

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

CAMARÈS

par
J. GUÉRANGÉ-LOZES, B. GUÉRANGÉ

CAMARÈS

La carte géologique à 1/50 000
CAMARÈS est recouverte par la coupe
ST-AFFRIQUE (N° 220)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

Réquista	Millau	Nant
St-Sernin sur-Rance	CAMARÈS	Le Caylar
Lacaune	Bédarieux	Lodève



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

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
CAMARÈS À 1/50 000**

par

J. GUÉRANGÉ-LOZES, B. GUÉRANGÉ
avec la collaboration de
A. LEFAVRAIS, J.P. RANÇON
J.G. ASTRUC, A. MICHARD, C. GREBER, C. SERVELLE

1991

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

— *pour la carte* : DONNOT M., LEFAVRAIS A., LABLANCHE G., GREBER C., ROUCHY J.M., PRIAN J.P. (1990) — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Camarès** (961) — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par GUÉRANGÉ-LOZES J., GUÉRANGÉ B. et coll. (1991), 84 p.

— *pour la notice* : GUÉRANGÉ-LOZES J., GUÉRANGÉ B., avec la collaboration de LEFAVRAIS A., RANÇON J.P., ASTRUC J.G., MICHARD A., GREBER C., SERVELLE C. (1991) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Camarès** (961) — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 84 p. Carte géologique par DONNOT M., LEFAVRAIS A., LABLANCHE G., GREBER C., ROUCHY J.M., PRIAN J.P. (1990).

© BRGM, 1991. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer, ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1961-1

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	6
<i>FORMATIONS PRIMAIRES</i>	6
Cambro-Ordovicien	6
Permien	21
<i>FORMATIONS SECONDAIRES</i>	23
Trias	23
Jurassique	26
<i>VOLCANISME D'ÂGE FIN TERTIAIRE À QUATERNAIRE (L'ESCANDORGUE)</i>	33
<i>FORMATIONS QUATERNAIRES ET SUPERFICIELLES</i>	38
TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME RÉGIONAL	40
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	52
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	52
<i>GÎTES MÉTALLIFÈRES</i>	55
VÉGÉTATION ET CULTURES	59
ARCHÉOLOGIE	61
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	66
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	66
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	66
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	71
AUTEURS	71
ANNEXE	72
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	72

INTRODUCTION

Géographie

La feuille Camarès s'étend sur le Sud du département de l'Aveyron et le Nord du département de l'Hérault. La ligne de partage des eaux, qui passe au col de Notre-Dame, coïncide à peu près avec la limite de ces deux départements. La partie sud-est de la feuille est drainée par l'Orb et ses eaux vont vers la Méditerranée. Le reste de la feuille est drainé par le Dourdou et la Sorgue qui se rejoignent près de Saint-Affrique à Vabres ; leurs eaux iront rejoindre le Tarn (versant atlantique).

Cinq unités géographiques ont été distinguées :

- les monts de Lacaune ;
- la bordure sud-est du bassin permien de Saint-Affrique ;
- l'avant-causse liasique ;
- le grand causse jurassique (bordure méridionale du Larzac et plateau du Guilhaumard) ;
- à la limite orientale de la feuille, l'axe volcanique qui recoupe la couverture mésozoïque et qui correspond à la terminaison nord du domaine volcanique de l'Escandorgue.

Géologie

Le territoire de la feuille Camarès se situe sur le versant nord de la zone axiale de la Montagne noire (fig. 1, en pages centrales).

Pour ce qui concerne les formations paléozoïques anté-orogéniques varisques (cambro-siluriennes) il est apparu, à la suite des travaux menés dans les monts de Lacaune et l'Albigeois, que ces deux régions constituaient une entité géologique aussi bien au point de vue lithostratigraphique qu'au point de vue structural.

Ces terrains, avec ceux des Cévennes plus à l'Est, forment au Sud du Massif central une ceinture métamorphique de schistes et micaschistes épizoïnaux. Régionalement, ils sont composés de matériaux sédimentaires, volcano-sédimentaires et volcaniques d'âge paléozoïque antédévonien, structurés en nappes à déversement Sud.

Du Sud vers le Nord et de bas en haut, ont été distingués :

- le domaine des écaïlles des monts de Lacaune, auquel appartiennent les formations cambro-ordoviciennes qui affleurent dans le quart sud-ouest de la feuille ;
- la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès ;
- la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance ;
- l'unité gneissico-amphibolique de Réalmont—Najac, qui chevauche les terrains paléozoïques de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance.

Les formations du Paléozoïque inférieur sont recouvertes en discordance, au Nord, par les formations sédimentaires permienes (bordure méridionale du bassin de Saint-Affrique) et, à l'Est, par les formations sédi-

mentaires mésozoïques (Trias—Jurassique) qui, elles-mêmes, recouvrent en discordance les formations permienes dans la partie nord de la feuille.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS PRIMAIRES

Cambro-Ordovicien (partie nord-est des monts de l'Est de Lacaune et monts d'Orb)

La connaissance géologique régionale du Sud-Ouest Massif central, ainsi que la réalisation de diverses études géologiques ponctuelles faites dans le périmètre de la feuille, nous ont aidé dans la rédaction de ce chapitre.

Ne disposant d'aucunes des données pétrographiques et paléontologiques acquises par M. Donnot au cours du levé de la carte, nous avons utilisé, pour la description des diverses formations lithostratigraphiques cartographiées par cet auteur, divers travaux géologiques dont les principaux sont :
— la notice de la feuille à 1/50 000 Bédarieux (1982), située au Sud et levée, pour ce qui concerne les formations cambro-ordoviciennes, par M. Donnot ;
— la note de M. Donnot et B. Guérangé (1978) sur le synclinorium de Brusque ;
— la note de C. Fournier-Vinas et M. Donnot (1977) sur l'Ordovicien de Mélagues ;
— la thèse de J.P. Prian (1980) ;
— la thèse de M. Thorat (1935).

Formations sédimentaires

Précambrien (présumé) à Cambrien inférieur gréseux

k1. Formation grésos-schisteuse (faciès « Marcory »). La formation rapportée à cet âge est largement représentée sur la feuille ; elle constitue, dans les unités différenciées (*cf.* schéma structural de la carte et chapitre « Tectonique »), le cœur de méga-antiformes de direction NE-SW. C'est une formation détritique « grésos-schisteuse » rythmique et très monotone. Elle est apparentée aux « Grès de Marcory » du versant sud de la Montagne noire. Épaisse de 1 000 m environ, sa base n'est pas connue.

Selon les unités, des variations dans la granulométrie des dépôts et leur agencement peuvent être observées. La formation détritique est constituée pour l'essentiel de grès feldspathiques rubanés, généralement fins (les niveaux gréseux étant rares), et de schistes gris verdâtre. Dans sa partie sommitale, elle renferme, principalement dans les unités septentrionales, des passées, de puissance décamétrique, de *schistes bleu-noir* localement violacés (k1S) et, dans l'unité d'Avène—Mendic, des métavolcanites acides « *blaviérites* » (kp) surmontées par des *schistes tufacés* dits « *schistes du Layrac* » (kL).

Cette formation passe insensiblement, en se chargeant en carbonate, aux alternances gréso-carbonatées (k₁₋₂).

● **Dans l'unité I**, la formation, essentiellement gréseuse, est visible sur 500-700 m de puissance. Elle constitue l'encaissant du granite du Mendic et est sous-jacente aux « blaviérites ».

● C'est **dans l'unité II** que cette formation, dont l'épaisseur est supérieure à 1 000 m, est la moins schistosée. Dans sa partie la plus basale, elle est à dominante pélitique (type laminite) avec quartz, plagioclase, séricite, chlorite, apatite, etc.

Au-dessus, elle devient plus gréseuse et monotone : elle est constituée alors d'une alternance de grès fins brun-vert, de grès verts micacés et feldspathiques et de schistes gris-vert. Des figures sédimentaires sont observables (stratifications entrecroisées, slumps, ...). Au sommet, elle devient gréseuse et massive.

● **Dans l'unité III**, elle a une puissance visible de l'ordre de 400 mètres. Très monotone, elle est constituée de grès feldspathiques fins à moyens, massifs ou rubanés. Dans sa partie sommitale, de puissantes intercalations de schistes gris violacé k_{1S} (épaisses de 30 à 50 mètres) s'intercalent dans les grès à une centaine de mètres du contact avec les alternances gréso-calcaires (k₁₋₂), auxquelles cette formation passe progressivement en se chargeant en carbonate.

Au Nord-Ouest du puy du Lion ou aux abords de la butte-témoin calcaire (k₁₋₂) située au Nord-Est de Labiras, la partie sommitale de la formation comprend des schistes rubanés versicolores et des grès micacés piquetés de limonite (10 à 20 m environ).

● **Dans l'unité IV**, très monotone, puissante de 1 000 à 1 500 m, elle est composée d'une alternance de pélites vertes à jaunes et de grès fins micacés piquetés de limonite.

La base de la formation est plus gréseuse, tandis que vers le sommet les pélites violacées sont dominantes (k_{1S}), alternant ici avec des bancs de grès bleus, de 5 à 10 cm de puissance, à gros quartz détritiques (mm).

● **Dans l'unité intermédiaire V/IV** de l'anticlinal du pic de Roste, au Sud de Sylvanès, la formation gréso-schisteuse en série normale sous les dolomies rubanées est, pour l'essentiel, composée de grès fins gris-brun, riches en muscovite, et de pélites verdâtres. De puissants bancs métriques de *grès volcanico-détritiques* grossiers (G) s'intercalent dans cette formation. La taille des cristaux de quartz peut atteindre plusieurs millimètres ; les plagioclases (albite), toujours présents, peuvent être localement particulièrement abondants.

Comme dans l'unité IV, dans la partie sommitale de la formation détritique s'individualisent, sur une dizaine de mètres, des pélites violacées (k_{1S}).

Cambrien inférieur plus ou moins carbonaté

k₁₋₂. **Alternances gréso-carbonatées.** Le passage de la formation détritico apparentée au « Grès de Marcory » (k₁) à la formation carbonatée mas-

sive (k_{2a}) se fait insensiblement, par à-coups, avec répétition de certains termes : ce sont « les alternances gréso-carbonatées » décrites par B. Gèze (1958).

Bien rythmées dans leur succession, elles peuvent être plus ou moins diversifiées selon les unités (dolomies, calcaires, schistes, etc.). Des « grès piquetés de limonite » peuvent localement exister à la base : c'est cet horizon qui est fréquemment fossilifère dans le versant sud de la Montagne noire (faciès « Pardailhan »).

Des *volcanites* (k_{1-2V}) de compositions variées s'intercalent dans ce niveau dans les unités III et IV.

La puissance des alternances peut également varier d'une unité à l'autre (quelques dizaines de mètres à 100-200 mètres).

● **Dans l'unité I**, peu affleurante sur la feuille Camarès, les alternances sont bien développées (200 à 300 m). Au Sud, sur la feuille Bédarieux où elles sont bien représentées, trois grandes séquences ont été distinguées :

— à la base, une séquence rythmée constituée de schistes et de dolomicrite noire siliceuse ;

— une séquence intermédiaire régressive, composée de minces niveaux gréseux limoniteux et d'alternances « schistes—dolomies » ;

— dans la partie supérieure, de minces horizons métriques à oolites siliceuses, associés à des calcaires marmoréens qui contiennent des traces d'organismes : stromatolites, restes de tubes et coquilles et, peut-être, les archéocyathes signalés par A. Michel-Lévy (1932).

● **Dans l'unité II**, les alternances sont très réduites. Essentiellement grésodolomitiques, elles sont difficilement distinctes de la formation dolomitique qui leur succède.

● **Dans l'unité III**, les alternances sont quasi constantes. Des formations volcanogènes s'interstratifient dans ces matériaux ; celles-ci sont particulièrement bien représentées dans le triangle Tauriac—Moulergues—Rocozels. M. Donnot (1978) a distingué trois types de succession lithostratigraphique en fonction de la prédominance des formations volcanogènes ou sédimentaires :

— *type sud-ouest* (Soubras, Tauriac) : les alternances, puissantes de 100 m ou plus, débutent par de gros bancs de dolomies siliceuses à interlits tufacés et schisteux (30 à 50 m) auxquels succède un niveau-repère volcano-détritique (10 à 20 m) constitué de tufs violets ou ocre, de microconglomérat tufacé, du *conglomérat polygénique de Maussac* (cg) et de grès rouille. Au-dessus, des dolomies et calcaires zoogènes (à algues, annélides et archéocyathes) contiennent un niveau-repère à oolites siliceuses ;

— *type nord-est* (entre Tauriac et Rocozels) : les alternances (150 à 200 m) sont composées ici de bas en haut :

- de niveaux détritico-carbonatés, conglomératiques et grésotufacés (10 à 20 m),

- du « quartz-kératophyre inférieur » de Rocozels, agglomérat volcanique au Nord du granite du Faulat (50-70 m),

- de dolomies, conglomérats, cinérites vertes, oolites (40-60 m),
 - du « k ratophyre supérieur » : coulées et tufs fins (60 à 80 m) ;
- *type nord* (anticlinal du Sauve-Mousse) : les alternances de Moulergues–Lacan (> 150 m) sont constituées, à la base et sur 30-50 m, de schistes tufa‐es et de dolomies. Dans la partie supérieure, elles contiennent d’une part des épanchements volcaniques du Sauve-Mousse, *brèche k ratophyre (brK)*   épisode sédimentaire réduit (100 m ?) et, d’autre part, des tufs fins et des calcaires (20-50 m).

k2. **Ensemble carbonaté.** Les formations, carbonatées, épaisses dans les unités I (800 m) et II (600 à 800 m), se réduisent en allant vers le Nord-Ouest (unités III et IV).

