



MEYRUEIS

La carte géologique à 1/50 000
MEYRUEIS est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : SÉVERAC (N° 208)
à l'est : ALÈS (N° 209)

SÉVERAC- LE-CHÂTEAU	FLORAC	GÉROLHAC
ST-BEAUZÉLY	MEYRUEIS	ST-ANDRÉ- DE-VALBORNE
MILLAU	NANT	LE VIGAN

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

MEYRUEIS

XXVI-40

*Causse Noir-
Mont Aigoual*

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE ET DE LA RECHERCHE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 — 45018 Orléans Cédex — France



NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

	pages
INTRODUCTION	2
DESCRIPTION DES TERRAINS	3
<i>TERRAINS ÉRUPTIFS (plutons, filons, volcans)</i>	3
<i>TERRAINS MÉTAMORPHIQUES ANTÉTRIASIQUES</i>	4
<i>TERRAINS SECONDAIRES</i>	8
<i>FORMATIONS CONTINENTALES, FLUVIATILES ET RÉSIDUELLES</i>	13
<i>FILONS QUARTZO-BARYTIQUES</i>	14
REMARQUES PÉTROLOGIQUES, STRATIGRAPHIQUES ET STRUCTURALES	15
<i>DOMAINE CÉVENOL</i>	15
<i>DOMAINE CAUSSENARD</i>	17
ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE	18
AGRONOMIE	20
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	21
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	21
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	22
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	23
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	23
<i>CHOIX BIBLIOGRAPHIQUE</i>	23
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	28
AUTEURS	28

INTRODUCTION

La feuille Meyrueis à 1/50 000 recouvre une part notable du territoire du département de la Lozère, puis, à un moindre degré, de celui de l'Aveyron (dans le Sud-Ouest) et du Gard (dans le Sud-Est). Du point de vue géologique, elle se localise dans le Sud du Massif Central français, dans une région où son ancienne couverture de sédiments posthercyniens est assez largement conservée. En conséquence, il est facile d'y distinguer les principales unités suivantes :

- une partie des Cévennes, ensemble de schistes anciens que traversent des filons variés, mais surtout le massif granitique de l'Aigoual et son prolongement vers celui du Saint-Guiral—Liron (feuilles Nant et le Vigan, au Sud et au Sud-Est) ;
- les Petits Causses, ou Causses liasiques, ensemble de calcaires et dolomies sur une base irrégulière de grès attribués principalement au Trias ; ils ne s'individualisent guère que dans les causses de Camprieu et du Crouzet, puis dans les buttes-témoins de Montcamp et du Puech de Vébron, ainsi que dans les apophyses de la Can de l'Hospitalet (feuille Saint-André-de-Valborgne, à l'Est) ; ils sont réduits ailleurs à un talus très raide que l'étroit glacis marneux du Lias supérieur sépare seul des Grands Causses ;
- une partie importante des Grands Causses, ou Causses Majeurs, ensemble de calcaires et dolomies du Jurassique moyen et supérieur dont les dépressions sont revêtues d'une façon très discontinue par des formations résiduelles probablement surtout d'âge tertiaire ; il s'agit des deux tiers méridionaux du causse Méjan entre la vallée du Tarnon à l'Est, canyon de la Jonte au Sud et corniches dominant le canyon du Tarn à l'Ouest, ensuite des deux tiers orientaux du causse Noir entre les canyons de la Jonte au Nord, du Trêvezel au Sud-Est et de la Dourbie au Sud-Ouest, enfin de quelques kilomètres carrés appartenant au causse du Larzac tout à fait au Sud-Ouest de la feuille.

L'angle sud-est est drainé vers la Méditerranée par la haute vallée de l'Hérault et ses premiers ravins affluents ; tous les autres cours d'eau rayonnant à partir de l'Aigoual entre les longues arêtes des « serres » cévenols, puis regroupés pour traverser les causses en de rares gorges étroites (Trêvezel, Dourbie, Jonte) ou les longer en une vallée subséquente (Tarnon), sont tributaires du Tarn et par conséquent de l'Atlantique. Il convient de noter que les cours d'eau s'abaissent d'un millier de mètres et environ 2,5 km sur le versant méditerranéen, tandis que la même dénivellation demande à peu près 25 km, soit dix fois plus, en versant atlantique. Les différences morphologiques, dues d'une part à la vitesse d'érosion suivant les versants, d'autre part aux conditions lithologiques suivant que l'on a affaire au granite, aux schistes ou aux calcaires, se montrent donc particulièrement typiques dans l'étendue de la feuille.

Les âges attribués aux formations géologiques présentent des degrés de certitude très variables. L'ensemble schisto-gréseux azoïque des Cévennes a été rapporté suivant les auteurs à des périodes allant de l'Antécambrien jusqu'au Silurien. L'âge hercynien du granite de l'Aigoual a été récemment remis en discussion. Les grès dits triasiques constituent un faciès basal de la transgression posthercynienne et ce faciès détritique semble se poursuivre localement jusque dans l'Hettangien inférieur. Seuls, les étages du Lias moyen et supérieur, ainsi que l'Oxfordien s.s. — « Argovien », très fossilifères, paraissent convenablement distingués. Les faunes (y compris les microfaunes) sont relativement rares et peu caractéristiques pour les autres étages du Jurassique. Les contours correspondent par conséquent surtout aux limites de faciès ou à des bancs-repères considérés un peu conventionnellement comme limites d'étages ; mais il n'est pas certain que ce soient les mêmes bancs qui aient été suivis dans la totalité du territoire de la feuille et l'incertitude est encore plus grande dans les régions où la dolomitisation envahit la quasi-totalité du Jurassique moyen et supérieur. Quant aux

formations fluviales ou résiduelles, qui sont postérieures à la régression marine du Jurassique terminal, elles n'ont pu nulle part être datées avec rigueur.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS ÉRUPTIFS (plutons, filons, volcans)

γ^{3-4} . **Granite de l'Aigoual.** La série métamorphique est traversée par un massif granitique intrusif, l'Aigoual, allongé NE—SW. Des filons de roches microgrenues le prolongent au Nord de Rousses, sur la feuille Saint-André, tandis qu'au Sud il est interrompu par la faille W.NW—E.SE de Villemagne—la-Serreyrède qui le juxtapose aux formations sédimentaires triasiques et secondaires du petit Causse de Camprieu.

Les saignées pratiquées dans celui-ci par le Trêzevel et son affluent, le Bramabiau, découvrent à nouveau le granite qui appartient maintenant au massif du Saint-Guiral qui s'épanouira au Sud (feuille Nant).

Le contact avec la roche encaissante est net ; le granite coupe les structures bâties par les épisodes successifs de déformation du socle. Sa montée serait donc bien postérieure à la construction de l'édifice initial synmétamorphe. Elle accompagnerait les derniers plissements antéstéphanien représentés par des structures déversées vers le Sud.

Caractères structuraux et composition minéralogique (d'après le mémoire de J. Didier, 1964). Le granite, porphyroïde, est riche en mégacristaux de feldspath potassique qui le plus souvent bénéficient d'une orientation planaire des faces 010 ou linéaire des axes c. Il est généralement cerné par des faciès de bordure : granites à grain fin, granophyes et microgranites, où les mégacristaux se raréfient ou disparaissent.

Le granite a une composition modale variant entre celle d'un granite monzonitique et celle d'une granodiorite. Les minéraux essentiels sont le quartz, le feldspath potassique, l'andésine, la biotite, la hornblende (1 %), tandis que l'apatite, l'allanite, le zircon sont à l'état de minéraux accessoires mais constants. Le quartz est en gros grains (type « granulitique ») ; le feldspath potassique maclé Carlsbad est en grands cristaux automorphes mais aussi en petits individus xénomorphes en tant que constituants du fond grenu. Parfois on y observe l'association en quadrillage des macles de l'albite et du péricline qui permet de diagnostiquer le microcline.

Sur la bordure occidentale du massif, le contact avec les roches encaissantes se fait par l'intermédiaire de faciès grenus à grain fin : granite et granodiorite sans mégacristaux de feldspath. Leur extension est d'une dizaine de mètres à partir du contact.

Au Nord du massif, vers Rousses et au-delà, au Nord et à l'Est sur la feuille Saint-André, les faciès marginaux sont des granophyes et surtout des microgranites, des microdiorites quartziques, qui perdent souvent les phénocristaux de feldspath potassique à quelques mètres du contact. Très couramment à moins d'un mètre de celui-ci, parfois à quelques centimètres, la roche devient plus sombre et plus fine.

ν . **Lamprophyres et microdiorites quartziques.** La série métamorphique est coupée, souvent loin du granite, par de nombreux filons de lamprophyres dont l'épaisseur est voisine du mètre. Certains tronçons sont orientés selon la surface de foliation régionale bien que la direction générale des filons auxquels ils appartiennent soit sécante, souvent nord—sud. Ce sont des roches riches en biotite, formées aussi de plagioclase, d'orthose, de hornblende, de quartz. Il faut distinguer d'après P. Lapadu-Hargues, un type kersantitique et un type dacitique. Très sombres à l'état frais, elles deviennent brunes, terreuses par altération. On y trouve alors de la kaolinite, de la chlorite, de la

séricite, de la calcite. Dans certains filons plus épais (jusqu'à 20 m dans la vallée de la Brèze, en aval de Pourcarès), on remarque une différenciation structurale nette : au centre grain grossier à plages pegmatitiques plus claires, en bordure frange finement cristallisée.

β. **Basalte.** Dans l'angle nord-ouest du territoire de la feuilleaffleure une partie du laccolite basaltique des Vignes qui se poursuit sur les feuilles Saint-Beauzély à l'Ouest et Florac au Nord. Il s'agit d'une brèche volcanique, généralement très altérée et désagrégée, renfermant localement des lits de brèche plus compacte, ainsi que de rares boules d'un basalte paraissant limburgitique. Le laccolite s'insère strictement entre le haut de la dolomie bajocienne et le bas des calcaires du Bathonien inférieur ; sa puissance maximale, bien visible dans le ravin de Baume-Escure, est de l'ordre de cinquante mètres. La cheminée (ou filon) d'alimentation n'a pu être reconnue, mais il est probable qu'elle se trouve non loin de ce point, le plus oriental de l'affleurement, où les diaclases nord-sud sont très nombreuses et ont dû permettre la montée du magma. L'âge de la mise en place est incertain ; il est antérieur au creusement des gorges du Tarn ; par homologie avec les datations obtenues pour d'autres volcans des Causses, on peut envisager la phase du Pontien ou celle du Villafranchien.

TERRAINS MÉTAMORPHIQUES ANTÉTRIASIQUES

A l'Est et au Sud-Est de la feuille apparaît sous les sédiments triasiques discordants le socle cristallophyllien composé de roches de faciès *schistes verts* provenant de l'évolution de formations essentiellement détritiques de granulométrie fine à moyenne (pélites et sablites de la classification de S. Krylatov (*)).

Nous sommes dans le domaine de la *série métamorphique cévenole* qui s'étend largement vers l'Est et le Nord-Est. La série régionale comprend cinq unités lithologiques majeures ordonnées suivant une colonne lithostratigraphique dont nous ne connaissons ici que la partie médiane (unités 2, 3, 4), c'est-à-dire :

- l'essentiel de l'unité 2 tronquée seulement de ses horizons initiaux puisque les bancs carbonatés de l'Aigoual font partie d'un niveau qui, plus à l'Est, est à quelques dizaines de mètres au-dessus des gneiss (les gneiss de Peyroles) de l'unité 1 ;
- l'intégralité de l'unité 3 (1 500 mètres environ) ;
- la partie basse (quelques dizaines de mètres seulement) de l'unité 4.

L'âge des sédiments initiaux n'est attesté par aucun reste organique. Cependant les carbonates de l'Aigoual (C1) sont l'équivalent des formations calcaro-dolomitiques des Cévennes méridionales largement développées plus au Sud dans le cadre des feuilles le Vigan et Nant et dont l'âge cambrien est établi depuis la découverte de Trilobites par Thorat et Debraban dans le horst de Saint-Bresson. Ils doivent donc aussi être considérés comme cambriens.

Vers le haut de la série, le dépôt de la formation 4 est antérieur aux mouvements calédoniens responsables d'une discordance nette au-delà des limites de la feuille vers le Nord-Est.

2 χξ. **Unité 2 de la série cévenole : quartzites micacés et micaschistes.** C'est un ensemble très hétérogène de pélites et de sablites métamorphiques assez comparables à la formation supérieure 4 χξ. Ici cependant les termes pélitiques, surtout phylliteux, sont mieux représentés. Les alternances et les successions sont nettes, contrastées et variées. On y voit :

- des quartzites micacés beiges généralement en bancs de 1 à 2 dm, découpés en lits centimétriques par des concentrations phylliteuses,

(*) KRYLATOV S. (1971) — Proposition d'une série cohérente de termes destinés à désigner les grands groupes de roches détritiques. *Cahiers géologiques*, Paris, n° 87, p. 1164-1170.

