle à la vallée de la Garonne un peu au Sud de celle-ci).

La mer devient ensuite plus ouverte. Au Sinémurien inférieur, des alternances dolomies et calcaires plus ou moins lités avec stromatolites, se déposent sous une faible tranche d'eau.

Les mouvements au Lotharingien—Carixien, dus à l'ouverture océanique, provoquent d'une part la disparition quasi totale des formations lotharingiennes, d'autre part des variations spectaculaires des épaisseurs des dépôts carixiens le long de failles N-S entre Brive et la faille de Villefranche. Des phénomènes analogues ont été observés sur la bordure nord du Massif central (Lefavrais, Lorenz et Lorenz, 1990). Ceci, joint à l'identité des faunes et des faciès, suggère que la mer carixienne a, entre la terre armoricaine et la plate-forme orientale (fig. 2), traversé le Massif central, reliant l'Aquitaine et le bassin de Paris.

Contrecoup de réajustements tectoniques à la limite Carixien—Domérien, une arrivée massive d'argilites attribuées au Domérien inférieur témoigne de la remontée des mers ; d'une homogénéité remarquable, elles



- Limite actuelle du Massif central
- + + Terres émergées
- ▨ Dépôts côtiers
- ▩ Dépôts profonds

**Fig. 2 - Le Massif central au Carixien**

par A. Lefavrais-Raymond, 1980, in Synthèse paléogéographique du Jurassique français

envahissent pratiquement toute la France, sauf la Bretagne, les Ardennes, les massifs alpins et les Cévennes, mais de plus en plus gréseuses vers le sommet, elles constituent une séquence régressive.

Le Domérien supérieur correspond à un débordement d'une mer peu profonde où le domaine des terres émergées est bordé par une large bande de faciès de haute énergie. L'image du bras de mer à travers le Massif central est de nouveau très vraisemblable, comme au Carixien. En son cœur (en gros, la feuille Saint-Céré), des lentilles de calcaires riches en bioclastes et oolites ferrugineuses se sont amoncélées à la base des dépôts ; sur les bords apparaissent les calcaires bioclastiques à gryphées, pectens et bélemnites, qui existent ici au-dessus des niveaux ferrugineux.

Sur la plate-forme carbonatée du Domérien supérieur (durcie et perforée par les lithophages) va s'installer, au Toarcien, une vasière infralittorale dans laquelle les conditions pélagiques vont s'homogénéiser, et qui représente le maximum de la transgression liasique. Ces marnes représentent, elles aussi, une séquence régressive qui se termine par des surfaces durcies, des oolites ferrugineuses, des ammonites tronquées et usées, témoignant de faciès peu profonds et de haute énergie.

L'Aalénien voit le début de la grande sédimentation calcaire du Jurassique moyen avec l'instauration d'une plate-forme d'arrière-récif et des faciès périrécifaux : oncholites, pisolites à foraminifères encroûtants et bioclastes (débris d'organismes variés).

Le Bajocien montre, comme dans la région de Brive, une dune oolitique, mais elle a ici moins d'ampleur et passe à des faciès moins bien calibrés et à stratifications entrecroisées.

Les dépôts s'affinent au Bathonien, donnant dans toute l'Aquitaine orientale, de Figeac à Brive, une frange de calcaires fins (micrites) à intercalations de marnes ligniteuses. Dans le Bathonien supérieur on passe à des faciès de moins en moins marins (pseudomorphoses de gypse et même fossiles lacustres : *Helix*).

La feuille Saint-Céré ne montre pas de formations secondaires plus récentes : le Jurassique supérieur a été érodé, le Crétacé supérieur n'est pas connu à l'affleurement mais des remplissages paléokarstiques (Presque) de sables marins témoignent d'une couverture sédimentaire de cet âge.

Ce n'est qu'avec les mouvements pyrénéens que la réactivation des accidents hercyniens alimente, à l'Éocène, une sédimentation détritique dont il reste peu de dépôts dans la région de Saint-Céré.

Il faut attendre le Plio-Quaternaire pour voir s'installer les grands couloirs fluviaux (vallée de la Dordogne) et les dépôts des terrasses actuellement entre 10 et 100 m au-dessus de l'étiage.

L'érosion différentielle occasionne, à la sortie du Cristallin, l'élargissement des vallées qui sont disproportionnées par rapport au lit actuel de la rivière.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

#### À l'Ouest de la faille d'Argentat (type Limousin)

#### Unité de Leyme

Deux termes constituent cette première unité :

- des quartzites feldspathiques sombres à biotite et des micaschistes gris ;
- des gneiss sombres gris bleuté.

$\chi^2_{bl}\zeta^{1-(2)}$ . **Quartzites feldspathiques sombres à biotite ; micaschistes gris à grenat et biotite.** Cette formation n'a qu'un développement limité sur la feuille (voir feuille Lacapelle-Marival) ; elle regroupe un ensemble de roches correspondant à la formation des « quartzites de Payzac » des feuilles situées plus au Nord (Brive, Tulle, Saint-Yrieix, Juillac).

• **Quartzites feldspathiques.** Roches sombres, bleu foncé à noires, à grains fins, extrêmement dures, en bancs métriques à décimétriques le plus souvent sans litage apparent ; ces roches donnent par lessivage des arènes sableuses fines, pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. Les seuls minéraux visibles à l'œil nu sont la biotite tapissant le plan de schistosité et quelques ponctuations grenatifères.

Au microscope, la texture est granoblastique à granolépido-blastique fine. La composition minéralogique comprend quartz, biotite, oligoclase, grenat, accessoirement muscovite, staurotide, chlorite, tourmaline, apatite, zircon et opaques.

Quartz et plagioclases, xénomorphes, en sections engrenées et isodiamétriques (100  $\mu\text{m}$ ), constituent le fond de la roche. La biotite, en lamelles millimétriques, forme des lits discontinus soulignant la schistosité. Le grenat est le plus souvent globuleux.

• **Micaschistes.** Roches grises, d'aspect satiné, à débit en plaquettes centimétriques à millimétriques. Le grenat forme des ponctuations rouges millimétriques à centimétriques associées souvent à de la staurotide ; de grandes biotites, transverses sur la schistosité, sont fréquentes.

Au microscope, la texture est de type lépidoblastique pour les termes les plus micacés, granolépido-blastique pour les termes plus quartzeux. La composition minéralogique est la suivante : quartz, muscovite, biotite, grenat almandin, plagioclase de type oligoclase rare, staurotide parfois en grands cristaux poëciblastiques, minéraux opaques.

Les données pétrographiques associées aux analyses disponibles (voir annexe I et feuille Lacapelle-Marival) attestent :

- du caractère initialement argileux des micaschistes (tableau I, analyses 3 et 4) ;
- de l'origine volcanoclastique à graywackeuse, rhyodacitique, des « quartzites ».

$\zeta^2$ <sub>bi-mu</sub>. **Gneiss gris bleuté, sombres, à un ou deux micas.** Gneiss sombres, à grains moyens à fins, de teinte gris bleuté. Biotites et muscovites tapissent le plan de schistosité ; il y a parfois un rubanement discret.

La texture, au microscope, est de type granoblastique. La composition minéralogique comprend quartz (5 à 20 %), plagioclase à la limite oligoclase-andésine (50%), biotite (environ 30%), muscovite (1 à 15 %), grenat, apatite et zircon.

Le quartz constitue parfois avec le feldspath de minces lentilles effilées dans le plan de foliation. Le plagioclase cristallise en plages à contours rectilignes. Biotites et muscovite forment des lits discontinus. Le grenat, enfin, est automorphe, avec de nombreuses inclusions (quartz, feldspath, biotite).

Ces roches ne se distinguent, en fait, des « quartzites sombres » que par une charge plagioclasique plus élevée ; les compositions chimiques (voir feuille Lacapelle-Marival à 1/50 000) sont très voisines de ces derniers.

### **Unité de Saint-Paul-de-Vern—Terrou**

Les formations rapportées à cette unité sont essentiellement quartzo-feldspathiques, avec un large développement de termes gneissiques paradérivés et orthodérivés granitiques voisinant avec un important complexe leptynique et de nombreux corps d'amphibolites.

$\zeta\gamma^3$ . **Gneiss rubanés à œillés, à microcline, deux micas et sillimanite.** Hormis le long de l'accident de Linac—Labathude où se développent des faciès mylonitiques, ce sont des gneiss à grains grossiers dans lesquels alternent des lits clairs millimétriques à centimétriques, quartzo-feldspathiques et de minces lits sombres biotitiques ; certains faciès pauvres en micas ont un aspect de leptynite, d'autres présentent un caractère œillé avec des yeux feldspathiques centimétriques. On observe enfin des termes foliés, leucocrates, à gros grains, dérivant d'anciennes pegmatites.

Les affleurements les plus remarquables se situent dans la vallée de la Bave, à la sortie de Saint-Céré près du lieu-dit Bardet, le long de la route D 19 (feuille Saint-Céré n°5-6 à 1/25 000).

Au microscope, l'assemblage est de type granolépido-blastique et la composition minéralogique est la suivante : quartz, plagioclase, feldspath potassique, biotite, grenat (rare), muscovite (rare), sillimanite et minéraux accessoires.

Le quartz est en plages minces étirées dans la foliation, ou en petits grains polygonaux regroupés en îlots. Le plagioclase (oligoclase) est en larges plages subautomorphes. Le feldspath potassique (microcline), en cristaux plus petits — avec cependant quelques grandes plages quadrillées —, présente de nombreux bourgeons de myrmékite. Les biotites, et accessoirement la muscovite, soulignent la foliation. Le grenat peut-être automorphe et globuleux ou plus aplatis dans la foliation. La sillimanite, rare, cristallise en fines aiguilles souvent pseudomorphosées par la muscovite.

Les données géochimiques disponibles (voir feuille Lacapelle-Marival à 1/50 000), les données de terrain, la présence de métapégmatites associées, plaident en faveur d'une origine magmatique plutonique plutôt que volcanique ; les compositions étant celles de granite à caractère monzonitique.

$\zeta^{1-2}$ -bi-mu. **Gneiss plagioclasiques à deux micas ou biotite seule ; gneiss micacés et micaschistes à staurotide-disthène ou disthène-sillimanite.** On a regroupé sous cette appellation un ensemble de gneiss, accessoirement de micaschistes, plagioclasiques et micacés, en bancs décimétriques à métriques, dont les faciès sont ceux de l'unité inférieure des gneiss limousins. On y rencontre quelques intercalations amphiboliques, ainsi que des filons métriques à décimétriques de granites et pegmatites orthogneissifiées.

Largement intriqués dans la moitié sud de la feuille avec les termes leptyniques, ces gneiss ont une extension de plus en plus marquée vers le Nord où ils sont associés à des orthogneiss variés qui rappellent des orthogneiss identiques développés sur les feuilles voisines Brive et Tulle.

Le faciès moyen est un gneiss gris à gris-beige, feuilleté, à rubanement grossier millimétrique, avec, à l'œil nu, un large développement des micas — biotites et muscovites en lamelles de quelques millimètres —, et des ponctuations feldspathiques blanchâtres (1 à 3 mm) associées à du quartz dessinant de grands fuseaux aplatis dans la foliation. Ce terme moyen passe localement à des micaschistes lamelleux à ponctuations grenatifères atteignant parfois 1 cm, par disparition plus ou moins totale des feldspaths et augmentation de la charge en micas. Il existe en outre quelques termes à grains fins, à biotite seule ou deux micas. Tous ces termes alternent de l'échelle métrique à l'échelle décamétrique, et la formation présente un caractère d'ensemble stratifié.

Le terme moyen, à deux micas, présente la composition minéralogique suivante : quartz (20 à 40 %), oligoclase (30 à 40 %), biotite et muscovite (15 à 30%). À cet assemblage peuvent s'ajouter grenat (almandin), staurotide et disthène, plus rarement sillimanite. Les minéraux accessoires sont : chlorite, zircon, apatite et minéraux opaques. Certains faciès, enfin, voient se développer de grands blastes d'albite.

Quartz et plagioclases dessinent des rubans souvent fusiformes, le quartz en cristaux aplatis dans la foliation ou en mosaïques de cristaux isogranulaires engrenés (300 à 500  $\mu\text{m}$ ), le plagioclase en grandes plages subautomorphes plus ou moins granulées. Les micas, en disposition planaires, en sections fusiformes et enchevêtrées, dessinent des lits plus ou moins continus et parfois anastomosés. La biotite est généralement plus abondante que la muscovite. Le grenat almandin peut être ponctiforme ou en cristaux globuleux pouvant atteindre 1 cm ; il est souvent fissuré et envahi par la chlorite ; les inclusions y sont fréquentes : quartz et micas, en disposition parfois hélicitique ; quelques individus présentent un habitus « en éponges » ; enfin, quelques sections sont plus aplaties dans la foliation.

Au total, l'ensemble adopte une disposition de type granolépidoblastique ; les termes plus micacés, qui tendent vers des micaschistes, et les

micaschistes présentent des textures de type lépidoblastique. Aux minéraux précédents peuvent s'ajouter :

- le disthène, parfois abondant, en tablettes pouvant atteindre plusieurs millimètres de long ; il est parfois chemisé par la muscovite ou remplacé partiellement, voire totalement, par des agrégats fins de phyllites incolores ;
- la staurotide, assez fréquente et associée au disthène, en prismes subautomorphes à clivage parfois souligné par des oxydes de fer et à rares inclusions (quartz et micas) ;
- la sillimanite, rare, en touffes de cristaux fibreux très fins au sein de la biotite ;
- la tourmaline automorphe à subautomorphe, abondante dans certains lits.

Les faciès fins, granolépidoblastiques, sont caractérisés par l'abondance de la biotite à laquelle peuvent s'ajouter grenat et muscovite.

Le long de la faille d'Argentat se développent des faciès mylonitiques qui se singularisent par la présence de quartz en plaquettes polycristallines, le développement de blastes plagioclasiques en ocelles millimétriques, la cristallisation de muscovites sigmoïdes regroupées en lits discontinus, et d'une façon générale par une réduction du grain.

Les données géochimiques, peu nombreuses sur la feuille (tableau I, analyse 5), indiquent des compositions de sédiments où se mêlent une phase argileuse plus ou moins abondante, associée à une phase élastique quartzo-plagioclasique. Des graywackes du même type forment en Limousin l'unité inférieure des gneiss, passant à des argiles dans les termes les plus alumineux à composition de micaschistes.

<sup>3-4</sup>

λbi-(ho). **Leptynites « grises » à biotite, ou biotite et hornblende, avec alternance d'amphibolites.** Cette formation traverse la feuille de part en part, en affrontant la plupart du temps le Mésozoïque aquitain par un système de failles subméridiennes particulièrement remarquables entre les vallées de la Cère et de la Bave.

L'association leptynite-amphibolite qui la constitue rappelle l'ensemble « Vergonzac—Tulle » des feuilles voisines (Brive, Tulle, Argentat).

Dans la moitié sud de la feuille, les leptynites sont largement intriquées avec les gneiss plagioclasiques encaissants, et les intercalations amphiboliques sont nombreuses ; au Nord de Saint-Céré et jusqu'à Beaulieu, la formation est exclusivement leptynique, sans amphibolites associées. À toutes les échelles, elle se singularise par son caractère « stratifié » avec une succession de bancs centimétriques à décimétriques.

Ces leptynites « grises » sont des roches à grain fin, millimétrique voire inframillimétrique, grises à rosâtres (faciès sains), jaunâtres à beiges et « sableuses » (faciès arénisés). Essentiellement quartzo-feldspathiques, on y observe un rubanement très fin, parfois fruste, millimétrique, souligné par la biotite (et la hornblende) et par une tendance du quartz et des feldspaths à former des rubans séparés ; il existe des termes à biotite seule et des termes à biotite et amphibole.

Au microscope, la texture est de type granoblastique à granolépidoblastique fine. La composition minéralogique comprend quartz (40 à 50%), feldspaths (40 à 50 %) incluant un plagioclase de type albite à oligoclase et du microcline rare (ou absent), biotite (< 5%), accessoirement minéraux opaques ; dans les termes amphiboliques s'ajoutent de la hornblende verte et parfois du grenat et de l'épidote.

Le quartz présente deux types de sections : isogranulaires à tendance isodiamétrique et sutures droites ; aplaties et engrenées formant des rubans polycristallins discontinus. Les feldspaths (100 à 200  $\mu$ m) présentent aussi des sections isogranulaires peu ou pas aplaties ; il existe, en outre, dans certains bancs, des cristaux plus grands en cours de granulation (anciens clastes ?). La biotite brun-vert, parfois chloritisée, est en sections rectangulaires subautomorphes de petites tailles, formant des rubans discontinus soulignant la foliation. La hornblende verte, lorsqu'elle est présente, s'associe à la biotite et adopte une disposition linéaire ; elle peut former, dans certains bancs, jusqu'à 5 % de la roche et peut être associée à des granules d'épidote et quelques grenats globuleux subautomorphes.

Les amphibolites associées ne diffèrent en rien de l'ensemble des amphibolites de la feuille ; on a donc pris le parti de regrouper leur description avec ces dernières (voir «Roches métamorphiques en petits corps ou bancs minces »).

Le caractère « stratifié » de l'ensemble paraît compatible avec une origine sédimentaire ou magmatique (et alors volcanique). Les données géochimiques disponibles sur la feuille (tableau I, analyses 6-7) et la feuille voisine Lacapelle-Marival, s'intègrent parfaitement aux données nombreuses acquises antérieurement sur les feuilles situées plus au Nord (Brive, Tulle). Les compositions moyennes sont celles de rhyolites, avec deux tendances remarquables: sodiques avec des compositions de rhyolite alcaline, calciques avec une dérive vers des compositions plus dacitiques.

$\lambda^4$ ho. **Leptynites sombres à biotite et amphibole ; amphibolites mésocrates.** On a figuré sous cette appellation deux ensembles leptyniques — au Sud et au Nord de la vallée de la Bave — intercalés dans les gneiss plagioclasiques micacés, immédiatement au-dessous de la formation leptyno-amphibolique.

Le terme moyen est une leptynite fine, sombre, à biotite et hornblende, passant à des termes plus clairs à rare amphibole ou à des termes amphiboliques (amphibolites mésocrates) par disparition progressive de la biotite.

Le terme à biotite et hornblende correspond à une roche finement rubanée — rubanement millimétrique, exceptionnellement plurimillimétrique — où alternent de façon plus ou moins régulière des lits quartzo-plagioclasiques séparés par des lits très fins de biotite et hornblende, biotite en taches pluricristallines à disposition planaire, hornblende dessinant parfois une linéation minérale.

La paragenèse métamorphique comprend généralement quartz et plagioclase de type andésine, hornblende verte, biotite, auxquels viennent parfois



s'ajouter grenat, épidote et calcite. Les minéraux accessoires observés sont du sphène, de l'allanite et des opaques. L'assemblage est généralement composite : quartz et plagioclases en disposition granoblastique, biotite en disposition planaire (lépidoblastique), hornblende planaire ou piano-linéaire à tendance nématoblastique associée à la biotite.

Quartz et plagioclases (70 à 80 %) forment le fond de la roche. Le quartz peut présenter plusieurs habitus : en rubans plus ou moins continus, polycristallins, hétérogranulaires avec de grandes plages en cours de granulation ; ou en cristaux plus petits, isogranulaires, isodiamétriques ou faiblement aplatis, associés alors au plagioclase de même forme. La biotite est en sections subautomorphes brunes à brun-rouge, très pléochroïques, associées à la hornblende, et souligne la foliation ; elle peut aussi être disséminée dans le fond quartzo-plagioclasique de la roche. Les hornblendes (10 à 25 %) — millimétriques à quelques millimètres — se présentent soit en plages subautomorphes rectangulaires allongées, soit en plages xénomorphes à tendance pœciliblastique et renfermant du quartz. Les grenats, présents dans certains niveaux, sont soit en sections millimétriques ponctiformes, globuleuses ou automorphes, sans inclusions, soit en sections plus grandes « en éponges », largement fissurées et envahies par la chlorite. L'épidote, enfin, peut-être abondante dans certains niveaux, en granules xénomorphes.

Au total, ces roches présentent un incontestable lien de parenté avec les leptynites beiges à biotite dont elles ne diffèrent que par la présence d'amphiboles.

Les rares données chimiques disponibles indiquent, par rapport à ces dernières, un caractère plus calcique (tableau I, analyse 8), qui situent ces roches au voisinage des compositions rhyodacitiques.

λ<sup>3</sup>mi. **Leptynites roses à microcline et biotite.** Cette formation n'apparaît qu'au Nord de la vallée de la Cère et constitue le jalon le plus méridional de la formation des leptynites d'Aubazine des feuilles voisines (Brive, Tulle). Deux niveaux intercalés au sein des gneiss micacés ont été cartographiés à l'Est de la localité d'Altillac ; il s'agit de roches de teinte rose vif, à grain moyen, quartzo-feldspathiques, à biotite.

La paragenèse métamorphique comporte quartz, microcline, plagioclase à la limite albite-oligoclase (An 8 à 12), biotite ferrifère, opaques dont magnétite, minéraux accessoires dont zircon.

Quartz et feldspaths (90 % de la roche), en proportion sensiblement équivalente, forment des rubans millimétriques fusiformes séparés et anostomés. Le quartz hétérogranulaire (50 à 500 μm) est en cristaux xénomorphes, en « pièces de puzzle » plus ou moins aplaties. Les feldspaths se présentent soit en grandes plages en cours de granulation, soit en sections plus petites, isogranulaires (100 μm), isodiamétriques ou aplaties. Le microcline est généralement plus abondant que le plagioclase. La biotite (10 % env.), très pléochroïque, est de type lépidomélane et forme de minces travées discontinues soulignant la foliation ; les sections sont allongées et subautomorphes ou xénomorphes, avec une disposition d'ensemble lépidoblastique.

Les données géochimiques disponibles sur la feuille (tableau I, analyses 9-10) et les feuilles voisines sont remarquablement homogènes. Les compositions sont celles de granites à tendance alcaline sodi-potassique à potassique ; ce caractère plutonique est confirmé sur le terrain par l'homogénéité de ces leptynites, avec l'absence remarquable de tout litage prémétamorphique.

Les données géochronologiques disponibles (Bernard-Griffiths, 1975) indiquent un âge de mise en place ordovicien.

$\gamma^{3-4}$ . **Orthogneiss œillés à biotite.** L'unité de Saint-Paul-de-Vern—Terrou se caractérise sur la feuille par le large développement de gneiss œillés formant un vaste corps subméridien au sein des gneiss plagioclasiques micacés. Ces gneiss présentent leur extension maximum sur la bordure septentrionale de la feuille, se poursuivant largement au Nord jusqu'à la vallée de la Dordogne (feuille Argentat) ; par contre, ils s'amenuisent progressivement vers le Sud pour disparaître au niveau de la localité de Frayssinnes où ils sont relayés vers l'Est par des orthogneiss similaires bordant à l'Ouest la faille d'Argentat.

Le faciès-type peut être observé dans la vallée de la Cère, entre Port-de-Gagnac et Laval-de-Cère, au voisinage des localités d'Orgues et Nespoule. Il correspond à une roche à grain moyen (1 à 5 mm), à texture gneissique, de couleur gris bleuté à blanc ou beige pâle. Le rubanement est marqué par l'alternance de lits clairs de quelques millimètres à un centimètre, quartzofeldspathiques, et de minces rubans biotitiques (et parfois à muscovite) discontinus soulignant la foliation.

Ces gneiss se singularisent par la présence d'« yeux » feldspathiques blancs ou roses, en cristaux automorphes rectangulaires ou en amandes aplaties et étirées dans la foliation ; les plus grands atteignent plusieurs centimètres de long (jusqu'à 6-7 cm) et 2 à 3 cm de large. Ils peuvent former jusqu'à 50 % de la roche ou n'apparaître que sporadiquement, et l'on passe ainsi — parfois en quelques décimètres — de faciès largement œillés à des faciès rubano-œillés ou tout simplement rubanés. Localement se développe un faciès leucocrate, à grains plus fins et seule muscovite, qui évoque d'anciennes aplites et peut voisiner avec des métapegmatites. Des mobilisats anatectiques apparaissent en quelques affleurements. Enfin, au voisinage de la faille d'Argentat, on relève la présence de faciès mylonitiques et cataclasiques.