● **Dans l’unité I**, la partie inférieure (200 m) est constituée de dolomies grises à jaunes en petits bancs finement lités,   passées algaires, stromatolitiques et à silex. Puis au-dessus, et sur une grande épaisseur (< 500 m), les dolomies de teinte claire   rousse deviennent massives et cristallines.

● **Dans l’unité II**, la formation débute par des dolomies claires siliceuses, localement rubanées. Ensuite, les dolomies deviennent massives sur une grande épaisseur (400-500 m) puis nettement stratifiées dans la partie sommitale, avec quelques niveaux à stromatolites.

● **Dans les unités III et V**, la formation carbonatée est plus diversifiée. Deux ensembles lithologiques peuvent être distingués :   la base une masse principalement carbonatée, surmontée par une série noire gréso-schisto-calcaire.

k2a1–k2a2. **Ensemble carbonaté de Brusque.** Il succède en continuité de sédimentation aux alternances k1-2. Il est constitué de dolomies plus ou moins calcaires d’épaisseur variable (300 à 400 m). Les *dolomies* (k2a1) dominent à l’Est du Dourdou. De teintes variées, elles renferment quelques niveaux-repères riches en silex (Rocozeles–La Castagnerie).   l’Ouest du Dourdou et vers le haut, elles passent par indentation aux *calcaires bleu clair de Brusque* (k2a2), à minces filets gréseux. La minéralisation (Zn, Pb) de Brusque se localise au toit renversé des calcaires.

k2b1–k2b2. **Série noire gréso-schisto-calcaire.** L’épaisseur de cette série est de l’ordre de 250   450 m. On distingue :

– *un ensemble gréso-schisteux sombre* (k2b1). Il débute par des *gr s bruns micacés* (k2b1[1]) (C ras) qui passent vers le haut à des schistes zonés (lits gréso-calcaireux) et ardoisiers du type Crouzet, puis à des schistes noirs fins. L’ensemble de ces schistes, à caractère ardoisier local, contient de minces horizons riches en nodules phosphatés   acritarches.

L’absence des gr s de base sur le flanc inverse du synclinal de Brusque s’explique par un rabotage tectonique ;

– *des calcaires bleu-noir à interlits silteux* (k2b2). Ils constituent un bon repère cartographique dans l’ensemble du synclinal. En bancs de puissance décimétrique, à interlits calcschisteux noirs, ils peuvent contenir de fins tubes d’annélides et ils ont livré quelques rares archéocyathes au Sud de Cambias.

Au sommet s'individualisent de gros bancs calcaires, contenant localement des yeux de silex ;

— des schistes gris-noir ardoisiers, type Lacaune (k2b3). Cette formation, peu puissante dans l'unité III, est bien développée dans l'unité V. Elle est constituée de schistes gris-noir, finement zonés ou ampéliteux, à nodules phosphatés au sommet et contenant :

- des lits gréseux (k2b3(1)) micacés, ocre, à lamines obliques (type Magdas),
- des dolomies litées (k2c) claires, à base phosphatée, type Promilhac-Montagnol (unité V), avec localement de fines strates grésodolomitiques (unité III).

- **Dans l'unité IV**, au Sud du Dourdou, le contact entre la formation grésoschisteuse du k₁ et la dolomie k₂ de Thérondeles-Montplaisir est rarement observable car masqué par des colluvions. Pour J.P. Prian, un contact anormal (jeu post-schisteux) existerait entre les deux formations.

Au Nord du Dourdou, les niveaux schisteux noirs à violacés, intercalés à la base de la formation dolomitique, semblent faire suite, en continuité de sédimentation, aux pélites violacées du sommet du k₁.

- **Dans l'unité intermédiaire V-IV** du pic de Roste, les contacts entre le k₁ et les dolomies k₂ semblent concordants, les alternances peu représentées pouvant correspondre à une bande étroite de dolomie en bancs de puissance métrique à interlits de schistes noirs. Toutes les surfaces de stratification portent des traces de rejeu tectonique.

Les dolomies du pic de Roste ont les mêmes caractéristiques lithologiques que la dolomie de Thérondeles (Sud Merdelou). Elles sont constituées de bancs (dm à m) de dolomies gris bleuté à interlits de pélites grises. De fines lamines (mm), probablement d'origine algair, soulignent la stratification : des lits de silex noir (pouvant atteindre 1 cm d'épaisseur), des rubans siliceux noirs ou des éléments de silice (mm à cm) disséminés se disposent parallèlement à la lamination.

Dans la partie supérieure de la formation, les bancs deviennent plus épais (plurimétriques) et prennent une patine rousse. Dans le secteur de Sylvènes, les dolomies sont particulièrement broyées.

Cambrien moyen

En raison de l'insuffisance des critères paléontologiques, les subdivisions k₃ et k₄ adoptées sont fondées sur des distinctions uniquement lithostratigraphiques : la notation k₃ correspond aux premiers schistes verts à *Paradoxides*, la notation k₄ s'applique dès l'apparition des premiers horizons gréseux, base de la « formation de Barroubio » (versant sud de la Montagne noire) dont le sommet o_{1a} se situe sous les quartzites du Trémadocien (o_{1b}).

La formation détritique (k₄-o_{1a}) atteint une épaisseur variant de 200 à 400 m dans l'unité II où cette formation affleure.

k₃. **Schistes verts à *Paradoxides***. A la base, la formation débute (20 m ou plus) par des faciès « troués » de transition qui comprennent :

- des *faciès schisto-grés-carbonatés brun-vert à rouille* (k2-3a), unités IV, V/IV ;
- des *faciès de calcschistes ou schistes à lentilles calcaires* (k2-3b), avec localement au toit un mince banc de *calcaire marmoréen* (k2-3c).

Juste au-dessus apparaît un horizon (k3[1]) de *schistes verts à jaunes plus ou moins riches en nodules calcaires à Paradoxides* (unité II) de taille centimétrique à décimétrique et qui, altérés et désagrégés « en creux », expliquent l'expression « schistes troués ». Dans cet horizon ont été trouvés quelques débris de trilobites (unités III, IV et V).

Puis, l'essentiel de la formation est constitué de schistes verdâtres, parfois violacés, qui peuvent être localement siliceux et contenir quelques fines loupes de calcaires altérés.

La formation des schistes verts, puissante et monotone, de l'unité de Brusque (formation du plo de Canac), est moins bien différenciée que celles des unités de Mélagues et du Merdelou.

k4a-k4b. **Schistes et grès-quartzites verts.** Des *grès-quartzites* (k4a) vert clair à jaunes, micacés, à bancs jointifs ou à intercalaires argilo-silteux, forment un horizon-repère puissant de 30 à 50 m. Le niveau serait l'équivalent des « quartzites de Ferrals » du versant sud.

Au-dessus des grès, une tranche de terrain assez bien datée correspond au niveau de Saint-Pierre-des-Cats (feuille Bédarieux). Elle comprend des *schistes verts* (k4b) (30 à 100 m), à taches ovoïdes énigmatiques, passant à des schistes micacés finement lités ; ces schistes contiennent quelques bancs gréseux de teinte gris-bleu à rouille avec traces de carbonates. A Saint-Pierre-des-Cats ont été récoltés des acritarches du Cambrien moyen et des trilobites du genre *Bailiella*, avec *B. cf. levyi*.

Au-dessus affleure une formation plus homogène, vert clair, schisto-gréseuse et micacée, renfermant des traces d'échinodermes et des débris de trilobites. Ce niveau (50 m ?) serait l'équivalent des « Grès à cystidés » du versant sud de la Montagne noire.

Ordovicien

01a. **Trémadocien inférieur.** C'est un puissant ensemble schisto-gréseux vert, dit du Liaury (100-200 m). Au-dessus d'un premier *horizon gréseux* (01a[1]) apparaissent des schistes verts soyeux, parfois gréseux. Ils contiennent de *minces lentilles calcaires* (01a[2]) souvent décalcifiées, dans lesquelles les fossiles peuvent être fréquents : petits brachiopodes (orthidés) et trilobites tels que *Euloma geinitzi*, *E. filacovi*, *Geragnostus*, grands *Asaphides* en débris, etc.

01b. **Trémadocien moyen.** C'est un ensemble à dominante gréseuse (100 m). Il comprend deux barres de *grès à interlits schisteux* (01b[1] et 01b[3]) séparées par un niveau de *schistes gris-vert sombre*, à rares nodules siliceux

(O1b2). Les grès supérieurs peuvent être localement carbonatés. Cet ensemble peut être comparé à la « dentelle » du versant sud de la Montagne noire.

O1c. **Trémadocien supérieur.** L'ensemble débute par des schistes gris-noir, à patine mordorée à ocre, associés à des grès en lits (dm) contenant de minces horizons de silixite : cette alternance renferme de petits nodules siliceux fossilifères. Les nodules et les miches silico-calcaires ont livré une association d'acritarches assez riche.

O1-2. **Ordovicien inférieur indifférencié.** Dans la lanière de Murasson (unité V), l'Ordovicien est constitué d'un ensemble de schistes gris-noir à nodules siliceux. Quelques rares trilobites ont été rapportés au Trémadocien supérieur.

Formations volcaniques

Le volcanisme, qui présente des associations variables d'une unité à l'autre (tufs rhyolitiques, volcanites calco-alcalines, basaltes tholéitiques) et situées dans des positions stratigraphiques différentes, témoigne de la permanence d'un régime distensif du Cambrien inférieur à l'Arénigien.

Les formations volcaniques et volcano-sédimentaires les plus développées se trouvent dans les unités d'Avène—Mendic (I), de Brusque (III) et du mont Merdelou (IV) (tableau 1).

L'étude de ces différents volcanismes a été réalisée par C. Boyer-Guilhaud (1974), L. Gachet (1983) et C. Alsac (1987).

Volcanites de l'unité d'Avène—Mendic (I)

kp. **Tufs rhyolitiques (« blaviérites ») de La Rode-Basse.** Ils forment une bande-repère continue dont la puissance est comprise entre 50 et 200 m. Dans cette unité, ils constituent la formation volcanique la plus importante, connue régionalement sous le terme de « blaviérite » (Bergeron, 1989).

La situation des tufs rhyolitiques au toit de la formation gréso-schisteuse (k1) et à la base d'un ensemble volcano-détritique (« schistes » du Layrac kL) passant progressivement aux alternances gréso-carbonatées à archéocyates (k1-2), permet de leur attribuer un âge cambrien inférieur. Les données géochronologiques n'apportent aucune précision car les âges recalculés (Demange, 1982, d'après les analyses de J. Hamet, 1975) donnent des âges de 473 ± 19 Ma ou 443 ± 40 Ma, non compatibles avec leur position stratigraphique.

Mises à part quelques intercalations de brèches et tufs à lapillis (Rollet, 1973), les « blaviérites » sont dans l'ensemble homogènes. Ce sont des roches gris-vert clair, massives ou schistosées, très riches en phénocristaux de quartz et feldspath. Aucun classement granulométrique ou litage n'a été observé. La présence de phénocristaux brisés et esquilleux de quartz, et l'hétérogénéité granulométrique du fond de la roche, permettent de les ranger dans les tufs et non dans les laves.

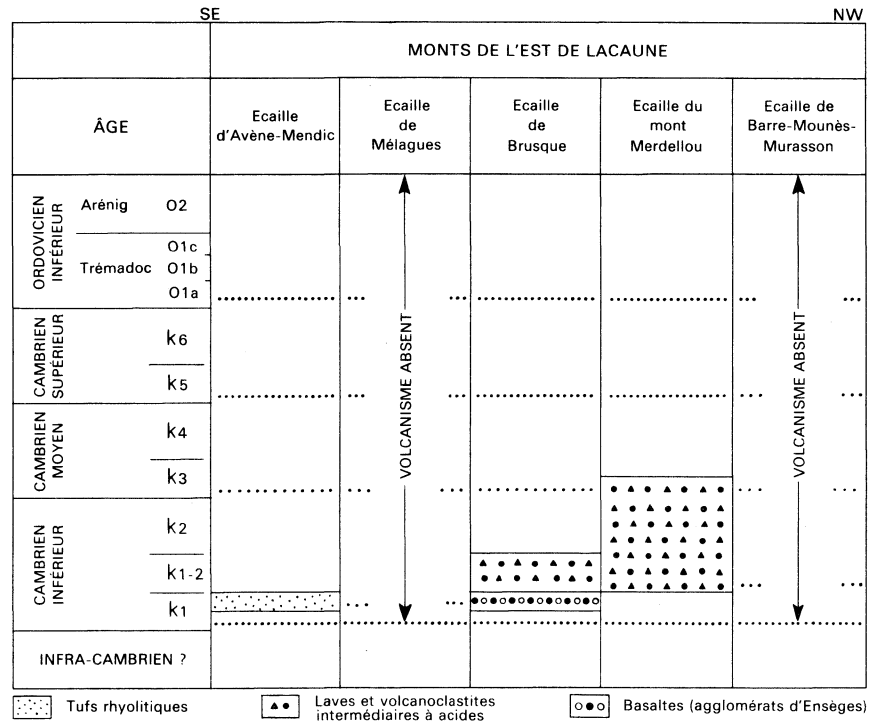


TABLEAU 1 - POSITION STRATIGRAPHIQUE DES VOLCANISMES DES MONTS DE LACAUNE

Dans le faciès le plus courant, les phénocristaux constituent environ 30 % du volume de la roche et leur taille peut atteindre le centimètre. Le quartz est prépondérant ; le feldspath potassique est fréquemment envahi par de l'albite à sa périphérie et le long des fissures. Des concentrations locales de chlorite et de minéraux opaques sont interprétées comme des fantômes de biotite. La mésostase est constituée d'un assemblage de très fins cristaux de quartz, séricite, feldspath potassique et plagioclase. Les minéraux accessoires sont des opaques et du zircon.

kL. Schistes et volcano-détritiques du Layrac—Le Coural. La formation du Layrac est essentiellement détritique. Elle est composée d'une alternance (cm à dm) de schistes bleus, de grès fins feldspathiques et d'arkoses plus ou moins grossières ou microconglomératiques. Ces roches remaniées contiennent les mêmes éléments en clastes que les tufs sous-jacents.