- des micaschistes gris sombre à noirâtres, finement cristallisés, à feuilletage serré d'aspect ardoisier,
- des quartzito-schistes gris sombre, rubanés,
- des micaschistes gris-beige de mica blanc et de chlorite,
- enfin des micaschistes gris verdâtre, satinés, à aspect de phyllades, formés essentiellement de quartz, chlorite et muscovite.

La finesse du grain, caractère commun à beaucoup de ces roches, est surtout accentuée dans le Sud du territoire couvert par la feuille. Au Sud également le détail de la lithostratigraphie initiale est plus apparent.

Tout ceci indique une décroissance de l'intensité du métamorphisme du Nord vers le Sud dans les limites du faciès *schistes verts*.

Quelques horizons remarquables s'individualisent dans cette unité :

C1. *Micaschistes carbonatés et cipolins de l'Aigoual.* Sur le versant sud de l'Aigoual, on observe, étagées dans la série isoclinale, des roches calcaïques dont la composition minéralogique et l'épaisseur sont assez variables d'un affleurement à l'autre.

L'horizon le plus remarquable est constitué par une vingtaine de mètres de cipolins formant une bande continue au Sud de l'Hort-de-Dieu sur 3 km environ. Vers l'Ouest, à l'approche du granite, il se charge progressivement de silicates calcaïques (épidote, grenat, amphibole). Une seconde lame, continue elle aussi, mais d'épaisseur plus modeste, court à peu près parallèlement, au Nord du laboratoire de l'Hort-de-Dieu. Elle est surtout constituée de silicates calcaïques (épidote, amphibole). Un dernier lambeau important sectionné par la faille de la Serreyrède est visible au Sud de la cascade de l'Hérault en fond de ravin. On a là quelques mètres de micaschistes carbonatés à petits lits calcaires alternant avec des lits phylliteux verdâtres. Dans son prolongement, en direction, on trouve sur la feuille le Vigan, au Sud-Est, de nouveaux témoins carbonatés qui appartiennent à la même lame.

Tous ces lambeaux se répartissent dans un faisceau d'horizons carbonatés à moins qu'ils n'appartiennent à un seul horizon répété isoclinalement par l'un des épisodes tectoniques principaux (3, 4 ou 5). Ils sont dans tous les cas les prolongements septentrionaux des épaisses formations carbonatées cambriennes de la région du Vigan.

C2. *Épidotites à phyllites rubanées.* Dans les vallées de la Jonte, de la Brèze et du Béthuzon sont dispersés quelques affleurements très réduits d'une roche riche en épidote. Elle se présente chaque fois en un banc de faible épaisseur (moins d'un mètre) architecturé en lits irréguliers, les uns sombres, riches en phyllites, les autres blanc verdâtre et luisants, composés presque exclusivement d'épidote.

Ces affleurements semblent être les jalons d'un unique horizon de la série lithologique. Il signalerait une passée primitivement marneuse. Tous situés dans la zone de métamorphisme de contact de l'Aigoual, leur paragenèse appartient au faciès cornéenne à albite-épidote : quartz + muscovite + épidote + calcite + trémolite-actinote + chlorite + biotite.

q1. *Quartzites blancs de Fourques.* Près de Fourques et plus à l'Est à proximité de Massevaques quelques bancs de quartzite blanc n'ont pu être rattachés avec certitude à aucun repère précis. Notons cependant qu'ils pourraient être assimilés à l'horizon *q2* de la série cévenole si la structure anticlinale réelle où ils sont insérés est aussi simple et régulièrement symétrique que la structure apparente.

q3. *Quartzite blanc des Ablatats.* Il est identifié au Nord près de Rousses, de part et d'autre des Ablatats. Il préfigure, en haut de la formation, le dépôt général dans les Cévennes d'un horizon de sable pur (*q4* actuel) qui marquera la discontinuité entre deux ensembles sédimentaires bien différents. Il a été admis qu'au Sud cette sédimentation s'est poursuivie sans apport de minéraux étrangers, phylliteux en particulier, entre le dépôt des sables *q3* et celui des *q4*. Les quartzites de la Mouline, d'une épaisseur exceptionnelle, une trentaine de mètres, résulteraient de cette réunion.

³ξ. **Unité 3 de la série cévenole : micaschistes noirs.** C'est un ensemble homogène de micaschistes sombres, satinés, finement cristallisés et de fissilité prononcée. De certains horizons au débit facile et régulièrement plan on a extrait autrefois des ardoises grossières, les *lauzes* (Nord de Fraissinet-de-Fourques). Souvent cependant la surface de foliation est perturbée par les déformations tectoniques et par la présence de lentilles, intrafoliées, de quartz d'exsudation.

Une sédimentation assez régulière et prolongée de fines particules et de produits organiques est à l'origine de telles roches. Le métamorphisme a agi sur des pélites phylliteuses riches en carbone, assez monotones ; il a tissé un fin feutrage de petites lamelles de mica blanc et de chlorite, bien orientées. Le quartz est en petits lits et en rubans dans lesquels une fine poussière noire de graphite joue un rôle de pigment. Le chloritoïde est un constituant banal et parfois abondant, habituellement en lames microscopiques de quelques dizaines de microns. Parfois, cependant, elles atteignent 2 à 3 mm. Elles sont obliques sur la foliation, sans orientation apparente et de cristallisation tardive par rapport aux miniplissements. Fréquemment enfin on observe le grenat spessartite en grains de 1 cm à quelques millimètres de section.

Cette formation d'une individualité prononcée a généralement pour plancher un horizon de quartzite blanc (le niveau-repère *q4*). Couronnée par le repère *q5*, elle est donc très précisément délimitée. Son épaisseur est voisine de 1500 mètres.

Elle renferme des niveaux particuliers bien caractérisés et d'une grande extension régionale qui sont donc des repères importants. De la base au sommet, on rencontre ainsi :

q4. Quartzite blanc de Pourcarès. La base de la formation est habituellement soulignée par un niveau de quartzite d'épaisseur et d'aspect changeants :

- il est réduit, près de Fraissinet-de-Fourques, à un chapelet de courtes lentilles de 1 à 2 m d'épaisseur ;
- dans la vallée de la Jonte et au Sud de Ferrussac c'est une barre discontinue créant un abrupt blanchâtre de quelques mètres ;
- à l'Ouest de Campis (vallée de la Brèze), il s'intègre dans un faisceau quartziteux d'une trentaine de mètres d'épaisseur formé de lits décimétriques à métriques, gris clair et compacts, séparés par des interlits micacés de muscovite et de chlorite ;
- enfin, c'est sous la forme d'une véritable falaise de 20 à 30 mètres qu'il accidente la vallée du Trèvezel, au Sud de la feuille, près de la Mouline.

B2. Micaschistes carbonatés à albite (niveau médian du « Triple associé de Bassurels »). C'est l'horizon moyen d'un faisceau de trois niveaux bien différents déjà repérés dans le périmètre de la feuille voisine Saint-André-de-Valborgne à partir de Bassurels. Ces niveaux se suivent parallèlement, ils ne sont pas contigus mais séparés par quelques dizaines de mètres de micaschistes noirs de type banal. Les coupes ne montrent qu'exceptionnellement l'association des trois termes et le terme inférieur n'a pas été identifié sur la feuille.

Une structure compacte, une couleur verdâtre à l'état frais, brun-rouille aux affleurements altérés, sont les particularités les plus nettes de cet horizon dont l'épaisseur ne dépasse jamais 2 mètres. Il est généralement découpé en bancs de quelques décimètres. La roche finement saccharoïde et cohérente est cependant nettement foliée, riche en phyllites à peu près uniformément réparties (structure homogène) ou concentrées en lits minces (structure rubanée). Les constituants essentiels sont la chlorite, la calcite, l'albite. Le quartz est toujours présent mais en petite quantité. On y trouve encore mais irrégulièrement un peu de sphène, parfois du mica blanc.

B3. Gneiss à éléments volcaniques (niveau supérieur du « Triple associé de Bassurels »). L'horizon supérieur (*B3*) est un banc feldspathique de 2 à 3 mètres d'épaisseur d'aspect général granuleux, dans lequel les cristaux de quartz et de feldspath mal orientés ont des contours nets. Le quartz est en ovoïdes ou en sphérules

souvent opalescents ou bleutés de un à deux millimètres de section. Les individus de feldspath subautomorphes ou en amandes sont plus grands (4 à 5 mm). La foliation est toujours nette, parfois accentuée par de fins feuilletés répétés et continus de muscovite et de chlorite et les phyllites construisent parfois un réseau de rubans anastomosés emballant des lanières quartzo-feldspathiques. Dans ce cas, la roche a un aspect caractéristique de porphyroïde. Au microscope, les ovoïdes de quartz, monocristallins, présentent de fréquents golfes de corrosion ; il faut leur assigner, ainsi qu'aux feldspaths (microcline), une origine volcanique.

C3. Micaschistes carbonatés de Raffègues. Dans la vallée de la Brèze, en amont de Raffègues, on voit dans les micaschistes noirs un horizon gris clair, bien feuilleté, saturé de calcite. L'étendue de l'affleurement, isolé, se réduit à quelques dizaines de mètres ; il existe encore, plus au Nord, sur la crête dominant le Gua quelques blocs de micaschistes noirs à taches de carbonate. La roche ici n'a pu être repérée *in situ*. Précédemment, F. Espourteille avait signalé dans les Schistes ardoisiers de Saint-Jean-du-Bruel (feuille Nant) un autre exemple de lentille carbonatée. Ces quelques indices éparpillés à la bordure occidentale des Cévennes occupent des sites comparables au sein des micaschistes noirs. Ils sont probablement contemporains et jalonnent l'aire d'un dépôt certainement discontinu et très fugace.

Le lambeau de Raffègues se limite à une lentille (?) de 3 mètres de puissance et de quelques dizaines de mètres de « diamètre ». La calcite y est dispersée en ocelles monocristallins dans une trame phylliteuse ou concentrée en petites lentilles ou amandes intrafoliées passant parfois à des lits discontinus. La paragenèse est simple : quartz + calcite + muscovite + chlorite. La calcite, de recristallisation tardive, imbibe de manière hétérogène une trame phylliteuse bien orientée. Cette roche dérive vraisemblablement d'une marne initiale.

qg. Quartzite graphiteux noir. Connu dans le périmètre de la feuille en quelques affleurements isolés et distants, il est cependant remarquablement constant à travers le chaînon cévenol sous l'aspect d'un banc dur, très noir, dont l'épaisseur n'atteint pas un mètre. Il est souvent froissé disharmoniquement ou disloqué ou lardé de filets blancs de quartz. La minéralogie est très pauvre : le quartz et le graphite accompagnés de rares lamelles de muscovite sont pratiquement les seuls constituants. Le quartz est finement granoblastique, assez bien calibré en cristaux de quelques dizaines de microns groupés en lits de 1 à 2 mm d'épaisseur. Le graphite pulvérulent est, en partie, étroitement associé au quartz mais il est surtout concentré en petits lits assez réguliers alternant avec les lits quartzeux. La roche se débite suivant les lits graphiteux, moins cohérents, et les surfaces ainsi libérées enduites d'une pellicule de fines particules ont la propriété très caractéristique de « tacher les doigts ».

La recristallisation métamorphique de la roche a été complète et n'a laissé subsister aucune trace de sa structure initiale. Sa première identité nous échappe donc. On peut y reconnaître une ancienne lydienne mais cependant l'hypothèse d'une pélite initiale, quartzeuse et chargée de matière charbonneuse, est tout à fait vraisemblable.

4X5. **Unité 4 de la série cévenole : quartzites micacés et micaschistes.** Elle n'est connue que sur une surface relativement réduite en aval des Vanel, à la partie haute du versant droit de la vallée du Tarnon où elle représente la frange occidentale d'un domaine largement développé dans le cadre de la feuille voisine Saint-André-de-Valborgne.

C'est un ensemble quartzo-phylliteux où dominent les quartzites à phyllites et les pôles quartzeux de la gamme des micaschistes. La stratification des roches, détritiques d'origine, est toujours bien exprimée par les types lithologiques nettement individualisés en horizons de faible épaisseur. Ce sont :

— des quartzites compacts gris, à mica blanc et chlorite bien orientés mais dispersés, noyés dans la trame quartzeuse. Cependant de fins lits de phyllites découpent généralement la roche en petits bancs décimétriques ;

- des quartzites micacés gris-vert sombre, assez riches en phyllites, se débitant en lits de quelques centimètres d'épaisseur ;
- des quartzites en plaquettes de quelques millimètres ;
- des quartzito-schistes rubanés où alternent de fins feuillets quartzeux et phylliteux ;
- des quartzito-schistes homogènes à trame de quartz encombrée de phyllites orientées ;
- enfin, des micaschistes de muscovite et de chlorite. Certains horizons sont riches en graphite et franchement noirs.