Au microscope, la texture est de type porphyroclastique avec un fond granolépido-blastique. Les « yeux » sont des monocristaux de microcline parfois perthitique et incluant plagioclasses, quartz globuleux, biotite ; ils sont le plus souvent fragmentés avec néoformation de microcline en cristaux à tendance polygonale dans les jointures et sont bordés par une couronne de granulation avec de fréquents bourgeons de myrmékite. Rarement automorphes, ils dessinent des amandes plus ou moins aplaties, boudinées dans la foliation, avec des queues de cristallisation (quartz, feldspaths, micas) symétriques ou présentant une asymétrie indiquant une direction de mouvement vers le NW-SE et un déplacement vers le Nord-Ouest.

La paragenèse comporte quartz, microcline, oligoclase, biotite ; peuvent s'y rajouter de la muscovite et quelques rares grenats avec des minéraux accessoires (zircon, opaques). Les micas, en sections isolées subautomorphes et approximativement rectangulaires, ou en amas polycristallins, adoptent une disposition grossièrement planaire. Le quartz et les feldspaths forment des assemblages granoblastiques et dessinent des lits plus ou moins séparés : quartz en rubans poly cristallins, hétérogranulaires (cristaux de 100 à 500  $\mu\text{m}$ ), avec des sections le plus souvent aplaties ; feldspaths en rubans fusiformes, avec des cristaux largement hétérogranulaires et le plus souvent isodiamétriques. Cette disposition fait parfois place à des assemblages quartzo-feldspatiques sans ségrégation quartz-feldspath, ces minéraux simplement engrenés formant alors le « fond » de la roche.

Les faciès mylonitiques se caractérisent par une teinte plus claire et un grain plus fin ; il s'y développe un système de plan de cisaillement (C) et de foliation (S), caractérisant un déplacement à forte composante dextre, dans une direction N 160° E. Au microscope, la foliation (S) est soulignée par la disposition du quartz en « nappes » ; on note, en outre, la chloritisation partielle ou totale des biotites et le développement de grandes muscovites en fuseaux. Dans les faciès de cataclase, on observe des épaves parfois anguleuses de feldspaths noyés dans une «matrice» finement granulée où subsiste encore, par place, la trace de l'ancienne foliation.

La présence de feldspaths reliques (« yeux ») que l'on peut interpréter comme d'anciens porphyroblastes, les données géochimiques disponibles (tableau I, analyses 11-12; tableau II, analyses 1-2), attestent de l'origine « ortho » de ces roches dont les compositions sont celles de granites à caractère monzonitique.

$r_{\text{C}}^{12}$  bi-ho. **Orthogneiss rubanés à biotite et hornblende.** On a représenté avec cette appellation deux niveaux hectométriques de gneiss affleurant à la bordure nord de la feuille entre les hameaux de La Combe et Andolie.

Ce sont des roches à grains moyens — millimétriques à quelques millimètres — de teinte beige à rosâtre, à rubanement millimétrique, avec un plan de foliation souligné par de la biotite et de la hornblende en disposition souvent litée.

Au microscope, la paragenèse observée est la suivante : quartz, plagioclase de type andésine, rare microcline, hornblende, biotite, épidote et minéraux opaques.

La hornblende, en grands prismes subautomorphes, est associée à la biotite qui dessine des agrégats polycristallins de lamelles fusiformes aplaties dans la foliation ; les deux minéraux forment de minces rubans discontinus séparant des lits quartzo-feldspatiques. Le plagioclase, hétérogranulaire, apparaît sous deux habitus : ponctuations millimétriques en « amandes » plus ou moins aplaties, cristaux subautomorphes à tendance rectangulaire. Le quartz, en cristaux plus petits tantôt aplaties tantôt isodiamétriques, dessine parfois de petits rubans polycristallins ou, plus souvent, s'associe avec le feldspath en assemblages granoblastiques.

On ne possède que des données géochimiques fragmentaires sur ces roches (tableau II, analyse 3) qui paraissent dériver d'un ancien matériel magmatique de type granodiorite, et qui semblent assez proches des leptynites mésocrates.

### À l'Est de la faille d'Argentat (type Millevaches)

Ces formations appartiennent au plateau de Millevaches et tranchent sur les précédentes par leur caractère essentiellement micaschisteux. Les micaschistes y représentent, en effet, environ 60 à 70 % des roches à l'affleurement ; ils sont associés à des gneiss et, de façon plus subordonnée, à des quartzites et paraleptynites. En outre, les roches basiques sont remarquablement absentes de cette série.

Faute de niveaux-repères tranchés d'une part, et pour tenir compte du caractère alternant des principaux faciès d'autre part, tous ces terrains ont été figurés avec la même teinte de fond, des surcharges et des symboles caractérisant :

- un ensemble où *dominant des micaschistes* ( $\xi^1$ ) ;
- un ensemble où *alternent gneiss et micaschistes* ( $\xi^1 \zeta^{1-2}$ ).

Dans les deux ensembles s'intercalent de façon plus subordonnée, des bancs de quartzites clairs et sombres, de leptynites et quelques faciès remarquables qui ont fait l'objet d'une figuration particulière (voir la rubrique : « Roches métamorphiques en petits corps ou bancs minces »).

On a individualisé enfin, au voisinage du leucogranite de Gouilles, les zones d'intrications granites—gneiss où micaschistes, avec leur caractère migmatitique ou non.

$\xi^1$  **Micaschistes à muscovite dominante, biotite, grenat, staurotide localement abondante.** Faciès dominant dans la série du Millevaches, ce sont des roches le plus souvent grisâtres, parfois plus sombres, à débit en minces plaquettes gaufrées, gondolées ou plissées, avec un fort reflet argenté sur le plan de schistosité lié à l'abondance de la muscovite.

Le type le plus fréquent, bien représenté autour de Labastide-du-Haut-Mont, est un micaschiste finement feuilleté, lamelleux, essentiellement voire exclusivement micacé avec une large dominante de la muscovite, un caractère souvent subordonné de la biotite, et parfois de longs rubans quartzeux très minces. Le grenat, fréquent, apparaît sous forme de ponctuations rougeâtres millimétriques à centimétriques. La staurotide, présente sur de nombreux affleurements, forme des cristaux prismatiques bruns de quelques millimètres de long. En outre, la tourmaline en fines baguettes noires est localement abondante et, au voisinage des corps granitiques, on peut observer des ponctuations rosâtres d'andalousite.

Au microscope, les assemblages sont de type lépidoblastique. La paragenèse comporte muscovite, biotite, quartz et feldspath ; peuvent s'y ajouter, en fonction du métamorphisme, grenat, staurotide, sillimanite. Les

minéraux accessoires sont : tourmaline, apatite, zircon, sphène, chlorite et minéraux opaques. Au voisinage de certains granites, la paragenèse comporte, en outre, cordiérite et andalousite.

La muscovite, seule présente dans certains niveaux, ou associée à la biotite, est en sections subautomorphes allongées et fusiformes soulignant la schistosité. Ces muscovites ont des compositions proches d'une muscovite idéale, sans notable substitution phengitique et avec une fraction paragonitique modérée.

Les biotites, riches en alumine ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  de 18 à 22%), sont proches des séries eastonite-sidérophyllite ( $\text{Si}^{4+} = 5,2$  à 5,4), avec des rapports  $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$  voisins de 0,6 à 0,7.

Le quartz (cristaux de 100 à 200  $\mu\text{m}$ ), peu abondant, est en sections xénomorphes à tendance polygonale ou en sections aplaties dessinant parfois de longs rubans polycristallins.

Les feldpaths, rares, adoptent les mêmes formes que le quartz ; ce sont des plagioclases de type albite à oligoclase, avec quelques rares feldpaths potassiques.

Le grenat, zoné ou non, de type almandin (Alm : 70 à 80 %) est largement polymorphe : automorphe à subautomorphe et globuleux, en amandes plus ou moins aplaties dans la schistosité ou « en éponges », il peut être fissuré, à nombreuses inclusions parfois hélicitiques ou en être dépourvu ; il est parfois totalement ou partiellement remplacé par des agrégats de biotite et chlorite.

La staurotide, abondante dans certains niveaux, peut être automorphe à rares inclusions opaques, ou subautomorphe à xénomorphe et largement poëcloblastique (avec inclusions de micas, quartz,...).

La sillimanite est fibrolitique, en touffes de cristaux flexueux se formant aux dépens des biotites.

Certains faciès présentent des particularités remarquables : faciès ocellés rosâtres — 1 à 5 mm — à albite, au voisinage de l'accident d'Argentat, avec une large chloritisation des biotites ; faciès à andalousite incolore à rose, subautomorphe à xénomorphe, et cordiérite « pseudopodique » largement pinitisée, au voisinage des granites de Gouilles, Gour-Noir et Glénat.

Ce type de micaschistes lamelleux alterne à toutes les échelles avec des micaschistes plus quartzeux, feldspathiques ou non ; la composition minéralogique reste identique. On note alors un caractère souvent rubané, les lits micacés à disposition lépidoblastique alternant avec des lits quartzeux ou quartzo-feldspathiques (feldpaths < 20 %) plus ou moins réguliers et continus.

$\xi^1 \zeta^{1-2}$ . **Gneiss et micaschistes en alternance.** On a rassemblé sous cette appellation les secteurs où les micaschistes précédents alternent avec des roches rubanées plus largement feldspathiques et qui constituent un ensemble de paragneiss où l'on peut reconnaître trois types principaux : — gneiss largement micacés, pôle de transition vers les micaschistes (dans le secteur de la gare de Lamativie) ;

—gneiss à 2 micas (dans le secteur de Cabanes et dans la vallée de la Cère entre les granites de Gouilles et Saint-Julien-aux-Bois) ;

—gneiss gris, fins, peu micacés (dans le secteur de Latouille-Lentillac où ce type de gneiss est associé aux deux précédents).

- Les **gneiss à 2 micas** ( $\xi^1 \zeta^{1-2}[2]$ ) constituent le type moyen de ces roches. Leur teinte est grise à beige, ils sont régulièrement rubanés, avec alternance de lits clairs quartzo-feldspathiques millimétriques et de lits plus fins micacés.

Au microscope, la texture est de type granolépidoblastique avec une disposition planaire des micas. Le grain varie de 0,04 à 2 mm pour les micas, de 0,08 à 0,3 mm pour le quartz et le feldspath.

La composition minéralogique comprend quartz (30 à 35 %), plagioclase (30 à 35%), micas (30 à 40%), biotite et muscovite. Accessoirement se rencontrent grenat, tourmaline, zircon, apatite, sphène, chlorite secondaire et minéraux opaques.

Le quartz se présente en sections xénomorphes à tendance polygonale ou en sections plus aplaties. Le plagioclase (oligoclase avec An voisin de 20) adopte des formes analogues à celles du quartz ; on trouve parfois des cristaux plus grands (porphyroblastes) plus ou moins fragmentés, avec des formes sigmoïdes. Les micas, en sections rectangulaires plus ou moins allongées, soulignent la schistosité ; d'un niveau à l'autre, biotite ou muscovite sont dominantes. Les muscovites sont proches de compositions « idéales », sans substitutions phengitique ou paragonitique remarquables. Les biotites sont riches en alumine, avec un rapport Fe/Fe + Mg voisin de 0,6 et des valeurs de  $Si^{4+}$  comprises entre 5,2 et 5,5 ; elles sont donc intermédiaires entre les séries annite-phlogopite et eastonite-sidérophyllite. Les grenats, rares, peuvent être zoné ou non, automorphes à xénomorphes, avec ou sans inclusions.

- Les **gneiss micacés** ( $\xi^1 \zeta^{1-2}[1]$ ), toujours rubanés, sont macroscopiquement plus feuilletés que les précédents ; le grain est moyen (0,1 à 10 mm pour les micas ; 0,1 à 1 mm pour le quartz et les feldspaths). Le caractère micacé s'exprime dans la composition qui comprend environ 50 % de micas, 50 % de quartz et feldspath ; le grenat est fréquent. Selon le degré de métamorphisme peuvent apparaître la staurotide automorphe ou la sillimanite sous faciès fibrolite. Les micas ont des compositions voisines des précédents, tout comme le plagioclase (An 20).

- Les **gneiss gris peu micacés** ( $\xi^1 \zeta^{1-2}[3]$ ) se caractérisent, au contraire des précédents, par un rubanement plus fruste, un grain plus fin (micas de 0,05 à 1 mm, quartz et feldspath de 0,05 à 0,3 mm).

Au microscope, les assemblages sont granoblastiques à granolépidoblastiques fins. La composition minéralogique comporte quartz (40 à 45%), plagioclase albite à oligoclase (40 à 45 %), micas (10 à 15 %), biotite seule ou biotite et muscovite subordonnée.

- **Autres faciès.** Outre des gneiss et des micaschistes, la série renferme, de façon plus subordonnée, des niveaux de quartzites avec deux types principaux :

- quartzites sombres, souvent noirs, fins, à rares feldspaths (plagioclase), biotite seule, ou deux micas avec muscovite subordonnée ;
- quartzites clairs, à rares plagioclases et muscovite dominante.

On note enfin des niveaux de caractère leptynique, essentiellement quartzo-plagioclasiques (quartz et plagioclase voisins de 90 %), à grains fins, à rare biotite parfois associée à la muscovite.

**Intrication granitique dense** ( $\xi^1m$ ;  $\xi^1\xi^{1-2}[4]$ ) à caractère migmatitique ( $\xi^1 [2]$  ;  $\xi^1 \xi^{1-2}[5]$ ). Pour rendre compte de la complexité des relations leucogranite de Gouilles—encaissant, et en particulier du caractère progressif et récurrent du contact, on a représenté avec ces figurés les zones d'intrication leucogranite—micaschistes et gneiss dans lesquelles le chevelu filonien granitique (et aplitique-pegmatitique) reste subordonné. Ces zones constituent l'enveloppe périphérique du leucogranite, avec des largeurs pouvant atteindre plusieurs kilomètres. On y observe globalement un cortège filonien d'abord discret et qui prend rapidement de l'importance avec des filons et corps granitiques décamétriques, voire plus, concordants à subconcordants et parfois sécants. Dans le détail, les choses sont compliquées par les nombreuses récurrences dans l'abondance relative de l'un ou l'autre des deux composants, granite ou encaissant.

Au sein de la masse principale du granite, les mêmes zones d'intrication forment des enclaves et panneaux à toutes les échelles : les plus grands ont une extension kilométrique à plurikilométrique tels ceux de Camps, Comiac, Sousceyrac,... Le matériel au sein de ces «méga-enclaves» (méga-brèche : Monier, 1980) — paragneiss, orthogneiss, micaschistes — présente un caractère migmatitique remarquable, avec des niveaux épargnés (« résistors ») et des zones plus mobilisées. Les « migmatites » sont constituées de l'alternance grossière et irrégulière, millimétrique à centimétrique, de lits quartzo-feldspathiques d'aspect granitique et de lits surmicacés épais et sinueux.

Le pôle micacé à valeur de restite est essentiellement biotitique. La biotite brun-rouge, en cristaux automorphes rectangulaires (jusqu'à 2 cm), est associée à un peu de quartz et de muscovite en grandes plages subautomorphes ou amiboïdes, incluant fréquemment de la sillimanite, et transverse sur la foliation des biotites. La cristallisation de cette muscovite, tardive, est certainement liée à la mise en place des leucogranites.

Le leucosome, quartzo-feldspathique, à grains grossiers, est pratiquement dépourvu de micas avec, outre du quartz, un plagioclase de type oligoclase et un feldspath potassique plus subordonné; tous ces minéraux forment des assemblages engrenés xénomorphes.

Quant aux relations de ces panneaux migmatitiques, avec le leucogranite lui-même, G. Monier (1980) souligne le caractère localement sécant du chevelu filonien sur la foliation des « migmatites », confortant ainsi l'allochtonie du granite de Gouilles. Néanmoins, I. Feix (1987) montre une parenté géochimique remarquable entre le substrat remobilisé et le granite lui-même qui pourrait provenir — au moins partiellement, sinon en totalité

— d'un magma issu de l'anatexie généralisée un peu plus bas dans le bâti d'un matériel analogue.

**Caractères chimiques ; origine** (tableau II, analyses 4 à 12). À la suite des travaux de I. Feix et dans le cadre du lever de la feuille, on dispose de données chimiques nombreuses et nouvelles sur les différents termes de la série. Venant conforter les travaux de terrain et l'analyse pétrographique, elles permettent de se faire une idée précise des faciès originaux et des environnements de dépôt de l'ensemble « Millevaches ».

Le caractère stratifié des roches, marqué par l'alternance des différents faciès à toutes les échelles avec récurrences et passages progressifs, plaide en faveur d'une origine sédimentaire (donc paradérivée) de l'ensemble.

La fréquence, dans les paragenèses métamorphiques, de minéraux aluminés, muscovite, grenats, staurotide..., met en relief l'importance du matériel argileux dans les sédiments déposés. Les données géochimiques confirment et renforcent ce point de vue. La série dérive d'un ensemble terrigène chimiquement dégradé où les termes argilo-pélitiques — 60 à 70 % du total — sont associés à des arénites évoluant de compositions grauwackeuses vers des compositions de grès siliceux. Le matériel argileux originel semble avoir été essentiellement illitique en association possible avec kaolinite ou kaolinite et chlorite.

Les grauwackes, dont le chimisme de détail traduit le caractère plus ou moins quartzeux de la fraction clastique initiale, et la proportion de la matrice argileuse, sont remarquablement déprimées en calcium et à un moindre degré en sodium. À ce titre, elles se distinguent aisément de celles des unités gneissiques sus-jacentes.

On notera dans la série l'absence de termes carbonatés d'une part, volcaniques d'autre part.

Au total, l'environnement semble être celui d'une marge passive avec des dépôts essentiellement « vaseux », de faible profondeur (paralique, voire deltaïque), résultant du lessivage d'un socle granitique *l.s.*, sans apports volcaniques notables, lessivage suivi d'un important transport rendant compte du caractère fortement dégradé de l'essentiel des dépôts.

### *ROCHES MÉTAMORPHIQUES EN PETITS CORPS OU BANCs MINCES*

#### **À l'Ouest de la faille d'Argentat (type Limousin)**

$\chi_m$ . **Quartzites clairs à muscovite.** Dans le cadre de la feuille, ces roches ne forment que quelques niveaux d'extension limitée dans les formations de l'unité de Leyme, immédiatement au Sud de la faille de Padirac. En revanche, elles sont largement développées au Sud sur la feuille voisine Lacapelle-Marival.



Ce sont des roches claires, blanches à beige pâle, en bancs métriques à hectométriques présentant une succession de lits décimétriques de quartzites constitués à 90% de quartz et 10% de muscovite, et de minces lits millimétriques à 3centimétriques d'une roche gris verdâtre où quartz et muscovite sont sensiblement en même proportion ; il y a parfois, associé au quartz, une présence notable de plagioclase (jusqu'à 30%). Le passage à l'encaissant peut être ménagé par enrichissement progressif en muscovite puis biotite.

La texture est de type granoblastique à granolépidoblastique, avec une paragenèse comportant quartz (50 à 90 %), muscovite (10 à 15 %), plagioclase (0 à 35 %) et biotite (0 à 10 %). Le quartz se présente soit en plages amiboïdes engrenées, soit en cristaux plus aplatis soulignant, avec les micas, le plan de schistosité.

**Gr. Schistes noirs et quartzites graphiteux.** Les niveaux graphiteux remarquablement développés sur la feuille voisine Lacapelle-Marival dans les formations limousines, n'ont pas d'extension sur la feuille, exception faite d'un mince niveau affleurant à sa bordure sud près du hameau de Lecabon.

Ces corps graphitoïdes comportent des micaschistes noirs à paragenèse quartzo-micacée et nombreux minéraux opaques (sulfures dont pyrite, poussières graphiteuses), et des quartzites graphiteux à quartz (50 %), poussières graphiteuses et opaques (50%).

$\delta^{11}$ . **Amphibolites à hornblende.** Ces roches de teinte sombre, vert foncé à noires, s'intercalent en niveaux métriques à hectométriques d'extension au moins kilométrique dans les différents termes de la série limousine ; elles sont particulièrement, denses au Sud de la vallée de la Cère dans l'ensemble leptynique ( $\lambda^{3-4}_{bi-(no)}$ ). Elles sont, par contre, absentes des formations du plateau de Millevaches.

Quatre types principaux, qui comportent tous hornblende et plagioclase, ont pu être caractérisés.

- Les **amphibolites fines**, les plus fréquentes, sont des roches à grains millimétriques à inframillimétriques, avec des termes holoamphiboliques et des termes mésocrates rubanés où alternent plus ou moins régulièrement lits plagioclasiques et lits amphiboliques.

Au microscope, les assemblages sont de type nématoblastiques à granonématoblastiques (disposition piano-linéaire des amphiboles). La paragenèse comporte hornblende verte (50 à 90 %), andésine (5 à 45 %) et plus accessoirement, quartz, chlorite, épidote et minéraux opaques. La hornblende, en cristaux subautomorphes prismatiques ou aciculaires, souligne de minces feuillets ou se dispose en gerbes. Le plagioclase dessine de minces fuseaux polycristallins avec des sections isogranulaires xénomorphes. Le quartz, enfin, forme d'étroites bandelettes de cristaux xénomorphes plus ou moins aplatis.

Ces faciès sont particulièrement développés dans l'unité de Leyme et les niveaux associés aux leptynites.

- Les **amphibolites « ocellées »**, dont les affleurements les plus remarquables se situent dans la vallée du Mamoul à la hauteur des localités d'Ussel et Crayssac, se distinguent aisément des précédentes par la présence de taches blanchâtres, ocelles feldspathiques de quelques millimètres de long pour 1 mm de large en moyenne, aplaties et allongées dans la foliation et se détachant du fond sombre amphibolique de la roche.

Au microscope, les ocelles sont formées d'agrégats de plagioclases (andésine) isogranulaires, xénomorphes à tendance polygonale, avec quelques très fins cristaux de hornblende et parfois biotite. Quelques unes présentent, en outre, de grands plagioclases fortement pœciloclastiques ; on y observe parfois les restes d'anciens grenats. Entre les ocelles, la hornblende se présente en un feutrage de très fins cristaux associés parfois à quelques granules d'épidote, à des lamelles de biotite et à de la calcite.

Au total, la paragenèse comporte, outre l'andésine et la hornblende, biotite parfois abondante, calcite, épidote, grenat, minéraux opaques.

Ces amphibolites rappellent des roches analogues décrites en Bas-Limousin comme amphibolites à « couronnes blanches » (Santallier, 1981 ; et feuilles Tulle, Saint-Yrieix et Uzerche) et qui représentent un des stades de rétro-morphose d'anciennes éclogites. L'origine éclogitique de ces roches est donc probable.

- Les **amphibolites « massives »**, en bordure orientale de l'unité de Leyme et plus encore dans l'unité de Saint-Paul-de-Vern—Terrou (affleurements remarquables aux environs de la localité de Coucole, dans le ruisseau de Mellac et le long de la D 19), sont des roches vert sombre, très dures, à foliation fruste ou inexistante, d'où se détachent parfois, des prismes d'amphibole millimétriques à centimétriques sans orientation particulière, ou des punctuations grenatifères pouvant atteindre 1 cm de diamètre.

La paragenèse comporte toujours de la hornblende verte (40 à 50 %) en agrégats de cristaux peu ou pas orientés et xénomorphes, un plagioclase de type andésine (15 à 30 %) en cristaux subautomorphes trapus, à nombreuses inclusions (quartz, hornblende verte,...), et du quartz. Il peut s'y ajouter, le plus souvent au cœur des filons, du grenat incluant épidote, quartz, feldspath et hornblende. Ces grenats, globuleux, présentent souvent une auréole claire où sont associés de petits cristaux de feldspaths, chlorites et hornblende en association parfois symplectique. Les autres constituants reconnus sont épidote, biotite chloritisée ou non, staurotide localement, et minéraux opaques.

- Les **amphibolites litées**, observées dans la vallée de la Bave au Sud-Ouest de la Latouille-Lentillac et ponctuellement dans la vallée du Mamoul, se caractérisent par l'alternance de lits clairs jaunâtres essentiellement constitués d'épidote (jusqu'à 35 % de la roche) en granules xénomorphes (épidote de type clinozoïsite, pistacite), et de lits où domine la hornblende (jusqu'à 35 % de la roche) en cristaux prismatiques allongés. La paragenèse comprend en outre, quartz (10 %) en petits cristaux xénomorphes ou en cristaux grands en cours de granulation, plagioclases de type andésine subautomorphes, rares, et plus accessoirement grenat, calcite, sphène et apatite.