Volcanites de l'unité de Brusque (III)

Les formations volcanogènes sont principalement développées dans le flanc inverse du synclinorium de Brusque. Leur épaisseur totale est de l'ordre de 500 mètres : ce sont les agglomérats d'Ensèges et les alternances volcano-sédimentaires de Moulergues—Lacan. Dans le flanc normal affleurent les alternances volcano-sédimentaires de Rocozels—Soubras, dont la puissance n'excède pas quelques dizaines de mètres.

kIV. Agglomérat d'Ensèges. C'est la formation volcanique la plus ancienne. Elle est constituée de matériaux chloriteux. Épaisses de plus de 300 mètres, ces volcanites se seraient mises en place pendant la fin de la sédimentation de la formation « grés-schisteuse » du Cambrien inférieur : leur âge serait donc cambrien inférieur. Interprétées d'abord comme des mylonites d'arkoses (Thoral, 1935), l'étude pétrographique détaillée montre que ce sont, en fait, des laves et brèches basaltiques, spilitisées et schistosées (Alsac et Donnot, 1978 ; Gachet, 1983).

Les brèches sont le faciès le plus fréquemment observé ; les fragments anguleux ou émoussés (taille millimétrique à décimétrique), non jointifs et non classés, sont constitués de lave à texture microlitique finement amygdalaire ou massive. Leur composition est typiquement spilitique.

k1-2V. Alternances volcano-sédimentaires de Moulergues—Lacan. Les alternances volcano-sédimentaires de Moulergues—Lacan, rapportées au Cambrien inférieur k1-2, affleurent à la base des calcaires à archéocyathes. De la base au sommet, deux ensembles principaux ont été distingués :
— les alternances de Lacan (50 mètres), constituées pour l'essentiel de tufs spilitiques et kéraatophyriques, interstratifiés dans les dolomies et les schistes ;
— les alternances de Moulergues, qui correspondent à un ensemble de tufs et sédiments carbonatés, épais de quelques dizaines de mètres, et à un complexe effusif quartz-kéraatophyrique puissant d'une centaine de mètres.

Les produits volcaniques de Moulergues—Lacan sont de compositions très variées, basiques et acides ; ils présentent fréquemment un caractère albitophyrique bien marqué.

k1-2V. **Alternances volcano-sédimentaires de Rocozels—Soubras.** L'apport volcanique est très discret dans la région de Soubras : des tufs et des sédiments volcano-détritiques, puissants de 10 à 20 mètres, sont intercalés dans la formation carbonatée basale. Par contre, vers Rocozels, les roches effusives constituent deux niveaux d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur chacun : ce sont des laves, ignimbrites et tufs. Ce volcanisme, à la différence de celui de Moulergues—Lacan, est représenté uniquement par des roches acides : quartz-kératophyres et rhyolites (Boyer-Guilhaumaud, 1974). Certains termes très potassiques semblent avoir subi une altération tardive.

Caractère magmatique des volcanites. L'étude géochimique de ces volcanismes a montré l'appartenance tholéitique des agglomérats d'Ensèges et l'appartenance calco-alcaline du volcanisme de Moulergues—Lacan dont les termes basiques semblent, au moins en partie, tholéitiques. Les agglomérats ont des compositions intermédiaires entre celles des rides océaniques et celles des arcs insulaires.

Le caractère de dépôts de plate-forme continentale des sédiments stratigraphiquement associés aux agglomérats d'Ensèges et aux volcanites de Moulergues—Lacan (Lescuyer et Giot, 1986), rendent difficilement plausible l'hypothèse d'un arc insulaire ; il s'accorde mieux avec l'hypothèse d'une zone en distension (Donnot *et al.*, 1982) qui pourrait correspondre soit à un rift intracontinental, soit à une zone particulière, dans ou à proximité d'une marge active. L'existence de celle-ci est suggérée par le chimisme calco-alcalin d'une grande partie du volcanisme de l'unité de Brusque (Gachet, 1983). Cette interprétation pose des problèmes de compatibilité entre le milieu de sédimentation et les indices de distension intracontinentale connus dans les séries volcaniques de la même époque situées à proximité.

Volcanites du mont Merdelou (IV)

k2V. **Ensemble volcano-sédimentaire du Sud-Merdelou.** Des coulées, sills et volcanoclastites sont interstratifiés dans les sédiments schisto-carbonatés. Leur épaisseur est de l'ordre de 50 à 100 mètres. Ils sont rapportés au Cambrien inférieur (Donnot et Guérangé, 1978) ou au Cambrien moyen (Prian, 1980). Ils ont des compositions variées : basiques à acides, avec couramment un caractère spilitique ou kératophyrique essentiellement calco-alcalin.

Comme pour le volcanisme de Brusque, la signification géotectonique de ces magmatismes diversifiés reste posée : volcanisme de marge active ou volcanisme résultant du mélange de basaltes et de parties fondues de la croûte sialique ?

oθ. **Dolérites ± spilitisées (K³).** De nombreux sills et filons basiques à altération en boules recourent les formations antéhercyniennes. L'âge de leur mise en place n'est pas connu ; il n'est probablement pas le même pour tous. Certains d'entre eux sont affectés indiscutablement par la schistosité régionale, ce qui implique pour ceux-ci un âge antétectonique tangentielle.

Ces filons, généralement de puissance métrique, peuvent être localement décamétrique et de longueur kilométrique.

Terrains métamorphiques et cristallins

γ M. Granite \pm orienté à deux micas du Mendic. Le granite du Mendic, situé dans l'unité I, est peu affleurant au Sud de cette feuille ; il a été décrit dans la notice de la feuille Bédarieux à 1/50 000.

Il correspond à une roche à gros grain, de couleur rose en général. Sa composition est la suivante : quartz très abondant, phénocristaux fréquents de microcline rose ou gris et de plagioclases verdâtres souvent zonés (An 10-An 30), muscovite et biotite verte ou décolorée assez rares, enfin présence de zircon, apatite, magnétite, etc. La mésostase, de composition identique, est toujours orientée.

Dans l'enveloppe périphérique ouest et nord du granite, apparaissent quelques *filons satellites* (γ S) de roches éruptives, d'épaisseur métrique, qui sont en général subconcordants avec l'encaissant gréseux et sont distincts de la formation des blaviérites qu'ils n'atteignent pas. La roche, qui a encore la même composition que précédemment, peut contenir des quartz gris d'origine rhyolitique et (ou) de beaux quartz bleus ainsi que des feldspaths subautomorphes ; la biotite y est soit fraîche, soit décolorée. Les recristallisations orientées, ainsi que les traces d'écrasement et de laminage, sont parfois intenses.

M. Brunel a montré que le granite du Mendic a subi une déformation pénétrative, parallèle à celle des terrains encaissants mais qui serait plus intense sur la bordure, avec l'apparition d'étroits filets mylonitiques. La déformation serait soulignée par l'aplatissement des quartz avec linéations d'allongement (NW-SE). Selon M. Brunel, elle serait contemporaine de la première phase de plissement hercynien — événement tectono-métamorphique tangentiel selon B. Guérangé et J. Guérangé-Lozes —, l'ensemble couverture-granite étant replissé en large dôme lors d'une phase tardihercynienne.

Le granite contient des enclaves, de deux types, selon M. Brunel :

- enclaves foncées de petite taille (cm à dm), correspondant à une roche leucocrate acide, riche en quartz, albite, apatite, avec un peu de ferromagnésiens, enclaves provenant vraisemblablement d'anciens microgranites du type précédent ;
- enclaves micaschisteuses, d'ordre métrique, présentes dans tout le massif, avec biotite verte, muscovite et chlorite, pouvant être des témoins de l'encaissant en voie de transformation.

Le granite « riche en silice » (72 à 74 % SiO_2) appartient au type calco-alcalin (CaO voisin de 1%) ; il est probablement d'origine sialique (an. 1333-1334).

Les datations géochronologiques ont donné des âges variés pour ce granite : 453 ± 21 Ma (Roques *et al.*, 1970), 510 ± 20 Ma (Hamet *et al.*, 1973), 600 Ma (Lancelot, 1987).

Le granite est intrusif dans la formation du Cambrien inférieur k_1 qu'il métamorphise à son contact.

Au Nord du sillon houiller de Graissessac, la biotite décolorée ou fraîche est signalée dans toute la formation k_1 , sans atteindre toutefois le niveau de blaviérites. On constate une nette croissance de la biotite à l'approche immédiate du granite et de ses satellites, avec l'apparition de roches foncées d'aspect satiné avec biotite automorphe et pléochroïque.

En l'absence d'études pétrographiques fines et appliquées au rapport granite-couverture, il est difficile de préciser actuellement l'origine et l'extension propre du (ou des) métamorphisme, que ce dernier soit lié directement au granite cambrien (dôme thermique primaire) ou qu'il provienne en tout ou partie d'une « réjuvenation » hercynienne de celui-ci (flux tardif), l'hypothèse de deux métamorphismes thermiques successifs demeurant vraisemblable.

$\mu\gamma$. **Microgranite à biotite du mont Faulat.** Le massif de microgranite du Faulat, ou massif de la Devèze, est très digité. Il recoupe, au Nord les formations du Cambrien inférieur et au Sud les formations ordoviciennes.

Ce massif est légèrement oblique sur le cisaillement qui sépare les unités II et III ; des *satellites filoniens* ($\mu\gamma$ [1]) s'insèrent dans le contact anormal jusqu'à Labiras.

Une étroite auréole de métamorphisme de contact s'est développée autour du microgranite (grès tachetés, schistes à biotite, andalousite et quelquefois cordiérite).

Les filons, à l'Est du massif, sont particulièrement nombreux. Ce sont des filons de *rhyolite* (ρ) et de microgranite d'épaisseur allant de 2 à 50 m. Les phénocristaux de quartz et d'orthose sont fréquents et peuvent atteindre 6 cm. Au Nord, les filons sont moins nombreux et moins puissants. A l'Ouest ils sont rares, sauf au Sud de Tauriac ; peu puissants et de longueur plus limitée, ils ne contiennent que de rares phénocristaux.

L'âge radiométrique du microgranite du Faulat est de 304 ± 51 Ma (Allège *et al.*, 1968, données corrigées par M. Demange).

L'intrusion « subvolcanique » du Faulat, tardidéformation tangentielle, est en relation avec les événements tectoniques tardifs D4-D5 d'âge carbonifère supérieur.

De nombreuses minéralisations polymétalliques se situent autour du Faulat, à l'intérieur d'une auréole de 800 m de large. On peut penser que l'ensemble des minéralisations, pour ce qui concerne les éléments Fe, As, Zn, Pb et Sb, est lié au magmatisme calco-alcalin hercynien. La source métalli-

que peut être toutefois distincte du magmatisme ; cependant, il est possible qu'une minéralisation disséminée dans les formations cambriennes ait pu être reconcentrée par celui-ci.

Q ; Ba. **Filons.** De nombreux filons de *quartz* recourent les formations paléozoïques. De longueur plurikilométrique et de puissance métrique à décamétrique, leur direction est N 140° à 160° E ou E-W. L'histoire de ces filons est complexe. Leur premier jeu est décrochant et d'âge stéphanien, puis normal, avec des ouvertures successives à diverses époques.

Quant aux filons E-W, comme partout au Nord de la zone axiale de la Montagne noire, le premier jeu décrochant est dextre. C'est le cas du filon de quartz subvertical du Mayres ; de puissance décamétrique, il recoupe le microgranite du Faulat, les rhyolites et les formations paléozoïques sur 2 km. La présence de minéralisations en barytine et cuivre gris argentifère dans son extrémité occidentale, traduit une réouverture et une imprégnation par ces éléments lors de la transgression triasique.

De nombreux accidents de direction N 140° à 160° E, siliceux et à *concentration barytique*, sont concentrés à la bordure sud-ouest des causses. Subverticaux et de longueur kilométrique, ils recourent les niveaux de base du Trias. Leur imprégnation en barytine et cuivre gris décroît en profondeur sous la surface de transgression tertiaire.

Paléogéographie

Les formations impliquées dans les monts de Lacaune s'intègrent dans une histoire sédimentaire cohérente à l'échelle régionale, fondée sur l'opposition entre deux grands domaines paléogéographiques globalement différents, mais actuellement contigus : un domaine septentrional comprenant les monts de Lacaune, l'Albigeois et le Rouergue, et un domaine méridional comprenant le versant sud de la Montagne noire, le massif du Mouthoumet et les Pyrénées.

La zone axiale cristalline de la Montagne noire doit être rapportée au domaine septentrional. Relevons à ce propos, que M. Demange *et al.* (1986) distinguent dans le Minervois et le Cabardès une coupure fondamentale située au niveau du « para-autochtone », entre des unités septentrionales (unité de Serières, écailles inférieures et zone axiale) et des unités méridionales (unité de Fourmes et l'ensemble écailles supérieures—nappe du Minervois). Ces deux domaines auraient été largement indépendants pendant toute leur histoire géologique.

Dans les monts de Lacaune et en Albigeois, les principaux traits paléogéographiques qui suivent peuvent être dessinés.