Ces roches ont une minéralogie pauvre : trois minéraux essentiels seulement, le quartz, la muscovite, la chlorite, définissent les paragenèses. Ils sont accompagnés de quelques minéraux accessoires (l'apatite, le zircon, l'ilménite sont les plus fréquents).

q5. Quartzite blanc. La base de la formation est jalonnée par un faisceau de lentilles de quartzites bien caractérisés par leur couleur blanche, leur cohérence et les petits abrupts dénudés qui leur sont associés. Une lentille principale épaisse de 10 mètres environ est généralement accompagnée, et plus ou moins encadrée, par d'autres lentilles plus réduites formant cortège.

L'ensemble est régionalement très constant et constitue le niveau-repère *q5*.

La roche est très compacte, les phyllites (muscovite et chlorite) sont des constituants très accessoires en lames dispersées mais d'orientation planaire bien réglée. Des groupements locaux en fins feuillets créent une foliation naissante.

δ. **Amphibolites.** Les cinq affleurements connus ont en commun la paragenèse chlorite + trémolite-actinote + sphène + albite + épidote + quartz et une disposition en corps lenticulaire *interstratifié* de quelques dizaines de mètres de long et d'environ 20 mètres d'épaisseur. La foliation régionale y est toujours nette. Ces affleurements ne peuvent cependant être rapportés à un horizon de la série car ils se répartissent entre les unités 2 et 3. Ils pourraient représenter des injections basiques anté-métamorphiques.

TERRAINS SECONDAIRES

t. « Trias ». **Grès, sables et poudingues.** On attribue à ce système sans preuves paléontologiques dans l'étendue de la feuille, mais par comparaison avec les régions situées au Sud et au Sud-Est (bordure languedocienne sous-cévenole), une formation où dominent des grès quartzo-feldspathiques blancs ou rougeâtres et des poudingues grossiers, avec un ciment tantôt siliceux, tantôt calcaro-dolomitique. Cependant les variations de faciès sont considérables : grès tendres blancs et jaunâtres, presque sableux surtout dans le Nord-Est, tandis que vers le Sud on observe des passées de dolomies gréseuses brun-jaune à quartz anguleux au niveau du Trias moyen (Muschelkalk ?) et plusieurs horizons de grès marneux ou marnes gréseuses verts et jaunes avec, parfois, des lits calcaro-dolomitiques d'aspect rognoneux et des rides de vagues (Keuper ?). Ces niveaux terminaux plus marneux ont été seulement distingués sur la carte autour du causse de Camprieu (notation TM). Localement, la base de la formation correspond à un remaniement des éléments du socle, fragments anguleux de schistes et de quartz filonien, associés à des argiles rouges et vertes bien stratifiées (thalweg de la Jonte au Sud de Gatuzières). Les argiles rouges, plus ou moins gréseuses, proviennent clairement d'une évolution paléopédologique du substratum schisteux dont les zones altérées sont figurées sur la carte par une surcharge : elles permettent la reconstitution de la surface anté-triasique qui s'étendait sur l'ensemble des Cévennes. Les variations de puissance du Trias sont très grandes : 0 à 15 m au Nord-Est, 15 à 50 m entre Gatuzières et Meyrueis, 80 à 100 m autour du causse de Camprieu, donc un accroissement en direction du Sud ; mais il y en a un aussi vers l'Est, jusqu'à 40 m au Sud de la Can de l'Hospitalet, et peut-être vers l'Ouest d'après les sondages réalisés dans le secteur de Lanuéjols.

t10-l1a. Rhétien — Hettangien inférieur

« *Rhétien* » (5 à 8 m). Gros bancs de dolomie cristalline à patine brun jaunâtre, parfois quartzeux, avec ou sans fantômes d'oolithes et à stratifications entrecroisées, surmontant de petits bancs de dolomie fine, ou feuilletée, avec joints de marnes vertes et un poudingue de base à dragées de quartz, avec ciment dolomitique brun-jaune. Pour sa datation, on a invoqué la présence d'*Avicula contorta* dans des régions voisines, mais la microflore indiquerait plutôt un âge déjà hettangien. La puissance est variable surtout pour la base, tandis que les gros bancs constituent un repère morphologique très constant à la base des causses.

Hettangien inférieur (20 à 35 m). Ensemble calcaro-dolomitique groupant trois unités lithologiques :

- l'unité inférieure est caractérisée par des bancs ondulés, centimétriques à décimétriques, limités par des surfaces mamelonnées. Dolomitiques, gris-bleu et peu fossilifères dans la majeure partie du territoire de la feuille, ils sont calcaires, gris clair et riches en tests de Mollusques, pour partie dans le secteur de Vebron et au Nord, en totalité sur la Can de l'Hospitalet où ils renferment *Psiloceras planorbis*. La puissance, faible au Nord (4 m à Vernagues), varie en général entre 8 et 15 mètres ;
- l'unité médiane est formée par des dolomies cristallines en gros bancs à patine sombre, gris foncé ou rousse, des dolomies saccharoïdes ou oolithiques gris clair ou gris-bleu à la cassure, avec stratifications entrecroisées et joints stylolithiques. Puissance variable de 5 à 12 mètres ;
- l'unité supérieure représente une transition entre les faciès de l'unité médiane et ceux attribués à l'Hettangien moyen et supérieur. Pratiquement inexistante au Nord, elle varie de 5 à 12 m au Sud du col de Perjuret.

Sous réserve du synchronisme de sa partie supérieure, qui n'est pas incontestable, l'ensemble de l'Hettangien inférieur aurait une puissance de 20 à 35 m. Sa base dessine un talus en pente douce, tandis que l'unité médiane se traduit par une falaise généralement en gradins.

l1b-2. **Hettangien moyen — Hettangien supérieur (p.p.)**. Ensemble essentiellement dolomitique n'ayant pas livré de fossiles caractéristiques, constitué à la base par des petits bancs à débit parallélépipédique (faciès « cubique ») et au sommet par des feuilletés ou plaquettes (faciès « varvé ») à intercalation rythmique de gros bancs (tous les 5 à 6 m). Les gros bancs sont constitués par des dolomies fines, plus ou moins argileuses, sublithographiques ou finements litées, ou par des dolomies cristallines, vacuolaires, à nombreux moules de Lamellibranches et de Gastéropodes. La puissance de cette unité est de l'ordre de 50 m dans la partie nord de la feuille, de 80 à 100 m dans la partie sud. Morphologiquement, elle donne un talus assez redressé, entrecoupé de barres correspondant à l'affleurement des gros bancs.

l2-3. **Hettangien supérieur (p.p.) ou Sinémurien inférieur (?)**. Alternances de marnes, dolomies finement litées plus ou moins argileuses, à *mud cracks* et débit en plaquettes ou feuilletés, dolomies massives finement litées ou bréchiques (brèches intra-formationnelles). Au sommet, présence de niveaux à faciès sinémurien : calcaires dolomitiques fins, gris-bleu à patine jaune et cassure conchoïdale, dolomies cristallines gris clair ou gris-bleu à patine rousse, dolomies gravelo-oolithiques ou calcaires gris clair, sublithographiques et noduleux.

Nulle sur la Can de l'Hospitalet, la puissance de cette unité s'élève peu à peu à 10 m dans l'Est du causse de Campriou, 15 à 20 m dans l'Ouest de ce causse, dans celui du Crouzet et dans le versant oriental du causse Méjan, enfin à 32 m dans les sondages (S.M.M.P.) du secteur de Lanuéjols. Morphologiquement, cette unité se traduit généralement par une rupture de pente très nette correspondant au rebord de la plate-forme des causses liasiques.

l4-6. **Lotharingien—Carixien—Domérien** (10 à 30 m). *Au Lotharingien* sont attribués des gros bancs grisâtres à joints plans de calcaires à entroques, gravelles et grains de quartz passant à des dolomies cristallines dans l'Est. Echiocératidés, *Derocheras* sp., nombreux Brachiopodes (*Rhynchonella* sp., *Zeilleria numismalis*), Lamellibranches et Bélemnites. La base de l'étage paraît manquer. Puissance de 1 m dans l'Est, s'élevant de 6 à 10 m au Nord de Meyrueis.

Le Carixien (ancien Pliensbachien) correspond à des calcaires gris-bleu, en petits bancs onduleux séparés par de minces lits marneux, souvent glauconieux surtout au sommet, parfois avec chailles à la base où se trouve une surface durcie et ferrugineuse. Il semble que la zone à *Uptonia jamesoni* ne soit jamais représentée (lacune du Carixien inf.) mais on reconnaît la zone à *Tragophylloceras ibex*, avec *Lytoceras fimbriatum*, *Tropidoceras stahli*, *Acanthopleuroceras maugenesti*, *Ac. valdani*, etc., puis la zone à *Proactylioceras davoei*, avec *Lytoceras fimbriatum*, *Beckeiceras beckeii*, *Androgynoceras capricornu*, nombreuses Bélemnites et Brachiopodes. Puissance de 1 à 2 m dans l'Est, 6 à 8 m au Nord de Meyrueis.

Le Domérien est représenté à la base par des marnes bleu-noir ou grises à miches calcaires, puis par des alternances marno-calcaires avec, au sommet, des calcaires à entroques formant une petite corniche, à surface corrodée et ferrugineuse. On distingue bien les zones à *Amaltheus margaritatus*, avec *Acanthopleuroceras nitescens*, *Nautilus* sp. à la base, à *Paltoleuroceras spinatum*, avec *P. solare* au sommet. Faciès seulement calcaire et réduit à 6 m sur le causse de Camprieu ; enrichissement en marnes et augmentation de puissance jusqu'à 10 m et même 15 m en direction de l'Ouest.

Étant donné leur faible épaisseur totale, ces trois étages ont dû être groupés sur la carte dans la zone où ils affleurent. Par sondages (S.M.M.P.) on a cependant reconnu que l'ensemble atteindrait 80 m vers Lanuéjols et 144 m à 500 m dans l'Ouest de Meyrueis. Morphologiquement, le Lotharingien—Carixien et le Domérien supérieur donnent deux petites corniches séparées par un replat ou un talus correspondant aux marnes du Domérien inférieur.

l7-8. **Toarcien. Marnes noires à gris-bleu** (30 à 70 m). A la base existent épisodiquement des schistes bitumineux à *Posidonomya bronni*, faciès dit *schistes cartons* qui se développe plus largement dans l'Ouest des causses. Les marnes noires franches correspondent en partie au Toarcien inférieur (zone à *Harporoceras falciferum*) et surtout au Toarcien moyen (zone à *Hildoceras bifrons*). Le Toarcien supérieur (zone à *Lytoceras jurensis*), renfermant *Haugia variabilis*, *Grammoceras striatulum*, *Hammatocheras insigne*, *Phlyseogrammoceras* sp., des vertèbres d'Ichtyosaure, etc., de faciès marno-calcaire, a été le plus souvent associé sur la carte avec l'Aalénien. La puissance des marnes varie de moins de 30 m dans l'Est de la feuille, à 50 m au Nord-Nord-Est de Meyrueis, 70 m près de Lanuéjols et 170 m à l'Ouest de Meyrueis (sondages S.M.M.P.), région subsidente où il est en outre possible que le faciès marneux monte jusque dans l'Aalénien inférieur.

l9. **Aalénien. Calcaires noduleux et bancs marneux** (40 à 100 m). Les marnes noires du Toarcien passent progressivement à des marnes grisâtres à bleuâtres puis l'étage devient calcaire avec des calcaires noduleux ou en bancs onduleux, à nombreux *Cancellophycus*, avec petites intercalations marneuses et de teinte générale jaunâtre à rougeâtre. Faune assez abondante : *Gryphea sublobata*, *Rhynchonella epiliasina*, *Terebratula perovalis*, *Pecten personnatus*, *Dumortiera radians*, *D. rhodanica*, *Pleydellia subcompta*, *P. cf. fluitans*, *P. cf. aalensis* ; vers le haut *Ludwigia* sp. et *Ancolioceras* cf. *substriatum* indiquent le passage vers le Bajocien. Puissance de 40 à 60 mètres dans le Nord-Est croissant jusque vers une centaine de mètres dans le Sud.

l1a. **Bajocien inférieur. Calcaires en gros bancs, à chailles** (20 à 40 m). Calcaires blancs ou grisâtres, en gros bancs, oolithiques ou à entroques, avec chailles

nombreuses, pétris de débris de Lamellibranches, Gastéropodes et Echinides peu déterminables et de Polypiers : *Trigonia costata*, *Ctenestreon proboscideum*, *Lima hesione*, *Isastraea*, *Thecosmilia*, *Montlivaultia*, *Calamophyllia* sp., etc. Puissant de 20 à 40 m dans l'ensemble de la feuille, ce sous-étage diminue de puissance ou se charge en dolomie vers le Nord-Est où il n'a pas été distingué au sein d'un ensemble bajocien (j1) au-delà de Vebron.

j1b. **Bajocien supérieur. Dolomies cristallines** (40 à 90 m). Dolomies cristallines roses à grises en gros bancs massifs, ne passant à des calcaires oolithiques ou à entroques qu'au-delà des limites de la feuille vers le Nord-Est et le Sud-Ouest. La puissance semble varier depuis moins de 40 m dans l'Est à plus de 80 m dans l'Ouest.

j2a. **Bathonien inférieur. Calcaires blancs en plaquettes ou en gros bancs** (20 à 200 m). Vers le bas, calcaires blancs en gros bancs, d'abord très massifs, oolithiques, graveleux et organogènes (Polypiers). Dans la vallée de la Dourbie et jusqu'à Lanuéjols au Nord-Est, cette base renferme des passées marneuses et ligniteuses. Entre Lanuéjols et Meyrueis, cet épisode se traduit encore par des calcaires bréchiques à cailloux noirs et des marnes jaunes à Characées. Vers le haut, calcaires en plaquettes, avec parfois (Ouest de la feuille, dans les vallées de la Jonte et de la Dourbie) bancs plus compacts et dolomitiques. Dans le Nord-Est, l'ensemble du Bathonien inférieur se réduit et se charge en dolomie, au point qu'à partir de Villeneuve, il n'est plus possible de le distinguer du Bathonien supérieur (notation j2).