Dans la vallée du Mamoul, le long de la D 40 (au point x = 568,85 ; y = 289,37), affleure un niveau décamétrique remarquablement lité, avec des

alternances centimétriques de lits rouge foncé et vert sombre, constitués les premiers de quartz, plagioclase, biotite brun-rouge abondante, en disposition lépidoblastique, les seconds d'épidote en plages xénomorphes, diopside subautomorphe à xénomorphe frangé d'amphiboles, hornblende verte, sphène, dans un fond granoblastique hétérogranulaire de quartz, andésine et calcite.

Les données chimiques (tableau III, analyses 1-2) publiées par P. Roubichou (1979), situent ces roches dans le domaine des compositions basaltiques. Certains faciès mésocrates évoquent d'anciens corps ou filons doléritiques voire gabbroïques, d'autres — amphibolites litées, amphibolites à biotite et staurotide — pourraient avoir une origine volcano-sédimentaire, ancien matériel basaltique (tuf?) contaminé par une phase sédimentaire argilo-carbonatée. Enfin, certains termes paraissent porter la marque d'un stade éclogitique antérieur à l'amphibolitisation.

**δ<sup>4</sup>. Amphibolites dérivées d'éclogites.** On a représenté avec cette appellation une roche massive formant à l'affleurement une intercalation lenticulaire métrique au sein des gneiss plagioclasiques micacés ; cette lentille se situe en rive sud du ruisseau des Bousquets, 300 m au Nord de la ferme de Felzines. La roche est sombre, à fond verdâtre d'où se détachent des punctuations millimétriques de grenat auréolé d'une fine couronne blanchâtre. Ce type d'amphibolite correspond à l'un des stades d'amphibolitisation d'anciennes éclogites : amphibolites à « couronnes blanches » décrites par D. Santallier sur les feuilles voisines (Tulle, Uzerche à 1/50 000).

Au microscope, les grenats globuleux et largement fissurés — fissures remplies de hornblende, chlorite et opaques —, présentent une couronne de plagioclases en cristaux engrenés, isodiamétriques, à sutures droites. Ces plagioclases pseudomorphosent parfois totalement le grenat.

Le fond de la roche, finement granoblastique, est un assemblage de hornblende verte isogranulaire, associée à de rares plagioclases, biotites et minéraux opaques.

Enfin, notons que se développent, comme dans les paragneiss encaissants, quelques plagioclases tardifs largement pœciloblastiques.

**σ. Serpentinites dérivées d'hartzburgites.** Des corps lenticulaires de serpentinites, décimétriques à kilométriques, forment deux alignements remarquables ; le premier, à proximité de la faille d'Argentat, comprend entre autres la lentille de Reygades ; le second plus à l'Ouest et au Sud, comporte, de part et d'autre de la vallée de la Bave, les lentilles de Trémouillette, Malvy et Lapaue.

Ce sont des roches sombres, vert foncé à noires, avec parfois un discret rubanement. Elles sont souvent schistosées, avec un plan de schistosité satiné tapissé par la serpentine ; dans les corps les plus volumineux, la partie centrale est cependant massive.

Les plus déformées sont entièrement constituées de serpentines fibreuses (type chrysotile) et lamelleuses (antigorite), associées à des chlorites magnésiennes soulignant la schistosité, et parfois à un mica type

phlogopite ; les autres présentent soit les reliques d'une paragenèse métamorphique précoce, soit des éléments de la paragenèse magmatique. Cette dernière comprenait olivine (retrouvée en plusieurs localités), orthopyroxène type hypersthène, et spinelle (massif de Reygade).

Il semble donc que, comme sur la feuille voisine (Lacapelle-Marival), la roche initiale soit de type hartzburgite. L'analyse (tableau III, analyse 3) d'une serpentinite du massif de Malvy confirme, par sa richesse en magnésium et les faibles teneurs en calcium et aluminium, ce point de vue. D'une paragenèse « précoce », restent les marques d'une serpentinisation partielle des olivines et surtout la présence, souvent abondante, de grandes amphiboles incolores, monocliniques, de type trémolite, remplaçant certainement l'ancien pyroxène.

### À l'Est de la faille d'Argentat (type Millevaches)

$\sigma_{5}^{2a}$  bi. **Gneiss gris sombre, à petits yeux feldspathiques.** Ce type de gneiss forme une intercalation métrique continue sur plusieurs kilomètres à l'Est de Latouille-Lentillac.

Ce sont des roches gris sombre, peu micacées, à foliation fruste, caractérisées par la présence d'amandes feldspathiques millimétriques à pluricentimétriques.

Au microscope, la texture est de type porphyroclastique avec un fond granolépido-blastique. La composition minéralogique comprend quartz, plagioclase, biotite et muscovite, accessoirement grenat, feldspath alcalin, apatite, zircon et sphène.

Le quartz et le plagioclase, en cristaux xénomorphes à tendance polygone ou en sections plus aplaties, constituent le fond granoblastique fin (grain de 0,03 à 0,3 mm) de la roche. Les micas, en sections rectangulaires (0,02 à 0,2 mm de long), avec une large dominante de la biotite, forment de minces rubans discontinus soulignant la foliation.

Les amandes (jusqu'à 2 cm), plus ou moins boudinées, mono- ou polycristallines, sont des cristaux de plagioclase et plus rarement de feldspath potassique de caractère perthitique.

Leur composition (tableau IV, analyse 5) est celle de grauwackes.

$\sigma_{5}^{2b}$  bi-mu. **Gneiss clairs ocellés.** Ils forment des intercalations métriques à décimétriques, rares (au Nord de Labastide-du-Haut-Mont, au Nord de Laval-de-Céré et au voisinage de Latouille-Lentillac).

Ce sont des roches claires — grises, beiges ou blanchâtres —, rubanées et ocellées, avec des yeux ou des amandes feldspathiques millimétriques à centimétriques.

La texture, comme précédemment, est de type porphyroclastique, avec un fond granolépido-blastique et un rubanement souligné par l'alternance

plus ou moins régulière de lits quartzo-feldspathiques et de fins lits micacés discontinus.

Les amandes, sont constituées de feldspaths — plagioclase de type oligoclase et microcline — formant souvent des agrégats polycristallins.

Le fond de la roche comprend quartz et feldspath (plagioclase de type albite à oligoclase) en cristaux xénomorphes de 40  $\mu\text{m}$  à 1/2 mm, à tendance polygonale, biotite et muscovite en sections subautomorphes (70  $\mu\text{m}$  à 1 mm), accessoirement zircon, apatite, sphène et minéraux opaques.

La composition chimique (tableau III, analyses 4-5) n'est pas fondamentalement différente de celle des autres types de gneiss, avec cependant, dans quelques cas, une tendance vers des compositions arkosiennes.

$\zeta^{\text{H}}$ . **Gneiss fins, gris, dérivant de microgranites.** Ce sont des roches gris pâle, faiblement micacées, constituant deux intercalations métriques que l'on peut observer au voisinage de la localité de Talamet. À l'œil nu, ces roches se caractérisent par la présence d'ocelles feldspathiques (1 à 5 mm) et de rares lamelles de biotite soulignant la foliation, ces minéraux étant noyés dans un fond à grain très fin.

Au microscope on reconnaît encore les reliques d'une ancienne texture microgrenue, ainsi que des clastes de plagioclase parfois zoné, témoignant du caractère initialement magmatique de semi-profondeur, et sans doute filonien, des roches à l'origine de ces gneiss.

La composition minéralogique comprend quartz, plagioclase et micas, accessoirement sphène.

Quartz et plagioclase, en cristaux de 50 à 100  $\mu\text{m}$  et en sections xénomorphes à tendance polygonale, constituent le fond granoblastique de la roche. Les micas, biotite et muscovite, en sections rectangulaires allongées, soulignent un rubanement fruste en formant des lits discontinus.

La composition de ces roches (tableau III, analyse 6) est de type granodiorite.

$\alpha\zeta^{\text{Y}}$ . **Orthogneiss œillés, type « Xaintrie ».** Les affleurements réduits d'orthogneiss œillés à l'Est de la localité de Talamet dans la vallée de la Cère, s'apparentent aux « orthogneiss de La Xaintrie » tels que décrit sur la feuille Argentat.

Ce sont des roches claires, à grains grossiers, de caractère œillé, et faiblement micacées.

La composition minéralogique comporte quartz, plagioclase, feldspath potassique, biotite, muscovite subordonnée, accessoirement apatite et zircon.

Le fond de la roche comprend un assemblage granoblastique (200  $\mu\text{m}$  à 3 mm) xénomorphe de cristaux à tendance polygonale, plus ou moins aplatis (quartz et microcline), et de cristaux subautomorphes à automorphes (plagioclase de type oligoclase).

Les yeux, monocristallins et plus ou moins fragmentés, sont des microclines à caractère perthitique, avec nombreuses inclusions (biotite, plagioclase, quartz globuleux, muscovite) ; ils représentent de toute évidence les porphyroblastes d'un ancien granite.

Les micas (0,1 à 5 mm), en sections rectangulaires, se groupent en lits flexueux soulignant la foliation et moulant les yeux feldspathiques.

Les données géochimiques (Monier, 1980) confirment l'origine plutonique de ces roches qui ont des compositions de granites monzonitiques mis en place au cours de l'Ordovicien ( $467 \pm 8$  Ma ; Monier, 1980).

## ROCHES PLUTONIQUES

### À l'Ouest de la faille d'Argentat

$\gamma^{3-4}$ . **Granités à grains moyens, à biotite.** Sont figurés quelques corps lenticulaires ou filoniens granitiques, reconnus tant dans l'unité de Saint-Paul-de-Vern—Terrou que dans celle de Leyme. Les deux plus importants, d'extension kilométrique, affleurent respectivement au Nord de la Cère au voisinage des hameaux de Fontmerle et de La Pujade, et dans la vallée du Mamoul au Nord du hameau de Souilhol.

Ce sont des roches à grains moyens (quelques millimètres), de teinte beige rosé, avec un caractère plus ou moins orienté des constituants, particulièrement les micas qui soulignent parfois une discrète foliation.

Leur composition comprend initialement du quartz xénomorphe interstitiel, un plagioclase subautomorphe à automorphe zoné, du microcline xénomorphe, parfois en porphyroblaste englobant plagioclase, quartz et biotite, et de la biotite.

Postérieurement, on observe, en relation avec une évolution en régime décrochant :

- une granulation du quartz, en agrégats de cristaux hétérogranulaires peu déformés et à sutures droites, ou en rubans polycristallins plus ou moins allongés avec des cristaux engrenés, les uns aplatis, les autres isodiamétriques ;
- une fragmentation de bordure des plagioclases et du microcline ;
- une disposition grossièrement planaire des micas (biotite associée parfois à de la muscovite) en agrégats rubanés de petites lamelles subautomorphes à xénomorphes.

Par leur gisement conforme aux grandes directions structurales régionales, leur état de déformation et leur faciès, ces roches rappellent beaucoup le granite, à caractère monzonitique, d'Estivaux sur les feuilles voisines Tulle et Juillac.

$\eta^2$ <sub>bi-ho</sub>. **Diorites quartziques à biotite et hornblende.** Deux massifs tonalitiques d'importance régionale s'insèrent dans la série de type « Limousin » : le massif de Saint-Jean-Lagineste dans l'unité de Leyme, représenté là par son extrémité nord ; le massif de Beaulieu-sur-Dordogne, dans l'unité

de Saint-Paul-de-Vern—Terrou. Des corps de moindre importance, allongés dans les directions structurales régionales, affleurent entre les localités de La Borie-d'Araqui et Ussel à l'Est de Lagineste.

Ce sont des roches mésocrates à mélanocrates, à grains moyens à grossiers (jusqu'à 1 cm) ; elles sont le plus généralement profondément arénisées en arènes meubles sableuses, grossières, verdâtres ; les roches saines sont donc rares.

Il existe deux faciès principaux : le premier, massif, correspond à des roches grenues équantes de caractère hipidiomorphe ; le second, développé à la bordure des massifs, est orienté avec le développement d'une foliation (rubanement avec alternance de lits amphiboliques sombres et feldspathiques clairs) concordante avec celle des gneiss encaissants, et parfois d'une linéation marquée par l'alignement des hornblendes prismatiques.

La composition minéralogique, très constante, comprend quartz, plagioclase de type andésine, hornblende verte, biotite, rares feldspaths alcalins.

Le quartz interstitiel est xénomorphe. Le plagioclase subautomorphe à automorphe est souvent zone. On observe, en outre, des îlots intergranulaires de cristaux plus petits, quartz et plagioclases, en agrégats engrenés aux formes polygonales et sutures droites.

La hornblende se présente en grandes plages prismatiques sans inclusions ou en cristaux poecilites incluant alors quartz, biotite et feldspaths ; elle est sensiblement plus abondante que la biotite en plages xénomorphes.

À ces minéraux s'ajoutent l'épidote xénomorphe parfois abondante, la chlorite, du sphène et des minéraux accessoires (zircon, apatite, opaques).

Une composition modale type (Régnier, 1973) donne : quartz 26,3 %, plagioclase 42,6 %, feldspath alcalin 1 %, biotite, hornblende et divers 30 %.

Les données chimiques disponibles (tableau III, analyse 7), comme les compositions modales, caractérisent des tonalités ; celles-ci s'insèrent donc dans l'ensemble tonalitique limousin qui s'étend de Capdenac (Lot) au Sud-Est, jusqu'à Bellac (Vienne) au Nord-Ouest.

### À l'Est de la faille d'Argentat

$\alpha\gamma^1$  ;  $\gamma_G$ . **Leucogranites monzonitiques, type « Goules », « Latronquière » et « gare de Lamativie »**. Traversant la feuille de part en part, ils constituent ce que G. Monier (1980) appelle les « granites occidentaux ».

Trois faciès principaux peuvent y être reconnus : le faciès « Goules » proprement-dit, le plus largement développé ; le faciès « Latronquière », qui fait place au précédent au Sud de la localité de Sousceyrac ; et l'appendice de la gare de Lamativie.

Ce sont dans tous les cas des roches de teinte claire, beige pâle à rosâtres, généralement largement arénisées.

• Le **faciès « Gouilles »**, de très loin le plus important, est un granite à grain moyen isogranulaire et généralement équant.

Il se caractérise à l'œil nu par la présence de muscovites fréquemment losangiques et de petites ponctuations grenatiformes ; les pegmatites y sont fréquentes, soit sous la forme de filons, soit sous forme de bouffées métriques ou décamétriques à contours flous.

Dépourvu d'enclaves sur de vastes surfaces, il se charge localement en enclaves ou panneaux de micaschistes, para- et orthogneiss, à caractère migmatitique ou non, particulièrement à sa bordure occidentale et en son cœur (entre les localités de Camps et Sousceyrac).

Ses relations avec l'encaissant sont complexes et il existe toujours une zone d'intrication granite—micaschistes ou gneiss où l'on peut souvent distinguer deux zones :

— « interne » : granite avec panneaux et enclaves de l'encaissant subordonné ;

— « externe » : encaissant avec **cortège filonien** ( $\gamma_G$ ) OU petits corps granitiques.

Enfin, il est remarquable que l'ensemble granite et zone d'intrication s'allonge parallèlement aux directions structurales régionales.

Au microscope, la texture est grenue équante et la composition minéralogique comporte quartz, plagioclase, feldspath potassique, biotite et muscovite.

Le quartz est en plages globuleuses, avec parfois des formes hexagonales nettes. Le plagioclase, bien automorphe, est une albite pouvant aller jusqu'à une oligoclase (An 5 à An 15) ; il y a parfois un discret zonage ; il peut inclure des micas automorphes ; la séricitisation est peu importante et concentrée au cœur des cristaux. Le feldspath potassique est une orthose xénomorphe ou subautomorphe incluant des quartz sphériques, de petits plagioclases automorphes et des micas. La muscovite (6 à 15 %) est dans la plupart des cas parfaitement automorphe ; il existe aussi des formes losangiques ; les cristaux sont généralement isolés, mais quelques-uns sont associés à la biotite. Cette dernière est, elle aussi, automorphe, assez peu chloritisée, riche en inclusions de zircons minuscules et de grosses apatites globuleuses. Les muscovites sont proches de muscovites idéales, avec un taux de substitution phengitique faible, paragonitique plus élevé (8 à 9 %) ; les biotites sont aluminées (19 à 20%), avec un rapport Fe/Fe + Mg voisin de 0,6.

• Le **faciès « Latronquière »** apparaît immédiatement au Sud de la localité de Sousceyrac ; il se singularise du précédent par deux particularités :

—une tendance porphyroïde fréquente ;

—une orientation de plus en plus apparente vers le Sud, soulignée par une disposition linéaire des minéraux : quartz étirés en fuseaux, micas. Il s'y ajoute une foliation fruste, plus ou moins conforme à celles des terrains encaissants.

• Le **faciès « gare de Lamativie »**, enfin, se distingue du faciès « Gouilles » par son grain plus grossier, par la présence de grandes (jusqu'à 1 cm) muscovites automorphes soulignant une orientation linéaire.



Au microscope, on y remarque une cataclase marquée par la fragmentation et un léger étirement des plages de quartz ; on note, de surcroît, une corrosion du plagioclase par le feldspath potassique.

Toutes ces roches rentrent dans le champ des « leucogranites à muscovite dominante » tel que le retient G. Monier (1980) : teneur élevée en muscovite (jusqu'à 15 %), en tous les cas supérieure à la biotite (< 7 %) ; présence d'albite, se traduisant dans les compositions chimiques (tableau III, analyses 8-9) par un caractère alumineux ( $Al_2O_3$  de 14 à 16 %) et sodique ( $Na_2O$  voisin de 3,5 %) et des pourcentages faibles (fig. 3) en calcium ( $CaO < 1 \%$ ) et en fraction ferro-magnésienne (< 2%). Leur composition modale traduit un type monzonitique (fig. 4).

G. Monier (1980) insiste, en outre, sur l'apparente incohérence des variations de détail dans la distribution de certains éléments chimiques, à l'échelle du massif. S'appuyant sur cette observation, sur la présence d'enclaves et panneaux migmatitiques à substrat gneissique et micaschisteux localement recoupés par le granite, jointe à une large zone d'intrication à la bordure ouest et sud-ouest, cet auteur conclut à un granite allochtone dont le toit, avec son cortège filonien, s'enfonce sous les micaschistes encaissants, et qui est peu extravasé au-dessus de sa zone d'anatexis ; les variations chimiques « incohérentes » observées étant directement liées à l'hétérogénéité des matériaux à partir duquel s'est constitué le magma.

Les données radiométriques, enfin, donnent pour cette famille de leucogranites un âge de mise en place namurien ( $332 \pm 6,5$  Ma, isochrone sur roches totales ; Monier, 1980).

$\beta\gamma^1$  ;  $\gamma$ . **Leucogranite monzonitique, type « Saint-Julien-aux-Bois »**. Représenté dans le seul quart nord-est de la feuille, il constitue l'extrémité méridionale de ce que G. Monier (1980) dénomme les « leucogranites orientaux ».

Ce sont, là encore, des granites de teinte claire, beiges à rosâtres, souvent profondément arénisés.

Le faciès moyen est un granite à grain moyen à grossier, isogranulaire ; au Sud de la vallée de la Cère, autour de la localité du Siran, il peut acquérir un faciès porphyroïde avec des phénoblastes de feldspaths pouvant atteindre 1 à 2 cm. Il présente généralement une orientation linéaire et localement planaire qui s'estompe progressivement dans la partie méridionale du massif pour disparaître presque totalement au Sud de la Cère.

Au microscope, ce granite porte les traces d'une cataclase généralisée affectant tous les minéraux. La texture est hétérogranulaire, en mortier, avec coexistence de minéraux de grande taille (supérieure à 1 mm) : plagioclase, feldspath potassique, muscovite primaire, biotite, chlorite et quartz, et de parties finement cristallisées constituées de feldspath potassique, albite, avec un peu de quartz et formant soit des plages de forme quelconque, soit parfois des « couloirs » allongés.

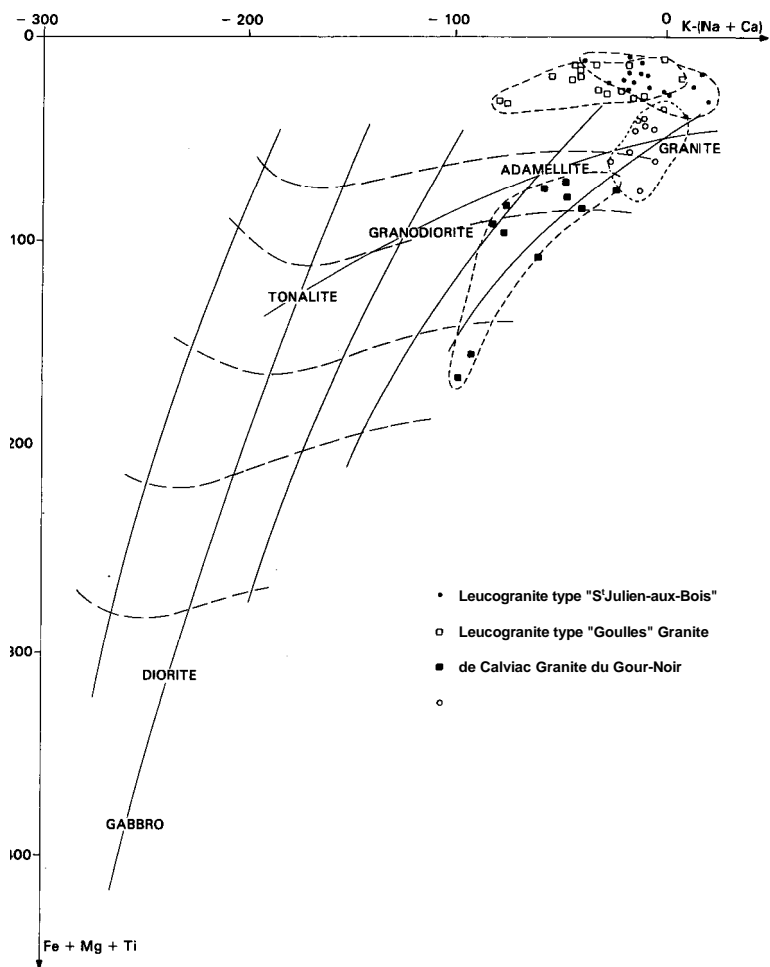


Fig. 3 - Les granites du Sud-Millevaches  
dans le diagramme K-(Na-Ca) - Fe + Mg + Ti (de La Roche, 1966)

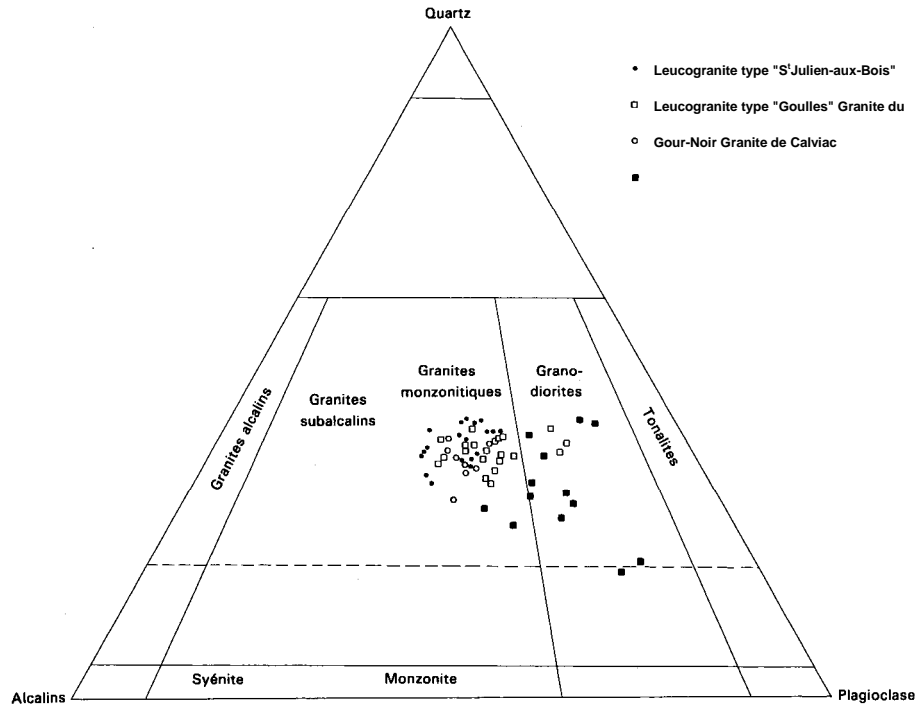


Fig. 4 - Les granites du Sud-Millevalches dans la classification modale de Streckeisen (in Monier, 1980)

Le quartz se présente en grandes plages polycristallines globuleuses. Le plagioclase est une albite (An 2 à An 7) non zonée et toujours maclée (macles polysynthétiques fines et régulières), renfermant de rares inclusions de biotite ou chlorite et muscovite. Originellement automorphes, ils sont parfois pour partie remplacés par du feldspath potassique ; ils sont souvent affectés par la cataclase : extinction onduleuse, macles tordues, fragmentation,...