— Le seul fragment de *socle cadomien* connu est représenté par l'orthogneiss de Montredon-Labessonnié (717 Ma ?).

— *Permanence de la sédimentation détritique au Cambrien inférieur k₁ (pro parte Infracambrien ?)*. Les formations détritiques de cet âge sont attribuables au *domaine marin ouvert* : sédiments fins mis en place par décantation rythmée ou par des courants laminaires (Lescuyer et Giot, 1986). Les matériaux gréseux ont une composition géochimique d'arkoses quartzitiques sodiques, pour l'essentiel.

Ces formations, qui proviennent du démantèlement de la chaîne cado-mienne, sont connues, avec les mêmes caractères, dans l'ensemble de l'Albigeois cristallin (monts de Lacaune, nappe de Saint-Sernin-sur-Rance) et dans le versant sud de la Montagne noire (Grès de Marcory). Peuvent leur être comparées des formations détritiques « basales », aussi bien dans les Pyrénées (dôme du Lys-Caillouas ; Donnot et Guérangé, 1969) que par exemple en Bretagne centrale (formation des grauwackes du « Briovérien » de Château-Gontier ; Guérangé-Lozes et Guérangé, 1983).

— *Un premier épisode volcanique acide*, qui se place au sommet de la sédimentation détritique (k₁) dans les monts de l'Est de Lacaune (« blaviérites » de l'unité d'Avène-Mendic), vraisemblablement dans la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance et probablement dans la zone axiale de la Montagne noire, permet d'ébaucher une distinction entre le domaine septentrional et le domaine méridional (versant sud de la Montagne noire) où ce volcanisme n'est pas connu. Il pourrait s'agir là d'un témoin des premiers mouvements distensifs qui vont par la suite caractériser le domaine nord jusqu'au Silurien.

— *Au Cambrien inférieur (k₂), la sédimentation carbonatée et le volcanisme associé des monts de l'Est de Lacaune, d'affinité tholéitique, caractérisent dans cette région une bordure instable de plate-forme, en marge probable d'un bassin de distension plus septentrional.*

Dans les monts de l'Est de Lacaune, la ride volcanique de l'unité du mont Merdelou sert de frontière à un domaine marin profond, à faible taux de sédimentation mais à dominante d'argile (épaisse « série noire » schisto-carbonatée du k_{2b}) au Nord-Ouest, et à l'installation, au Sud-Est, d'une plate-forme épaisse due à l'accrétion de dépôts carbonatés réalisée sous forte subsidence et faible tranche d'eau (Lecuyer et Giot, 1986). Les sédiments carbonatés montrent de très grandes variations de faciès et d'épaisseurs, traduisant une instabilité tectonique persistante, soulignée également, localement, par un volcanisme contemporain, bimodal (unités de Brusque et du mont Merdelou).

La plate-forme carbonatée se développe également dans le domaine méridional (versant sud de la Montagne noire), mais le volcanisme y est inconnu.

Dans le domaine septentrional (Albigeois, Rouergue), les carbonates ont disparu, mais il existe peut-être dans ce secteur un très grand développement du volcanisme, conservant en reliques des traces de sédimentation argileuse en milieu euxinique. La mise en place des tufs ignimbritiques se serait effectuée par écoulements successifs ou par retombées dans l'eau au sein d'un milieu confiné réducteur. La distension serait soulignée par les importantes émissions volcaniques.

– *Les schistes à nodules calcaires et trilobites (Paradoxides) du Cambrien moyen (k3)* qui, dans le versant sud de la Montagne noire et les monts de Lacaune, se superposent immédiatement aux carbonates ou aux faciès argilo-carbonatés, marquent l'ennoiement de la plate-forme carbonatée et l'ouverture de la mer.

– *La formation détritique grésopélitique supérieure (série verte) du Cambrien moyen–Trémadocien inférieur (k4-O1a) témoigne d'un cycle marin transgressif* dont les dépôts sont visibles depuis le versant sud de la Montagne noire, au Sud, jusqu'à la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, au Nord, mais avec des caractères différents dans les deux grands domaines. Le domaine septentrional se distingue du domaine méridional par l'existence d'un volcanisme acide d'âge ordovicien inférieur, qui apparaît dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès et se développe probablement plus au Nord dans la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance ; le domaine septentrional garde un caractère distensif, toujours bien marqué par les émissions volcaniques.

– *Les quartzites blancs de l'Ordovicien inférieur (O1a-b) traduisent une uniformisation des conditions sédimentaires à l'échelle du bâti varisque.* Ils sont en effet connus, sous le même faciès, depuis le Massif armoricain (où ils sont datés de l'Arénigien) jusqu'au versant sud de la Montagne noire (où ils sont datés du Trémadocien) et au-delà. Le diachronisme des dépôts pourrait indiquer une *transgression du Sud vers le Nord*. Le domaine septentrional est toujours caractérisé à ce niveau par des épisodes volcaniques acides (nappes de Saint-Salvi-de-Carcavès et de Saint-Sernin-sur-Rance).

– *Comme pour les quartzites blancs, la sédimentation détritique de l'Ordovicien inférieur (O1c–O2) est généralisée à tous les domaines.* Dans le versant sud de la Montagne noire et dans les monts de Lacaune, il s'agit globalement d'une épaisse succession *néritique*, ne pouvant se comparer à une véritable sédimentation flysch ; en témoignent l'absence de turbidites et la présence d'une faune essentiellement benthique (Engel, Feist et Franke, 1981).

Dans les nappes du domaine septentrional, la sédimentation est peut-être plus profonde (absence de nodules siliceux et de faune benthique, présence de silexites noires « pélagiques »), encore que la présence, à la base de la série noire, de lentilles de calcaires blancs ne traduise pas, à ce niveau, de conditions de dépôt de bassin profond. On note surtout, dans ce domaine, la présence d'un volcanisme basique (basaltes à pillows, dolérites) à caractères de tholéites intracontinentales, témoin d'une distension crustale.

– En Montagne noire, on relève la *lacune de l'Ordovicien moyen* (Llandeilien et Llanvirnien), l'Arénigien supérieur étant surmonté en concordance par le Caradocien fossilifère. Dans les monts de Lacaune, la lacune pourrait être plus importante et atteindre également l'Ordovicien supérieur.

– *Dans le domaine septentrional, le Silurien, terme le plus jeune impliqué dans les structures tangentielles, n'a été daté que dans l'unité de Murasson.*

– *Au Dévonien, la distinction entre le domaine méridional (versant sud de la Montagne noire, Mouthoumet, Pyrénées) et le domaine septentrional (zone axiale de la Montagne noire (?), monts de Lacaune, Albigeois, Rouergue, etc.)*

est clairement établie. Le domaine septentrional est engagé dans l'évolution tectono-métamorphique acadienne (domaine en raccourcissement) tandis que le domaine méridional accueille toujours des dépôts, d'abord essentiellement carbonatés, de plate-forme, puis pélagiques (Dévono-Carbonifère basal) et ensuite clastiques, au caractère de flysch nettement accusé (Viséen-Namurien basal dans les nappes du versant sud, et pouvant atteindre le Westphalien A dans les Pyrénées). La distension majeure s'est déplacée dans le domaine méridional.

— *Les dépôts postorogéniques du Stéphaniens* constituent une « isochrone » pour les deux domaines, septentrional (monts de Lacaune, Albigeois, Rouergue) et méridional (Pyrénées).

Permien

La feuille Camarès comprend l'extrémité sud-est du grand bassin permien de Saint-Affrique. Les différentes unités que l'on peut distinguer dans le Permien y sont représentées. La stratigraphie a été établie à partir de l'étude de l'ensemble du bassin qui intéresse surtout les feuilles Saint-Sernin-sur-Rance et Requista. Un sondage du CEA (Montagnol) a confirmé la façon d'interpréter la succession des assises et précisé leurs épaisseurs dans cette bordure sud-est.

r1a. **Autunien gris.** La série autunienne grise repose sur les formations cambro-ordoviciennes des monts de Lacaune, soit en contact normal par l'intermédiaire du conglomérat de Canabols (près de Camarès, à la bergerie Les Pradels), soit par faille (à Canabols même ou sur la route N 602 de Camarès au Fayet, au Sud des Combes). Vers le Nord-Ouest, les différents termes de l'Autunien gris sont recouverts en discordance par les conglomérats de base du Trias et par les séries liasiques des avant-causses.

L'Autunien gris est composé de schistes fins (siltites), ardoisiers (du type ardoises de Lodève), de schistes bitumineux et de grès plus ou moins argileux et ferrugineux. Vers la base, on observe des bancs de grès très durs, parfois carbonatés. Cette série a, sur la feuille Camarès, 300 m de puissance. Sa base est constituée par un conglomérat (épais de 30 à 40 m), nommé par les géologues de la SCUMRA « conglomérat de Canabols » (r1a[1]), du nom d'un hameau situé au Sud de Saint-Maurice-de-Sorgues, où il peut être observé dans de bonnes conditions. Ce conglomérat, à ciment gréseux, a pour éléments détritiques majeurs des galets calcaro-dolomitiques provenant du Cambrien des monts de Lacaune.

L'Autunien gris est fossilifère, surtout les bancs ardoisiers, comme à Lodève. On peut citer de nombreuses ramules de *Walchia* (et *Ernestodendron*), *Selaginellites* sp., *Callipteris* cf. *conferta*, *Annularia spicata*, *Gynckophyllum* sp., etc. La vie animale se traduit par des pistes de vers, de petits reptiles, de batraciens, ainsi que des figures de bioturbation vraisemblablement dues à l'activité de poissons ou de crustacés.

r1b. **Autunien rouge.** L'Autunien rouge forme une bande de direction SW-NE allant de Camarès à la vallée de la Sorgue où il est limité par le recouvrement des terrains secondaires à l'avant-causse du Larzac.

Il est constitué par des bancs métriques de grès rouges à stratifications entrecroisées, séparés par des pélites rouges. Vers la base, on trouve des niveaux de cinérites. On rencontre également des niveaux pélitiques fins, gris verdâtre, avec des indices de cuivre. Un tel niveau est bien visible de part et d'autre de la vallée de la Sorgue, à 2 km en amont de Saint-Félix-de-Sorgues.

Cette série est fossilifère. Il y a été trouvé *Callipteris conferta*, *Sigillaria brardi*, *Walchia*, de nombreuses tiges, et des empreintes de pas de reptiles (tridactyles, lacertidés). Il existe de nombreux niveaux avec terriers ou pistes de vers. Les fossiles cités par les auteurs antérieurs et rapportés au Saxonien ont été trouvés dans cette formation rouge autunienne.

Les figures de sédimentation sont fréquentes : stratifications entrecroisées, ravinements, ripple marks, mud craks, « gouttes de pluie ».

Il n'y a pas, contrairement à ce que l'on croyait, continuité entre ces faciès gréseux et le faciès pélitique du Saxonien. Il existe une discordance angulaire, qui souligne le changement de faciès. Elle apparaît d'après la cartographie générale du bassin, mais s'observe aussi en plusieurs points dans les régions voisines : au Sud de Verrière (feuille Saint-Sernin-sur-Rance), au Nord de Bournac (feuille Requista). Cette discordance est la manifestation d'une phase tectonique assimilée à la « phase saaliense ».

Cette série a une puissance de 800 m mais, dans sa zone d'affleurement sur la feuille de Camarès, une grande partie a été enlevée par l'érosion anté-triasique. A sa base, il y a passage continu avec l'Autunien gris par une zone de 30 à 40 m où alternent faciès rouge et faciès gris. Cette zone est observable au sommet de l'Autunien gris à l'Est de Montagnol, aux environs du Mas-de-Salel ou du Bais.

r2-3. **Saxono-Thuringien. Grès conglomératiques, pélites (rougiers ou ruffes) à la base.** Il affleure dans la partie ouest de la feuille, au Nord d'une ligne allant de Camarès à Gissac. Il est composé de pélites rouges qui constituent le paysage si caractéristique du centre du bassin de Saint-Affrique et du Sud du bassin permien de Lodève. Ces terrains, aux formes d'érosion mollement arrondies, se nomment « rougiers » à Saint-Affrique, « ruffes » à Lodève.

Les pélites sont entrecoupées de minces bancs gréseux épais de quelques centimètres et souvent carbonatés, qui sont vraisemblablement les témoins de phases d'émersion. A Camarès même, sous l'église, apparaît un faciès conglomératique qui prendra un grand développement à l'Ouest dans les gorges de la Rance.

La série n'est pas fossilifère. Les niveaux à ripple marks et à mud cracks sont fréquents.

La puissance du faciès « rougier » peut être évaluée à 200-300 m au maximum. Son épaisseur a été surestimée du fait de l'étendue des affleurements et d'un pendage qui semble être généralement de 5 à 6° vers le Sud. En fait, cette série est ondulée et il suffit d'un petit ruisseau pour entamer une vossure et faire apparaître l'Autunien sous-jacent.

Des failles, dont il est difficile d'apprécier le rejet, affectent cette série ; elles ont une direction NW-SE. La faille SW-NE qui va de Camarès à Gissac est plus importante. Elle met en contact le Saxonien-Thuringien et l'Autunien rouge. Le parcours de cette faille est jalonné par des sources minérales.

FORMATIONS SECONDAIRES (OUEST DU SEUIL CAUSSENARD)

Trias

Constituant la base de la transgression mésozoïque, le Trias repose en discordance sur les différentes formations cambro-ordoviciennes et sur les pélites et grès permien.

L'épaisseur des dépôts varie dans la région du simple au double (100 à 200 mètres).