Lorsque le sous-étage Bathonien inférieur connaît toute son ampleur, on voit que sa base est saumâtre à laguno-lacustre : *Pteroperna hartmanni*, *Paludina bathonica*, *Corbula raristriata*, *Cyrena ruthenensis*, *Ostrea acuminata*, etc., ce qui démontre l'émersion de terres situées probablement vers l'Est-Sud-Est, tandis que sa partie supérieure est franchement marine, avec une faune chaude, coralligène, à Brachiopodes et Nérinées : *Zeilleria intermedia*, *Rhynchonella bajociana*, *Nerinea laminata*. La puissance totale varie donc beaucoup, depuis une vingtaine de mètres dans l'Est jusqu'à environ 200 m dans l'Ouest du territoire de la feuille.

j2b. **Bathonien supérieur. Dolomie grise, caverneuse** (50 à 150 m), en grande masse sans stratification nette, parfois sableuse, souvent découpée par des diaclases verticales et qui donne alors les reliefs ruiniiformes les plus classiques de la région des Causses (Montpellier-le-Vieux sur le Noir, feuille Saint-Beauzély ; Nîmes-le-Vieux sur le Méjan au-dessus de Fraissinet-de-Fourques) ou les falaises les plus spectaculaires des gorges du Tarn, de la Jonte et de la Dourbie, comme du rebord caussenard dominant le Tarnon. Dans le centre et le Sud du territoire de la feuille, sur le causse Noir, vers le tiers inférieur de cette masse dolomitique s'intercale une zone de calcaire blanc en plaquettes ou en gros bancs, de faciès très comparable à celui des calcaires considérés comme appartenant au Bathonien inférieur (j2bC). En l'absence de toute faune caractéristique, la limite entre les deux sous-étages apparaît donc extrêmement conventionnelle. La puissance totale, inférieure à 50 m dans l'Est, dépasse 150 m vers l'Ouest.

j3-5. **Callovien—Oxfordien inférieur (= Oxfordien s.s.) et supérieur (partie inférieure = « Argovien »)** (10 à 50 m). Cet ensemble d'étages ou de sous-étages, groupés sur la carte, se distingue facilement sur le terrain car il est plus tendre que les formations voisines. Il donne donc toujours des replats plus ou moins cultivables. En outre, il est moins facilement dolomitisé, et, lorsqu'il l'est tout de même entièrement (Ouest de la feuille), il prend un faciès particulier de dolomie en minces bancs jaunâtres se débitant en petits parallélépipèdes (de 5 à 10 cm en moyenne) très caractéristiques. La cartographie la plus incertaine porte sur le Callovien inférieur. Des calcaires blancs assez inhabituels, que l'on peut observer notamment entre Saint-Pierre-des-Tripiers et Veyreau, de part et d'autre de la Jonte, ainsi que sur le causse Noir entre les Mazes et la Tour, lui reviennent peut-être ; mais dans beaucoup de cas, il est probable que les

calcaires cristallins sont franchement dolomitiques et se trouvent donc confondus avec les dolomies attribuées au Bathonien supérieur. Sous ces réserves, la puissance de l'ensemble paraît varier entre une dizaine et une cinquantaine de mètres, le maximum s'observant vers le centre de la feuille.

Le Callovien certain a été reconnu en d'assez nombreux points, notamment à l'Ouest de Meyrueis. La zone à *Macrocephalites macrocephalus* y correspond à 15 m de calcaires cristallins jaunes à roses en gros bancs, parfois avec silex, la zone à *Reineckeia anceps* à 8 à 10 m de calcaires glauconieux en petits bancs et calcaires cristallins.

L'Oxfordien (s.s.) n'est peut-être pas présent partout. Lorsqu'on peut le distinguer, il s'agit de petits bancs de calcaires gréseux ou marneux, séparés par des sables glauconieux où abondent les fossiles remaniés : *Cardioceras cordatum*, *Hibolites hastatus*, etc., au-dessus de bancs corrodés manifestant l'existence de lacunes.

L'Argovien correspond à des marnes sableuses, calcaires gris en plaquettes et marnes grises, le tout fréquemment glauconieux et très fossilifère : *Perisphinctes plicatilis*, *Per. biplex*, *Per. elisabethae*, *Ochetoceras canaliculatum*, *Sowerbyceras tortisulcatum*, *Hastites clavatus*, etc., ainsi que des Brachiopodes, des Echinides et des Spongiaires.

j6. Oxfordien supérieur (partie supérieure = « Rauracien ») (40 à 100 m). **Calcaires blanc-gris**, souvent marno-calcaires, sublithographiques. Dolomitisation fréquente, rares fossiles significatifs : *Orthosphinctes* gr. *polygyratus*, *Perisphinctes* cf. *tisiani*. Puissance paraissant assez variable, maximale vers l'axe méridien de la feuille.

j7. Kimméridgien inférieur (= « Séquanien ») (60 à 100 m). **Calcaires blancs massifs et marno-calcaires en plaquettes**. La base est parfois un calcaire sublithographique gris tacheté de petits points clairs (agrégats de calcite microcristalline). Transformation fréquente en dolomie claire, litée ou massive, englobant des lentilles ou des bancs de calcaire non dolomitisé, tandis qu'inversement la dolomie peut se présenter en masses récifales au sein des calcaires. Dolomitisation totale dans le Nord-Ouest et l'Ouest du territoire de la feuille. Puissance de 60 à 100 m, paraissant maximale vers l'axe méridien de la feuille.

j8a. Kimméridgien supérieur (partie inférieure) (80 à 100 m). **Calcaires blancs en gros bancs ou en plaquettes sublithographiques**, à tubes de Serpules, Lamellibranches, Brachiopodes dont *Zeilleria humeralis*, *Ataxioceras* sp. Lorsqu'il existe, le faciès en gros bancs est plus fréquent à la base et les bancs ont une certaine tendance à se disjoindre en prismes d'ordre métrique, parallélépipédiques, et à angles arrondis ou même en grosses boules (serre des Boulettes entre Meyrueis et Hures sur le Méjan, les Boulets à l'Est de la Bouteille sur le Noir). Ce sous-étage est partiellement dolomitisé en plusieurs points et intégralement dans le Nord-Ouest de la feuille, mais son litage demeure habituellement sensible.

j8b. Kimméridgien supérieur (partie supérieure) (120 m environ). **Dolomies grises** peu litées, très générales dans le sous-étage, avec cependant quelques rares calcaires de caractère récifal, pétris de débris de fossiles indéterminables, conservés dans la masse ; dans le Nord-Est en particulier (l'Usclat), il semble que l'on puisse distinguer des formes de coupoles récifales bien conservées. La base du sous-étage se montre fréquemment mieux litée et des passées de calcaires sublithographiques blancs ou rosés (j8bC) peuvent y prendre quelque ampleur.

j9. Portlandien (inférieur à 120 m). **Calcaires blancs ou rosés**, parfois oolithiques, graveleux à noduleux, en plaquettes lithographiques ou en petits bancs localement compacts. Polypiers, Nérinées et autres fossiles brisés et triturés indiquant un faciès récifal ; rares et minces horizons dolomitiques vers la base en quelques points ; près de la Borie (la Parade), passée de calcaires argileux et marnes laguno-lacustres jaunâtres, à Characées, Gastropodes et Ostracodes, avec brèches à cailloux noirs, qui annoncent le

début de la régression du Jurassique terminal. L'étage, assez mal défini par sa faune, n'est probablement pas complet ; ce qui en subsiste présente une puissance maximale de 100 à 120 m sur la cause Méjan.

FORMATIONS CONTINENTALES, FLUVIATILES ET RÉSIDUELLES

R. Formations résiduelles. Il s'agit surtout d'argiles rouges très impures (*terra rossa*), anciennement appelées « Terre du Causse », qui proviennent pour partie d'une décalcification *in situ* des calcaires jurassiques et pour partie de l'apport de matériaux originaires des massifs cristallins et cristallophylliens avant le creusement des vallées (les grains de quartz parfois abondants le démontrent). Dans les zones dolomitiques, le sable dolomitique résiduel devient un constituant important et quelquefois exclusif, la terre acquérant alors une teinte plus grise que rouge.

Fréquemment on trouve des pisolithes de limonite dans les argiles ; il s'agit presque certainement de Sidérolithique remanié. Le Sidérolithique franc, sous forme de grès ferrugineux ou d'accumulations de pisolithes très frais et presque purs, se rencontre d'ailleurs mais sur des surfaces trop petites pour être représentées sur la carte (quelques mètres carrés) ; ces gisements paraissent souvent liés aux réseaux de failles dans lesquels il est possible qu'ils se trouvent coincés. L'identité de faciès avec le Sidérolithique du Quercy pousse à admettre un âge paléogène pour cette formation lorsqu'elle est réellement en place.

L'ensemble des formations résiduelles occupe la quasi-totalité des fonds de dolines et une grande partie des poljés, plaines karstiques, têtes de vallées sèches et replats des causses, où elles représentent presque les seules surfaces cultivables. Théoriquement, leur genèse peut avoir débuté dès l'émersion de la région au Crétacé inférieur ; il est probable qu'elles ont eu une grande extension lors de la pénéplanation anté-lutétienne ; mais leur répartition actuelle a dû être acquise surtout pendant le Néogène, avec des remaniements encore plus récents puisqu'ils se montrent liés aux reprises karstiques quaternaires et peut-être localement actuelles.

ER. Éboulis de pierrailles et formations résiduelles associées. Sur le dessus des Grands Causses, les éclats de calcaires en plaquettes et la blocaille accompagnée de sable dolomitique provenant du démantèlement superficiel des reliefs les plus importants (surtout dans le Nord-Est) s'associent souvent aux formations résiduelles accumulées dans les dépressions karstiques sans qu'une distinction cartographique soit possible ou significative. Là est le sens de la notation adoptée.

ÉBr. Éboulis de blocs, grandes masses glissées et brèches de pente généralement cimentées. Ces diverses formations de pente n'existent que sur les flancs des canyons ou en bordure des causses. Des pans de falaise s'abattent encore actuellement, mais les glissements en grandes masses, notamment au Sud du Maynial (Jonte) et dans la vallée de la Dourbie, ainsi que les brèches cimentées, pour leur majeure partie, semblent devoir être rattachés à un Quaternaire approximativement moyen. Au Nord-Est de Meyrueis, des masses chaotiques à matériel essentiellement bajocien glissé sur les marnes toarciennes résultent peut-être surtout d'une sorte de « fonte » sur place d'anciennes buttes-témoins isolées.

E. Éboulis de pierrailles avec parfois quelques blocs plus importants, généralement non ou peu cimentés, revêtant les talus au pied des reliefs calcaires, éclats schisteux et arènes granitiques sur les pentes des Cévennes. Le gel pendant les périodes froides du Quaternaire et les variations thermiques encore actuelles ont assuré et continuent souvent à assurer une fragmentation poussée. Ces formations de pente, assez superficielles, sont extrêmement répandues mais n'on été figurées que lorsqu'elles masquent à peu près entièrement leur substratum.