Le feldspath potassique se présente sous deux habitus. Les feldspaths potassiques 1 sont des orthoses automorphes et rectangulaires, parfois poëcilitiques en bordure ; elles incluent des plagioclases automorphes, des micas et de petits quartz globuleux ; elles sont souvent fracturées et fragmentées par la cataclase. Les feldspaths potassiques 2, xénomorphes, se développent par corrosion au sein des plagioclases qu'ils peuvent plus ou moins totalement remplacer.

La biotite (environ 4%) est hétérogranulaire, en cristaux isolés ou en petits amas avec des inclusions peu nombreuses de zircon et apatite globuleuse ; elle est presque toujours chloritisée.

La muscovite peut être primaire ou secondaire. Les muscovites primaires, magmatiques, qui représentent le plus grand volume (environ 9 %), forment soit des cristaux isolés subautomorphes à automorphes, souvent rectangulaires (parfois losangiques) — ce sont les plus abondants —, soit des cristaux interstratifiés avec la biotite. Les muscovites secondaires ou tardives se forment soit aux dépens des feldspaths potassiques (cristaux amiboïdes en association symplectique fine avec le quartz), soit dans les plagioclases (lattes de muscovite se développant le long de clivages) ; il en existe de caractère fissurai.

À l'échelle du massif, il faut remarquer le caractère alumineux des biotites ( $Al_2O_3$  voisin de 20 %) et un rapport (Fe/Fe+ Mg) qui varie de 0,6 à 0,75 vers les biotites ferrifères. Les muscovites primaires sont très proches de « muscovites idéales », avec une fraction paragonitique comprise entre 7 et 9 % ; comme la biotite, elles montrent une évolution depuis un pôle plus magnésien vers un pôle ferrifère. Les muscovites 2 ont des pourcentages de paragonite plus faible (3 à 4 %) et amorcent une substitution de caractère phengitique.

Dans les parties finement cristallisées, l'albite se présente en cristaux minuscules, rectangulaires à globuleux, peu séricitisés et rarement macles ; le feldspath potassique (microcline) est xénomorphe sans inclusions et sans macles ; il se moule ou s'insinue entre les cristaux d'albite.

La composition modale moyenne donne : quartz 33,7 %, feldspath potassique 27,2%, plagioclase 26%, muscovite 9,1%, biotite 4%, traduisant le caractère monzonitique (fig. 4) de ce granite.

La composition chimique moyenne présente des caractères voisins de celle du granite de Gouilles (fig. 3), avec les mêmes tendances (tableau III, analyses 10-11): caractère alumineux et sodique, pourcentages faibles en calcium, fer, magnésium. Par rapport à ce dernier, cependant, G. Monier (1980) souligne, à l'échelle du massif, une remarquable évolution d'un pôle potassique relativement magnésien (et riche en Ba et Sr) vers un pôle à la

fois plus sodique et ferrifère (riche en Rb et F) ; cette différenciation paraît compatible avec un processus de cristallisation fractionnée.

Contrairement, enfin, au granite de Goules, lorsqu'il n'est pas de caractère tectonique (faille de Calebrousse—Reygade sur la bordure occidentale) le contact avec l'encaissant est subconcordant à franchement discordant — c'est le cas dans la vallée de la Cère, au niveau du tunnel du Roc-de-l'Aigle : le contact granite-micaschistes encaissants accuse un très fort pendage vers l'Ouest recoupant la foliation subhorizontale des micaschistes —, sans récurrences, avec développement fréquent dans le granite de faciès de bordure plus fins, aplitiques, enrichis en muscovite, et présence localement dans l'encaissant, à quelques dizaines voire quelques centaines de mètres du contact principal, **d'émissaires filoniens** aplitiques eux aussi (YJ).

Les données radiométriques disponibles (Monier, 1980) donnent un âge de mise en place voisin de celui du granite de Goules:  $332 \pm 6$  Ma (isochrone Rb/Sr en roches totales). Malgré des âges de mise en place voisins, G. Monier, s'appuyant sur les particularités géochimiques d'une part, sur le mode de relation avec l'encaissant d'autre part, souligne la dualité des magmas à l'origine de ces deux ensembles, et par delà justifie la distinction entre complexes granitiques orientaux et occidentaux.

$\gamma^{2M}$ . **Granite porphyroïde à deux micas, type « Gour-Noir »**. Ce granite, de teinte grise, n'affleure que dans le quart nord-est de la feuille, largement intriqué avec le leucogranite de type Saint-Julien.

À l'œil nu, c'est une roche à grains moyens, leucocrate, à deux micas et porphyroïde. Les phénoblastes (feldspaths potassiques) apparaissent le plus souvent en cristaux rectangulaires de 2 à 3 cm de long et 1 cm de large. Ce granite présente, en outre, une orientation planaire généralisée marquée par le parallélisme des phénoblastes et la disposition cloisonnée des micas entre ces mégacristaux.

Au microscope, la composition minéralogique monzonitique (fig. 4) est la suivante : quartz (33 à 36 %), feldspath potassique (23 à 26 %), plagioclase (35 à 38 %), muscovite (7 à 8 %), biotite (7 à 11 %), accessoirement zircon et apatite.

Le quartz forme de grandes plages polycristallines xénomorphes ou à tendance globuleuse. Le feldspath potassique apparaît sous deux habitus : en mégacristaux (porphyroblastes) automorphes, perthitiques, incluant oligoclase, biotite et quartz en globules ; et en cristaux xénomorphes, non maclés et pauvres en inclusions. Le plagioclase est une oligoclase automorphe, peu zonée, avec des teneurs en anorthite voisines de 13 à 15 ; il peut inclure de la biotite, de l'apatite et plus rarement de la muscovite ; la séricitisation est souvent importante et se développe au cœur des cristaux ; des bourgeons de myrmékite apparaissent souvent lorsque ces plagioclases bordent un phénoblaste de feldspath potassique.

La biotite, automorphe, forme des amas polycristallins ou se groupe en files formant des cloisons entre les feldspaths ; elle est fortement alumineuse, avec un rapport Fe/Fe + Mg voisin de 0,6. La muscovite primaire, magmatique, se présente en plages isolées, trapues, automorphes à

subautomorphes ou en cristaux interstratifiés avec la biotite ; sa composition est celle d'une muscovite idéale avec une fraction paragonitique voisine de 8 % ; dans les faciès développés sur la feuille, elle est sensiblement en même proportion que la biotite. Les muscovites secondaires peuvent se développer associées à du quartz aux dépens du feldspath potassique et parfois du plagioclase.

Les minéraux accessoires sont de l'apatite globuleuse et du zircon en inclusions dans la biotite.

Ce faciès constitue le pôle leucocrate de ce granite qui passe au Nord à un faciès plus sombre où domine largement la biotite.

Les compositions modales moyennes, les données géochimiques (tableau III, analyse 12 ; fig. 3 et 4), placent ces roches dans le domaine des granités monzonitiques, avec une différenciation — probablement par cristallisation fractionnée — du Nord au Sud, d'un pôle franchement porphyroïde et biotitique à un pôle plus leucocrate pauvre en mégacristsaux et à muscovite abondante.

Les contacts avec l'encaissant constitué par le leucogranite type Saint-Julien sont toujours très francs et l'on peut observer clairement, dans la vallée de la Cère, l'antériorité de ce granite intrudé en tous sens et disloqué par des filons ou lames plus importantes de leucogranite.

Les données géochronologiques confirment ce point de vue : l'âge de mise en place est fixé au Viséen vers  $344 \pm 8$  Ma (isochrone sur roches totales ; Monier, 1980).

$\gamma^4$ . **Granodiorite à biotite, type « Calviac »**. Localisé à l'Est de la localité de Calviac, et dans quelques petits massifs satellites jalonnant la bordure occidentale du plateau de Millevaches, c'est un granite globalement équant et isogranulaire, à grain moyen à fin et à biotite abondante.

Le granite de Calviac n'est pas homogène ; les variations portent sur la taille du grain et surtout sur la teneur en biotite. Il existe deux pôles avec tous les intermédiaires : faciès sombre, fin, à biotite seule ; faciès plus clair, plus grossier, à biotite et muscovite subordonnée. Ces variations s'observent tant à l'échelle de l'affleurement que du massif sans que se dégage, néanmoins, une répartition claire des faciès.

Au microscope, les caractères essentiels sont les suivants. Le plagioclase automorphe, légèrement zoné, varie de An 24 à 38 dans les faciès sombres (oligoclase à andésine) à 20-26 (oligoclase) dans les faciès clairs ; les inclusions sont rares (biotite). Le feldspath potassique est peu abondant dans les faciès sombres, en plages xénomorphes ; dans les faciès clairs, il est plus abondant, xénomorphe ou subautomorphe à tendance rectangulaire. Le quartz interstitiel est soit xénomorphe, soit de forme globuleuse. La biotite, dont le pourcentage varie d'un faciès à l'autre, est en cristaux automorphes isolés ou regroupés en amas de quelques individus enchevêtrés. La muscovite, présente dans le seul faciès clair, est en petits cristaux

subautomorphes. Les minéraux accessoires sont apatite, zircon, allanite, sphène, amphibole et minéraux opaques.

Les enclaves sont fréquentes et de deux types : loupes surmicacées de 2 à 3 cm de longueur, enclaves microgrenues sombres dioritiques à tonaliques.

Les compositions modales et les données géochimiques suggèrent que ce granite constitue une suite de différenciation depuis des termes granodioritiques sombres jusqu'à des faciès clairs à composition monzonitique (tableau IV, analyses 1-2 ; fig. 3 et 4).

Ses rapports avec les leucogranites de type « Gouilles », malgré des contacts toujours très francs, sont complexes dans le détail, suggérant plus ou moins une contemporanéité de mise en place. Plus précisément, G. Monier (1980) parle de « mise en place de la granodiorite par "bouffées" successives encadrant (dans le temps) la mise en place et la cristallisation du granite de type "Gouilles", avec au moins en un temps, mise en place synchrone de deux magmas non miscibles. »

$\gamma^{3\text{bi-c}}$ . **Granite à biotite et cordiérite, type «Teyssieu»**. Ce granite qui borde à l'Est la faille d'Argentat, forme un corps allongé dans les directions structurales entre les localités de Teyssieu au Nord et la vallée de la Bave, au Sud.

C'est encore une roche claire, blanche à beige, souvent arénisée. Macroscopiquement, il faut distinguer deux faciès :

- un faciès commun, à gros grains et faiblement porphyroïde, à grandes cordiérites ;
- un faciès fin, équant, localisé dans la partie nord du massif à proximité du leucogranite de Gouilles.

• Le **faciès grossier** comporte quartz, feldspath potassique, plagioclase, cordiérite, biotite, muscovite, accessoirement zircon et apatite.

Le quartz est en plages polycristallines à tendance globuleuse. Le feldspath potassique est largement polymorphe : les mégacristaux (porphyroblastes), très dispersés, sont automorphes incluant plagioclases et biotites ; il existe aussi de grandes plages à maclé de Carlsbad, incluant un très grand nombre de plagioclases zonés, automorphes, disposés de façon quelconque (texture monzonitique) ; on trouve, enfin, des petits cristaux xénomorphes. Le plagioclase, en cristaux automorphes, est zoné avec des teneurs en anorthite variant au cœur de An 34-36 à An 20-22 à la périphérie ; la séricitisation est intense dans les parties centrales. La cordiérite est abondante, en prismes automorphes, isolés et entièrement pinnitisés. La biotite est fortement chloritisée et la muscovite, peu abondante, paraît essentiellement secondaire.

• Le **faciès à grain fin** se caractérise par des plagioclases peu zonés de type oligoclase (An 22 à 28), par des feldspaths potassiques xénomorphes corrodant profondément l'oligoclase, par une cordiérite partiellement ou totalement remplacée par une association de fins cristaux (muscovite, biotite et quartz). Ce remplacement pourrait être en relation avec le granite de

Goules voisin qui semble intrusif dans le granite de Teyssieu et aurait développé dans ce dernier un métamorphisme de contact déstabilisant la cordiérite selon la réaction :  $Cd + FK = bi, ms, Q$ .

Selon G. Monier (1980), ce granite serait donc de mise en place « nettement antérieure au granite de Goules », contemporaine (?) de celle du granite du Gour-Noir (environ 345 Ma).

$\gamma^{3-4}$  ;  $\gamma_{GI}$ . **Granite à biotite, à grain moyen, type « Glénat »**. Le granite figuré à la bordure sud-est de la feuille entre les localités de Saint-Saury et La Gril-lière, constitue la bordure occidentale du grand massif granitique de Glénat qui se développe sur les feuilles voisines Maurs, Aurillac et Lacapelle-Marival.

C'est un massif complexe dans lequel trois faciès principaux ont été décrits : faciès fin, faciès à grain moyen et faciès à tendance porphyroïde, les deux derniers étant très proches et reliés par des termes intermédiaires.

La partie occidentale du massif est en outre occupée par un faciès fin orienté (« granite de Conne »). On a décrit aussi un faciès « Lalardie », qui est en fait constitué par un système de filons d'un granite grossier hololeucocrate.

- Les **faciès à grain moyen et à tendance porphyroïde** forment sur la feuille l'essentiel des affleurements. Ce sont des roches gris bleuté, à grain moyen à grossier (2-3 mm jusqu'à 5 mm), souvent largement arénisées. La texture est de type grenue hypidiomorphe équante ou faiblement porphyroïde. La composition minéralogique comporte quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite, muscovite secondaire, zircon, apatite et minéraux opaques.

Le quartz se présente sous deux habitus : cristaux xénomorphes interstitiels, cristaux de forme globuleuse (jusqu'à 1 cm) le plus souvent fragmentés. Le feldspath potassique constitue soit des mégacristaux n'excédant pas 1 cm, perthitiques, incluant plagioclases, biotites, quartz, soit le fond de la roche avec des sections xénomorphes et interstitielles ; il s'agit de microcline. Le plagioclase zoné, en lattes rectangulaires, est généralement une oligoclase pouvant aller jusqu'à l'andésine au cœur des cristaux : An 35-30 à An 15-8 dans le faciès équant, An 25 à An 7 dans le faciès porphyroïde. La biotite est automorphe, hexagonale ou rectangulaire, avec de nombreuses inclusions de zircon. Enfin, il peut exister de la muscovite secondaire se développant aux dépens des feldspaths.

Les compositions modales (Feybesse, 1981), confortées par les données géochimiques disponibles (tableau IV, analyses 3 et 4), situent ces roches dans les champs de composition granodioritique à monzonitique.

Classiquement, ce granite renferme un cortège d'enclaves décimétriques à centimétriques : enclaves de l'encaissant (micaschistes ou gneiss à faciès cornéennes), enclaves plus sombres, isolées et ovoïdes à bord franc parfois en essaim et à contact « flou » avec le granite. Leur texture est microgrenue ou grenue à grain très fin ; elles renferment de la biotite, un plagioclase zoné (An 55 à An 25) et du quartz. Leurs compositions sont tonalitiques à



granodioritiques. Il existe, enfin et localement, des faciès de bordure plus fins avec des filons aplitiques associés.

a Le **faciès « Conne »** constitue la bordure occidentale du massif; c'est un granite de teinte grise à grain très fin (0,5 mm), avec une orientation planaire soulignée par la biotite. La composition minéralogique comprend quartz en cristaux xénomorphes ou globuleux, feldspath potassique xénomorphe, plagioclase (An 25-27) en lattes automorphes, biotite en fines paillettes et rares muscovites. La composition modale le classe dans le domaine des granites monzonitiques proches des granodiorites.

a Le **faciès « Lalardie »**, enfin, correspond à un système de filons de granites à grains moyens, hétérogranulaires à porphyroïdes, hololeucocrates et orientés, de puissance décimétrique à décamétrique. La composition minéralogique comporte quartz, feldspath potassique perthitique, oligoclase, muscovite et rare chlorite.

Ces granites développent à leur périphérie et dans l'encaissant un métamorphisme de contact formant une étroite auréole dans laquelle les micaschistes et gneiss encaissants montrent de profondes transformations : feldspathisation, développement de biotites brun-rouge nombreuses et en petites lamelles rassemblées parfois en taches, apparition d'andalousite et cordiérite. Au contact même du granite se développent localement de véritables cornéennes alumineuses, noires et massives.

Par l'ensemble de ses caractères, le granite de Glénat constitue un massif typiquement intrusif; l'âge de sa mise en place n'est pas établi avec certitude, mais pourrait se situer aux alentours de 325 Ma (Vivier, 1970).

## FILONS

**Q. Quartz.** Des filons de quartz, affectés de multiples fractures, jalonnent la faille d'Argentat; on a représenté le plus important d'entre eux au Sud de la vallée de la Cère.

### Autres filons

Un vaste réseau filonien, subméridien, affecte les formations métamorphiques et granitiques du plateau de Millevaches. Il est particulièrement remarquable dans la vallée de la Cère; ailleurs, les conditions d'affleurement permettent difficilement de se faire une idée de son extension. On y trouve trois types principaux de roches : microgranites, diorites quartziques et lamprophyres.

$\mu\gamma$ . **Microgranites.** Roches beiges à rosâtres, largement porphyriques. Au microscope, la texture est microgrenue. La mésostase est essentiellement quartzo-feldspatique avec quelques fines lamelles de biotite. Les phénocristaux comportent du quartz automorphe à subautomorphe plus ou moins globuleux avec « golfes » et inclusions de biotite, un plagioclase automorphe

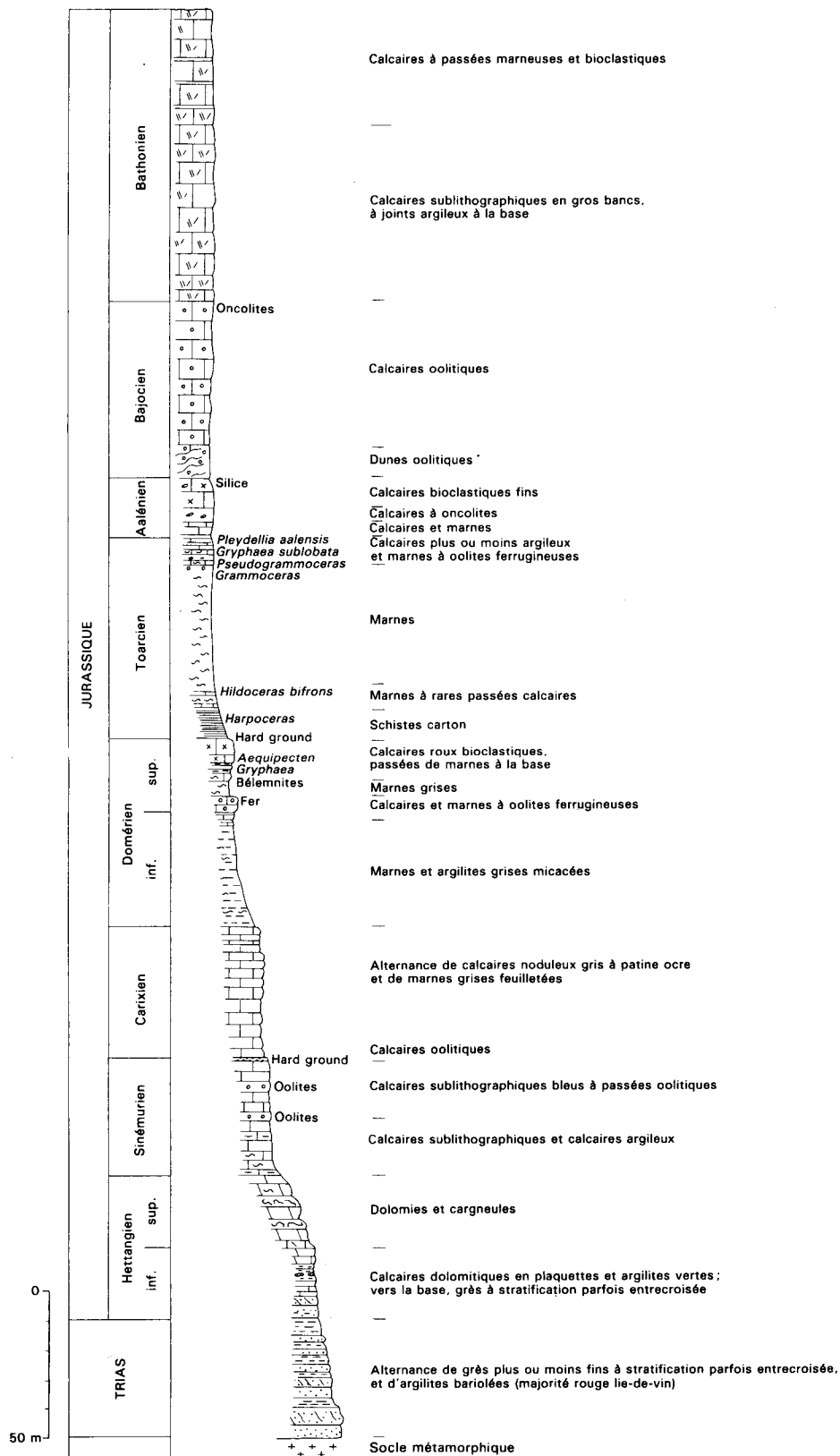


Fig. 5 - Coupe lithologique synthétique des formations secondaires

zoné largement séricitisé, du feldspath potassique et de la biotite automorphe à subautomorphe en voie de chloritisation.

$\eta^2$ . **Diorites quartziques.** Ce sont des roches mésocrates à grains moyens à fins, à texture grenue équante. Leur composition minéralogique comporte dans l'ordre décroissant d'importance : plagioclase automorphe à subautomorphe, souvent zoné. de type andésine; hornblende brune en cristaux prismatiques courts, subautomorphes; biotite entièrement chloritisée; quartz xénomorphe interstitiel. Les minéraux accessoires sont : sphène, zircon et opaques.

**V. Lamprophyres.** On a représenté avec cette appellation des roches souvent sombres, beige foncé à brunes, généralement aphyriques, avec parfois de la biotite visible à l'œil nu. Au microscope, ces roches comportent des phénocristaux de biotite automorphe, associés ou non à quelques plagioclases zonés, dans une mésostase microgrenue à plagioclases séricitisés, fines lamelles de biotite et localement quelques cristaux de quartz. Il semble que ces roches soient de type kersantite pouvant évoluer vers des kersantites quartziques.

**P. Pegmatites.** Roches à grains au moins centimétrique, elles forment des corps filoniens de faible extension. Leur composition comprend quartz, feldspath et muscovite. Elles n'ont pas fait l'objet d'une étude particulière.

**Ba. Barytine.** La description de ces filons est donnée au chapitre «Gîtes minéraux».

### FORMATIONS PALÉOZOÏQUES

Elles sont d'extension restreinte, limitée à quelques petits bassins stéphaniens localisés sur la faille d'Argentat. Il semble que l'on puisse rapporter à la même période, un ensemble de roches à caractère filonien (sills et/ou dykes), constituant l'ultime manifestation vers le Nord du volcanisme alcalin, d'âge stéphaniens, largement développé sur les feuilles voisines Lacapelle-Marival, Figeac et Decazeville.