Les formations triasiques n'ont fourni ici aucun élément de datations. Cependant, des corrélations ont été faites avec celles du Lodevois, où des myophories ont été trouvées (Orszag-Sperber, 1966), donnant une chronologie satisfaisante (Aubague, 1967). L'étude des formations triasiques réalisée par J.M. Rouchy (1973) a été utilisée pour la description de ces terrains (voir tableau ci-dessous).

Corrélation entre les formations triasiques du Lodevois et de Camarès

J.M. Rouchy (1973)	G. Lablanche et A. Lefavrais Carte Camarès	M. Aubague (1967)
t8 Arkoses, dolomies gréseuses	t9 Grès. Argiles noires	Rhétien
t7 Argiles à passées dolomitiques	t8 Argiles bariolées et bancs de dolomie	Keuper sup.
t6 Plaquettes à concrétions sili- ceuses	t7 Dolomies et cargneules	Keuper moy.
t5 Dolomie vacuolaire	t6 Argiles noires	Keuper inf.
t4 Argiles inférieures	t5 Grès	Lettenhkole
t3b Poudingue quartzeux	t3-4 Argiles versicolores	Muschelkalk sup.
t3a Grès à taches rouille	t2 Argiles { marnes noires à gypse alternances argilles-grès	Muschelkalk inf. et moyen
t2 Argiles versicolores	Grès de base	
Grès de base	t1 Calcaire de base	Buntsandstein
t1 Calcaire de base	t1-2 Agglomérats et grès	

t1-2. **Scythien inférieur et moyen. Agglomérats ou grès souvent conglomératiques à la base.** Conglomérats et grès correspondent aux premiers dépôts. Leur épaisseur et leur composition varient en fonction des lieux de dépôt (reliefs) et de la nature du substratum. Dans les creux des paléoreliefs, les formations triasiques sont riches en éléments détritiques. Deux types de conglomérats ont été reconnus :

— le type Montpaon—Saint-Julien : puissants de quelques mètres, ces conglomérats reposent ici sur un socle schisteux et sont composés de galets de schistes emballés dans une argile rouge d'altération ;

— le type Ceilhes—Ouest de Laval : plus épais (20 mètres), ces conglomérats sont plus fréquents en bordure des dolomies cambriennes (bien que reposant aussi sur des formations schisteuses). Ils sont constitués de galets émoussés essentiellement dolomitiques, de forme généralement anguleuse. Un classement fruste a été observé localement (Rouvignac) à l'échelle de la formation (gros galets = 40 cm). Le ciment dolomitique, de couleur ocre sale, contient quelques grains de quartz détritiques ; il est fréquemment remplacé par des lamelles de barytine associées à des carbonates de cuivre.

Des brèches polygéniques, épaisses d'une dizaine de mètres, affleurent à Saint-Barthélémy et au col Notre-Dame. Elles sont constituées de galets de dolomie arrondis (5 cm), de galets de pélites aplatis encore anguleux, d'éléments anguleux de quartz et de quartzites, et de quelques rares galets de granite très altérés. Le ciment est carbonaté, la barytine y est abondante.

Les conglomérats de base qui affleurent entre Montégut et Gissac, puissants de 3 mètres, contiennent des galets essentiellement quartzeux ; leur ciment est argilo-gréseux ; Ces conglomérats passent progressivement à des grès grossiers en gros bancs (10 mètres).

Des conglomérats identiques se retrouvent isolés sur les formations du socle, au Coural, Les Planes, Canterise, Grand-Mougis.

t3-4. **Anisien inférieur et moyen. Argiles versicolores.** De couleur rouge violacé, elles ont une épaisseur de 40 à 50 m. Elles contiennent des passées gréseuses principalement à la base et de minces lits de calcite fibreuse. Au sommet, des lits de grès apparaissent vers le Nord alors qu'au Sud s'individualisent des marnes noires à filonnets de gypse d'une dizaine de mètres d'épaisseur, qui représentent le dernier témoin du « Salifère inférieur » du Trias languedocien.

t5. **Anisien supérieur. Grès moyens (à microconglomérats).** Ils sont constitués, sur 25 m environ, d'une alternance de grès plus ou moins fins, de grès plus ou moins grossiers et d'interlits argileux. Les stratifications entrecroisées sont nombreuses (Montégut). Au sommet de la formation apparaît généralement un conglomérat (bien visible à Montégut, Saint-Maurice-de-Sorgues, col Notre-Dame).

t6. **Ladinien. Argiles à quartz bipyramidés.** Grises ou noires, elles renferment de petits quartz bipyramidés rouges. Sur les zones de hauts-fonds (Rocas), ces argiles reposent directement sur le socle primaire silicifié. Vers le Nord-Ouest, ce niveau devient plus gris et se charge de bancs dolomitiques ou gréseux ocre.

17. **Carnien. Dolomies.** Un banc de grande cargneule, puissant de 8 mètres à Ceilhes et Rocas (localement moins épais), est constant et sert de repère. Il pourrait correspondre à la «Dolomie moellon» de Lorraine (Keuper moyen).

18. **Norien. Argiles bariolées.** De couleur verte et rouge, elles sont beaucoup moins feuilletées que celles de la base. A cassure conchoïdale, elles renferment quelques minces lits dolomitiques ; elles peuvent atteindre 60 à 80 m d'épaisseur. A Montégut, leur base est riche en gypse (ce dernier a été exploité). En bordure des hauts-fonds, ce niveau plus noir renferme des concrétions siliceuses (Rocas, Rieudale, Ceilhes).

19. **Rhétien. Alternances d'argiles noires ou vertes, de dolomies et de grès.** Seule l'entaille de la vallée de la Sorgue (Ouest à Montégut et Est à Fondamente) dans les formations rhétiennes, permet d'obtenir une bonne coupe de ces dernières. Par ailleurs, les coupes sont incomplètes, aussi il est difficile d'estimer l'épaisseur du Rhétien. Il affleure très mal dans toute la partie centrale de la carte (entre Montagnol et Ceilhes) où il semble très réduit ; il disparaît complètement à La Jacasse et à La Gardiole.

A Montégut et Fondamente, au-dessus des argiles versicolores du Norien, apparaît une succession, puissante de 20 mètres, de grès, de dolomies litées, d'argilites grises, vertes et rouges.

- Les grès de la base, épais de 5 à 6 mètres, plus ou moins grossiers et plus ou moins massifs, ravinent les argilites triasiques par l'intermédiaire d'un niveau conglomératique. Moins massif qu'à Montégut, à Fondamente ce niveau se compose, au-dessus des grès grossiers puissants d'un mètre, d'une alternance de dolomies gréseuses et d'argiles noires et grises dans lesquelles domine un faciès de marnes gréseuses dures en lentilles avec pistes. Il a été signalé à ce niveau des dents de poissons.

- Au-dessus et sur 8 m, alternent des dolomies (parfois à grains de quartz) et des argilites. Celles-ci, noires et peu épaisses à Fondamente, deviennent verdâtres et prédominantes à Montégut. Ce niveau se termine par des horizons assez régulièrement ravinés et ferruginisés.

Ce niveau est fossilifère et *Avicula contorta* abonde dans les argilites noires. Il renferme aussi, plus particulièrement à Montégut, Les Abencels, Fondamente, une riche microflore : *Ovalopollis luzensis*, *Classopolis*, *Alisporites*, *Riccisporites tuberculatus*, *Rhaetogonyaulax rheticus* et *Vitreisporites signatus*.

- Après un nouvel arrêt de sédimentation se traduisant par un microconglomérat, l'ensemble supérieur se compose de dolomies litées et d'oolites à l'Est, d'argilites vertes prédominantes à l'Ouest (Montégut, Leuralou). Des pélites à passées gréseuses apparaissent vers le Sud.

Jurassique

l1-2. **Hettangien. Dolomies plus ou moins feuilletées à passées d'argilites noires ou vertes.** En raison des nombreuses fractures qui affectent l'Hettangien, il est difficile d'obtenir des coupes complètes de celui-ci. Les meilleures d'entre-elles se situent le long des routes allant du Clapier au Mas-Neuf, et de Roqueredonde à la vallée de la Tès, le long de la route forestière allant du plo de Cambre à Joncelets.

Ces coupes donnent une épaisseur voisine de 180 m pour l'Hettangien complet et montrent la succession classique de l'Hettangien des Grands Causses en trois niveaux.

● L'**Hettangien inférieur** se présente sous l'aspect d'un niveau épais d'une vingtaine de mètres et constitué de bancs décimétriques à interlits *ondulés*. Ce niveau est très fréquemment visible dans les carrières du Mas-Neuf et le long de la Tès (plus particulièrement dans la région du Mas-Garit).

Ce niveau est attribué traditionnellement à la zone à Planorbis bien que l'espèce-indice n'ait été trouvée que sur la bordure orientale des Cévennes.

● L'**Hettangien moyen et supérieur** est constitué par une série, épaisse de 150 m environ, qui succède au niveau des « ondulés ». Elle est constituée par des alternances de dolomie fine et marneuse, quelquefois rognonneuse, le plus souvent pommelée, de dolomie varvée se délitant en plaquettes et de très nombreuses intercalations de lits centimétriques d'argiles vertes ou noires.

Cette série montre, de la base au sommet :

- 50 m de dolomie généralement en petits bancs et à passées d'argiles vertes ;
- 50 m de dolomie en petits bancs et de dolomies varvée à passées argileuses très rares. Ce niveau se termine par 1 à 2 mètres de lits noduleux ;
- 50 m de dolomie pommelée, de dolomie varvée et d'argiles grises ou noires. Seules les argiles noires ont fourni des microflores.

Dans la coupe allant du plo de Cambre à Joncelets, dans le niveau sommital de la série a été trouvée la flore de l'Hettangien supérieur avec, à la base, des *Classopollis* ; 10 m au-dessus : *Vitreisporites signatus*, *Classopollis bussoni*, *C. simplex*, *Cycadopoites* ; 5 m plus haut : *Classopollis* et des dissacates ; 10 m au-dessus : *Cupressaceae*, *Glerchenidites cf. senonicus*, *Toroisporites* ; et enfin, au sommet : *Classopolis* et *Alisporites*.

l3. **Sinémurien. Alternances de calcarénites et de dolomies.** Elles sont attribuées au Sinémurien sans arguments paléontologiques formels (*). Les alternances de calcarénites (ou dolarénites) et de dolomies à lamines, épaisses de 30 à 35 m, font la transition entre l'Hettangien typique et le Lotharingien calcaire. Elles sont composées de trois ou quatre séquences granulométriquement positives, allant des calcarénites grossières à des dolomies fines.

(*) Un seul *Coroniceras bucklandi* avait été cité dans les causses par C. Roquefort (1934), et c'est un *Asteroceras*.

La première barre, qui ravine le sommet de l'Hettangien, toujours bien exprimée, devient de plus en plus grossière vers le Sud (conglomérat, chailles, débris végétaux abondants). Les barres supérieures sont plus irrégulières. Les coupes complètes se situent près de Cornus (Le Causse-Bédis), le long des routes allant du Clapier au Mas-Neuf et de Roqueredonde au Mas-de-Grèze et au plo de Cambre.

14. **Lotharingien. Calcaires plus ou moins bioclastiques.** Dans la moitié ouest de la feuille, le Lotharingien est représenté par 40 à 50 mètres d'alternances de calcaires oolitiques plus ou moins bioclastiques, et de calcaires marneux. Les coupes faites à Ramondenc, au Vialaret et à Saint-Beaulize, montrent, ainsi que celles plus à l'Est de Tournadou—Saint-Xist, une succession de séquences complexes négatives avec au sommet des surfaces oxydées à terriers.

Le dernier niveau oxydé est bosselé ; il surmonte un horizon d'oolites souvent riche en chailles, parfois très fortement dolomitisé.

Le Lotharingien supérieur n'est présent qu'à l'Est de la feuille (à Saint-Beaulize, Saint-Xist, Roqueredonde). Il est constitué de calcaires fins en bancs de 4 à 5 m au Liquet et à Camplong et de 10 m à Roqueredonde. Ce niveau a fourni au Liquet, un *Leptechioceras* cf. *nodoti* (Roquefort, 1934).

15. **Carixien. Alternance de calcaires et de marnes.** A l'extrême Nord-Ouest (Le Vialaret), le Carixien se compose d'une alternance de calcaires et de marnes d'une vingtaine de mètres d'épaisseur : c'est le faciès classique du Carixien des causses.

D'après J. Monestier, les 15 mètres inférieurs, constitués de bancs compacts de calcaires et de lits schisteux centimétriques, seraient d'âge carixien inférieur (zones à *Jamesoni* et à *Ibex*). A 8 mètres de la base (?) on trouve un banc de calcaire assez dur, riche en pyrite et en *Uptonia jamesoni*. Le Carixien supérieur (zone à *Davoei*) serait constitué, selon le même auteur, de bancs calcaires moins épais et de niveaux de marnes plus développés. On y trouve fréquemment *Aegoceras capricornu*, des *Fimbriyloceras* et des liparocératidés.

En allant vers l'Est, le Carixien diminue d'épaisseur : 10 à 15 m à Saint-Beaulize, 6 m au Nord de Fondamente, 3 à 4 m à Cornus—Antignes. Selon J. Monestier, seules les zones inférieures se réduiraient ; en effet, *Uptonia jamesoni* n'a jamais été trouvée à l'Est de Saint-Beaulize alors que *A. capricornu* et les *Lytoceras* sont fréquents. La découverte d'un mauvais *Tropidoceeras* à Cornus (zone à *Ibex*) et de *Z. numismalis* à Camplong, incite toutefois à ne pas être trop affirmatif.