FP. Formation fluviale des plateaux. Des argiles à graviers et cailloux roulés, associées à du Sidérolithique remanié, couvrent des surfaces relativement importantes sur le causse Méjan au-dessus du col de Perjuret et sur le causse Noir près de Servillières. Il semble qu'il s'agisse de dépôts du piedmont cévenol antérieur au creusement des vallées actuelles. Le premier peut être en rapport avec l'établissement initial du cours supérieur de la Jonte, le second avec la tête d'une vallée sèche où cette formation a été entraînée en direction de Luc et Pellalergues ; dans les deux cas, elle se trouve située environ 300 m au-dessus de la Jonte actuelle et la karstification quaternaire la reprend. On doit donc supposer pour elle un âge au moins pliocène et peut-être miocène. Elle est parfois discontinue sur les terrains jurassiques (^JFP).

F, FT, FG. Alluvions fluviales, tourbeuses, glaciaires. Le développement des terrasses quaternaires est extrêmement limité dans l'étendue de la feuille. Les affleurements les plus larges se trouvent dans les vallées du Tarnon et de la Jonte en amont de leur pénétration dans les calcaires, dans une zone où s'ébauche une dépression structurale périphérique, ainsi que dans des vallées suspendues dans les régions de Camprieu, Cabrillac et les Fons où le sol présente une tendance nettement tourbeuse (FT). Dans le cirque de Trépaloup, au Nord de l'Aigoual, des formations probablement fluvioglaciales (FG) ont été parfois interprétées comme moraines de névés. Ailleurs dans les Cévennes aussi bien que dans les causses, il ne s'agit en général que d'étroites bandes alluviales dominant les cours d'eau de quelques mètres à une dizaine de mètres. Les alluvions anciennes sont rarissimes ; l'affleurement le plus typique a été noté à l'Ouest de Meyrueis, au collet de Notre-Dame-du-Rocher où de gros cailloux roulés sont conservés 60 m environ au-dessus de la Jonte ; il n'a pas été possible de figurer les cailloux conservés occasionnellement dans des fentes du calcaire ou de minuscules placages sur les parois des canyons à des altitudes variées (exemple sur la D. 63, 1 km environ à l'Est-Nord-Est du Maynial). L'échelle ne permet pas de distinguer les quelques alluvions actuelles des alluvions récentes.

U. Tufs calcaires, dépôts de sources. Peu nombreux dans le périmètre de la feuille Meyrueis, région qui fut sans doute constamment trop froide au cours du Quaternaire pour avoir permis d'abondants concrétionnements extérieurs. Le seul affleurement méritant d'être noté est celui dû à la source du moulin de Corp, la plus basse de toute la feuille, dans la vallée de la Dourbie. Sa genèse est récente, mais peut-être pas actuelle.

X. Dépôts anthropiques. Accumulations artificielles localisées, correspondant surtout à des terrils d'exploitations minières anciennes ou actuelles. Ils n'ont été figurés que près des mines de Villemagne et de la Serreyrède où ils acquièrent quelque ampleur.

FILONS QUARTZO-BARYTIQUES

De nombreux filons (Q) traversent le socle et sa couverture surtout suivant la direction W—E à W.NW—E.SE.

Dans le socle, ces filons sont essentiellement quartzeux et dans l'ensemble pauvres en sulfures. Le réseau le plus important se trouve dans les régions de Campis et Pourcarès où se dressent, sur une longueur de 5 km, de véritables murailles quartzéuses.

Dans la couverture, les filons sont quartzo-barytiques ou barytiques, plus ou moins riches en sulfures. Ils peuvent présenter des apophyses stratiformes à divers niveaux de l'encaissant. Ils sont groupés en deux faisceaux : celui de Villemagne d'une part et de Gatuzières d'autre part.

La plupart de ces filons sont associés à des failles anciennes mais qui ont rejoué

plusieurs fois. Un épisode de mise en place antétriasique est parfaitement illustré par le filon de quartz situé à l'Est-Sud-Est de Gatuzières. Un autre ou d'autres épisodes sont attestés par les filons qui traversent le Lias inférieur et moyen. On notera à leur sujet, d'une part, qu'aucun d'entre eux ne pénètre profondément les marnes toarciennes et, d'autre part, que la tendance à la ramification vers l'Ouest suggère la disparition des filons au-delà du faisceau de failles S.SW—N.NE de Meyrueis, dont le rejeu en décrochements senestres les affecte toujours. La mise en place des filons semble donc pouvoir s'étendre depuis la fin du Primaire jusque pendant le Tertiaire.

REMARQUES PÉTROLOGIQUES, STRATIGRAPHIQUES ET STRUCTURALES

DOMAINE CÉVENOL

Tectogenèse

Les surfaces de foliation et de stratigraphie sont généralement confondues et leurs pendages communs sont disposés selon un arc régional indiquant une large voûte antiforme d'axe à peu près NW—SE. Cependant, cette ondulation est une structure tout à fait accessoire, les déformations essentielles, antérieures, sont tout autres : ce sont de grands plis régionaux à charnière pincée et profil subsoclinal, des miniplis de quelques mètres à quelques centimètres d'amplitude, des crénulations millimétriques généralement à peu près homoaxes des structures plus amples.

Ces plis se répartissent en plusieurs ensembles chronologiquement échelonnés. *L'édifice actuel a donc été bâti en plusieurs étapes, entre l'époque du métamorphisme général et celle de la mise en place du granite depuis laquelle le socle est à peu près figé.*

On remarque :

- que les mégastructures sont toujours accompagnées de déformations plus modestes, en grand nombre, allant jusqu'au gaufrage des surfaces préexistantes ;
- que certaines petites structures (miniplis et micropilis) forment des populations ordonnées, *indépendantes des structures majeures*, et concrétisent seules des épisodes de déformation.

Les plis de toute dimension ont leurs plans axiaux confondus avec des clivages tectoniques ou *schistosités* qui leur sont donc génétiquement associés. Une schistosité est soit la répétition de plans de discontinuité physique (clivage de fracture, clivage de crénulation *pro parte*), soit l'expression d'un plan de moindre cohésion qui est un plan d'orientation des constituants minéraux (foliation).

On a reconnu cinq épisodes de déformation :

1. L'épisode initial n'est représenté que par de petits plis dont l'amplitude n'excède pas quelques mètres. Elle se limite à quelques centimètres ou quelques décimètres dans les exemples les plus fréquents. Les plis sont isoclinaux, étirés, étroits, à charnière aiguë et flancs inégaux. La foliation régionale S1, finement pénétrative, constitue leur plan axial et traverse très régulièrement les charnières. Cette déformation est donc étroitement associée au métamorphisme orienté général. Les quelques axes observés ont des directions très dispersées (de N 0 à 90° E).

2. Elle est relayée par un ensemble plus récent de plis eux-mêmes isoclinaux qui déforment S1. Ces plis également étroits ont des charnières arrondies et leur amplitude reste modeste (quelques décimètres en moyenne). Ils sont accompagnés d'une nette recristallisation orientée, de plan axial (métamorphisme II), qui ne se distingue bien de la précédente que dans les charnières où s'individualise S2. Les charnières sont assez dispersées, elles indiquent cependant une direction axiale générale subméridienne.

3. L'événement suivant est responsable de la mise en place de l'architecture majeure des Cévennes. Il façonne des mégaplis isoclinaux d'orientation axiale variant de N20 à 70° E et déversés couchés vers le Nord-Ouest : on doit leur attribuer le

doublet structural comprenant le synclinal de Massevaques et son complément, au Nord, l'anticlinal de Fourques. Ce sont les seules structures de grande amplitude bien caractérisées dans le cadre de la feuille.

Le synclinal de Massevaques se concrétise clairement dans la grande écharpe méridionale de micaschistes noirs qui s'étrangle progressivement vers le Nord-Est, aboutit à une charnière anguleuse et figure ainsi remarquablement le style aigu des profils étroits de ces structures.

Au même épisode appartiennent de nombreuses minstructures, la plupart de type similaire, isoclinales et à plan axial S3 confondu avec celui des plis initiaux. Dans ce plan s'est développée une importante recristallisation orientée (métamorphisme III) qui ne s'individualise bien que dans les charnières où se dissocient S3 et la foliation principale S1 plissée.

4. Épisodes 4 et 5 : deux ensembles de plis de direction axiale et de type voisins achèvent l'édifice. Ils groupent de très nombreuses minstructures allant des plis métriques ou décimétriques aux crénulations millimétriques. Celles-ci impriment une grille très constante sur les surfaces de foliation.

La direction axiale de chacun des épisodes varie régulièrement du Sud au Nord de la feuille : N110°E au Sud elle passe à N140°E dans la vallée du Tarnon pour l'épisode 4 et de N130°E à N160°E pour l'épisode ultime. Le premier est particulièrement bien exprimé dans le massif de l'Aigoual par des plis décimétriques déversés vers le Sud ; ils sont parfois concentriques et dissymétriques mais très souvent à peu près isoclinaux et similaires. Le dernier épisode est responsable de plis déversés vers le Sud-Ouest, surtout concentriques et dissymétriques.

Des structures planaires naissent lors de ces déformations. Ce sont surtout des schistosités de crénulation, cependant aux plis ultimes de type isoclinal se joignent des cristallisations orientées, parallèlement au plan axial, créant ainsi une foliation localisée.

Si aucun pli représentable sur la carte n'a été observé on peut soupçonner que l'étagement des lames carbonatées C1, au Sud de l'Aigoual, peut être le fruit de répétitions tectoniques dues aux plissements ultimes.

Évolution du métamorphisme

Le métamorphisme responsable de la foliation régionale est intimement lié aux plissements initiaux. Mais s'il faut lui attribuer la structuration minéralogique fondamentale, les recristallisations se poursuivent lors de pulsations ultérieures, à la fois thermiques et dynamiques, et déjà définies par les déformations qu'elles ont produites. Ces recristallisations se présentent sous deux aspects :

- minéraux nouveaux dont la naissance et la croissance sont contrôlées par les contraintes anisotropes et qui sont alors régulièrement orientés (surtout les phyllites) « à plat » dans le plan axial des nouveaux plis ;
- minéraux d'une génération métamorphique antérieure, déjà orientés et maintenant modifiés, réadaptés sur place par « polygonation », aux déformations nouvelles.

Les produits du métamorphisme orienté initial sont de cette manière réajustés lors des déformations suivantes. L'épisode 5, seul, ne semble accompagné d'aucun métamorphisme.

Enfin, une fraction des phyllites (chlorite et muscovite) a cristallisé en grandes lames trapues *obliques* sur la foliation. Elles sont postérieures aux derniers plissements et d'origine purement thermique. Le chloritoïde est également tardif.

Les paragenèses les plus courantes sont :

- quartz + muscovite + chlorite + spessartite,
- quartz + muscovite + chlorite + chloritoïde + graphite,
- quartz + albite + microcline + muscovite + chlorite,
- trémolite-actinote + calcite + sphène + albite + clinozoïsite + quartz.

Elles caractérisent le sous-faciès *quartz-albite-muscovite-chlorite* du faciès *schistes verts*.

Enfin, un métamorphisme essentiellement thermique, *de contact*, est disposé en « auréole » autour du granite circonscrit de l'Aigoual. Il est au plus légèrement tardif par rapport aux derniers plis. Tout près du contact la structure orientée a été partiellement voilée par la recristallisation générale, mais plus loin les minéraux nouveaux d'orientation quelconque ou peu apprente (cordiérite, andalousite, biotite) ont seulement altéré les associations préexistantes à des degrés décroissants avec la distance.

L'édifice actuel a donc été bâti progressivement. Le point de départ a été un métamorphisme général associé à des plis isoclinaux dont la faible amplitude peut paraître surprenante, compte tenu du développement régional de la foliation de plan axial qui s'installe conjointement. Le plissement majeur est postérieur et donc dissocié de l'épisode principal de métamorphisme. Cette évolution aboutit à la mise en place du granite qui est à peu près contemporaine d'une dernière déformation axée à peu près SE-NW. Les étapes successives sont certainement très rapprochées ; *elles sont toutes hercyniennes et antéwestphaliennes*. Le socle est alors figé et ultérieurement des ondulations, des *kinks* et surtout des ruptures répondront aux contraintes nouvelles.