$h_5^{\Sigma\tau-e}$ . **Stéphaniens (?). Paléovolcanites (trachytes, rhyolites).** On a figuré, sous cette appellation plusieurs horizons volcaniques de caractère filonien (anciens sills ou dykes), largement développés dans l'unité de Saint-Paul-de-Vern—Terrou; n'excédant qu'exceptionnellement une dizaine de mètres de puissance, ils peuvent se suivre pour certains, parallèlement aux directions structurales régionales, sur plusieurs kilomètres.

Les roches sont de teinte claire, beiges à roses, tantôt finement bulleuses, tantôt massives, à grains toujours très fins; certaines présentent une cassure esquilleuse et conchoïdale. Elles sont le plus souvent aphyriques ou faiblement porphyriques avec des phénocristaux de biotite.

L'étude microscopique permet de distinguer deux types principaux. Le premier, trachytique, correspond à des laves à texture microlitique souvent

fluidale, avec des feldspaths en lattes (rare sanidine, plagioclase abondant et zoné), des biotites en phénocristaux aciculaires soulignant la fluidalité ; la mésoctase comprend les microlites (feldspaths) et un fond felsitique peu abondant qui peut représenter un ancien verre.

Le second, rhyolitique, se caractérise par le large développement d'une mésoctase felsitique (ancien verre) où s'observent localement des sphérolites (texture de dévitrification) à fins cristallites fibroradiés, quelques rares phénocristaux (feldspath alcalin, biotite chlorisée) et quelques microlites plagioclasiques (oligoclase). Le quartz n'est pratiquement jamais exprimé, mais les compositions chimiques données par M. Régnier (1973 ; tableau I, analyses 1,2) sont celles de rhyolites ( $\text{SiO}_2 > \text{à } 70 \%$ ) avec un caractère alcalin ou calco-alcalin et une nette tendance potassique.

**h5. Stéphanien. Conglomérats, grès arkosiques, psammites.** Le Stéphanien se développe au sein de bassins d'extension hectométrique, dont le remplissage sédimentaire est en totalité terrigène et comprend des conglomérats, des arénites, plus accessoirement des pélites.

Les conglomérats, de loin les plus abondants, renferment des galets variés, arrondis ou plus anguleux, de taille centimétrique à décimétrique, de provenance immédiate : granites, quartz, leptynites, micaschistes,... Le ciment est gréseux et grossier (grains supérieur ou égal à 1 mm) ou psammitique et fin ; il comporte quartz, feldspaths, micas (essentiellement muscovite) ; il est de teinte beige à rougeâtre, parfois grise.

Les arénites comprennent des grès arkosiques à clastes millimétriques de quartz, plagioclase, feldspath potassique perthitique (rare), muscovite, parfois biotite et tourmaline ; et des grès psammitiques plus fins, grisâtres à brun violacé, à muscovite abondante soulignant la stratification.

Ces dépôts, de caractère continentaux, résultent de l'érosion du socle voisin et d'un transport rapide au sein de dépressions limitées par des escarpements de failles, avec alternance de périodes tectoniquement «actives» (dépôts de matériel grossier) et plus calme (dépôts terrigènes fins).

### *FORMATIONS SECONDAIRES*

**t. Trias. Grès.** Les grès qui reposent sur le socle au Nord-Ouest de la carte prolongent ceux qui existent à l'Est sur la feuille Brive. La coupe de Carbonnet (coin nord-ouest de la feuille : x = 557,6 ; y = 299,8) donne sur une trentaine de mètres des alternances grès rouges argileux - grès conglomératiques bariolés - grès fins à stratifications horizontales ou entrecroisées, coupe comparable à celle fournie par la D38 sur la feuille Brive entre Saint-Julien-Meumont et Marcillac.

À noter que, comme dans cette région, le conglomérat de base composé de roches métamorphiques qu'on voyait aux alentours de Brive n'existe pas, le contact avec le socle se faisant avec des grès fins (*cf.* fig. 5, en pages centrales).

La même formation réapparaît au Sud de la faille E-W Padirac—Saint-Vincent-du-Pendit et se prolonge sur la carte Lacapelle-Marival ; là comme à Figeac, on observe de nouveau le conglomérat de base composé de roches métamorphiques.

Entre Biars-sur-Cère et Saint-Céré, le Trias n'affleure pas; dans les quelques petites fenêtres entre des failles où le socle métamorphique apparaît entre des terrains sédimentaires, c'est l'Hettangien inférieur qui repose directement sur le socle, montrant l'importance paléogéographique de cette ligne de fracture au Trias.

Ces grès peuvent être l'équivalent de ceux qui ont donné à Lacapelle-Marival et à Figeac une microflore hettangienne ; mais nul argument décisif ne corroborant cet âge sur le périmètre de la carte, en raison aussi de la paléogéographie différente de cette formation avec celle dite hettangienne, nous avons préféré garder la terminologie employée sur la feuille Brive afin de faciliter les corrélations.

**11. Hettangien inférieur. Grès, argilites vertes ou bariolées, dolomies en plaquettes.** Les formations attribuées à cet étage sont constituées à la base par une alternance de grès, argilites vertes ou bariolées et dolomies. Les ripple marks, les niveaux à pistes et à racines (dolomies pénétrées par des réseaux d'argile gréseuse verte) sont fréquents et témoignent des conditions de peu de profondeur des dépôts. C'est ce niveau qui, dans la partie orientale de la •feuille (v. *supra*), repose sur le socle. Dans les meilleurs coupes de ces terrains, en particulier à l'Est de La Grèze (en  $x = 565,30$  ;  $y = 287,45$ ), on peut estimer l'épaisseur de la formation à une quinzaine de mètres.

Au-dessus, 8 à 10 m de dolomies en plaquettes et d'argilites vertes montraient sur la carte Brive une palynologie plus diversifiée. Ce niveau vient de fournir, sur la carte Lacapelle-Marival, des dinoflagellés (*Dapcodinium priscum* ; de Vains, 1988) témoignant de conditions de mer plus ouverte des dépôts.

**12. Hettangien supérieur. Dolomies et cargneules.** Des dolomies plus ou moins altérées et cargneulisées constituent la masse de l'Hettangien supérieur estimée à 20-30 m. Ce niveau montre en sondage, sur la feuille Lacapelle-Marival, une très forte épaisseur d'anhydrite. Il semble bien que cette dernière ait été présente sur une grande partie de la bordure de l'Aquitaine et que ce soit sa dissolution (parfois très précoce) qui ait donné lieu à ce faciès bréchiq ue et cargneulisé, massif ou pulvérulent, toujours ocre, qu'on trouve identique de Brive à Figeac.

**13-4. Sinémurien. Calcaires fins sublithographiques et passées oolitiques.** Bien qu'aucune faune caractéristique n'ai été trouvée dans ces formations, elles sont considérées traditionnellement comme sinémuriennes (Sinémurien *s.s.*) (*cf.* fig. 5).

À la base, sur 20 à 25 m, des alternances de calcaires fins gris clair (micrites) et de calcaires dolomitiques argileux blanchâtres, sont très riches en stromatolites (algues) et fentes de dessiccation, témoignant de conditions

de dépôts peu profonds. Des pseudomorphoses de gypse, quelques éléments ligniteux, des gastéropodes, des arrêts de sédimentation à terriers complètent ce paysage encore très lagunaire (le meilleur affleurement est la carrière de Cornac :  $x = 563,89$  ;  $y = 290,48$ ).

Les niveaux supérieurs, sur une vingtaine de mètres, sont nettement plus marins : calcaires sublithographiques bleus et calcaires oolitiques plus clairs sont bien visibles au Nord de Saint-Céré, en particulier au Sud de Belmont-Bretenoux (de  $x = 563,100$  ;  $y = 287,350$  à  $x = 563,725$  ;  $y = 287,700$ ).

**Lotharingien.** 0,70 m d'un calcaire oolitique compris entre deux surfaces perforées par des lithophages, pourrait être attribué au Lotharingien. Ce niveau (non cartographiable à l'échelle du 1/50 000) repose sur un calcaire sublithographique bleu et est recouvert par des alternances de calcaires et de marnes du Carixien. Ce contact est visible d'une part à l'Est de La Bordarie ( $x = 563,725$  ;  $y = 287,700$ ), de l'autre à l'Ouest du Terrai ( $x = 562,725$  ;  $y = 289,350$ ). Bien que n'ayant pas fourni de faune, mais en raison de sa position stratigraphique comparable, nous considérons ce niveau comme synchrone de celui qui a fourni, à Figeac comme à Sévérac-le-Château, des ammonites du Lotharingien terminal (*Paltechioceras* surtout).

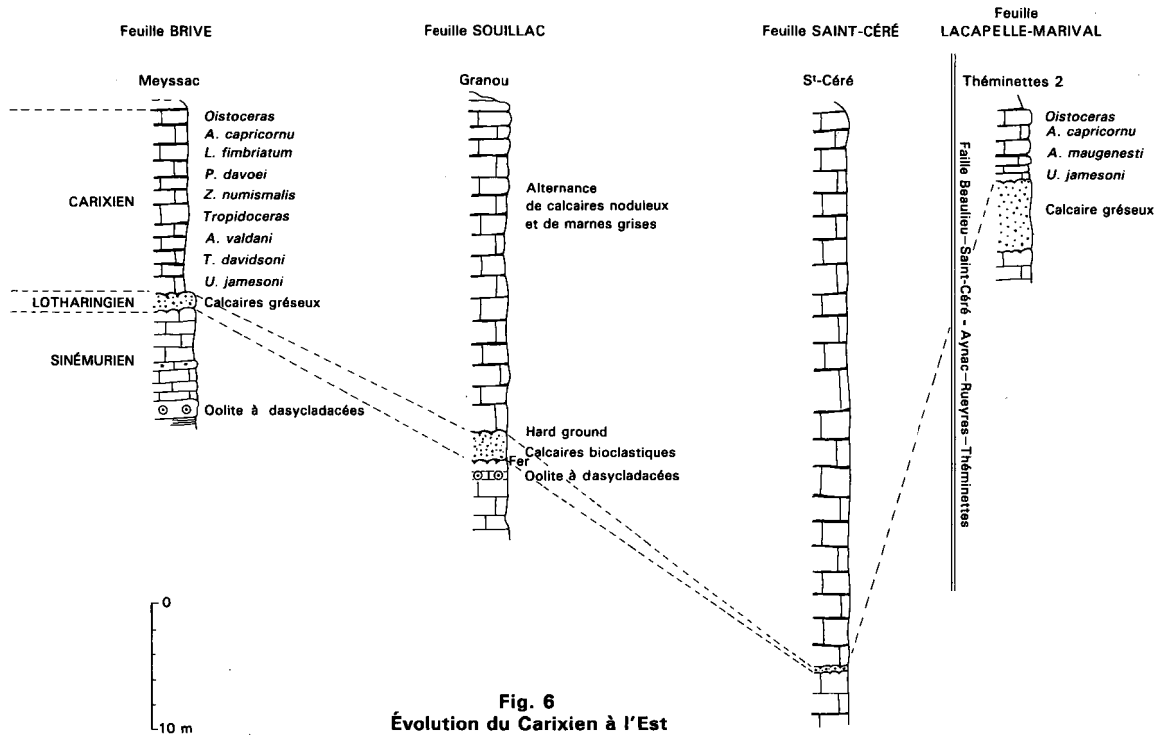
**l5. Carixien. Alternance de calcaires noduleux gris et de marnes grises feuilletées.** Les terrains attribués au Carixien sont surtout visibles aux alentours de Saint-Céré. Ils y atteignent 40 à 50 m aux buttes de Saint-Laurentles-Tours, du Pech-d'Embriou ou de Belmont-Bretenoux, continuant l'épaississement constaté sur la feuille Lacapelle-Marival. C'est, pour la bordure aquitaine, le maximum d'épaisseur de ces niveaux qui jalonnent à l'Ouest la faille de Saint-Céré—Beaulieu, prolongeant (avec un changement de direction) celle de Théminettes—Rueyres—Aynac (carte Lacapelle, voir schéma structural). À l'Est de Théminettes, un panneau de terrains sédimentaires conservés montre des terrains attribués au Carixien épais de quelques mètres seulement. C'est donc bien le jeu synsédimentaire de la faille (voir « Tectonique ») qui a occasionné l'épaississement de ce niveau.

Comme dans tous les faciès, les ammonites sont très rares mais il a été trouvé sur les feuilles voisines (Lacapelle et Souillac) toutes les ammonites de zone.

Les terrains attribués au Carixien s'amincissent vers l'Ouest sur la feuille Souillac ; cet amincissement est déjà sensible au Nord de Loubressac où ils n'auraient qu'une vingtaine de mètres d'épaisseur (fig. 6).

**l6a. Domérien inférieur. Marnes et argillites grises micacées (30 à 40 m).** Ce sont les « marnes à Margaritatus », généralement recouvertes par la végétation et donc peu visibles à l'affleurement. Ce niveau, attribué aux zones à Stokesi et à Margaritatus, s'est montré très peu fossilifère.

**l6b. Domérien supérieur. Calcaires bioclastiques, marnes à oolites ferrugineuses, calcaires roux.** À ce sous-étage sont attribués des calcaires et marnes qui affleurent très largement. De bas en haut, on trouve :



**Fig. 6**  
Évolution du Carixien à l'Est  
et à l'Ouest de Saint-Céré

• **Sous-zone à Solare.** À la base, au-dessus des « marnes à Margaritatus » franches, on peut observer, grâce à une coupe bien visible le long de la route D14 de La Poujade (carte Souillac) à Bonneviolle (puech Daudu: x = 557,700; y=287,350):

—2m d'alternance de calcaires bioclastiques à bélemnites et de marnes ;  
—5m d'une argile à oolites ferrugineuses emballant des lentilles décimétriques de calcaires à oolites ferrugineuses. Ce faciès, très beau à l'Ouest — carte Souillac —, disparaît ensuite. Par contre, des oolites ferrugineuses isolées se retrouvent dans ce niveau vers l'Est et le Sud-Est : Lacapelle et Figeac (fig- 7) ;

— 6 m de marnes grises plus ou moins consolidées.

• **Sous-zone à Hawskerense.** 14 m d'une alternance de calcaires bioclastiques à pectinidés (*Aequipecten aequivalvis*), bélemnites, grandes gryphées (*Gryphaea gigantea*) et entroques, sont coiffés par 2 m de calcaires massifs roux qui se terminent par une surface perforée.

17-8. **Toarcien. Marnes noires et oolites ferrugineuses (au sommet, lumachelle à gryphées et rhynchonelles).** Il est difficile de donner une épaisseur précise des marnes toarciennes (60 à 70 m ?) qui constituent un replat herbeux entre les falaises du Domérien supérieur et celles de l'Aalénien—Bajocien.

La base a pu être observée dans les déblais de la route D1 18 à l'Est de Loubressac (x = 558,7 ; y = 285,6) et a fourni des débris de schistes carton (zone à *Serpentinum*) et des alternances de calcaires et de marnes à *Hildoceras bifrons* (zone à Bifrons). L'ensemble peut avoir en coupe 10 à 15 m d'épaisseur.

Aucun affleurement n'a été trouvé concernant la partie moyenne du Toarcien, soit la cinquantaine de mètres correspondant aux zones à Variabilis et Thouarsense. Par contre, le sommet de cette zone et la partie supérieure du Toarcien sont bien visibles le long des routes qui descendent vers la Dordogne depuis le plateau bajocien.

C'est ainsi que dans la reculée d'Autoire comme le long de la route La Poujade—Bonneviolle à l'Ouest de Loubressac, on peut voir la coupe suivante (fig. 8) :

• Les marnes grises se chargent à leur sommet d'oolites ferrugineuses. Les ammonites abondent dans ce niveau, ce sont des *Grammoceras* qui indiquent le sommet de la **zone à Thouarsense**.

• Un banc calcaire de 0,50 m érodé à sa partie supérieure peut être attribué à la **zone à Insigne** grâce à sa richesse en *Pseudogrammoceras*.

• 2 m de marnes se chargeant au sommet d'oolites ferrugineuses ont fourni sur les feuilles voisines des *Dumortieria* (**zone à Pseudoradiosa**).

• 1,5m d'un calcaire riche en *Gryphaea sublobata* et rhynchonelles (*Homeorhynchia cynocephala*) est un repère remarquable qui persiste de Brive à Figeac. Les ammonites associées à cette faune sont, comme dans les 7 à 8 m de calcaires argileux qui surmontent ce banc, des *Pleydellia* (**zone à Aalensis**).



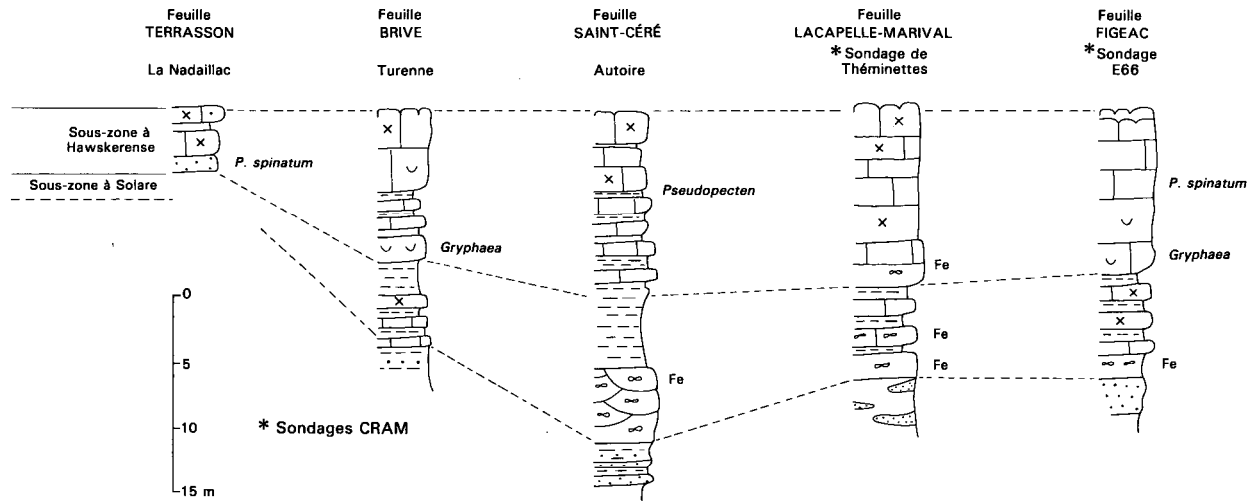


Fig. 7 - Évolution du Domérien supérieur de Terrasson à Figeac  
Coupes A. Lefavrais-Raymond

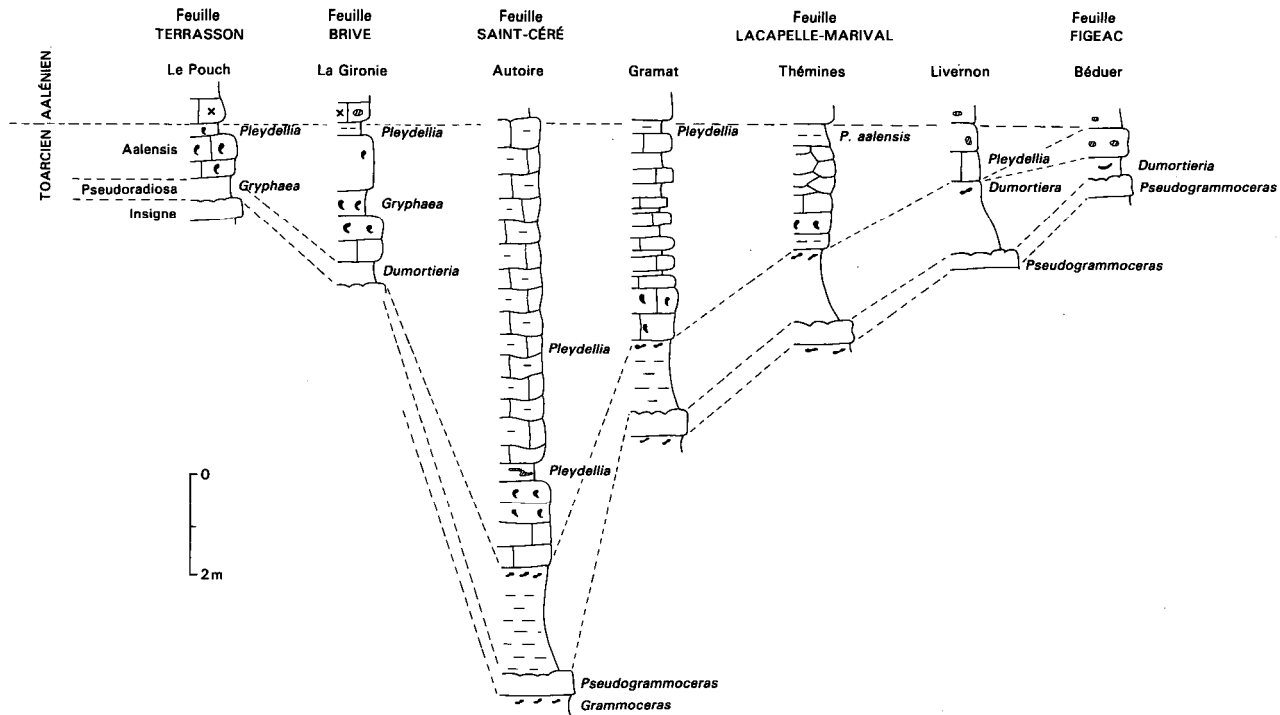


Fig. 8 - Évolution du Toarcien supérieur de Terrasson à Figeac  
 Coupes A. Lafavrais-Raymond avec G. Lablanche (Le Pouch et La Gironie), G. Astruc (Autoire, Gramat et Thémînes)

j0. **Aalénien. Marnes, calcaires roux à oncolites, calcaires à silex.** Sont attribués à l'Aalénien (fig. 9) :

- 4 à 5 m de marnes à passées de calcaires noduleux que l'on trouve sur les routes d'Autoire et à l'Ouest de Loubressac (voir *supra*) au-dessus des calcaires argileux à *Pleydellia*. C'est de ces niveaux que pourraient provenir les *Leioceras opalinum* trouvés dans les déblais de la route (**zone à Opalinum**).
- 5 à 6 m de calcaires roux finement bioclastiques à oncolites de plus en plus fréquents vers le sommet, et une dizaine de mètres de calcaires bioclastiques dolomitiques à stratification onduleuse, avec silex marron à cortex clair abondants, dans la même pâte que celle du niveau précédent (rousse, bioclastique, plus ou moins dolomitisée). Ces deux derniers faciès n'ont jamais donné de fossiles et on les rattache sous toutes réserves à la **zone à Murchisonae**. Ce sont ceux qu'on voit très généralement sur la carte et sur les cartes voisines quand on ne dispose pas une coupe complète de la série.

j1. **Bajocien. Calcaires oolitiques.** Épaisse de 60 m environ (sans arguments paléontologiques) dans la région d'Autoire, la formation attribuée à cet étage est presque entièrement oolitique ; elle constitue un calcaire blanc ou rosé à débris de fossiles (bioclastes) assez peu abondants dans un ciment microcristallin. Le classement des oolites est très variable, en général elles sont beaucoup moins bien calibrées que dans la région de Brive où elles ont dû être formées sur une plage aux vagues à action plus régulière.