A l'approche de la faille de La Pézade (où le Carixien semble avoir disparu), le faciès change légèrement. A Camplong, les alternances calcaires et marnes persistent mais l'ensemble est très rouge ; les calcaires se chargent d'entrouques (brisées). Ce faciès est peut-être en relation avec une zone de haut-fond proche, jalonnée par la faille La Pézade—Montagnol.

Au Sud de cette faille, il y a lacune du Carixien. Ce dernier ne réapparaît qu'à l'Est de l'Escandorgue sous un faciès très différent (entroquite grossière).

16. **Domérien. Marnes, lit noduleux au sommet.** Le Domérien est constitué pour l'essentiel de marnes grises micacées. Au sommet sont intercalés un ou deux bancs de calcaires réduits en miches altérées ocre, séparés des niveaux toarciens sus-jacents par un diastème ferrugineux.

Le Domérien diminue régulièrement de puissance d'Ouest en Est sur la bordure des Grands Causses. D'après J. Monestier (1913), il passe de 30 à 40 m à Saint-Jean-Saint-Paul (hors feuille), à 25 m à Bosc et 15 m à Antigues-Cornus.

Les faunes ont permis de faire des subdivisions dans cet ensemble homogène. J. Monestier (1913) puis J. Mattei (1971) ont distingué de bas en haut trois zones :

● **Zone à Stokesi :** elle correspond aux deux sous-zones à *Celebratum* et *Isseli* (Domérien I et II de J. Mattei, couches de passage et niveau a₁ de J. Monestier). Cette zone n'existe pas dans la grande majorité du secteur mais, dans la région de Camplong, un banc de 10 m très raviné est situé entre un Carixien supérieur réduit à quelques centimètres de marnes (à *P. davoei*, *Lytoceratidae*, *A. capricornu*) et des marnes et calcaires du niveau à Boscense. Ce niveau a fourni des *Protogrammoceras isseli* (Domérien II de J. Mattei).

● **Zone à Margaritatus :** elle comprend deux sous-zones. La sous-zone à *Gloriosus* est partout présente (zone a de J. Monestier et Domérien III de J. Mattei) et est constituée de marnes à bancs calcaires assez nombreux contenant très fréquemment *Fuciniceras boscense*. A leur sommet, les marnes contiennent *Codoceras ragazzonii* ainsi que de nombreuses amalthées (zone b de J. Monestier).

La sous-zone à *Gibbosus* (zone c de J. Monestier, Domérien V de J. Mattei) voit apparaître de nombreux *Arieticerases* du groupe *algotianum*.

● **Zone à Spinatum :** elle est toujours marneuse, et ne voit apparaître des bancs plus épais altérés (d'ailleurs en miche) qu'à son sommet. Elle comprend :

— la sous-zone à *Solare* (Domérien VI de J. Mattei) qui contient des *Pleurocerases* du groupe *solare* et des *Arieticerases lozerienses* ;

— la sous-zone à *Hawskerense* (Domérien VII de J. Mattei), surtout riche en *Pleurocerases spinatum* ou *hawskerense*.

17-8. **Toarcien. Marnes, feuilletées à la base (Schistes carton).** Le Toarcien des Grands Causses est très fossilifère et cette richesse justifie de nombreux ouvrages paléontologiques (Monestier, 1920, 1921, 1931 ; Mattei, 1971 ; Guex, 1972). Certains secteurs restent cependant moins connus. On va tenter de suivre l'évolution des faciès à partir de la région nord-ouest de la feuille où la série est épaisse et bien connue.

Bordure méridionale du Larzac

● Le **Toarcien inférieur** est formé d'une assise de 10 m de marnes feuilletées, se délitant, sous l'action des agents atmosphériques, en plaquettes minces et dures, d'où le nom de « Schistes carton » pour cette formation.

D'après J. Mattei (1971) la succession des faunes est la suivante :

– *assises à Tenuicostatum* : ce fossile a été signalé par P.L. Maubeuge (1948) près de Rivière-sur-Tarn. Ces assises sont constituées d'un horizon centimétrique de marnes compris entre le Domérien supérieur et un banc calcaire varvé puissant de 0,20 m à 0,25 m, riche en poissons (*Leptolepis coryphaenoides*) et dont la permanence est remarquable dans la région ;

– *assises à Serpentinus* : au-dessus du banc à *Leptolepis* on constate la présence de divers *Harpoceras* écrasés (à costulation falciforme, voisins de *H. serpentinum* auct.) et de *Dactylioceratidae* abondants. Au sommet de la formation a été trouvé *Hildoceras mulgravium*.

● Le **Toarcien moyen** est constitué de 20 m de marnes qui, à leur base, alternent avec les Schistes carton. Y sont distinguées :

– les *assises à Bifrons* : au-dessus des Schistes carton, les « couches en échelons » de J. Monestier (= couches à *Harpoceratoides* de J. Mattei) constituent un complexe sédimentaire de transition formé d'une alternance de niveaux argileux et de passées feuilletées. On y trouve des fossiles très déformés : *Harpoceratoides alternatus* et *Maconiceras soloniacense* sont cités par J. Mattei, *Hildoceras sublevisoni* et *Hildoceras lusitanicum* par J. Guex.

Les marnes franches qui succèdent contiennent, sur les 10 premiers mètres, *Hildoceras bifrons* associé à *Harpoceras subplanatum* qui abonde à la base avec *Zugodactylites brauniamus*, et sur les 10 mètres suivants *Hildoceras bifrons* (moins abondant) et *Pseudopolyplectus bicarinatus*. Dans ce niveau apparaissent les *Chartronia* (= *Denckmannia*) et les *Lilia*. *Hildoceras semipoliticum* et *Hildoceras semicosta* sont cités par J. Guex ;

– les *assises à Variabilis* : de puissance variable, 3 à 8 m, elles correspondent à une période de sédimentation discontinue. Des lentilles calcaires intercalées témoignent de condensations importantes. Les *Haugia* sont abondants et toujours associés à *Pseudopolyplectus bicarinatus*.

● Le **Toarcien supérieur**, constitué lui aussi par une épaisse série marneuse, comprend les dépôts qui s'échelonnent depuis la disparition des *P. bicarinatum* et des *Haugia* jusqu'à l'apparition des calcaires marneux (Aalénien inférieur des anciens auteurs). Dès 1920, le Toarcien supérieur avait été subdivisé par J. Monestier en de nombreux niveaux que les auteurs actuels ont plus ou moins modifiés.

– La *zone à Thouarsense* correspond aux assises à *Grammoceras striatulum* de J. Monestier et J. Mattei. Le niveau de base, surtout complet à l'Ouest, est riche en *Pseudogrammoceras* du groupe *bingmanni-struckmanni*. Le niveau supérieur voit l'apparition des *Grammoceras* vrais (*G. striatulum* avec des morphotypes voisins de *thouarsense*), associés ensuite à *Pseudogrammoceras expeditum* (3 m à Camplong).

– La *zone à Insigne*. Le niveau de J. Monestier à *Pseudogrammoceras expeditum* correspond à la sous-zone à *Fallaciosum*.

Le niveau à *Polyplectus discoides* et *Hammatoceras insigne* est riche en *Polyplectus* associés d'abord à quelques *Pseudogrammoceras* puis à des *Hammatoceras* de petite taille (sous-zone à Insigne). Vers le tiers supérieur de cette zone, à peu près au niveau d'apparition de *Hammatoceras praefallax*, on observe un horizon jaunâtre riche en petits gastéropodes (*Turbo*), lamelibranches (*Nucula*) et un petit polypier (*Thecocyathus mactra*).

Enfin, le niveau à *Pseudogrammoceras reynesi* et *Phlyseogrammoceras dispansum* montre, en plus des espèces-indices, des *Hammatoceras* (*H. fasciatum* et *simulatus*) et les *Lytoceras* et *Phylloceras* communs à tout le Toarcien (sous-zone à Dispansum).

Les zones où prédominent les *Dumortieria* et les *Pleydellia*, c'est-à-dire les zones à *Pseudoradosa* et à *Aalensis*, ont été considérées successivement comme toarciennes (Nicklès, 1907), aaléniennes (Monestier, 1920) et sont de nouveau rattachées au Toarcien. Toujours marneuses, elles sont souvent beaucoup moins fossilifères que les assises sous-jacentes :

— la zone à *Pseudoradosa* : elle se caractérise par d'assez nombreuses espèces de *Dumortieria* : *D. levesquei* existe à la base avec des *Catullocceras* ; *D. pseudoradosa* et *D. moorei* au sommet ;

— la zone à *Aalensis* comprend le niveau à *Pleydellia* (*Cotteswoldia*) *paucicosta*, riche en *Cotteswoldia* et *Pleydellia mactra* ; et le niveau à *Pleydellia* (*Walkericeras*) *arcuata* et *Pleydellia leura*, où les *Pleydellia* des groupes *aalensis* et *leura* sont dominantes.

Ce Toarcien terminal est épais mais souvent difficile à identifier en raison de son manque de faune : 20 à 40 m ?

Sur la bordure sud de Larzac, le Toarcien montre des variations d'épaisseur assez remarquables. Le Toarcien inférieur et moyen diminue d'épaisseur de Saint-Paul à Camplong, le Toarcien supérieur s'épaissit dans le même sens. La coupe de Camplong, en particulier, témoigne d'une gouttière qui n'est pas sans rappeler la paléogéographie du Lotharingien et même du Carixien.

Plateau de Guilhaumard

● Le **Toarcien inférieur** montre ici une réduction spectaculaire (de 2 à 3 m à Saint-Xist et au Mas-de-Grèzes), peut-être moins aux sources de l'Orb où il est constitué de deux ou trois bancs calcaires à interlits de marnes feuilletées.

● Le **Toarcien moyen** se réduit également (17 m au Clapier contre 32 m à Saint-Paul-des-Fonts) ; ce sont les « couches à échelons » qui sont les plus réduites (5 m au Tournadou à 1 m au Clapier ; Guex, 1972). Aux sources de l'Orb et à Roqueredonde *Haugia* et *Denckmannia* apparaissent un à deux mètres au-dessus du Domérien dont ils sont séparés par une lacune de visibilité.

● Le **Toarcien supérieur** est très mince (environ 5 m). La zone à *Grammoceras striatulum* (zone à Thouarsense) est d'après J. Monestier réduite au banc calcaro-marneux de quelques centimètres qui existe toujours à la base du Toarcien supérieur. Les *Pseudogrammoceras expeditum* (zone à Insigne)

ainsi que *Polyplectus discoides* et *Hammatoceras insigne* apparaissent dans ce banc et existent encore dans une faible épaisseur de marnes. La zone à *Pseudogrammoceras reynesi* et *Phlyseogrammoceras dispansum* de J. Monestier serait représentée par 3 à 5 m de marnes tendres (sous-zone à *Dispansum*).

Le Toarcien terminal est représenté par des marnes schisteuses friables à *Dumortieria* et *Pleydellia*.

Sud de la faille Arre—Roqueredonde

Dans cette région, comme le Carixien et le Domérien, le Toarcien inférieur-moyen disparaît pratiquement complètement (entre La Borie-Noble et le col Rouge).

Le Toarcien supérieur, réduit à un niveau puissant de 0,20 m, repose directement au-dessus du hard ground du Lotharingien supérieur. Ce niveau est constitué, de la base au sommet de :

- 0,05 m de calcaire marneux à oolites de fer passant à des oxydes de fer qui remplissent le karst du Lotharingien ;
- 0,10 m de marnes schisteuses à aspect Schistes carton, avec de nombreuses bélemnites à la base ; y ont été trouvés des *Dactylioceras* et des *Harporas* du groupe *falciferum* (grandes formes brisées) ;
- 0,05 m de calcaire marneux à *H. bifrons* et *Lytoceras* perforés et érodés.

Au-dessus, ont été récoltés de nombreux *Pseudogrammoceras* gr. *fallaciosum* épars dans les champs (*).

j0. **Aalénien. Calcaires et marnes à *Cancellophycus*.** La limite cartographique de cette formation a été située dès l'apparition des bancs calcaires qui alternent avec des marnes. Le seul fossile trouvé est *Rhynchonella ruthe-nense* (de la zone à *Opalinum*). Au-dessus, les zones à *Murchisonae* et *Concavum* sont peu fossilifères ; elles se chargent progressivement en chailles et le passage au Bajocien est progressif. L'épaisseur des formations aalénien-nes dans la région de Saint-Beaulize est estimée à 40 ou 50 mètres.

j1a. **Bajocien inférieur. Calcaires à chailles.** Au Sud du Larzac, ils forment un épais niveau de 30 m d'épaisseur qui est absent sur la bordure sud du plateau de Guilhaumard.

j1b. **Bajocien supérieur. Calcaires micritiques et oolites.** Au Sud du Larzac, ils sont puissants d'une dizaine de mètres et, comme pour j1a, absents sur la bordure sud du Guilhaumard.

j2a. **Bathonien inférieur. Calcaires à passées marneuses et ligniteuses (stipites) à la base.** Au-dessus de la surface érodée du Bajocien du Larzac (lacune au Sud du Guilhaumard), le Bathonien débute par des faciès à stipites plus au Nord (feuille Millau).

(*) Au Perthus (feuille Le Caylar) des *P. fallaciosum* reposent sur un banc où *H. bifrons* est en place. Au-dessous, une brèche sépare ce niveau du Lotharingien. Elle comprend des *Aegoceras*, *Amaltheus*, cf. *stokesi*, des lambeaux de Schistes carton à *H. falciferum*.