DOMAINE CAUSSENARD

Dans l'étendue de la feuille, en dehors d'une érosion intense de la chaîne hercynienne, nous ne savons pas ce qui a pu se passer au cours du Stéphanien et du Permien. Il est cependant possible qu'à cette époque aient commencé à se dessiner certaines structures W-E comparables aux sillons houillers que l'on observe plus au Nord (bassins du détroit de Rodez) et plus au Sud (bassins du Vigan-Sumène, de Graissesac, de Neffiès). Au Trias en effet, le fossé de Camprieu semble avoir été partiellement préfiguré, ce qui expliquerait pour cette zone les épaisseurs assez grandes de grès continentaux à lagunaires et leurs relatives diversifications vers des grès dolomitiques puis des marnes gréseuses alors que, vers le Nord du parallèle de Meyrueis, le Trias (dans la mesure où les formations détritiques appartiennent bien à ce système) se réduit beaucoup et est sans doute souvent absent. De même, il n'est pas impossible que des failles et décrochements de direction submérienne se soient produits à peu près au même moment car de tels jeux immédiatement posthercyniens sont nets dans la Montagne Noire et le Lodévois. L'ébauche de la structure de toute la région caussenarde devant les Cévennes pourrait ainsi s'avérer antétriasique.

En tout cas, le phénomène essentiel au cours du Jurassique est le jeu du « fossé des Causses », de direction dominante N-S. Tandis que les puissances de tous les étages, sauf l'Hettangien, sont relativement faibles dans l'Est où se dessinait un haut-fond cévenol, très brutalement à partir de la zone S.SW-N.NE, où s'observe le principal faisceau de failles en escalier de Meyrueis, ces puissances sont doublées, triplées ou même quadruplées vers l'axe de la région caussenarde. Il est certain que plusieurs failles submériennes ont joué au cours de la sédimentation, notamment avant le Carixien moyen et pendant le Dogger ; en outre, aux variations de puissances brutales liées aux jeux souples (flexures) ou cassants (failles) de ces accidents se superpose la tendance générale à la subsidence vers l'Ouest. En effet, il n'y a jamais de faciès profonds ; l'abondance des formations récifales, la dolomitisation, les discontinuités de sédimentation, les *mud cracks*, les lignites, les dépôts à Characées, etc. prouvent que maintes fois la mer jurassique ne dépassait pas quelques mètres ou dizaines de mètres de profondeur ; même les calcaires en plaquettes et les passées marneuses ne semblent pas démontrer la submersion d'une plate-forme sous une épaisseur d'eau importante, étant donné leur passage latéral très fréquent aux faciès précédents. Vers l'Ouest du

territoire de la feuille, milieu approximatif de la zone affaissée, il est cependant permis d'évaluer au moins à 1 500 m l'épaisseur des terrains posthercyniens déposés avant la régression du Jurassique terminal.

Dans leur état actuel, les causses se montrent hachés d'accidents où dominent les directions W—E et N—S (avec variantes du N.NW—S.SE dans la vallée de la Dourbie et l'Est du Méjan, jusqu'au N.NE—S.SW dans le faisceau de Meyrueis). Ceux qui gravitent autour de la direction W—E sont des plis, parfois très serrés (exemple au Sud d'Alteyrac, sur le Noir), des flexures (exemple presque tous le long de la vallée de la Jonte) et des failles souvent inverses ou accompagnées de pincées (exemple à Meyrueis). Ils manifestent donc un serrage assez intense pour un pays considéré comme tabulaire, avec des poussées apparentes maximales du Sud vers le Nord. Il est permis d'admettre qu'il s'agit d'un effet de la tectonique « pyrénéenne », d'âge crétacé ou éocène, dont les conséquences ne s'amortissent que loin dans l'intérieur du Massif Central.

Au contraire, les accidents subméridiens sont principalement des failles verticales ou légèrement inclinées mais normales. Parfois, les strates se recourbent devant ces accidents et donnent des copeaux pincés auprès d'eux, mais plus souvent encore existent de vraies zones broyées atteignant une largeur de plusieurs centaines de mètres (bien visibles sur le Méjan). Quelques-uns de ces accidents s'amortissent devant les plis W—E (exemple de la faille de la Parade devant l'accident de Vessac—Meyrueis) ; cependant la plupart décrochent ou tordent les structures W—E et la somme des décrochements, senestres dans l'Est (faisceau de Meyrueis) probablement dextres dans l'Ouest (faisceau de la Dourbie), atteint plusieurs kilomètres. Bien qu'une partie de ces phénomènes de décrochements puisse être rattachée à la compression « pyrénéenne », compte tenu du fait que du Sidérolithique est souvent pincé dans les fractures subméridiennes, il est permis de penser que leur jeu essentiel s'est traduit, comme pour la Limagne, le fossé d'Alès et beaucoup d'autres accidents comparables dans le Massif Central et ses bordures, par des affaissements et coulissages pendant l'Oligocène. Il demeure cependant possible qu'un tel jeu se soit poursuivi ultérieurement, pendant le Néogène et même le Quaternaire, car l'établissement du réseau hydrographique actuel leur paraît en partie subordonné. L'étude détaillée de tous ces accidents démontre en tout cas qu'ils ont joué à de nombreuses reprises, tantôt en distension, tantôt en légère compression, tantôt en fracture verticale, tantôt avec une composante horizontale qui devient prédominante pour les phases les plus récentes.

ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE

Dans l'étendue de la feuille Meyrueis, il est possible de distinguer les traits majeurs suivants :

Surface d'érosion antétriasique des Cévennes. L'érosion de la chaîne hercynienne pendant le Stéphanien, le Permien et le début du Trias semble avoir été très poussée. En dehors des quelques sillons dont l'origine tectonique possible a été mentionnée et peut-être de quelques vallées peu encaissées, le socle ancien était réduit à l'état de pénéplaine recouverte par un épais manteau d'altération de caractère latéritique. Le climat tropical de la fin du Primaire a permis en effet l'altération des schistes ou l'arénisation des granites parfois jusqu'à des profondeurs de plusieurs décamètres. Le début de la transgression secondaire a tronqué les formations pédologiques mais a laissé subsister la « zone de départ » qui se traduit, notamment dans les schistes, par une rubéfaction et une friabilité très caractéristiques. Cette zone est à peu près partout bien nette sous le Trias où la base des sols fossiles « exhumés » par l'érosion actuelle est le site de petits replats souvent mis en culture. Dans les régions élevées des

Cévennes, où la protection des sédiments secondaires a disparu avec eux, la zone altérée fragile a été généralement décapée, mais il est permis de croire que la plupart des arêtes des « serres » cévenols et tous les points hauts jusqu'au sommet de l'Aigoual correspondent à la vieille pénéplaine, diminuée seulement de quelques dizaines de mètres. La fracturation et le gauchissement de cette surface, qui s'abaisse vers l'Ouest au-dessous des causses, ont dû se poursuivre tout au long du Secondaire, plusieurs fois pendant le Tertiaire et peut-être jusqu'à une époque très récente car le haut-fond cévenol semble avoir joué positivement par rapport à ses bordures encore pendant le Quaternaire.

Surface d'érosion polygénique des causses. Pendant le Crétacé et la plus grande partie du Tertiaire, la surface des causses a évolué pour donner une pénéplaine. Cependant, cette évolution a été plusieurs fois troublée par des mouvements tectoniques, en particulier lorsque se sont dessinées les rides plus ou moins faillées de direction W-E (structures « pyrénéennes » du Crétacé moyen et de l'Éocène moyen ?), ainsi que les failles et décrochements gravitant autour du N-S (structures « alpines » à partir de l'Éocène supérieur ?). Ces reprises tectoniques expliquent tous les actuels reliefs relativement importants, qui ont été rabotés seulement sur des surfaces très limitées, postérieurement à leur genèse. La surface primitive, qui s'inclinait fort lentement vers l'Ouest, correspond à la pénéplaine « sidérolithique » dont les jalons se retrouvent depuis les Cévennes jusque dans le Quercy. Plus tard, l'inclinaison s'est accentuée vers le Sud-Ouest et un réseau hydrographique s'est dessiné plus franchement. Il restait E-W là où il était commandé par les directions « pyrénéennes », mais il s'en échappait souvent en direction sud-ouest et parfois franchement vers le Sud lorsqu'il était orienté par des accidents « alpins ». Il convient peut-être de rattacher à cette dernière phase d'aplanissements, où, à côté de la corrosion générale, l'érosion fluviale jouait un rôle certain, ceux que l'on observe par exemple de part et d'autre de la Jonte depuis le Perjuret à l'Est (1 100 m) jusqu'aux environs de Veyreau et de Saint-Pierre à l'Ouest (900 m), au-dessus du Tarn entre le Bruel au Nord (900 m) et Volcégur au Sud (875 m), au-dessus du ruisseau de Garène entre Lanuéjols dans le Nord-Est (près de 1 000 m) et la rive droite de la Dourbie dans le Sud-Ouest (environ 850 m), aussi bien qu'en beaucoup d'autres endroits des causses. En dehors des reliefs néoformés et de ces décapages locaux, l'aspect général du pays devait cependant demeurer très proche de celui de la surface primitive. Son manteau d'altération, ancêtre des formations résiduelles actuelles persistait sans doute largement. A titre d'hypothèse vraisemblable, le début de l'installation du réseau hydrographique encore décelable aujourd'hui pourrait être daté du Miocène.

Surcreusements de la surface des causses. Ces surcreusements sont de deux ordres : d'abord, les vallées se sont un peu ancrées dans le calcaire, avec une descente des thalwegs n'excédant pas une cinquantaine de mètres au-dessous de leurs ébauches initiales. Beaucoup de vallées sèches résultent de cet épisode probablement consécutif à un rejeu tectonique des failles N-S et à un soulèvement cévenol (fin du Miocène ?), par exemple celle que l'on suit de Servillières à Pellergues sur le causse Noir, les têtes du ravin des Bastides et de celles du Nord-Est de la Parade sur le Méjan ; quant aux vallées principales, elles ont définitivement occupé leurs emplacements actuels, avec parfois des divagations souterraines (origine très probable de la grotte de Dargilan, latérale à la Jonte par 870 m d'altitude). Ensuite, l'évolution karstique a débuté franchement avec la genèse des plaines karstiques, des poljés et autres grandes dépressions fermées, réservoirs de formations superficielles, qui se sont surtout développées aux dépens des têtes de vallées anciennes ou le long des accidents tectoniques, par exemple autour de Brunas, de Vessac, de Pradines, des Mazes, etc., sur le causse Noir, de Costeguisson, des Plos, de Hures, de Niveliers, et bien d'autres sur le Méjan. Des dolines spectaculaires comme celles de Nabrigas ou de Combebelle sur le même causse appartiennent sans doute à cette première phase de creusement et de karstification qui semble devoir être rattachée au Pliocène ou au Quaternaire ancien.

Canyons et karst profond. D'une façon extrêmement brutale, et sans que l'on puisse distinguer franchement des phases intermédiaires, le creusement des vallées allochtones (nées dans les Cévennes) s'est poursuivi jusqu'à donner les canyons actuels, 250 à 350 m au-dessous des niveaux précédents, plus de 400 m au-dessous de la vieille surface bien souvent. Les principales vallées autochtones (nées dans le causse) ont cherché à rejoindre ces drains majeurs par de profonds ravins en pente forte et entrecoupés de cascades, mais la plupart sont aujourd'hui secs car drainés souterrainement ; quant aux vallées autochtones secondaires, elles y ont encore moins réussi et demeurent à l'état de « valats » secs, fréquemment suspendus au-dessus des falaises bordières des canyons.

En liaison avec cette grande érosion quaternaire, ont été dégagés la surface structurale des Avant-Causse (Lias calcaire), le glacis du Lias marneux, les corniches de calcaires compacts ou dolomitiques et les lapiaz ou reliefs ruiniformes de l'Aalénien supérieur, du Bajocien supérieur, du Bathonien supérieur, du Rauracien, du Kimméridgien, parfois du Portlandien, tandis que les bancs lités et calcaires en plaquettes intercalés donnaient des talus pierreux (en partie sous l'influence de la gélifraction).

L'enfouissement des eaux superficielles dans les calcaires s'est prodigieusement accru avec le creusement des canyons, dont les thalwegs servent de « niveau de base karstique » dans la majorité des cas. Les grandes dépressions fermées ont sans doute continué à évoluer en surface, mais elles ont surtout été taraudées comme l'ensemble des calcaires et surtout des dolomies par des milliers de petites dolines et des centaines d'avens, les uns aujourd'hui secs (exemple : aven Armand, profond de 200 m), les autres encore fonctionnels après les pluies ou à la fonte des neiges (exemple : aven de Hures, profond d'environ 400 m). Les grottes sont relativement moins nombreuses et peu développées ; elles correspondent le plus souvent à d'anciennes sorties épisodiques suivant des strates favorables (mais non des niveaux altitudinaux) dans les parois des canyons. Cependant le réseau souterrain actif compris entre la perte du Bonheur et la résurgence du Bramabiau, dans le petit causse liasique de Camprieu, est l'un des plus importants de France (plus de 10 km levés en topographie). Les autres réseaux profonds, situés en zone noyée (voir ci-dessous), sont impénétrables à l'Homme, mais ils s'étendent probablement sous la totalité des Grands Causse, région classique pour sa morphologie karstique.