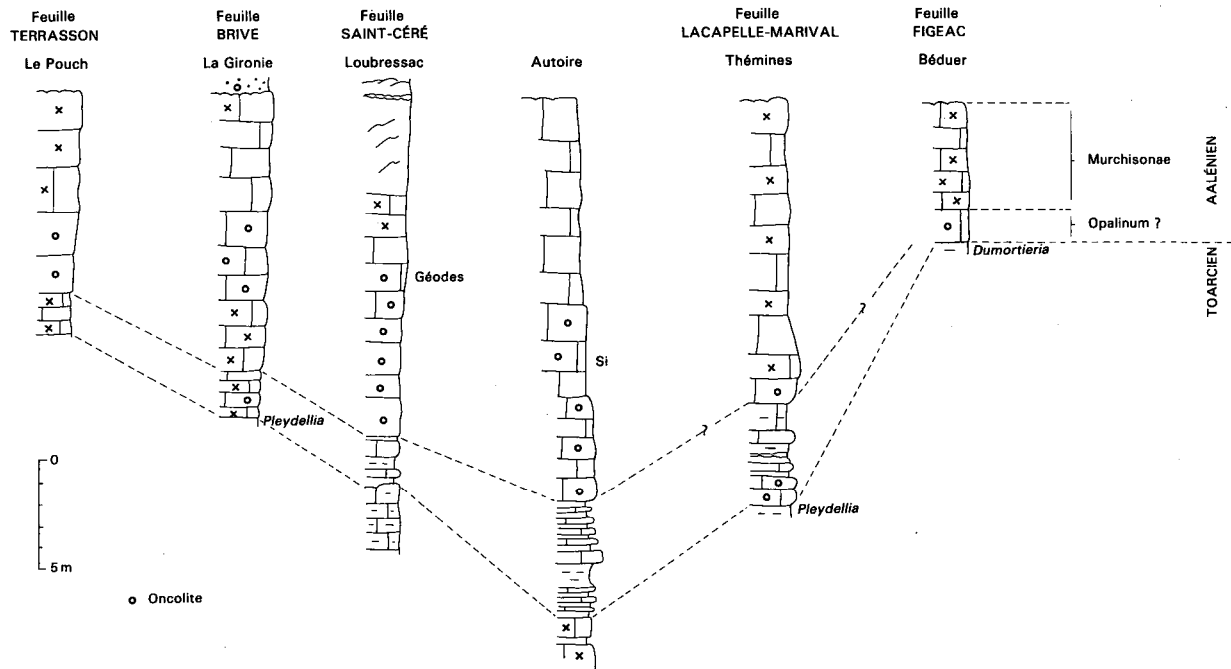
- Dans cette masse assez homogène on peut distinguer à Autoire :
- à la base, sur une surface rubéfiée (visible en x = 559,9 ; y = 283,3), 9 m d'un calcaire oolitique à stratification oblique. Cette « dune » oolitique est constituée de très fines oolites millimétriques ;
  - vers le milieu réapparaissent des niveaux à oncolites ;
  - un autre niveau d'un mètre environ d'oncolites roses, coiffe la série.

Cet ensemble de calcaires oolitiques est remplacé dans sa partie supérieure, en allant vers l'Ouest (carte Souillac), par des niveaux moins massifs et plus bioclastiques.

j2a. **Bathonien inférieur. Calcaires sublithographiques en gros bancs.** Les terrains attribués au Bathonien inférieur se présentent sous forme de calcaires cryptocristallins à bioclastes généralement rares, à structure plane et pseudomorphoses de cristaux d'évaporites fréquents.

Une soixantaine de mètres appartiendraient à ce niveau à Horaste (*in* Humbert, 1977). Quelques niveaux argileux s'intercalent dans les trois premiers mètres ; ils vont réapparaître au sommet de cette série.

j2b. **Bathonien supérieur. Calcaires à passées marneuses et calcaires bioclastiques.** Les terrains considérés comme du Bathonien supérieur sont beaucoup plus variés que ceux du Bathonien inférieur. À la base, des calcaires argileux, souvent plaquetés grâce à des joints centimétriques d'argile, évoquent les calcaires lacustres des régions proches (Figeac) ; mais ces niveaux, bien que déposés sous une faible tranche d'eau, restent marins : on y trouve des lamellibranches, des dents de *Leptidotus* (*in* Humbert), des bioclastes bruns ou noirs.



**Fig. 9 - Évolution de l'Aalénien de Terrasson à Figeac**  
 Coupes A. Lefavrais-Raymond avec G. Lablanche (Le Pouch et La Gironie), G. Astruc (Loubressac, Autoire et Thémines)

Au-dessus, les calcaires sont soit cryptocristallins, soit riches en oolites et bioclastes. Les pseudomorphoses d'évaporites sont fréquentes.

On peut estimer à une épaisseur de 60 à 70 m les terrains bathoniens visibles sur cette carte ; la partie supérieure de la formation n'affleure pas en effet, et le bon repère que constitue le calcaire construit à trocholines (pris comme base du Callovien) n'a jamais été trouvé.

### *FORMATION TERTIAIRE*

e. **Éocène. Argiles à graviers et galets de quartz.** Dans la région d'Astillac, au Nord-Ouest de la feuille, affleure une formation constituée par les restes les plus orientaux d'un recouvrement détritique qu'on trouve démantelé sur le Jurassique de Brive à Figeac.

Constitué d'argiles plus ou moins sableuses, rouges ou bariolées, à grains émoussés de quartz et galets de quartz patinés, ce faciès apparaît toujours vers 250 à 300 m d'altitude.

Des calcitisations affectent le sommet de cette formation. On peut les attribuer au régime palustre-lacustre de la fin de l'Éocène : l'instauration de lacs permet de dater d'une époque proche du Bartonien la formation de ces dépôts.

### *FORMATIONS QUATERNAIRES ALLUVIALES*

Fw. **Alluvions de la haute terrasse (80 m).** On les trouve en lambeaux peu épais à des cotes voisines de 210 à 220 m c'est-à-dire à 80 m environ au-dessus de l'étiage, en rive droite entre Astillac et Liourdres. On peut les observer en particulier à l'Ouest de Liourdres ( $x = 557,6$  ;  $y = 294,4$ ).

Ce sont des sables limoneux, ferrugineux, rougeâtres. Graviers et galets de quartz sont patinés. Les galets de granite, diorite ou schistes sont très altérés. C'est la présence de ces galets altérés et l'absence de calcitisation qui différencie ce niveau des placages éocènes, d'ailleurs à une altitude un peu supérieure.

Fx. **Alluvions de la basse terrasse (15-20 m).** À 15 m au-dessus du niveau de l'étiage, ces dépôts existent rive droite et gauche de la Dordogne et rive droite de la Bave.

Ce niveau facilement visible, s'observe particulièrement bien au Sud-Est de Bonneville où une butte de cette formation émerge de la plaine alluviale. Ce sont des limons sableux brun clair, avec parfois des lentilles de limon argileux brun. Les graviers de quartz sont peu émoussés. Les galets (compris entre 20 et 50 cm) sont peu altérés.

La fraîcheur de ces alluvions contraste avec celle de terrasses plus anciennes.

Sur la carte Brive à 1/80 000, G. Mouret avait considéré comme « sidérolithique » la terrasse de Glanes. Il est vrai qu'elle est formée par endroit d'argiles sableuses rouges qui rappellent beaucoup l'Éocène, mais la présence de galets de toute sorte, non altérés, ne laisse aucun doute sur le rattachement de ce niveau à la basse terrasse de la Dordogne.

Fy ; Fz. **Alluvions anciennes, récentes et actuelles.** La plaine alluviale est constituée de sables, graviers et galets calcaires d'une épaisseur d'une vingtaine de mètres, qui ont été exploités au Nord de Biars-sur-Cère.

Les confluent de la Cère et de la Bave avec la Dordogne ont provoqué à cet endroit un élargissement spectaculaire de la vallée. La distinction entre Fy et Fz (la première nappe surplombant la 2<sup>e</sup> de quelques mètres) peut d'ailleurs se faire presque uniquement dans ce secteur. La disparition de Fy au Sud d'Astillac, entre deux failles NW-SE, pourrait être due à un mouvement de néotectonique, la région d'Astillac jouant toujours le rôle d'un môle au-dessus du graben de Liourdres.

CF. **Colluvions et alluvions des vallées secondaires.** Des matériaux meubles occupent le fond de nombreuses vallées qui entaillent l'ensemble des formations sédimentaires de la feuille. Ces dépôts détritiques sont constitués d'éléments issus de l'érosion des formations lithologiques autochtones et transportés par les ruisseaux sur de courtes distances ; cette origine les différencie nettement des alluvions des grandes vallées nourries en partie par des matériaux provenant de l'érosion du Massif central.

### *FORMATIONS SUPERFICIELLES*

GP. **Grèzes** (appelées localement castine). Pratiquement toujours présents à la base de la falaise bajocienne, ces éboulis cryoclastiques sont surtout abondants sur le côté des vallons qui regarde l'Est (Ouest d'Autoire en particulier), mais ont été exploités ponctuellement un peu partout.

**Altérites sur socle.** On observe vers la marge orientale de la feuille, au S SE de Lamativie et aux alentours de Labastide-du-Haut-Mont, le développement de faciès d'altération des micaschistes. Ces altérites sont principalement constituées par des cailloutis à éléments anguleux de micaschistes et de fragments de quartz filoniens, emballés dans une matrice argilo-silteuse légèrement rubéfiée. Ces altérites pelliculaires (< 1 m) se localisent sur des replats peu marqués en sommet de versant.

## PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

### TECTONIQUE

#### Tectonique souple (socle)

(fig. 1 et 10, coupes et schéma structural)

Elle affecte les formations métamorphiques ; ces formations sont en effet impliquées dans une histoire tectonique polyphasée complexe, relevant du cycle varisque et s'étendant probablement du Dévonien au Carbonifère inférieur.

#### Déformations précoces

L'évolution débute en domaine profond ; elle est marquée par la succession de deux phases de déformation, D1 et D2, accompagnées de schistosité et associées à un métamorphisme de moyenne pression (« barrovien »).

• **Dans les formations de type Limousin** (unités de Leyme et de Saint-Paul-de-Vern—Terrou) la *phase D1* est celle d'acquisition de la schistosité S1, schistosité de type flux, rubanement transposant à toutes les échelles la stratification S0. Les plis associés à cette phase sont rarement observés et d'amplitude centimétrique à métrique. De tels plis ont été reconnus dans l'unité de Leyme sur la feuille voisine Lacapelle-Marival (au voisinage du village de Cros en  $x = 566,55$  ;  $y = 273,30$ ). On en observe aussi dessinés par des filons ou flonnets apliques ou pegmatitiques, fréquents dans les formations orthogneissiques de l'unité de Saint-Paul-de-Vern—Terrou (à la sortie de Saint-Céré en  $x = 565,95$  ;  $y = 283,70$ ). Dans tous les cas, ils sont isoclinaux, fortement anisopaques, et à charnières souvent anguleuses ; ils sont accompagnés d'une schistosité de plan axial fortement pénétrative correspondant à S1. En outre, dans les niveaux micaschisteux tout spécialement, des lentilles et veinules quartzzeuses ou quartzo-feldspathiques, boudinées et étirées, montrent, isolées dans le fond de la roche, des charnières très aplaties et serrées témoignant du caractère à la fois aplatissant et cisailant de la déformation. Les axes de plis mesurés ou matérialisés par la linéation d'intersection S1/S0 sont parallèles à la linéation minérale — allongement, étirement — marquée par des biotites isolées ou en amas polycristallins « en cigares », des hornblendes prismatiques, des quartz en fuseaux, des feldspaths. Tous ces éléments linéaires ont une direction moyenne N 140° à N 160° E, avec des plongements tantôt N (cas le plus fréquent), tantôt S.

La *phase D2* est marquée par des plis nombreux, centimétriques à décimétriques, de direction axiale voisine des précédents (N 140° E à N-S). Le style de ces plis, l'allure de la schistosité S2 associée, sont largement dépendants de la compétence du matériel : plis plus ouverts à charnières arrondies faiblement anisopaques, associés à une schistosité fruste dans les matériaux peu micacés et quartzo-feldspathiques ; plis isoclinaux semblables ou plus fortement anisopaques, avec schistosité S2 de type strain-slip à flux dans les termes micacés (micaschistes ou gneiss micacés) où la schistosité régionale est une surface composite SO-1-2. Cette schistosité faiblement oblique, voire parallèle à S1 dans les flancs des plis, devient perpendiculaire dans les charnières, y induisant un débit en « crayons » matérialisant l'intersection

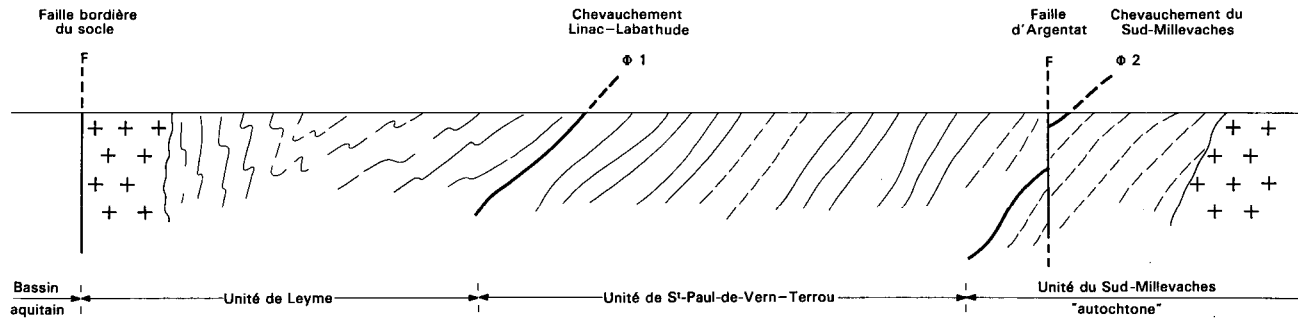


Fig. 10 - Coupe structurale schématique (P. L. Guillot)



S0-1/S2. Une linéation de gauffrage est souvent associée à ces plis dont elle matérialise la direction axiale. Le style et la distribution des plis mineurs D2, les relations angulaires S1/S2, suggèrent l'existence de structures D2 d'amplitude régionale, en particulier dans l'unité de Leyme (antiforme d'Aynac, synforme de Leyme ; Roubichou, 1979) telles qu'il en a été décrite plus au Nord en Bas-Limousin (feuilles Tulle, Saint-Yrieix).

• **Dans le Millevaches**, où dominent des formations micaschisteuses, les mêmes phases D1 et D2 se succèdent avec toutefois des *différences notables*.

La phase D1 et la schistosité S1 — schistosité de flux — ne s'observent plus qu'au niveau de rares charnières de plis très aplaties dessinées par la stratification S0 ou des filonnets quartzeux, plis reconnus le plus souvent au microscope, plus rarement à l'affleurement, dans les termes micaschisteux ; cette schistosité persiste aussi dans des grenats ou parfois de grandes albites sous forme de traînées d'inclusions. Dans les gneiss et leptynites, elle correspond au rubanement.

La phase D2, d'importance régionale, est plus marquée que dans les formations « limousines », avec des plis très nombreux, d'amplitude centimétrique à décamétrique au moins, associés à une schistosité de plan axial S2 et à une phase de métamorphisme en conditions du faciès amphibolite.

Dans les micaschistes et gneiss micacés qui constituent l'ossature régionale, les plis très aplatés sont fortement anisopaques ; la schistosité associée, très pénétrative, est de type « plis-fracture », évoluée — avec d'étroits micro-litons conservant la trace de S1 —, à flux, et transpose les surfaces antérieures S0 et S1, aboutissant alors à une foliation régionale composite S0-1-2.

Dans les niveaux quartzo-feldspathiques, leptynites plus particulièrement, les plis sont de type semblable, la schistosité S2 plus discrète.

Associées à ces plis, dont les axes sont souvent soulignés par une linéation d'intersection S1/S2, on note l'omniprésence d'une linéation minérale — biotite et/ou tourmaline —, ainsi qu'une fine crénulation. Tous ces éléments linéaires, ainsi que les axes de plis P2, oscillent entre N 110° et N 160° E avec des plongements NW ou SE largement influencés par les déformations postérieures.

Comme dans les formations «limousines», la distribution des plis mineurs D2 suggère l'existence de structure d'amplitude hecto- à kilométrique, déversées semble-t-il vers l'WNW, ainsi que cela a été montré immédiatement plus au Nord (secteur d'Argentat ; Ledru et Autran, 1987).

La mise en oeuvre des méthodes désormais classiques de l'analyse cinématique (asymétrie et regard des plis, rotations et tronçonnages des minéraux reliques — « yeux » feldspathiques dans les orthogneiss — ou synmétamorphes — grenats...) indique que ces déformations accompagnent des déplacements du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Ces déplacements sont contemporains d'une phase de collision continentale (collision du bloc ébro-aquitain sur la marge de l'Europe moyenne ; Autran et Cogné, 1980) d'âge dévonien moyen-supérieur, au cours de laquelle la croûte est découpée en unités empilées les unes sur les autres et constituant autant de nappes séparées par des contacts cisailants plats jalonnés de mylonites : tels sont les accidents de Linac—Labathude à l'Ouest, du Sud-Millevaches plus à l'Est, le long desquels l'unité de Leyme (= Thiviers—Payzac) chevauche

l'unité de Saint-Paul-de-Vern—Terrou (= unité inférieure des gneiss), laquelle chevauche à son tour les micaschistes du Sud-Millevalches (= unité de la Dronne) (fig. 10). Le premier, qui se prolonge largement vers le Sud (feuilles Lacapelle-Marival et Figeac), comprend une zone mylonitique d'épaisseur hectométrique ayant fonctionné en conditions mésozonales. Le second a dû fonctionner dans des conditions minimales correspondant au domaine de stabilité du grenat, mais les mylonites y sont le plus souvent rétomorphosées en conditions épizonales, étant reprises dans la faille d'Argentat dont le tracé se superpose le plus souvent à ce chevauchement (fig. 10).

Cette structuration en nappes paraît acquise à la fin de la phase de déformation D1, la phase D2 traduisant des conditions de déformation de plus en plus profonde au travers l'empilement de nappes de l'unité de Leyme à structuration D2 modérée, jusqu'à l'unité du Sud-Millevalches à structuration D2 prédominante.

### Déformations tardives

Le bâti ainsi structuré est repris par des déformations tardives, plus superficielles, sans schistosité associée en règle générale.

- **Dans les formations de type Limousin**, des plis D3 d'amplitude métrique à décamétrique, isopaques, de direction axiale moyenne N160° E, à charnière ouverte et plans axiaux proches de la verticale, s'intègrent dans le flanc occidental d'une antiforme à grand rayon de courbure tronquée par la faille d'Argentat et basculant les structures antérieures. Enfin, comme en Bas-Limousin, on connaît des plis D4 en chevrons ou kink-bands à axes fortement redressés de direction N 70° E en moyenne, associés à un système de diaclases de même direction.

- **Dans les formations de type Millevalches**, la foliation régionale composite SO-1-2 est déformée par des plis en chevrons ou kink-bands, très nombreux, de direction axiale N 120° à N 160° E — et leurs conjugués N 60° E à N 90° E —, plis associés parfois à une schistosité S3 de fracture. Des plis, plus ouverts encore et qui ne sont souvent que de simples ondulations métriques à décamétriques, semblent leur succéder. Deux familles ont pu être discernées : E-W à fort plongement (50-60°) soit à l'Est, soit à l'Ouest, N-S à subméridien avec des plongements plus faibles. Ces derniers plis pourraient être contemporains de mégastructures affectant l'ensemble du bâti, mégastructures droites à plans axiaux proches de la verticale dont la plus remarquable est l'antiforme Sousceyrac—Comiac—Camps, dont le cœur est occupé par le leucogranite de Gouilles.

### Tectonique cassante (socle et couverture)

#### Les failles

Contrairement à ce qui se passe sur la feuille Lacapelle-Marival, peu de failles perturbent les dépôts secondaires. Seule la faille de Padirac—Saint-

Vincent-du-Pendit (elle se prolonge sur la feuille Souillac) a une grande continuité et un rejet très important (300 m environ).

Les grandes directions structurales sont :

• **Direction N-S (à NW-SE).** Cette direction prédomine dans le socle, avec tout particulièrement la faille d'Argentat, de direction ici subméridienne, mais qui s'infléchit au NW-SE sur la feuille voisine Lacapelle-Marival. Cette faille, qu'il ne faut pas confondre avec le chevauchement du Sud-Millevaches (cf. *supra* et fig. 10), a joué de façon polyphasée au cours du Carbonifère et en conditions de plus en plus superficielles. Selon I. Feix *et al.* (1987), I. Feix (1988), P.L. Guillot *et al.* (1987), à un premier stade « décrochant » — plus ou moins contemporain de la mise en place des leucogranites « en extrusion dextre » — en conditions ductiles à semi-ductiles correspondant au domaine de stabilité chlorite-biotite (T comprise entre 300-400° C, P voisine de 2kbar), succède un épisode en faille normale, remontant en horst le compartiment Millevaches et s'accompagnant d'un large développement (quelques dizaines jusqu'à cent mètres) de cataclasites.

Cette direction marque aussi, au moins en partie, la limite orientale du leucogranite de Gouilles, ainsi que la bordure occidentale du complexe granitique Saint-Julien-aux-Bois—Gour-Noir. Enfin, c'est cette direction qui marque la limite socle-couverture.

• **Direction NE-SW.** Peu représentée dans le socle, cette direction n'est guère visible qu'en de courts tronçons relayant les failles précédentes ; les plus marquantes sont les failles de Saint-Céré—Lagineste et Saint-Vincent-du-Pendit.

• **Direction W-E (à NW-SE).** Elle est fort bien représentée dans la couverture par une faille-flexure peu importante par son rejet : la faille de Saint-Jean-Lespinasse, de même orientation que la faille de Padirac—Saint-Vincent-du-Pendit plus méridionale; cette dernière, importante, est certainement, comme les failles de la même famille situées sur la feuille voisine Lacapelle, un accident incliné et de caractère chevauchant, ce que suggère son tracé onduleux.

Cette direction, plus infléchie vers le Nord-Ouest, est représentée dans le socle, particulièrement au Sud de la vallée de la Cère.

### Histoire tectonique

Les premiers événements tectoniques caractérisés par une déformation cassante sont tardi-hercyniens (Carbonifère). La mise en nappes du bâti, alors achevée, celui-ci évolue maintenant en blocs, jouant d'abord en décrochements et en conditions encore ductiles ; ces décrochements semblent peu marqués dans le domaine de la feuille Saint-Céré, alors qu'ils sont omniprésents plus au Nord en Bas-Limousin. Par la suite, les accidents évoluent en conditions plus superficielles et sont soulignés par des mylonites « froides », cataclasites *l.s.* Tel est le cas de la faille d'Argentat, dont le jeu essentiel en faille normale remonte en horst le compartiment oriental Millevaches et le long de laquelle, à la faveur d'accidents décrochants conjugués

(N 120 à N 140° E senestres, N 60 à N 90° E dextres), s'ouvrent de petits bassins à remplissage détritique d'âge stéphanien.

L'absence de dépôts permien à la bordure sédimentaire de la feuille ne permet pas de caractériser d'événements tectoniques marquants à la fin du Paléozoïque.

- La **distension E-W**, qui provoque dès le début du Lias des fractures N-S, est moins bien repérable que sur les cartes situées plus au Sud (Lacapelle-Marival et Figeac).

Son jeu (fin Lotharingien—début Carixien) est cependant évident, les terrains attribués à cet âge ayant de 40 à 50 m d'épaisseur, mais le panneau de Carixien réduit qui, sur Lacapelle, jalonne le socle, a disparu et la faille anté-carixienne est ici reprise par le système de failles de bordure sédimentaire-cristallin, composé de tronçons NW-SE, N-S ou même SW-NE.

Il est possible qu'une faille N-S, de même âge mais assez mal repérable, sépare à l'Ouest de Belmont-Bretenoux le panneau à Carixien très épais, d'un autre plus réduit (20m environ, voir « Description des terrains »).

- Les **compressions N-S** dues à l'une des dernières phases de compression alpine, seraient néogènes. Elles sont responsables de l'état actuel des discontinuités cartographiées, en particulier de la faille de Padirac—Saint-Vincent-du-Pendit. Cette dernière, très complexe, a joué lors des deux premiers compressions (NE-SW : N 40° E puis NNW-SEE : N 160° E) en décrochement senestre puis dextre ; et lors de la dernière compression (N-S : N 20° E), en faille inverse puis en décrochement dextre, le tout accompagné de plissements.

## MÉTAMORPHISME

Le bâti varisque de la bordure sud-ouest du Massif central se caractérise par une évolution métamorphique polypasée (fig. 1).

### Formations de type Limousin

Le régime métamorphique qui prévaut est un régime de type «barrovien », atteignant partout le faciès amphibolite.

- **Dans l'unité de Leyme**, les paragenèses des formations paradérivées péliques comportent toujours de l'almandin qu'accompagne la staurotide lors que le chimisme des roches le permet ; le disthène a même été observé au voisinage du plan de chevauchement que représente l'accident de Linac—Labathude sur la feuille voisine Lacapelle-Marival, dans la vallée du Celé. Le métamorphisme atteint sa culmination au cours de la phase D1, avec des conditions P-T que l'on peut estimer à 6 kbar environ et 600 à 620 °C. Selon P. Roubichou (1979), la staurotide resterait stable dans l'intervalle D1 et D2 et lors de D2. Des migmatites syn-D2 peuvent apparaître sporadiquement dans des conditions voisines de 600 °C et 6 kbar, avec des mobilisats caractérisés par l'absence de feldspaths potassiques.