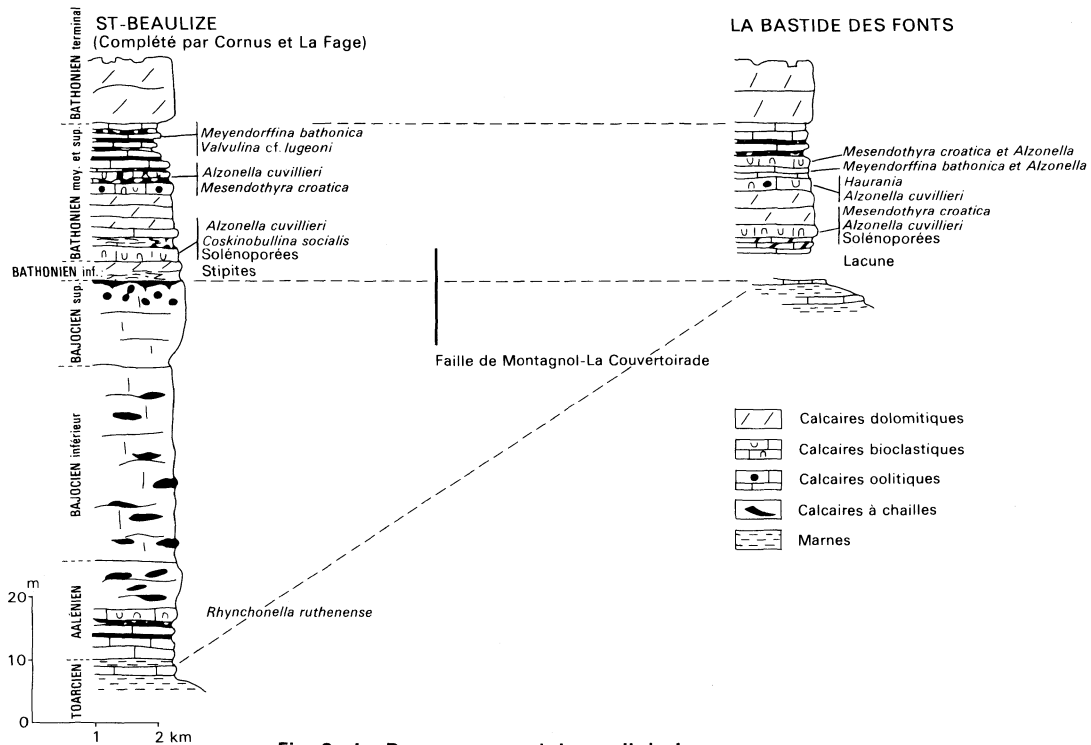


Fig. 2 - Le Dogger au nord du seuil du Larzac

Au-dessus affleure une dolomie, puissante de 5 à 10 m, qui renferme des niveaux avec des solénopores, des « organismes en arceaux », des *Alzonella* (Saint-Beaulize, La Bastide-des-Fonts) (fig. 2).

Elle passe à des alternances puissantes de 5 à 10 m de calcaires à pâte fine, de calcaires à débris et de marnes. Ont été récoltés des rhynchonelles, des *Meyendorffina* et des *Alzonella* (La Fage, Cornus, Saint-Beaulize, La Bastide-des-Fonts).

j2b. **Bathonien supérieur. Dolomies.** Celles-ci, plus ou moins altérées, constituent les étendues du plateau à faciès ruiniforme. L'altération des dolomies constitue des poches de « sable » de quelques dam², épaisses de 1 à 2 m. Le sable est utilisé localement.

VOLCANISME D'ÂGE FIN TERTIAIRE À QUATERNAIRE (L'ESCADORGUE)

Les formations volcaniques sont peu affleurantes et sont essentiellement concentrées sur la bordure orientale de la feuille. Quelques affleurements se situent à l'écart de cette zone, en recouvrement sur la couverture mésozoïque ou le socle. Toutes ces formations appartiennent à la terminaison nord du domaine volcanique de l'Escandorgue.

Les coulées, produits pyroclastiques, intrusions, et brèches de pente que l'on peut observer sur la partie intégrante de la chaîne volcanique, sont développées sur la feuille voisine Le Caylar, sur laquelle plusieurs appareils et axes d'injection ont été identifiés. La direction subméridienne de ce volcanisme fissural a été influencée par la réactivation des accidents alpins et pyrénéens.

Deux datations radiométriques K/Ar (Gillot, 1974) ont été effectuées sur les formations volcanogènes de la feuille. L'une, à partir d'un lambeau de coulée au Nord de l'abîme du Mas-Raynal, donne un âge de $2,40 \pm 0,15$ Ma.

Cet âge est compris dans la fourchette d'âge 2,5-1,4 Ma obtenue sur des intrusions et coulées de la région de Canals (feuille voisine Le Caylar) qui correspondrait, pour J.P. Ildfonse *et al.* (1972), P.Y. Gillot *et al.* (1972) et P.Y. Gillot (1974), à l'activité volcanique fissurale continue à la limite Pliocène—Pléistocène pour l'ensemble de la chaîne. Ces âges sont toutefois contestés par d'autres chercheurs, J. Gastaud (1981), J. Gastaud *et al.* (1983), qui attribuent au volcanisme de l'Escandorgue—Lodévois une période d'activité plus limitée entre 1,9 et 1,6 Ma.

Une deuxième datation, obtenue à partir de l'entablement basaltique du Grand-Mourgis (au Sud du col de Notre-Dame), donne un âge plus ancien ($5,40 \pm 0,30$ Ma) qui pourrait témoigner des premières émissions basaltiques dans la région avant l'établissement de la chaîne de l'Escandorgue.

Laves

β. Coulées basaltiques. Mises en place dans d'anciennes dépressions karstiques ou dans les vallées creusées par le paléoréseau hydrographique, elles apparaissent aujourd'hui le plus souvent en inversion de relief.

Plusieurs buttes-témoins sont ainsi observables et correspondent à des lambeaux de coulées préservés de l'érosion et démantelés (serre de l'Oun, Les Crouzets, Nogaret) ou non (Grand-Mourgis, Mas-de-Mourié). Leur toit est fréquemment prismé ($\beta_{(1)}$) (Grand-Mourgis). Il atteste d'un refroidissement lent et d'un écoulement régulier.

Les coulées du plateau de l'Escandorgue forment, quant à elles, la bordure de la chaîne volcanique bien représentée sur la feuille Le Caylar. La plupart ont été émises à partir de fissures éruptives. D'autres caractérisent un volcanisme plus ponctuel et proviennent de petits appareils stromboliens.

Des niveaux scoriacés de base de coulées, des tufs, et des paléosols (Mas-de-Maurié) marquent fréquemment le contact avec les formations du substratum.

Le plus souvent massives, les laves peuvent toutefois présenter un aspect bulleux dû à un dégazage au cours de leur épanchement. Les vacuoles et bulles sont parfois remplies de zéolites et de carbonates d'origine hydrothermale, qui ont cristallisé simultanément ou postérieurement au refroidissement des coulées.

A l'œil nu, les laves présentent des caractères de basalte. Quelquefois aphyriques, elles sont le plus souvent riches en phénocristaux d'olivine et de pyroxène et incluent fréquemment des enclaves de péridotites (Iherzolite, dunite) en fragments anguleux centimétriques à décimétriques. Des éléments du socle métamorphique (granitoïdes, charnockites) peuvent également être inclus dans les basaltes.

β. Intrusions laviques (dykes, necks). Quelques intrusions laviques, correspondant à des plans d'injection privilégiés (dykes) ou à des cheminées magmatiques, ont été reconnues. A l'Est et à l'Ouest de la ferme des Crouzets, trois petits necks (15 à 30 m de diamètre) affleurent : les 2 premiers, bien conservés et prismés, se situent à droite et à gauche de la route qui mène à la ferme ; le troisième constitue le point culminant du puech du Crouzet, il est démantelé et correspond probablement aux racines d'un ancien appareil à partir duquel se sont épanchées les laves basaltiques dont on retrouve des fragments sur toute la colline.

Les conduits d'alimentation du volcan situé à l'Est de Romiguières sont bien dégagés par l'érosion, sous la forme d'un neck visible au niveau du bois de Saumaurels, et des dykes complexes (dont un « dyke à tête » se terminant par un neck) recoupent la D 142 E à l'Est du village. Un dyke d'épaisseur métrique, intrusif dans les terrains mésozoïques, se suit sur plus d'un kilomètre à l'Est du village des Planes.

Tephra associés

sβ. Projections stromboliennes (cendres, lapillis, bombes). Résultant d'une activité explosive précoce à l'aplomb de fissures éruptives ou de petits cônes, il s'agit de cendres, lapillis, scories et bombes.

Les projections de ce type sont particulièrement bien visibles au col Rouge, sur les bordures est des D 142 et D 138. Une succession d'empilements pyroclastiques et de petites coulées d'épaisseur métrique atteste de la proximité d'un appareil (localisé sur la feuille voisine Le Caylar). Des niveaux à cendres fines et lapillis alternent avec des niveaux à éjectats plus grossiers (bombes en fuseau) emballés dans une matrice basaltique argilisée et correspondant à des séquences explosives plus ou moins violentes.

Localement, des dykes d'épaisseur métrique constituant des conduits d'alimentation magmatique, recourent les niveaux d'éjectats.

Le décalage de certains niveaux pyroclastiques par de petites failles inverses peut résulter d'une inflation locale due à des montées de magmas. On remarque également la présence fréquente, dans les bombes, de nodules de péridotite.

Signalons, enfin, la présence de témoins de deux petits cônes stromboliens, à l'Est de la ferme de Mézerens qu'ils surplombent. Parmi les produits de l'un d'entre eux (au Bouviala), sont signalés (Gèze, 1965 ; Bertrand, 1969) des pegmatitoïdes (voir paragraphe pétrographie).

tfβ. Tufs aériens (projections stromboliennes remaniées). Bien exposés dans les fossés bordant la D 602 à l'Est de Roqueredonde, ces tufs (quand ils sont visibles) sont systématiquement situés à la base des coulées de l'Escandorgue, marquant le contact avec le substratum mésozoïque. D'une épaisseur de l'ordre de 3 à 4 mètres, cette formation volcano-sédimentaire est constituée uniquement d'éléments volcaniques (scories oxydées et argilisées, fragments anguleux d'éjectats frais) millimétriques à centimétriques, emballés dans une matrice argileuse ocre.

Ils correspondent à la remobilisation des scories de base de coulée et des éjectats des stades stromboliens précoces. La remobilisation de ces éléments par les eaux de ruissellement et la gravité en a fait une formation compactée et indurée, relativement homogène mais sans granoclassement ni stratification.

brβ. Projections hydro-magmatiques. Attribuées au volcan de Romiguières (Rançon, 1986), ces formations pyroclastiques résultent d'une interaction superficielle eau-magma. Elles affleurent à l'Est de Romiguières, de part et d'autre de la route qui conduit à La Métairie-des-Brats (feuille Le Caylar) et sur la piste qui conduit au bois de Saumaurels.

Plusieurs types de produits ont été retrouvés à l'affleurement et caractérisent différentes séquences explosives.

En contact direct avec le substratum sédimentaire, qu'elle nappe indifféremment suivant la pente ou à contre-pente, une brèche grossière polygénique peut être attribuée au débouillage d'un conduit magmatique. On y rencontre des éléments basaltiques scoriacés ou massifs (cm à dm) incluant souvent des nodules de périclase très frais. Mais les éléments les plus abondants sont des blocs arrachés aux terrains sédimentaires (calcaires, dolomies, marnes). De forme anguleuse, leur taille varie du cm au 1/2 m. Les différents éléments constituant cette brèche sont agglomérés sans qu'il n'existe à proprement parler de matrice.

En superposition sur cette brèche grossière, dont l'épaisseur a pu localement être estimée à une dizaine de mètres, se trouvent, sur une vingtaine de mètres d'épaisseur, des dépôts plus fins (cm) très bien lités, qui proviennent de retombées aériennes et qui dénotent une rythmicité de l'activité explosive postérieurement au débouillage. Il s'agit de lapillis et cendres grossières constituées essentiellement de lave basaltique pulvérisée, mais également d'éléments sédimentaires.

Enfin, le dernier stade explosif est marqué par la mise en place d'une brèche à éléments basaltiques. Il s'agit d'une brèche à éléments magmatiques juvéniles microlitiques ou vitreux, le plus souvent bien calibrés (de taille centimétrique à décimétrique) et extrêmement bulleux. Ces éléments, ainsi que quelques rares éléments de la couverture sédimentaire, sont inclus dans une matrice ocre cendreuse, argilisée et très indurée.

Des bancs d'épaisseur décimétrique, réguliers, mais de direction et de pendage variables (10 à 30°) et sans granoclassement, sont souvent observables. Ces produits, dont l'épaisseur au-dessus de La Métairie-des-Brats atteint une cinquantaine de mètres, sont des hyaloclastites attribuées à une activité explosive rythmique sous une tranche d'eau (petit lac ou étang). La fin de l'activité du volcan est masquée par l'épanchement de coulées basaltiques qui recouvrent en de nombreux endroits les projections magmatiques.

tfL. Tufs lacustres lités. Ces dépôts, très bien stratifiés, sont visibles entre Nogaret et Les Gardies sous la forme de dalles affleurant dans les champs ou arrachées et mis en tas par les cultivateurs en bordure de leurs terres. Il s'agit d'alternances rythmiques de dépôts fins cinéritiques très indurés, de lapillis basaltiques et de petits (mm) débris sédimentaires agglomérés, d'éjectats basaltiques scoriacés englobés dans une matrice grisâtre cendreuse, et de dépôts sédimentaires blanchâtres présentant des craquelures du type « mud cracks ».

L'épaisseur de chaque niveau varie de 5 mm à 5 cm, à l'exception de la croûte blanchâtre qui n'excède pas 3 mm.