AGRONOMIE

Région cévenole

Les sols siliceux, pauvres, sont fort érodés dans les zones ravinées ; les pentes sont souvent incultes, couvertes de bruyères et de genêts, parfois de taillis de châtaigniers, mais passent vers le haut à des prairies de caractère subalpin servant de pâturages aux brebis pendant l'été. Cependant, les rares restes d'une ancienne hêtraie ont été englobés dans de très larges reboisements en résineux qui constituent un modèle pour le Midi de la France (œuvre du forestier et géologue G. Fabre). Du point de vue pédologique, on a surtout des lithosols et des sols bruns acides passant à sols ocre-podzoliques ou crypto-podzoliques, plus localement des rankers pseudo-alpins (sols humiques silicatés) sur les sommets et des sols alluviaux tourbeux dans les dépressions mal drainées.

Région triasique et liasique

Sur les grès du « Trias » et du « Rhétien », les sols présentent à peu près les mêmes caractères que sur les schistes et les granites, bien qu'ils soient habituellement plus

légers. Le Lias calcaire est souvent nu lorsqu'il forme des reliefs abrupts, mais largement boisé en résineux ailleurs. Le Lias marneux peut donner des prairies de bonne qualité lorsqu'il n'est pas trop raviné. Du point de vue pédologique, l'ensemble du Lias supporte essentiellement des sols bruns calcaires pouvant passer à des rendzines, puis à des lithosols.

Région caussenarde

Les cultures (surtout céréales) se localisent sur les argiles de décalcification des dépressions karstiques de toutes tailles, mais les fonds des petites dolines sont habituellement réservés à des jardins maraîchers. Les surfaces de calcaires en plaquettes donnent de maigres pâturages pour les brebis laitières (fromage de Roquefort, ganterie de Millau) ; les dolomies sableuses conviennent très bien aux forêts de résineux. Cependant, avec la réduction actuelle des populations agricoles, de grands boisements ont été entrepris quel que soit le substratum : leur succès est inégal. Du point de vue pédologique, on peut parler de sols bruns lessivés, de rendzines rouges (souvent paléosols), de rendzines dolomitiques et de lithosols.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Dans la région cévenole, l'alimentation des cours d'eau de surface est largement assurée en raison de l'importance des neiges et des pluies sur les sommets (moyenne de 2 m, atteignant parfois 4 m sur le mont Aigoual dont le nom signifie « aqueux »). En outre, les formations plus ou moins tourbeuses présentes dans plusieurs hautes têtes de vallées jouent le rôle de régulateur, en assurant un certain débit tout au long de l'année. Par contre, les ressources en eau souterraine s'avèrent médiocres car les schistes et granites n'offrent qu'une perméabilité assez réduite. Les sources sont donc nombreuses mais de faible débit. Si les besoins ne sont pas très élevés, leur captage pour l'alimentation humaine peut être amélioré par l'exécution de drains dans les zones altérées ou fissurées proches des griffons (Lanuéjols). Pour des besoins plus importants, on a recours à des prises d'eau en rivière ou, de préférence, à des ponctions dans de petites nappes d'alluvions lorsqu'elles sont suffisamment alimentées par le cours d'eau voisin (Meyrueis).

Dans la région triasique et liasique, les vallées étant habituellement plus larges, les ressources en eaux souterraines dans les alluvions sont un peu supérieures, mais on observe aussi un grand nombre de sources relativement notables surtout à la base de l'Hettangien (possibilités de réseaux karstiques comme au Bramabiau, captages de Vebron et de Vernagues) et au-dessus des marnes toarciennes, bien que le pendage général vers l'Ouest limite les possibilités d'émergences vers la dépression liasique.

Dans la région caussenarde proprement dite, l'eau courante de surface se voit seulement au fond des canyons. Indépendamment de l'équipement hydraulique en cours à partir de captages faits dans les Cévennes, dans la plupart des cas les habitants du causse ne disposent que d'eau de citerne pour leurs besoins et de l'eau des « lavognes » (impluviums généralement aménagés sur un fond argileux dans de petites dolines) pour les besoins de leurs troupeaux. Il existe cependant quelques rares et petites sources liées aux horizons marneux de l'Argovien (exemple : Fontaine-Saint-Martin à l'Est de Dargilan), ou à des variations de porosité de la roche, surtout dans les horizons de dolomies sableuses (exemples : fontaines des environs de Saint-Jean-des-Balmes, de Roussou, d'Aures, de Mielgues, de la Maxane, etc.) qui se localisent aussi fréquemment vers l'Argovien. Au Truel, ce sont des venues du Bathonien du causse Noir qui sont ingénieusement captées et amenées par tuyaux suspendus au-dessus de la Jonte jusqu'aux lieux de consommation. Mais la très grande majorité des précipitations disparaît en profondeur dans un réseau karstique mal

connu. Puits ou forages sont exclus pour son étude car c'est à plusieurs centaines de mètres au-dessous de la surface que peut exister une zone noyée. Celle-ci constitue certainement d'importantes réserves dans le Jurassique moyen et supérieur au-dessus du Lias marneux (série aquifère supérieure) ; sans doute s'en trouve-t-il aussi une, moins notable, au-dessous de ce niveau imperméable, dans le Lias calcaire (série aquifère inférieure). Dans l'état actuel des recherches, on observe seulement les exutoires du réseau karstique dans le fond des canyons, où ils correspondent à des sources rares mais de fort débit : sur la Dourbie, source du moulin de Corp (qui est aussi pour partie la résurgence des pertes du ruisseau de Garène et peut-être du Trêvezel) ; sur la Jonte, Doux de Meyrueis, source des Douzes (qui est aussi la résurgence des eaux de la Jonte elle-même, perdue progressivement dans son lit environ 8 km en amont), source du Maynial, etc. Le drainage du karst est également assuré par des sources situées hors des limites de la feuille, soit vers l'aval des vallées précédentes, soit vers le canyon du Tarn (exemple : l'eau engouffrée dans l'aven de Hures reparaît à la source de Castelbouc 11 km dans le Nord-Nord-Est). L'extension des bassins d'alimentation respectifs reste difficile à préciser et des échanges d'eau sont du reste très probables entre ces bassins, en raison de l'absence de limites étanches. Les risques de contaminations dues aux rejets d'eaux usées et détritiques de toutes sortes dans les avens du plateau et les pertes des vallées apparaissent d'autant plus inquiétants.

RESSOURCES MINÉRALES

Sur le territoire de la feuille Meyrueis existent des minéralisations de deux types : filoniennes (qui intéressent le socle avec ou sans sa couverture) et stratiformes (qui intéressent la couverture seule). Dans les deux cas, elles sont constituées en proportions variables par de la galène, de la blende et de la pyrite, avec parfois de la chalcopryrite, associées tantôt à de la baryte, tantôt à de la silice, tantôt aux deux. Elles peuvent être accompagnées de sulfo-antimoniures de Cu, Pb, Fe (bournonite et cuivres gris), de malachite et azurite, de cérusite et anglésite.

Les filons du socle ont été anciennement exploités en particulier près du col de la Serreyrède (Sud-Ouest de l'Aigoual), à l'Ouest de Pourcarès et près du Crouzet (Est de Meyrueis), ainsi que près de Malbosc (Sud-Est de Gatuzières). Les filons de couverture prolongent certains des précédents, notamment à Villemagne (cause de Camprieu) et à Gatuzières jusqu'au serre Rond. Les corps filoniens y sont constitués par des remplissages siliceux ou barytiques de fractures, par des brèches empruntant leurs éléments aux roches encaissantes ou à un remplissage antérieur, enfin parfois par des formations silicifiées. Dans ce cas, les limites sont mal définies, des apophyses stratiformes s'en échappent et la stratification peut encore apparaître à l'intérieur du corps filonien.

Comme pour les filons de couverture, les minéralisations stratiformes semblent se maintenir dans le Trias et le Lias au-dessous du Toarcien. Elles donnent des imprégnations ou des remplissages en géodes et fissures suivant des niveaux préférentiels : grès et conglomérat inférieur du « Trias », dolomies cristallines du « Rhétien », de l'Hettangien inférieur et de l'unité de passage, moitié supérieure de l'Hettangien supérieur—Sinémurien, dans la cause du Crouzet (vallées de la Jonte et de la Loubière) et dans la cause de Camprieu (Villemagne).

Les seules mines actuellement concédées sont celles de Villemagne (surtout galène et blende) ; la concession appartenant à la S.M.M.P. (Peñarroya) s'étend de Lanuéjols à Camprieu et du serre de Saint-Sauveur jusqu'à approximativement à la limite sud du territoire couvert par la feuille.

Des gisements de lignite (dit « houille stipite ») ont été épisodiquement exploités dans le Bathonien inférieur suivant un niveau supérieur (couche bâtarde) situé environ

25 m au-dessus de la base de l'étage et un niveau inférieur, plus important (0,5 m), qui repose directement sur la dolomie bajocienne. Ces anciennes mines peuvent s'observer à l'Ouest de Lanuéjols et dans la vallée de la Dourbie.

TABLEAU DES GÎTES MINÉRAUX

N° porté sur la carte	Dénomination du gîte	N° d'archivage au S.G.N.	Gisement et minéralisations
1	Salvinsac	910 – 3 – 4001	filon – Ba, Pb (Ag)
2	Gatuzières	910 – 00 – 4001	« filon » – Pb
3	Malbosc	910 – 4 – 4001	filon – Ba, Zn, Pb
4	Lanuéjols	910 – 6 – 4001	couche – charbon
5	Montjardin	910 – 6 – 4002	filon – Ba, Pb (Ag), Zn
6	Le moulin d'Ayres	910 – 7 – 4001	filon – Ba, Cu
7	Pradine	910 – 7 – 4002	filon – Pb, Ba, Zn
8	Le Roquet	910 – 7 – 4003	filon – Cu
9	Villemagne	910 – 7 – 4004	filon – Pb (Ag), Zn, Ba, Cu
10	Saint-Sauveur	910 – 7 – 4005	filon – Pb, Zn
11	Pourcarès	910 – 7 – 4006	filon – Pb (Ag), Zn, Cu, Ba
12	Le Crouzet	910 – 7 – 4007	filon – Pb, Zn
13	Campis	910 – 7 – 4008	filon – Pb, Zn, Cu
14	Marquairès	910 – 8 – 4001	filon – Pb, Zn, Ba
15	Massevaques	910 – 8 – 4002	(filon ?) – Ba
16	Cabrillac	910 – 8 – 4003	filon – Pb, Zn, Ba
17	Serreyrède	910 – 8 – 4004	filon – Ba, Cu, Zn, Pb

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements et plusieurs itinéraires géologiques (itin. n° III, IV, V, VI) dans le Guide géologique régional **Causses, Cévennes, Aubrac** par J. Rouire et C. Rousset (1973), Masson et Cie, éditeurs.

CHOIX BIBLIOGRAPHIQUE

Concernant le domaine cévenol

- BROUDER P. (1964) – Niveaux repères dans la série métamorphique des Cévennes centrales (Massif Central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VI, p. 699-703.
- BROUDER P. (1971) – Les étapes de formation d'un édifice hercynien polyphasé : les Cévennes (Massif Central, France). *C.R. Acad. Sc.*, 173, p. 27-29.
- BROUDER P. (1973) – Un document sur la limite Cambrien–Antécambrien dans les Cévennes : les gneiss de Peyroles. *C.R. Acad. Sc.*, 276, p. 2617-2620.

- DEMAY A. (1948) — Tectonique anté-stéphanienne du Massif Central. *Mém. Carte géol. Fr.*, Paris.
- DIDIER J. (1964) — Étude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français. *Ann. Fac. Sc., Clermont*, n° 23 (Géol. Minér. n° 7), 254 p.
- ESPOURTEILLE F. (1960) — Étude géologique et métallogénique de la région de Nant-Saint-Jean-du-Bruel (Aveyron) et de Trèves (Gard). Thèse doct. 3e cycle, Paris.
- GÈZE B. (1949) — Étude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 62, t. 29, 215 p.
- HEIM R.C. (1949) — Petrology of the Mt Aigoual area in the Southeastern Cevennes, France. *Proceedings Koninklijke Nederlandsche Akademie van Wetenschappen*, vol. 52, n° 6, 11 p.
- LAPADU-HARGUES P. (1960) — Note sur les « fraidronites » de la Lozère. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LVII, n° 261, p. 107-121.
- MICHEL-LÉVY Alb. (1939) — Données comparatives sur les compositions chimiques et minéralogiques des granites du Mendinc, du Sidobre et de l'Aigoual. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), 9, p. 93-96.
- SABOURDY G. (1975) — Apport de la géochimie à la connaissance de la pétrogénèse des granitoïdes des Cévennes méridionales (Massif Central français). *Ann. Univ. Clermont*, n° 52, 278 p.
- THORAL M. et DEBRABAN M. (1936) — Les formations paléozoïques de la région du Vigan. C.R. Congr. Soc. Sav., Montpellier.
- VIALETTE Y. (1965) — Granitisation hercynienne dans le Massif Central français. *Sc. de la Terre*, t. 10, n°3-4, p. 369-383.
- DE WAARD D. (1949) — Tectonics of the Mt Aigoual pluton in the Southeastern Cevennes, France. *Proceedings Koninklijke Nederlandsche Akademie van Wetenschappen*, vol. 52, n° 4, p. 389-402 et 5, p. 539-550.