• **Dans l'unité de Saint-Paul-de-Vern—Terrou**, les paragenèses comportent, dans les mêmes types de matériaux, disthène et sillimanite ; les conditions P-T lors de la phase D1 sont voisines de celles relevées dans l'unité de Leyme : 650-660 ° C, 6 kbar, environ. Le métamorphisme se poursuit en conditions du faciès amphibolite pendant la phase D2 (micas en « arcs polygonaux », hornblendes polygonisées dans les charnières de plis D2) et l'on note l'apparition sporadique de mobilisats anatectiques dans les niveaux leptyniques quartzo-feldspathiques.

Des témoins d'un épisode métamorphique n'ayant affecté que la seule unité de Saint-Paul-de-Vern—Terrou, ont été retrouvés au sein d'un corps éclogitique largement amphibolitisé dans les environs de Gagnac-sur-Cère. De telles éclogites sont, par contre, plus fréquentes au sein du complexe leptyno-amphibolique ( $\lambda_{bi}^{3-4}$ ) sur la feuille voisine Lacapelle-Marival.

### **Formations de type Millevaches**

Le métamorphisme lié à la phase D1 ne subsiste plus qu'à l'état relique — grenat, biotite, muscovite, silicates d'alumine (?) — préservé soit au sein de microlithons, soit en inclusions définissant une schistosité interne au sein de blastes albitiques post-D1 et anté-D2.

Le métamorphisme principal et syn- à post-D2. La disposition des isogradés est largement influencée par la géométrie des structures tardives subméridiennes, et plus particulièrement par les antiformes occupées au cœur par les leucogranites. La succession de 4 zones est particulièrement remarquable, dans la vallée de la Cère, au niveau de l'antiforme de Camps—Souceyrac. De la faille d'Argentat à l'Ouest aux leucogranites de Gouilles vers l'Est, le métamorphisme est prograde avec la succession des zones suivantes : zone à almandin seul, à almandin et staurotide, à almandin et sillimanite. L'anatexie post-D2 est atteinte au cœur de l'antiforme, avec des conditions P-T estimées par G. Monier (1980) à 4-6 kbar pour des températures de 650 à 700 °C.

Postérieurement, la mise en place des granitoïdes développe dans l'encaissant des paragenèses à cordiérite et andalousite dans des conditions P-T estimées par I. Feix (1988) à 2kbar et 580 °C.

## **RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS**

### **HYDROGÉOLOGIE**

Les ressources des aquifères sont conditionnées par les facteurs principaux suivants : la pluie efficace (quantité d'eau de pluie qui ruisselle et s'infiltré dans le sol), les conditions d'alimentation aux limites de l'aquifère (relations avec les rivières, avec d'autres aquifères), la porosité et la perméabilité, la fracturation des calcaires, la solubilité des roches carbonatées (karstification), la structure des corps sédimentaires, l'évolution géomorphologique des aires d'affleurement.

Dans le cadre de la feuille, ces facteurs déterminent trois catégories de réservoirs correspondant à des ensembles lithologiques. On distingue ainsi :

- des réservoirs à porosité de fissures et d'interstices dans le socle paléozoïque et ses altérations ;
- des réservoirs à porosité de fissures et de chenaux karstiques dans certaines formations : Lias inférieur, Jurassique moyen ;
- des réservoirs à porosité d'interstices dans les terrains tertiaires et les alluvions des vallées secondaires.

Ces aquifères ont fait l'objet d'une description détaillée dans le cadre de l'évaluation des ressources hydrauliques du département du Lot par le BRGM (Soulé, 1976).

### **Aquifères du socle paléozoïque**

Les formations métamorphiques et cristallines paléozoïques sont imperméables dans leur masse ; seule la frange d'altération superficielle peut présenter une certaine perméabilité. Ces écoulements superficiels qui s'effectuent suivant les pentes, donnent des petites sources de tête de vallon (captages de Calviac, 810-3-9 ; Tessieu, 810-2-5), offrant des débits généralement inférieur à 3l/s.

Les fractures qui affectent ces séries, associées aux filons de quartz notamment, peuvent également jouer le rôle de drains préférentiels.

### **Aquifère du Lias inférieur**

Au-dessus des formations détritiques ou argileuses de la base (Hettangien basai ou Trias supérieur ?) qui constituent un mur imperméable, les dépôts carbonatés de l'Hettangien, du Sinémurien, du Lotharingien et du Carixien, constituent un réservoir aquifère de fissures et de chenaux karstiques.

La fontaine de Ban (810-5-10, commune de Saint-Laurent-les-Tours) est l'exutoire d'un système karstique qui se localise dans les dolomies et calcaires de l'Hettangien et du Sinémurien.

En direction de l'Ouest, cet aquifère s'enfonce progressivement sous le Lias moyen et supérieur argilo-marneux, pour constituer un aquifère captif; la source minérale de Buscueille (810-5-11, com. de Prudhomat), sulfatée calcique, est un exutoire de cet aquifère certainement localisé sur des fractures masquées par les alluvions de la Bave.

Il existe également, au sein des formations marneuses du Lias supérieur, un aquifère karstique dans le Domérien supérieur calcaire, mais son extension est réduite.

### **Aquifère du Jurassique moyen**

Essentiellement carbonatée, cette série de plus de 150 m d'épaisseur sur le territoire de la feuille, est le siège d'importantes circulations aquifères de

type karstique ; elle forme l'« aquifère principal du Jurassique ». Ses caractéristiques sont analogues à celles du Lias calcaire, le niveau de base des circulations étant constitué par le Lias marneux.

Localisé au Nord de la faille de Padirac—Saint-Vincent-du-Pendit, une bande calcaire (Aalénien à Bathonien) forme l'ossature des petits causses d'Autoire, de Benne, des Césarines et de Lauriol. Ceux-ci, limités par de profondes reculées, forment des promontoires dominant les vallées de la Dordogne et de la Bave.

Deux systèmes karstiques s'individualisent sur les causses de Benne et de Césarines :

—le ruisseau qui s'enfouit à la perte de la Marbrière alimenterait la résurgence du Merdalou dans la reculée de Presque ;

—celui qui se perd au gouffre de la Bouffio de Benne s'écoule en direction des résurgences de Mandines et du Tourel (relation prouvée par traçage).

### **Aquifère des terrains tertiaires**

Les « argiles à graviers » recouvrant les terrains jurassiques au Nord-Ouest d'Astaillac peuvent localement constituer une nappe aquifère. Généralement captée par puits, cette ressource est peu importante.

Les placages d'argiles à graviers peuvent aussi contribuer à améliorer par filtration la qualité des eaux et à régulariser l'infiltration vers les systèmes karstiques sous-jacents.

### **Aquifères des terrains quaternaires**

• **Aquifère des alluvions de la vallée de la Dordogne.** Localisées au Nord-Ouest de la feuille, ces alluvions constituent un aquifère subordonné à la rivière. Elles renferment une nappe qui peut être alimentée par la Dordogne, et par le karst sous-jacent dont la charge hydraulique est supérieure au niveau d'eau de la nappe alluviale et de la Dordogne.

Cette importante ressource, captée par puits, est utilisée pour l'alimentation en eau potable de la plupart des agglomérations de la vallée.

• **Aquifère des alluvions des vallées secondaires.** Exceptions faites des alluvions des vallées de la Cère en aval de La Brugales et de la Bave en aval de Saint-Céré, qui localement peuvent posséder une nappe aquifère, ces alluvions constituent un réservoir médiocre : de composition argilo-limoneuse, elles sont très peu perméables.

Dans certaines vallées, quelques accumulations locales de cailloutis forment des aquifères exploitables pour des besoins locaux. Dans ce cas, des puits ou des excavations, qui ajoutent une réserve d'eau à la productivité de l'ouvrage, permettent des débits d'exploitation suffisants pour l'irrigation des cultures.

## CARRIÈRES

### Calcaires

Les micrites et calcaires oolitiques et graveleux du Jurassique (Sinémurien, Bajocien et Bathonien), particulièrement durs, présentent des intérêts divers pour la construction et la voirie. À notre connaissance, sur le territoire de la feuille ces calcaires ne font l'objet que d'exploitations artisanales sporadiques.

### Grèzes (appelées localement castines)

Ces éboulis cryoclastiques sont ponctuellement exploités dans l'aire d'affleurements des calcaires et dolomies jurassiques. Ces grèzes ne constituent qu'un matériau médiocre réservé à l'empierrement des chemins.

### Sables et graviers

Les alluvions des terrasses et du lit vif de la Dordogne et de la Cère renferment des sables et graviers, mais ceux-ci, qui ont été exploités à Biars-sur-Cère, ne le sont plus actuellement.

### Roches du socle

Il n'existe, à notre connaissance, aucune carrière en activité dans le socle.

## GÎTES MINÉRAUX

La feuille Saint-Céré est une des plus pauvres du Massif central en gîtes minéraux ; seuls sont à noter quelques indices de *barytine*, surtout autour de Saint-Vincent-du-Pendit, et les indices *d'uranium* de la région de Sousceyrac.

### Barytine

Mis à part deux petites occurrences de barytine dans la couverture sédimentaire (Moulin-Haut et Coste-Longue), représentées par de faibles imprégnations de SO<sub>4</sub> Ba dans les grès de base de la transgression mésozoïque, les autres indices sont essentiellement filoniens : filons de dimensions modestes, de directions N 110° E à N 150° E, très généralement encaissés dans le socle. Si leur longueur peut parfois atteindre quelques centaines de mètres (400 m au Bardet), les puissances sont médiocres (quelques dizaines de centimètres, presque toujours inférieures au mètre). Les paragenèses sont simples : barytine, localement quelques sulfures (blende surtout, comme à Pédauque ; galène), parfois un peu de fluorine (Méjanassère) ; les gangues sont essentiellement constituées de silice et de carbonates.

Au plan économique, quelques carrières ont été ouvertes au début du 20<sup>e</sup> siècle sur divers sites autour de Saint-Vincent-du-Pendit, Bannes, Saint-Céré ; les productions de l'époque sont estimées à une dizaine de milliers de



tonnes. Pour fixer les idées, cela représente la production d'un filon virtuel de 50 m de long x 50 m de haut x 1 m de puissance ; c'est très faible.

Entre les deux guerres, l'exploitation s'est principalement exercée sur Les filons de Bardet et de Bel-Castel : au total, environ 20 000t de barytine extraites.

Après la guerre, on note une tentative au Cayrol (1948), vite abandonnée après extraction de quelques centaines de mètres.

Plus récemment, le BRGM (1974-1978) a exploré plus à fond deux filons dont les dimensions et les avals offraient quelques espoirs :

—à Méjanassère, la reconnaissance est allée jusqu'au stade des sondages carottés. Malgré la présence de galène et d'un peu de fluorine, aucun impact économique n'a été reconnu ;

—à Pédauque, la prospection avait montré des longueurs intéressantes (plus de 1 000 m). Les sondages percutants courts laissaient espérer des enrichissements en sulfures (blende et galène) vers l'aval. Huit sondages carottés (855 m au total) ont bien montré vers — 80 /—100 m le passage de la structure filonienne sur 1 250 m ; mais elle est formée d'une brèche à silice, carbonates, barytine, de 1 à 2 m de puissance et dans laquelle la teneur Pb + Zn atteint seulement 5 à 6 % dans les meilleurs des cas.

### **Uranium**

De petits indices d'uranium (autunite et chalcopryrite) existent dans la région de Sousceyrac, dans des zones broyées des leucogranites. Ils ont été l'objet à diverses reprises de travaux de recherche par tranchées, puits et sondages percutants (Le Cassan, Bournac).

Au cours de ces recherches, quelques centaines de kilogrammes d'U métal ont été extraits.

### **Arsenic**

Un indice localisé sur la commune de Saint-Vincent-du-Pendit présente une minéralisation fissurale en pyrite et mispickel.

Les caractéristiques des indices et gîtes minéraux recensés sur la feuille sont résumées dans les tableaux en annexe.

## ***OCCUPATION DU SOL***

Toute la partie cristalline de la feuille Saint-Céré forme un plateau largement boisé, peu fertile et à l'habitat très dispersé ; la région sédimentaire comprend de nombreux petits causses : Lias inférieur (Hettangien ou Sinémurien) ou Dogger. Les cultures y sont pauvres. À signaler le vin de Glanes qui jouit régionalement d'une certaine réputation.

Seules les vallées larges et fertiles voient des concentrations de populations. Là se trouvent les grandes villes : Beaulieu, Biars-sur-Cère, Bretenoux et Saint-Céré. Si quelques industries s'y sont installés (confiserie à Biars-sur-Cère), c'est le tourisme qui y occasionne actuellement le plus d'activité. Il est vrai qu'églises romanes (le tympan de Beaulieu est justement célèbre) et châteaux y abondent. Parmi ces derniers, les tours de Saint-Laurent au Nord de Saint-Céré abritent les tapisseries de Lurcat, et ceux de Castelnau, Autoire, Loubressac sont renommés.

Et comme la vallée de la Dordogne toute entière regorge de sites prestigieux (de Carennac à Souillac !), la population estivale est très abondante.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### *SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES*

#### **Formations sédimentaires**

La manière la plus spectaculaire de faire connaissance avec la région de Saint-Céré est d'arriver par le Sud. Partant des routes nationales 677 et 673 (venant de Gramat et d'Alvignac), une petite route (D 38) indique Autoire. On observe dans les talus de cette dernière les alternances d'argilites vertes et de dolomies litées de l'Hettangien inférieur, puis le long du bois, les cargneules de l'Hettangien supérieur. Quand la route franchit un pont sur le ruisseau, apparaissent brutalement grâce à la faille de Padirac—Saint-Vincent-du-Pendit, les calcaires massifs gris du Bathonien. Redressés, plissés, ils forment même de petits anticlinaux (plus ou moins faillés) dus au serrage entre la faille de Padirac et celle moins importante de Siran qui apparaît au tournant de la route.

De là, un paysage de « reculée jurassienne » se présente au visiteur. Le plateau bajocien a été entaillé par l'érosion du ruisseau et forme une falaise au-dessous de laquelle apparaissent les pentes marneuses du Toarcien. On voit au loin la vallée de la Dordogne d'où émergent à l'Est les tours de Saint-Céré, au Nord le château de Castelnau. Si on descend la route vers Autoire, le parement droit de la route montre, passés les calcaires sublithographiques bathoniens tronqués par la faille de Siran, les calcaires ocre du Bajocien moins bien réglés et à pâte plus grossière (bioclastes, oolites). Dans une petite carrière on voit la « dune oolitique » dont les couches ont maintenant un pendage N et sont discordantes sur les calcaires aaléniens microcristallins, gris ou roux, qui se chargent de silex puis d'oncolites. Vers la base, les calcaires alternent avec des lits marneux, et on passe ainsi au sommet du Toarcien avec la lumachelle à gryphées et rhynchonelles (*Homeorhynchia cynocephala*), mais la coupe est ensuite très mauvaise (une meilleure est donnée à l'Ouest, sur la feuille Souillac, par la route D 14 vers La Poujade). Par contre on bénéficie toujours d'un très beau paysage et on traverse bientôt le charmant village d'Autoire où château et bâtisses bourgeoises méritent le détour.

À la sortie du bourg, prendre à gauche la D 135, sur Loubressac. On roule toujours sur les marnes toarciennes et quelques *Harporceras* ont été trouvés au carrefour de la D135 avec la D118.

Passé Loubressac, lui aussi plein de caractère et d'où l'on a une très belle vue sur la vallée de la Dordogne et le château de Castelnaud, on redescend vers la vallée par la D 14. Une très belle coupe du Domérien est visible le long de la route, en particulier la masse d'oolites ferrugineuses qui existe dans ce secteur à la base du Domérien supérieur.

Il faut traverser la Bave pour voir les terrains inférieurs de la série stratigraphique du Lias. Les affleurements sont en général très fragmentaires. En passant par la D 43 à Prudhomat et Saint-Michel-Loubejou, circuit presque constant sur le Domérien supérieur (au château de Castelnaud en particulier, le faciès à oolites ferrugineuses est bien visible), on arrive à Belmont-Bretonoux. Peu avant le cimetière on a le contact entre marnes du Domérien sur calcaires et marnes du Carixien, et au Sud du village, au Nord-Est de La Borderie ( $x = 563,725$  ;  $y = 287,700$ ), on peut voir 1 m de calcaires et marnes gréseuses du Carixien reposant sur 0,70 m de calcaire oolitique lotharingien lui-même au contact, par une surface perforée, avec le calcaire sublithographique du Sinémurien.

Si on continue vers l'Est par la D 43 on peut, entre Pech-de-Fage et Le Grèze, observer l'Hettangien inférieur reposant sur le socle (accès plus difficile que les affleurements précédents). De là on peut gagner la partie métamorphique.

### Formations métamorphiques et roches plutoniques

De Pech-de-Fage on gagnera la localité de Cornac (*via* Belmont-Bretonoux, puis la N 140 jusqu'au lieu-dit Oyes en passant ensuite par Le Terrai) à l'entrée de la vallée du Mamoul. De Cornac jusqu'à la localité de Teyssieu on peut observer successivement et dans d'excellentes conditions d'affleurement (fig. 11) :

- (1) Leptynites ( $\lambda^{34}\text{bi}(\text{ho})$ )
- (2) Leptynites sombres à biotites et amphiboles ( $\lambda^4\text{ho}$ ).
- (3) Gneiss micacés et micaschistes à deux micas ( $\zeta^{12}\text{bi-mu}$ ) avec intercalations d'amphibolites ( $\delta^{11}$ ).
- (4) Amphibolites ocellées ( $\delta^{11}$ ), gneiss micacés et micaschistes ( $\zeta^{12}\text{bi-mu}$ ).
- (5) Granite à grain moyen, à biotite ( $\gamma^{34}$ ).
- (6) De nouveau un ensemble de gneiss plagioclasiques micacés et micaschistes ( $\zeta^{12}\text{bi-mu}$ ) avec intercalation d'amphibolite ( $\delta^{11}$ ).
- (7) Conglomérats stéphaniens (hs).

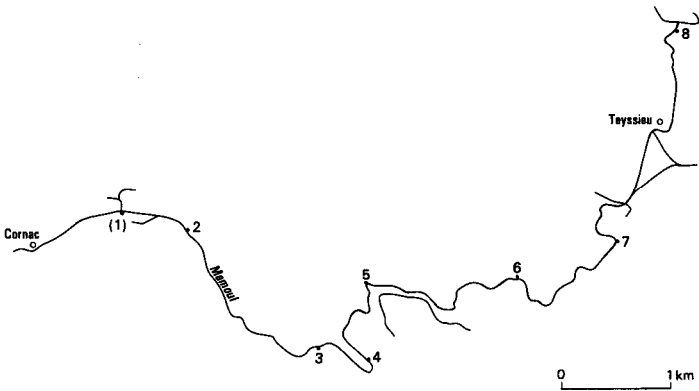


Fig. 11 - Itinéraire entre Cornac et Teyssieu

De Teyssieu, l'itinéraire gagne la localité de Comiac par la D 40. Le granite de Teyssieu est visible au carrefour D 31-D 40 près du lieu-dit La Condamine (8, fig. 11). De Comiac on se dirige vers Calviac et de là à Lamativie pour descendre dans la vallée de la Cère à la gare de Lamativie : dans les derniers lacets de la route avant la gare, puis le long de la RD 81 une fois traversée la Cère, très beaux affleurements dans les formations micaschisteuses et gneissiques du plateau de Millevaches ; on remarquera, outre les nombreux plis de détail, les injections centimétrique à décimétrique de leucogranite.

Le site de la gare de Lamativie est un excellent point de départ pour une traversée de la feuille par la vallée de la Cère en empruntant les sentiers de grande randonnée menant de Laval-de-Cère à La Roquebrou (feuille Aurillac), GR 652 et 446 (plusieurs heures de marche) :

— en amont de la gare de Lamativie et en rive droite de la Cère, peuvent être successivement observés : le leucogranite de type Gouilles, au sommet de la conduite forcée au point coté 414 (feuille Saint-Céré n° 3-4 à 1/25 000) au départ du sentier se dirigeant vers La Roquebrou ; puis vers l'Est à partir du point coté 316, les formations métasédimentaires (micaschistes, gneiss, leptynites, quartzites) de l'« autochtone » Millevaches. On peut atteindre le leucogranite de type Saint-Julien-aux-Bois et le granite du Gour-Noir par le même sentier au niveau du point coté 373 (feuille Saint-Céré 3-4 à 1/25 000). Ces mêmes granites peuvent être atteints à partir de la localité du Teulet, par le sentier en direction de la passerelle du point coté 392 (1 h 30 aller et retour à pied) ;

— en aval de la gare de Lamativie, en rive gauche et en direction de Laval-de-Cère, le leucogranite de Gouilles forme l'essentiel des affleurements depuis le barrage jusqu'au Roc-Fleury (point coté 375, feuille Saint-Céré 3-4 à 1/25 000). Au-delà vers l'Ouest, le sentier traverse un important panneau de micaschistes et de gneiss avec un caractère fortement anatectique.

De retour à la gare de Lamativie, gagner la localité de Camps puis Laval-de-Cère par les D 13 et 14. Au carrefour avec la D 31, gagner la localité de Cahus et de là, la ferme de Grifel d'où l'on peut se rendre, par le sentier du point coté 476 (Saint-Céré 1-2 à 1/25 000), dans une carrière de serpentinites localisées à la base de l'unité de Saint-Paul-de-Vern—Terrou.

De Cahus, redescendre par Laval-de-Cère (D 31), puis se diriger vers Port-de-Gagnac (D 14). Au niveau de la centrale électrique (point côte 154), bel affleurement dans les orthogneiss ceillés ( $\zeta^{3-4}$ ) de l'unité de Saint-Paul-de-Vern—Terrou. De Port-de-Gagnac rejoindre Biars-sur-Cère puis la direction de Altiliac par la RN 140. À l'entrée du chemin pour la ferme de Miégemont, carrière dans les leptynites ( $\lambda^4$ bi-ho). Après Altiliac, traverser Beaulieu-sur-Dordogne en direction de Tulle (RN 140). Entre Beaulieu et Le Moulin-Abadiol, nombreux affleurements dans les diorites quartziques ( $\eta^2$ bi-ho)- De là on peut regagner les localité de Brive ou Tulle.

### BIBLIOGRAPHIE

ASTRUC J.G., SOULE J.C. (1977) - Hydrogéologie du Quercy, inventaire des cavités actives et notice explicative de la carte hydrogéologique du Quercy à 1/100 000. BRGM et Quercy-Recherche, Cahors, 110 p.

AUTRAN A., COGNÉ J. (1980) — La zone interne de l'orogénèse varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. *In* : J. Cogné et M. Slansky édés : « Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires posthercyniens ». 26<sup>e</sup> Congr. géol. int., coll. C 6, Paris 1980. *Ann. Soc. géol. Nord*, XCIX, p. 90-111.

AUTRAN A., GUILLOT P.L. (1977) - L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin (Massif central français) au Paléozoïque. Relation entre les cycles calédoniens et varisques. Coll. intern. CNRS n° 243, Rennes 1974 : « La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale ». Paris : CNRS édit, p. 211-226.

BARTHE A., STEVAUX J. (1971) — Le bassin à évaporites du Lias inférieur de l'Aquitaine, *Bull. Centre rech. Pau SNPA*, vol. 5, fasc. 2, p. 363-369.

BERNARD-GRIFFITHS J., CANTAGREL J.M., DUTHOU J.L. (1977) - Radiometric evidence for an Acadian tectonometamorphic event in the western French Massif Central. *Contr. Petrol. Mineral*, 61, p. 199-212.

BOICHARD R., DRULLION G. (1982) - Genèse et évolution diagénétique des formations carbonatées granulaires du Bajocien du Quercy. Évolution de leurs propriétés réservoirs. Thèse, Bordeaux III, 347 p.

BONIJOLY D. (1980) - Étude structurale et minéralisations d'une plateforme carbonatée: le Quercy (thèse, Orléans). *Doc. BRGM*, n°26, 302 p.

BONIJOLY D., BLÉS J.L. (1983) - Histoire tectonique du Quercy (bordure nord-est du bassin d'Aquitaine, France). Géométrie, cinématique et chronologie des déformations cassantes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XXV, n° 5, p. 775-784.

BONIJOLY D., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1988) - Manifestations synsédimentaires de la distension liasique E-W sur la bordure du bassin d'Aquitaine entre Brive et Figeac. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CVII, p. 251-259.

BOSSIÈRES G., GUILLOT P.L. (1984) - L'accident de Linac-Labathude, une zone de cisaillement majeure dans les formations « quercynaises », à l'Ouest de la dislocation d'Argentat. *Doc. BRGM*, n°81-3, p. 49-66.

BRUN J.P., BURG J.P. (1982) - Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc : a corner effect during continental collision. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 61, p. 319-332.

BURG J.P., MATTE P. (1978) - A cross section through the French Massif Central and the scope of its variscan geodynamic evolution. *Z. Dt. Geol.*, Stuttgart, 109, p. 429-460.

CHÂTEAUNEUF J.J., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1974) - Stratigraphie et palynologie de l'Hettangien inférieur de la bordure SW du Massif central : région de Brive-la-Gaillarde. *Bull. BRGM*, 2° sér., sect. I, n° 1, p. 37-41.

COURTACHON P. (1980) - Cartographie et étude pétrographique des formations métamorphiques de la région de Saint-Céré (Lot). D.E.A., Orléans, 88p.

CUVILLIER J., DUFAURE P. (1963) - Position stratigraphique de la zone à *Paleodasycladus* dans le Lias des Corbières, des Pyrénées et du bassin d'Aquitaine en général. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 257, p. 4203-4206.

DAYMA S., DURAND M. (1978) - Contribution à une étude hydrogéologique du causse des Césarines. *Bull. Comité départ. spéléologie Lot*, n° 4.

DE VAINS G. (1988) — Étude palynologique préliminaire de l'Hettangien à PAalénien du Quercy (France). *Bull. Centres rech. expl. prod. Elf-Aquitaine*, 12, 1, p. 451-469, 8 fig., 2 pl.

DONNOT M. (1965) — Micaschistes et granites du plateau de Millevaches. *Ann. fac. sci. univ. Clermont-Ferrand*, 27, 139p.

DOUBINGER J., GRAUVOGEL-STAMM L., FELZINES A., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1985) - Découverte d'une macroflore d'âge hettangien dans les grès dits triasiques de la région de Figeac (Quercy). *Géologie de la France*, n°3, p. 323-327, 2 figures, 1 pl. photo.

ENAY R., MANGOLD G. *et al.* (1980) - Synthèse paléogéographique du Jurassique français. *Doc. lab. géol. Lyon*, h.s., n°5, 210 p.

FEIXI. (1988) — Étude géologique dans le Sud-Millevaches : lithologie, géochimie, métamorphisme et structure des séries situées au Sud de la vallée de la Dordogne. Place dans le Massif central français occidental. Thèse, Orléans, 2 vol., 534 p.

FEIX I., GUILLOT P.L., MIYASHITA S., BOSSIÈRES G., FLOC'H J.P. (1987) — Arguments en faveur d'un épisode majeur en cisaillement dextre le long de la faille d'Argentat (Massif central). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, t. 305, p. 473-476.

FEYS R., GUILLOT P.L., LEFAVRAIS A. (1959) - Tectonique du bassin de Brive. *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> sér., sect. 1, n°2, p. 121-130.

FLOCH J.P., LIZEAUX C. (1986) — La série métamorphique du Limousin. *Doc. C.R.D.P. Limoges*, 53 p.

GÈZE B. (1954) — Tectonique des causses du Quercy. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6,4, p.453-466.

GÈZE B., CAVAILLE A. (1977) — Aquitaine orientale. Guides géologiques régionaux. Paris : Masson édit., 183 p.

GIRARDEAU J., DUBUISSON G., MERCIER J.C. (1986) - Cinématique de mise en place des ophiolites et nappes cristallophylliennes du Limousin, ouest du Massif central français. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), II, 5, p. 849-860.

GRIGNAC C, TAUGOURDEAU-LANTZ J. (1982) - Découverte de microflores d'âge hettangien dans l'épandage grés-conglomératique « triasique » formant la base du Mésozoïque de la région de Figeac-Capdenac (Quercy) *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 295, (2), p. 57-62.

GROLIER J. (1971) — La tectonique du socle hercynien dans le Massif central. *In* : symposium J. Jung « Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français ». Clermont-Ferrand : Plein-Air Service édit., p. 215-248.

GUILLOT P.L. (1978) — Le socle du Quercy. *In* : «Géologie du Quercy». Cahors : Quercy-Recherche édit.

GUILLOT P.L. (1982) — Structure du Limousin. Colloque national «Programme de Géologie profonde de la France», Paris. *Doc. BRGM*, n°40, p.178-183.

GUILLOT P.L., FEIX I. (1984) - La dislocation d'Argentat, une frontière majeure dans le Massif central. Programme Géol. profonde de la France (G.P.F.I). *Doc. BRGM*, n°81-3, p. 71-85.

HUMBERT L. *et al.* (1977) — Cartographie des ensembles carbonatés du Jurassique moyen. Rapport univ. Bordeaux III.

LAMEYRE J. (1966) — Leucogranites et muscovitisation dans le Massif central français. *Ann.fac. sci. Clermont-Ferrand*, n°29, 264 p.

LAMEYRE J. (1982) — Contribution à la géologie du Limousin : arguments pour des fenêtres ouvertes dans un grand charriage par des diapirs leucogranitiques. *C.R. Acad. Sci*, Paris, sér.II, t. 294, p. 1237-1240.

LAUNAY L. (de) (1932) — La zone granitique de Millevaches. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXXV, n° 183, p. 1-73.

LEDRU P., AUTRAN A. (1987) - L'édification de la chaîne varisque dans le Limousin. Rôle de la faille d'Argentat à la limite Limousin-Millevaches. *In* : « Programme Géologie profonde de la France ». *Doc. BRGM*, 140, p. 51-81.

LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1961) - Le Lias du Lot. *Soc. ét. Lot*, Cahors, 9 p.

LEFAVRAIS A., LORENZ C, LORENZ J. (1990). Le Massif central au Lias : comparaison entre ses bordures nord et sud à l'Ouest du grand Sillon houiller. *Bull. inform. géol. bassin Paris*, vol. 27, n°2, p. 3-14.

LEFAVRAIS-RAYMOND A., LABLANCHE G. (1976) - Paléogéographie du Trias et de l'Hettangien inférieur dans la région de Brive-la-Gaillarde (Corrèze). *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> sér., sect. 1, n°2, p. 125-128.

LESAGE M.T. (1968) — Étude palynologique de l'Infralias de la périphérie du Morvan, comparaison avec les autres bordures du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.* (2), 10, 3, p. 287-292.

MEGELINK-ASSENAT S. (1982) - Le Trias et le Lias inférieur de la bordure aquitaine du Massif central : fin du remblaiement posthercynien et modalité d'une transgression dans un contexte pré-atlantique. Thèse État, Lyon, 354 p., 139 fig.

MICHARD A.G., AUBAGUE M., LEFAVRAIS-RAYMOND A., L'HOMER A. (1979) — Le Lotharingien supérieur dans le bassin des Causses : stratigraphie et évolution du bassin. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XXI, n° 1, p. 3-10.

MONIER G. (1980) - Pétrologie des granitoïdes du Sud-Millevaches (M.C.F.). Minéralogie, géochimie, géochronologie. Thèse doct. spécialité, Clermont-Ferrand II, 288 p. + annexes.

MOURET G. (1899) — Aperçu sur la géologie de la partie sud-ouest du plateau central de la France. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. II, vol. 72, p. 1-38.

MOURET G. (1910) — Note sur les fractures du Limargue entre Saint-Vincent et Boussac (Lot). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4<sup>e</sup> sér., t. X, p. 488-495.

MOURET G. (1924) — Sur la structure de la région granitique de Millevaches. *C.R. Acad. Sci*, Paris, 179, p. 1612-1615.



PAVILLON MJ. (1969) — Évolution structurale, granitique et métallogénique dans la partie méridionale du massif de Millevaches. *Bull BRGM*, sér. I, 4, p. 47-95.

PIN C, VIELZEUF D. (1988) - Les granulites de haute pression d'Europe moyenne, témoins d'une subduction éohercynienne. Implications sur l'origine des groupes leptyno-amphibolitiques. *Bull Soc. géol. Fr.* (8), IV, 1, p. 13-20.

RAGUIN E. (1938) — Contribution à l'étude du plateau de Millevaches. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 39, 197, p. 118-119.

RÉGNIER M. (1972) — Étude géologique du Ségala du Haut-Quercy entre la vallée de la Cère et Lacapelle-Marival (Lot). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Clermont-Ferrand, 60 p.

RISPAL L. (1962) — Étude géologique de la région de Laroquebrou (Cantal), D.E.S., Clermont-Ferrand.

ROQUES M. (1941) — Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif central français. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris : Imprimerie nationale, 527 p.

ROUBICHOU P. (1979) — Les formations métamorphiques de la région de Leyme près Saint-Céré (Lot). Étude structurale, pétrographique, géochimique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Orléans, 161 p. + annexes.

SANTALLIER D. (1981) — Les roches basiques dans la série métamorphique du Bas-Limousin, Massif central (France). Thèse État, Orléans, 2 vol., 338 p.

SÉRONIE-VIVIEN R.M., MAGNÉ J., MALMOUSTIER G. (1961) - Le Lias des bordures septentrionales et orientales du bassin d'Aquitaine. Colloque sur le Lias français. *Mém. BRGM*, n° 4, p. 757-792.

SOULE J.C. (1976) — État des connaissances et synthèse hydrogéologique du département du Lot. Rapp. BRGM 76 SGN 001 MPY, 140 p., 19 pi.

TEMPIER P. (1971) — Les schistes cristallins du Sud de la Moyenne-Dordogne dans la région de Pleaux-Roquebrou. Étude structurale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 13, n° 34, p. 245-250.

THÉVENIN A. (1902-1903) - Étude géologique de la bordure sud-ouest du Massif central français. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XIV, n° 95, p. 449-458.

VIVIER G. (1970) — Étude pétrographique et géochimique de la Châtaigneraie (Sud-Ouest du Massif central français), Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Clermont-Ferrand, 205 p. + annexes.

## Carte géologique de la France à 1/50 000

Feuille *Argentat*, par H. Labernardière, A. Lefavrais-Raymond, J.G. Astruc, G. Monier (1992). Notice explicative par H. Labernardière, A. Lefavrais-Raymond, J.G. Astruc (1992), 66 p.

Feuille *Brive-la-Gaillarde*, par A. Lefavrais-Raymond, R. Feys, J. Boissonnas, J.C. Talbert (1976). Notice explicative par J. Boissonnas *et al.*, (1976), 36 p.

Feuille *Figeac*, par P.L. Guillot, A. Lefavrais-Raymond, J.G. Astruc, M. Lefavrais-Henry (1989). Notice explicative par A. Lefavrais-Raymond *et al.* (1990), 92 p.

Feuille *Lacapelle-Marival*, par P.L. Guillot *et al.* (1987). Notice explicative par P.L. Guillot *et al.* (1989), 67 p.

Feuille *Juillac*, par P.L. Guillot, R. Feys, A. Lefavrais-Raymond, G. Lablanche, J.P. Raynal (1977). Notice explicative par P.L. Guillot *et al.*, (1978), 42 p.

Feuille *Maurs*, par S. Bogdanoff, J.L. Cirrode, J.L. Feybesse, J. Delfour, A.M. Hottin, B. Muratet, M. Chioddi (1989). Notice explicative par S. Bogdanoff *et al.*, (1989), 91 p.

Feuille *Saint-Yrieix-la-Perche*, par P.L. Guillot, J.P. Floc'h, D. Santallier (1979). Notice explicative par P.L. Guillot *et al.*, (1979), 44 p.

Feuille *Tulle*, par J. Grolier, P.L. Guillot, A. Lacour, D. Santallier, M.T. Pfeiffer, J.C. Talbert, J.P. Raynal, R. Feys (1979). Notice explicative par J. Grolier *et al.*, (1979), 40 p.

Feuille *Uzerche*, par D. Santallier, J.P. Floc'h, B. Lamouille, P.L. Guillot (1982). Notice explicative par J.P. Floc'h, P.L. Guillot, D. Santallier (1984), 43 p.

### DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit à l'agence régionale Midi-Pyrénées, avenue Pierre-Georges Latécoère, 31 400 Toulouse, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

## AUTEURS

- La participation des auteurs à la rédaction de cette notice est la suivante :
- P.L. GUILLOT, P. ROUBICHOU, I. FEIX, G. MONIER : formations métamorphiques et roches plutoniques, formations paléozoïques ;
  - J.G. ASTRUC : formations tertiaires, ressources du sous-sol et exploitations ;
  - A. LEFAVRAIS-RAYMOND : formations secondaires (Trias, Jurassique inférieur).
  - M. LEFAVRAIS-HENRY : formations quaternaires et superficielles ;
  - L. HUMBERT : formations secondaires (Jurassique moyen) ;
  - A. MICHARD : gîtes minéraux.

Coordination : J.G. ASTRUC

## ANNEXE I

### ANALYSES CHIMIQUES

#### Tableau I

- 1-2 : Paléovolcanites (Stéphanien) : *in* Régnier, 1973.  
3-4 : Micaschistes gris dans la formation  $\chi^2\text{bi}\xi^{1(2)}$  ; analyses nouvelles, institut Dolomieu (Grenoble).  
5 : Gneiss plagioclasiqque ; *in* Roubichou, 1979.  
6 : Leptynite « grise » ; *in* Roubichou, 1979.  
7 : *Idem* ; analyse nouvelle, institut Dolomieu (Grenoble).  
8 : Leptynite à biotite et amphibolite ; *in* Roubichou, 1979.  
9-10 : Leptynites roses à biotite ; analyses nouvelles, inst. Dolomieu (Grenoble).  
11-12 : Orthogneiss œillés ; analyses nouvelles, inst. Dolomieu (Grenoble).

#### Tableau II

- 1-2 : Orthogneiss œillés ; analyses nouvelles, inst. Dolomieu (Grenoble).  
3 : Orthogneiss à biotite et hornblende ; analyse nouvelle, inst. Dolomieu (Grenoble).  
4 à 12 : Micaschistes (4 à 6), gneiss (7 à 9), quartzites (10-11), leptynite (12) du plateau de Millevaches ; analyses nouvelles, département sciences de la Terre (univ. Orléans).

#### Tableau III

- 1-2 : Amphibolites ; *in* Roubichou, 1979.  
3 : Serpentinite ; *in* Roubichou, 1979.  
4-5 : Gneiss clairs œillés (Millevaches) ; analyses nouvelles, département sciences de la Terre (univ. Orléans).  
6 : Gneiss ocellé de Talamet (Millevaches) ; analyse nouvelle, département sciences de la Terre (univ. Orléans).  
7 : Diorite quartzique ; *in* Régnier, 1973.  
8-9 : Leucogranites type Goules ; *in* Monier, 1980.  
10-11 : Leucogranites type Saint-Julien-aux-Bois ; *in* Monier, 1980.  
12 : Granite type Gour-Noir ; *in* Monier, 1980.

#### Tableau IV

- 1-2 : Granodiorites type Calviac ; *in* Monier, 1980.  
3-4 : Granites type Glénat ; *in* Vivier, 1970.  
5 : Gneiss gris sombre à petits yeux feldspathiques ; *in* Feix, 1988.

**Tableau I**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	70,00	74,00	61,39	63,82	68,79	75,78	74,48	73,70	70,57	75,10	77,80	73,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,75	13,00	17,98	16,82	14,52	12,08	12,98	12,68	13,60	12,36	12,64	13,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,45	3,75	6,36*	6,14*	0,77	1,01	2,56*	0,96	2,28*	1,42*	1,50*	2,31*
FeO	0,15	2,78			3,50	2,86		1,97				
MgO	0,50	1,50	2,37	2,29	1,58	0,42	0,15	0,63	1,22	0,07	0,05	0,01
CaO	0,80	2,20	2,28	2,29	2,16	1,42	2,02	2,34	1,85	0,41	0,45	1,77
Na <sub>2</sub> O	3,15	0,30	3,36	2,39	3,87	5,07	4,42	3,18	6,61	5,68	3,66	4,21
K <sub>2</sub> O	4,80	3,95	2,56	3,28	1,82	0,76	2,74	2,84	3,71	4,10	4,06	3,99
TiO <sub>2</sub>	1,70	0,10	0,86	0,82	0,60	0,21	0,17	0,16	0,17	0,09	0,09	0,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,50	tr	0,16	0,21	0,13	0,04		0,02				
MnO	0,05	0,05	0,13	0,11	0,05	0,19	0,05	0,04	0,06	0,01		0,06
H <sub>2</sub> O + -	1,95 1,00	3,60 0,25										
P.F.			1,72	2,25	1,63	0,44	0,51	0,98	0,44	0,44	0,40	0,46

\* Fer total

**Tableau II**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	68,63	68,24	69,59	48,15	56,54	61,02	66,92	62,41	61,02	83,33	77,36	70,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,79	14,74	13,45	24,37	22,00	18,69	15,54	17,46	17,99	7,54	12,44	16,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,26*	4,15*	3,86*	10,60*	8,39*	8,15*	6,23*	8,68*	7,37*	1,93*	2,99*	3,34*
FeO												
MgO	0,85	0,91	0,98	3,11	2,37	1,67	1,88	2,30	2,31	0,72	0,39	0,82
CaO	1,99	1,80	3,35	0,16	0,15	0,20	1,73	0,45	0,96	0,39	0,06	2,35
Na <sub>2</sub> O	3,10	3,39	4,00	0,43	0,81	1,10	2,99	1,65	2,65	1,58	0,57	4,15
K <sub>2</sub> O	3,91	4,30	1,47	4,93	3,67	3,56	3,24	3,85	4,24	1,26	4,29	1,68
TiO <sub>2</sub>	0,60	0,62	0,24	1,28	1,03	1,01	0,90	0,86	0,96	0,41	0,65	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,14	0,01	0,25	0,17	0,01		0,07	0,11	0,10	0,14	
MnO	0,06	0,07	0,06	0,28	0,21	0,06	0,06	0,06	0,07	0,03	0,02	0,06
H <sub>2</sub> O + -												
P.F.	1,16	1,39	2,12	4,97	2,47	3,21	2,09	2,72	2,31	1,14	2,03	1,03

\* Fer total

**Tableau III**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	48,12	47,57	40,46	74,03	75,96	69,48	60,70	72,70	72,40	73,10	73,70	70,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,75	15,00	1,70	13,30	14,74	15,77	16,10	15,20	15,50	15,05	15,10	15,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,93	4,58	4,83	1,26*	1,25*	2,25*	3,50	0,68	0,43	0,80	0,82	0,50
FeO	3,67	6,12	3,08				3,25	1,01	0,51		0,52	1,17
MgO	8,28	6,45	35,86	0,11	0,14	1,13	3,70	0,56	0,20	0,10	0,39	0,60
CaO	8,60	12,98	0,51	0,13	0,57	2,11	5,80	0,85	0,70	0,40	0,60	0,75
Na <sub>2</sub> O	3,58	2,07		1,97	1,96	4,22	3,30	3,50	4,05	3,30	3,40	2,80
K <sub>2</sub> O	0,43	0,59	0,14	5,09	3,30	1,82	2,05	4,40	4,75	4,70	4,70	5,75
TiO <sub>2</sub>	0,85	1,74	0,01			0,24	0,65	0,20				0,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,21		0,06	0,15	0,13	0,25					
MnO	0,10	0,27	0,07	0,02	0,03	0,02	0,05	0,02	0,03	0,01	0,05	0,02
H <sub>2</sub> O + -							0,80	0,85 0,12	0,83 0,07	1,50 0,10	1,04 0,04	1,38 0,06
P.F.	1,59	1,86	12,75	2,94	2,24	1,81						

\* Fer total

**Tableau IV**

	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>
SiO <sub>2</sub>	68,30	67,00	69,65	68,65	71,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,20	16,80	16,35	17,60	15,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,56	0,63	1,05	0,20	3,04
FeO	0,20	2,32	1,55	2,00	
MgO	1,10	1,20	1,30	1,90	1,50
CaO	2,10	2,30	1,50	2,60	1,30
Na <sub>2</sub> O	3,30	3,50	3,10	3,30	2,14
K <sub>2</sub> O	4,45	5,00	2,65	3,10	2,85
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,55	0,15	0,30	0,47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>				0,05	0,13
MnO	0,03	0,06	0,05	0,05	0,04
H <sub>2</sub> O + -	0,42 0,16	0,38 0,13	0,70 0,10	0,45 0,20	
P.F.					2,64

\* Fer total



*ANNEXE II : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

<b>Nom du gîte</b>	<b>N° archivage S.G.N.</b>	<b>Sub- stance</b>	<b>Minéraux</b>	<b>Forme du gîte</b>	<b>Remarques</b>
Teyssieu	2.4002	Ba	Barytine	Filon	Tranchée
Moulin-Haut St-Jean-Lagineste	5.4001	Ba	Barytine	Imprégnation diffuse dans des grès.	
Maynardie (la)	5.4002	Ba	Anastase Barytine Blende Chalcopyrite Digénite Gœthite Muscovite Quartz	Filon barytique N 90° E	Exploité avant 1914 par une grande tranchée. Une galerie effondrée.
Mazel (le) Saint-Céré	5.4003	Ba	Barytine Hémimorphite Quartz	Filon N 35° E	Anciennes tranchées comblées.
Coste-Longue Saint-Céré	5.4004	Ba	Barytine	Imprégnation diffuse dans des grès.	
Moulin de Bardet St-Vincent-du-Pendit	6.4001	Ba	Barytine Cérusite Galène	Filon barytique N 120° E	6 niveaux de galeries étagées sur 150 m.

**ANNEXE II : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)**

<b>Nom du gîte</b>	<b>N° archivage S.G.N.</b>	<b>Subs- tance</b>	<b>Minéraux</b>	<b>Forme du gîte</b>	<b>Remarques</b>
Cayrol St-Vincent-du-Pendit	6.4002	Ba	Barytine Galène Hématite Pyrite Quartz	Filon barytique	Plusieurs tranchées et galeries.
Pédauque St-Vincent-du-Pendit	6.4003	Ba	Barytine Blende	Filon barytique N 110° E	Une galerie éboulée.
Négral St-Vincent-du-Pendit	6.4004	Ba	Barytine Cérusite Chalcopyrite Covellite Limonite Quartz	Filon barytique N 110° E	Une galerie partiellement obstruée.
Méjanassere Cornac	6.4005	Ba	Barytine Galène Marcassite Quartz	Filon baryto-quartzeux N 125° E	Exploité par tranchée.
Beyrie St-Vincent-du-Pendit	6.4006	As	Arsenic Pyrite	Filon	Indice
Bel-Castel St-Vincent-du-Pendit	6.4007	Ba	Barytine Cérusite Galène Pyromorphite Quartz	Filon barytique N 110° E	Exploité en carrière avant 1939.

**ANNEXE II : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)**

<b>Nom du gîte</b>	<b>N° archivage S.G.N.</b>	<b>Sub- stance</b>	<b>Minéraux</b>	<b>Forme du gîte</b>	<b>Remarques</b>
Chaplat St-Vincent-du-Pendit	6.4008	Ba	Barytine Gœthite Pyrite Quartz	Petit filon N 150° E	Pas de travaux miniers apparents.
Sandouilières (les) St-Vincent-du-Pendit	6.4009	Ba	Barytine Blende Galène Gœthite Quartz	Filon barytique N 150° E	Travaux anciens en carrières et tranchées.
Cances St-Vincent-du-Pendit	6.4010	Ba	Barytine Blende Quartz	Filon barytique N 115° E	Prolongement du filon des Sandouilières exploité par une dizaine de tranchées étagées.
Bournac Sousceyrac	7.4001	U	Gœthite Limonite Marcassite Pyrite Quartz	Filon NE	Recherche d'uranium, tranchée comblée.
Cassan (le) Sousceyrac	8.4001	U	Uranium	Filon	Tranchée.