Concernant le domaine caussenard

- ABRARD R. (1936) — Note sur le Callovien des Causses. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), 6, p. 7-10.
- AGALÈDE H. (1939) — Les Causses Majeurs. Essai de Géologie stratigraphique. *Sc. nat.*, 1, n° 3, p. 80-91.
- AGALÈDE H. (1944) — Mode de formation des calcaires dolomitiques du Jurassique moyen et supérieur dans la région des Causses Majeurs. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, 79, p. 177-198.
- AVIAS J. (1963) — Trias du couloir rhodanien. Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Montpellier, 1961. *Mém. BRGM*, n° 15, p. 157-161.

- BALMELLE M. (1922) — Aperçu géologique sur le département de la Lozère. Mende, 1 vol.
- BALSAN L. (1950) — Grottes et abîmes des Grands Causses. Millau, Maury, 1 vol., 150 p.
- BAULIG H. (1928) — Le plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne. Étude morphologique. Paris, A. Colin, 1 vol., 592 p.
- BERNARD A. et FOGLIERINI F. (1963) — Aperçu sur le Trias métallifère en France. Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Montpellier, 1961. *Mém. BRGM*, n° 15, p. 635-650.
- BESNUS Y. (1967) — Contribution à l'étude du Trias des Causses (SE du Massif Central). Incidences sur les minéralisations Pb-Zn. Thèse doct. 3e cycle, Strasbourg.
- BOISSE A. (1870) — Esquisse géologique du département de l'Aveyron. 1 vol., 410 p.
- BROUSSE M. et LAVAL R. (1943) — Sur la présence du Callovien en bordure du Causse Méjan. Mende, 7 p.
- BROUSSE M. (1948) — Le Lias inférieur des Cévennes aux environs d'Alais (Gard). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 17, n° 4-6, p. 279-291.
- BROUSSE M. (1950) — Le Pliensbachien dans les Causses et sur le revers S des Cévennes. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 5-6, p. 103-104.
- BROUSSE M. (1951) — Au sujet du contact anormal de l'Aalénien du Causse Méjan, au Sud de Florac. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, n° 11, p. 201-203.
- BRUN P. de et MARCELIN P. (1926) — Géologie des petits Causses entre Meyrueis et Mende (Lozère). *Ass. Fr. Avanc. Sc., Lyon*, p. 295-298.
- BRUN P. de et MARCELIN P. (1934) — Étude stratigraphique des Petits Causses des environs de Florac (Lozère). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 66, p. 377-489.
- CASSOUDEBAT M., DELFAUD J., LENGUIN M., PLATEL J.-P., SELLIER E. (1972) — Les grandes lignes de la répartition des faciès dans le Jurassique moyen et supérieur des Grands Causses. *C.R. Acad. Sc.*, t. 275, p. 173-176.
- DESTOMBES J.-P. (1963) — Trias cévenol aux environs d'Alès (d'après les sondages des Houillères du Bassin des Cévennes). Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes. Montpellier, 1961. *Mém. B.R.G.M.*, n° 15, p. 187-193.
- DIEULAFAIT L. (1869) — Zone à *Avicula contorta* et Infra-Lias dans le Midi de la France à l'Ouest du Rhône. *Bull. Soc. géol. Fr.* (2), 26, p. 398-447.
- DONZE P. (1952) — Présence d'une phase d'émersion dans le Jurassique supérieur des Causses Méjan et Sauveterre (Lozère). *C.R. Acad. Sc.*, t. 234, p. 1297-1298.

- DONZE P. (1958) — Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la « fosse vocontienne » (massifs subalpins septentrionaux, Ardèche, Grands Causses, Provence, Alpes-Maritimes). *Travaux Labo. Géol. Fac. Sc. Lyon*, nouv. série, n° 3, 221 p.
- DONZE P. et GOTTIS M. (1954) — Observations stratigraphiques et paléogéographiques dans le Jurassique supérieur des Grands Causses et de la Séranne. *C.R. Acad. Sc.*, t. 238, p. 369-371.
- DORLHAC J. (1860) — Esquisse géologique du département de la Lozère. *Bull. Soc. Agri., Sc. et Arts Lozère*.
- DREYFUS M., MAINGUY N. et MAUGY V. (1947) — Présence de Muschelkalk fossilifère en bordure des Cévennes près de Lasalle (Gard). *C.R. Acad. Sc.*, t. 224, n° 18, p. 1293-1295.
- DUMAS E. (1877) — Statistique géologique, minéralogique, métallurgique et paléontologique du département du Gard (3 parties). Paris (1875-77).
- FABRE G. et FOURNIER E. (1909) — Notice de la carte géologique à 1/80 000, feuille de Séverac, 1^e éd.
- FLEURY J.J. (1968) — La marge orientale du Causse Méjan et du Causse Noir. Stratigraphie et paléogéographie du Lias et de l'Aalénien-Bajocien dans la région de Meyrueis (Lozère). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 10, p. 645-652.
- GÈZE B. (1948) — Révision de la feuille de Séverac à 1/80 000. *Bull. Carte géol. Fr.*, 47, n° 225, p. 135-144.
- GÈZE B. (1949) — La dolomitisation des calcaires de la Montagne Noire et des Causses. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 84, p. 113-128.
- GÈZE B. (1952) — Révision de la feuille de Séverac à 1/80 000. *Bull. Carte géol. Fr.*, 50, n° 237, p. 195-205.
- GOTTIS M. (1952) — Paléogéographie et tectonique du Mésozoïque anté-aptien en Bas-Languedoc, Causses et Provence occidentale. *Rev. Inst. fr. Pétrole*, 7, n° 11, p. 395-406.
- GOTTIS M. (1964) — Contribution à la connaissance géologique du Bas-Languedoc. Thèse, Fac. Sc. Montpellier (1957), Bordeaux, Tex, 1 vol., 344 p.
- GOURRET (1885) — Constitution géologique du Larzac et des Causses méridionaux. *Ann. Sc. géol.*, t. 16.
- JEANJEAN A. (1879) — Étude sur l'Oxfordien supérieur, le Corallien et le Néocomien inférieur dans les Cévennes, *As. fr. Avanc. Sc.*, 8^e sess., Montpellier, p. 610-627.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1963) — Essai de synthèse paléogéographique des Causses. Rapport BRGM D.S. 63, A 114-13.
- MACQUAR J.C. (1968) — Contribution à l'étude géologique et métallogénique de la bordure méridionale des Cévennes. Le Trias de la région des Malines (Gard). Relations entre les minéralisations plombo-zincifères, la lithologie et les structures. Thèse doct. 3^e cycle, Paris.

- MACQUAR J.C. (1973) — Évolution tectonique post-hercynienne du domaine péricévenol. Incidences sur les filons de couverture. Exemple des bordures ouest et sud des Cévennes. *Bull. BRGM*, (2), 1, 1, p. 45-68.
- MACQUAR J.C. et TREUIL M. (1965) — Contribution à l'utilisation des oligo-éléments en stratigraphie. Exemple de la couverture secondaire des Causses. *Chron. Min. Rech. min.*, n° 348, nov.-déc. 1965.
- MARRES P. (1935) — Les Grands Causses : étude de géographie physique et humaine ; t. 1, le milieu physique. Thèse Géogr. sl. Tours.
- MARTEL E.-A. (1936) — Les Causses majeurs. Millau, Artières et Maury, 1 vol., 510 p.
- MARTIN C. (1963) — Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique du Trias dans la région des Causses et des bordures cévenoles. D.E.S. Montpellier.
- MATTAUER M. et PROUST F. (1962) — Sur la tectonique de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire en Languedoc. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, (2), vol. V, fasc. 1, p. 5-11.
- MICHAUD J.G. et REY M. (1967 à 1971) — Rapports inédits du Service Géologique Recherches, Division France, de la S.M.M. Pennaroya.
- MONESTIER J. (1913) — Sur la stratigraphie paléontologique de la zone à *Amaltheus margaritatus* dans la région SE de l'Aveyron. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 13, p. 5-13.
- MONESTIER J. (1921) — Le Toarcien supérieur dans la région SE de l'Aveyron. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 20, p. 280-312.
- MONESTIER J. (1922) — Sur la stratigraphie paléontologique du Toarcien inférieur et moyen dans la région SE de l'Aveyron. *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), 21, p. 322-344.
- PALOC H. (1972) — Carte hydrogéologique de la région des Grands Causses (avec notice explicative 82 p). Co-éd. Centre Et. et Rech. hydrogéol. Montpellier et B.R.G.M.
- RAULT M.D. (1968) — Les relations entre les déformations synsédimentaires liasiques et la tectonique oligocène dans la zone de Trèves (Gard). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 9, p. 318-320.
- RESSOUCHE J. (1910) — Horizon fluvio-lacustre du sommet de l'Hettangien en Lozère. *Bull. Soc. Et. Sc. nat. Béziers*, t. 32.
- RICOUR J. (1962) — Contribution à une révision du Trias français. *Mém. Carte géol. Fr.*
- ROQUEFORT C. (1934) — Contribution à l'étude de l'Infra-Lias et du Lias inférieur des Causses cévenols. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), 4, p. 573-594.
- ROUIRE L. (1925) — Lignites du Larzac. *Mém. Soc. Let. Sc. et Arts Aveyron*, 18 p.

SEGURET M. et PROUST F. (1965) — L'évolution tectonique post-hercynienne de la bordure mésozoïque des Cévennes méridionales entre Alès et Ganges. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 7, p. 85-92.

Monographie régionale

ROUIRE J. et ROUSSÉT C. (1973) — Causse—Cévennes—Aubrac. Guides géologiques régionaux, Paris, Masson et Cie.

Carte géologique à 1/80 000

Feuille *Sévérac* :

1ère édition (1909), par G. Fabre et E. Fournier.

2ème édition (1958), coordination par B. Gèze.

Feuille *Alès* :

1ère édition (1901), par G. Fabre et L. Cayeux.

2ème édition (1923), par P. Thiéry.

3ème édition (1967), coordination par le Service de la Carte géologique (nombreux auteurs).

Carte géologique à 1/25 000

Carte géologique de la région de *Meyrueis* par J.J. Fleury (thèse 3e cycle, Paris, 1966).

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320 000

Feuille *Rodez* (1961), coordination par F. Permingeat.

Feuille *Avignon* (1962), coordination par F. Permingeat.

Carte hydrogéologique à 1/200 000

Carte hydrogéologique de la région des *Grands Causses* (1972), par H. Paloc.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés :

- pour les départements du Gard et de la Lozère : au S.G.R. Languedoc—Roussillon, Mas Jausserand, rue de Jausserand, La Pompignane, 34000 Montpellier ;
- pour le département de l'Aveyron, au S.G.R. Midi—Pyrénées, Avenue Pierre-Georges Latécoère, 31400 Toulouse ;
- au B.R.G.M., 6-8 rue Chasseloup-Laubat, 75015 Paris.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par :

- P. BROUDER, maître-assistant au laboratoire de géologie appliquée de l'université Paris VI : terrains éruptifs, sauf le basalte ; terrains métamorphiques ; remarques pétrologiques, stratigraphiques et structurales : domaine cévenol.
- B. GÈZE, professeur à l'Institut national agronomique : introduction ; basalte ; terrains secondaires ; formations continentales ; remarques pétrologiques, stratigraphiques et structurales : domaine causse ; évolution morphologique ; agronomie ; ressources du sous-sol et exploitations.

avec le concours de :

- J.C. MACQUAR, maître-assistant au laboratoire de géologie appliquée de l'université Paris VI, pour la stratigraphie et la tectonique des terrains triasiques et liasiques, les filons quartzo-barytiques, les ressources minérales ;

et de :

— H. PALOC, ingénieur géologue au Bureau de recherches géologiques et minières, pour l'hydrogéologie.

La coordination des textes a été assurée par B. KOCH, ingénieur géologue au B.R.G.M.