Cette formation résulte d'une activité volcanique explosive à proximité d'un lac ou d'un étang. Ces niveaux cinéritiques et à lapillis correspondent à des retombées aériennes dans une tranche d'eau ; des figures de sédimentation sont d'ailleurs observables (déformation des strates cinéritiques sous le poids des éléments plus lourds, dépôt gravitaire des éjectats scoriacés disposés « à plat »). Les lapillis et les éléments sédimentaires agglomérés peuvent, quant à eux, correspondre à des épisodes de ruissellement précédant une sédimentation lacustre.

L'encroûtement blanchâtre de type évaporitique peut être attribué à des dépôts organiques et détritiques au fond du plan d'eau.

Ces tufs lacustres lités, dont l'épaisseur n'a pu être estimée, attestent d'épisodes pyroclastiques rythmiques imputables, au moment de leur mise en place, au fonctionnement d'un appareil proche, aujourd'hui totalement érodé.

Br. **Brèches de pente polygéniques.** Ces brèches, d'origine détritique, se sont mises en place sous l'effet de la gravité en fin d'activité volcanique ou pendant des phases de repos entre deux éruptions. La plupart du temps, aucune texture, litage ou stratification n'est observable. Elles se sont déposées dans d'anciennes dépressions, en superposition sur la couverture sédimentaire et intercalées dans des formations volcaniques.

Les brèches polygéniques sont présentes sur les pentes du Grand-Mourgis où elles doivent correspondre au démantèlement des coulées basaltiques qui forment le relief, à l'Est de Roqueredonde au niveau de la D 602, et à l'Est du lieu-dit La Case.

Les éléments constitutifs des brèches ont une taille variant du mm au m ; il s'agit de laves basaltiques aux rebords anguleux, d'éjectats stromboliens scoriacés et d'éléments de la couverture sédimentaire (marnes du Lias, calcaires hettangiens, faciès dolomitiques du Dogger) ou du socle (grès et galets de quartz, schistes rouges et gris) englobés dans une matrice grisâtre constituée de très petits éléments (mm). L'ensemble est soudé par compaction.

Localement (Est de Roqueredonde), des niveaux plus fins, intercalés dans la brèche grossière, peuvent être interprétés comme le résultat d'un dépôt par ruissellement.

A gauche de la route menant à La Gardiole, après le col de Notre-Dame, une formation bréchique présente la particularité de posséder une grande quantité d'éléments (basaltiques et sédimentaires) arrondis, impliquant, avant sédimentation, un important transport fluvial ou torrentiel.

Pétrographie des laves et intrusions laviques

Les caractères chimiques des laves et intrusions du plateau de l'Escandorgue et des différents affleurements de la feuille Camarès sont ceux de laves non différenciées : basaltes alcalins et basanites comparables à l'ensemble des formations volcaniques de l'Escandorgue (Ildefonse, 1970 ; Ghristi, 1985) ; leur texture est microlitique, microporphyrrique ou porphyrique.

D'un point de vue minéralogique, les seuls phénocristaux sont les olivines (Fe 70-80) et les clinopyroxènes (augites et salites). Des microphénocristaux de spinelle et des lattes de plagioclase (An 30-60) sont également observables. La mésostase est constituée de microcristaux automorphes de clinopyroxènes et de nombreux opaques, interstitiels dans un fond feldspathique dans les basaltes ou feldspatho-feldspathoïdique dans les basanites ; le feldspathoïde identifié est alors l'analcime.

Notons que le phénomène d'altération en « taches de soleil », caractéristique de certaines laves de l'Escandorgue, serait dû, d'après J.P. Ildefonse (1970), à la dissolution des microcristaux d'analcime. On peut également remarquer la présence, plus rare, de microcristaux d'apatite et de biotite dans la pâte.

En enclaves dans les formations laviques, on rencontre également de nombreux nodules de péridotites (lherzolite, harzburgite et dunite) considérés comme des cumulats issus d'une chambre magmatique profonde.

La présence de macrocristaux (1 à 5 cm) plus ou moins brisés de pyroxènes (titano-augite), fréquents dans les éjectats stromboliens (col Rouge), est également attribuée à la remontée par le magma de cristaux intratelluriques.

Enfin, la présence de pegmatitoïde est signalée par R. Bertrand (1969) dans les produits du cône strombolien de Bouviala en tant que petites différenciations au sein des coulées basaltiques. Les roches, étudiées sur l'appareil proche de Rives (feuille Le Caylar), présentent, d'après J.M. Rémy (1965) et C. Lefèvre (1969), une texture de type grenu porphyrique avec des phénocristaux d'augite, olivine, plagioclase et sanidine, et des microcristaux de néphéline, sodalite, biotite et apatite. La cristallisation des pegmatitoïdes serait due à une forte concentration d'agents volatils dans la chambre magmatique.

FORMATIONS QUATERNAIRES ET SUPERFICIELLES

Formations de plateau

∞. **Arènes de surface (granite du Faulat)**. Les arènes qui dérivent de l'altération du granite du Faulat ont été cartographiées autour du pic du Faulat.

R. « **Terra rossa** » : **argiles de décalcification ou « Terre des Causses » (plateau de Guilhaumard)**. Cette formation argileuse rouge ou brun-rouge, plus ou moins sableuse, s'accumule dans des dépressions karstiques dont elle tapisse le fond (dolines...) et les fissures ou poches creusées dans les formations calcaires.

L'altération des roches calcaires par dissolution pelliculaire donne naissance à des altérites composées de minéraux présents dans la roche-mère (argiles provenant des formations jurassiques affleurantes, éléments calcaires, sables dolomitiques provenant de la désagrégation des dolomies), mais aussi des minéraux de néogène. Elles peuvent renfermer des éléments allochtones anciens piégés dans le karst (quartz détritiques roulés, minéraux lourds abondants d'origine cévenole, traces de bauxite et granules ferugineux).

La « Terre rouge des Causses » résulte d'héritages et de remaniements divers d'âge tertiaire avec, dans les niveaux les plus superficiels, des mélanges d'âge quaternaire.

Formations de pente

Formations glissées. Sur la rive gauche de la Sorgue, entre Puech-Mets et Le Mas-de-Souquet, la majeure partie du flanc du petit causse hettangien de la Loubière est constituée par un vaste glissement de Rhétien et d'Hettangien. Le décollement s'est fait au niveau des marnes à gypse du Trias.

De tels glissements s'observent encore au Sud et à l'Est de Ceilhes, et au Sud de Joncelet. Ces glissements sont vraisemblablement dus à des influences périglaciaires au Quaternaire.

E. Éboulis : blocs abondants (pente moyenne à forte). Il s'agit de fragments rocheux accumulés sur les pentes entre le début du Quaternaire et l'Actuel.

Au pied des falaises calcaires, les éboulis sont plus ou moins recimentés ; sur le socle, les éléments cambro-ordoviciens de tailles diverses (gros blocs métriques plus ou moins abondants) peuvent être emballés dans une faible matrice argileuse.

C. Colluvions. Ce sont des dépôts de bas de pente, relativement fins.

U. Travertin (plateau de Guilhaumard). Les tufs de sources ou travertins se situent à l'émergence de sources ou résurgences incrustantes sortant des causses liasiques ou jurassiques. Le tuf le plus important s'observe à Saint-Rome-de-Berlières au pied des falaises du plateau de Guilhaumard. Les tufs sont pénétrés de débris végétaux : *Corylus avellana*, *Buxus sempervirens*, et de mollusques : *Limnaea limosa*.

Alluvions

Fy. Alluvions anciennes (terrasses du Dourdou). Elles sont peu développées dans l'ensemble de la feuille et dominant de quelques mètres la vallée du Dourdou (cimetière de Camarès). Elles sont constituées de galets roulés, de graviers et de sables argileux.

Fz. Alluvions récentes. Ces alluvions récentes, qui s'étalent à proximité immédiate de la rivière, affleurent dans les fonds des vallées de la Sorgue, de l'Orb et du Dourdou. Elles sont peu épaisses et le lit des rivières montre souvent la roche en place.

TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME RÉGIONAL

DÉFORMATIONS SOUPLES PRÉCOCES ET LEURS RELATIONS AVEC LE MÉTAMORPHISME RÉGIONAL

Travaux antérieurs

Dès la fin du siècle dernier A. Boisse (1870), reconnaissant l'alternance de bandes schisteuses et gréseuses de direction SW-NE, relevait ainsi l'isoclinalité des couches dans la partie orientale des monts de Lacaune.

Un premier schéma structural d'ensemble du versant nord de la Montagne noire est dû à J. Bergeron (1905) ; les formations de cette région constitueraient des nappes charriées du Sud vers le Nord, par dessus la zone axiale cristalline, affectées par la suite par un plissement isoclinal et déversées alors vers le Sud.

Cette interprétation « nappiste » fut critiquée par A. Demay (1931) qui considérait que, comme dans les Cévennes méridionales, le plissement isoclinal avec déversement vers le Sud était le phénomène essentiel de la tectonique hercynienne antéstéphanienne sur le versant septentrional de la Montagne noire.

C'est à M. Thoral (1935) que l'on doit une définition structurale de cette région, les terrains constituant les monts de l'Est de Lacaune étant déformés par une série de plis le plus souvent isoclinaux, fréquemment faillés et passant à des écailles imbriquées, déversées vers le Sud-Est. Cet auteur distinguait ainsi six unités tectoniques, séparées par des contacts anormaux, à pendage Nord-Ouest. *Les traits cartographiques essentiels de la structure des monts de l'Est de Lacaune étaient tracés.*

Plus tard, B. Gèze (1949) ne modifiait que très peu le modèle tectonique d'ensemble de M. Thoral ; toutefois, il précisait la chronologie en établissant que la tectonique d'écaillage était un peu postérieure au jeu souple du plissement : en effet, à plusieurs endroits, les plis pouvaient être tranchés obliquement par les surfaces de cisaillement (« écailles ») ; le style tectonique se poursuivait, identique, dans les monts de l'Ouest de Lacaune.

F. Arthaud (1970), à la suite de ses travaux dans le versant sud de la Montagne noire, proposait pour le versant nord un schéma différent du modèle proposé par M. Thoral et B. Gèze : « La phase tectonique produisant les plis et les écailles était postérieure à une phase tectonique souple importante, matérialisée par des plis et des linéations orientés N 110° E à N-S et par une schistosité née subhorizontale ».

M. Brunel (1972) et J. Rolet (1973), au terme de leur étude tectonique du versant nord de la Montagne noire, aboutissaient à un modèle tectonique proche de celui de F. Arthaud.

M. Donnot et B. Guérangé (1969 à 1978) proposaient une structuration de cette région en trois étapes : une première phase de plissement responsable

des plis d'ordre cartographique orientés N 70° E et déversés vers le Sud-Est ; une deuxième phase de plissement engendrant l'unique schistosité régionale — dans les monts de l'Est de Lacaune — associée à des plis d'ordre au maximum hectométrique ; enfin une troisième phase de déformation marquée par le développement des grands chevauchements vers le Sud-Est.

Pour J.P. Prian (1980), les deux phases de plissement s'expliqueraient par un épisode unique et continu de déformation souple. Les grandes structures NE-SW s'exprimeraient en premier, mais en même temps, au sein de ces structures, des plis N 160 à 180° E apparaîtraient, formés par l'aplatissement progressif de la matière du Nord-Ouest au Sud-Est. La schistosité se manifeste quand les contraintes d'aplatissement deviennent paroxysmales.

Les résultats présentés ici constituent une synthèse des travaux réalisés antérieurement par B. Guérangé (1978) et des données nouvelles acquises par J. Guérangé-Lozes (1987), conduisant à une réinterprétation structurale de ce secteur, en cohérence avec la structuration de l'Albigeois.

Les terrains cambro-siluriens qui constituent les monts de l'Est de Lacaune forment, à l'échelle de la carte à 1/50 000, des plis d'amplitude kilométrique à plurikilométrique, déversés à couchés vers le Sud-Est. Une seule schistosité pénétrative, associée à des plis au maximum hectométriques de seconde génération, affecte ces terrains.

Les formations sont impliquées dans un certain nombre d'écailles imbriquées qui constituent des unités et des sous-unités structurales séparées par des surfaces de cisaillement d'importance variable. La structuration de ce domaine apparaît comme le produit de deux déformations successives dont les relations géométriques et chronologiques ont été clairement établies dans le synclinal de Brusque sur la base des données acquises par B. Guérangé (1978), complétées par l'acquisition de données nouvelles : une phase de plissement (déformation D1) à laquelle se superpose une tectonique d'écaillage (déformation D2 composite).

Déformation D1

Elle donne les grands plis *aschisteux* d'ordre cartographique, orientés NE-SW et déversés à couchés vers le Sud-Est. L'enchaînement des synclinaux et anticlinaux subsiste malgré la restructuration par les écailles ; d'Est en Ouest on distingue en effet :

- la zone anticlinale d'Avène—Mendic—Mélagues, peu représentée sur cette feuille ;
- la zone synclinale Ouest-Mélagues—Brusque ;
- la zone anticlinale du mont Merdelou ;
- la zone synclinale de Murasson, chevauchée par la nappe de Saint-Salvide-Carcavès.

Pour l'unité de Brusque prise comme référence, le diagramme collectif des pôles de stratification (fig. 3) montre que ceux-ci se dispersent selon une courbe S0 dont le pôle est orienté N 70° E avec un plongement de 8° WSW. Il correspond à l'axe construit du synclinal de Brusque. Le regroupement des pôles S0 au Nord-Ouest traduit bien le déversement vers le Sud-Est de cette structure (Guérangé, 1978).

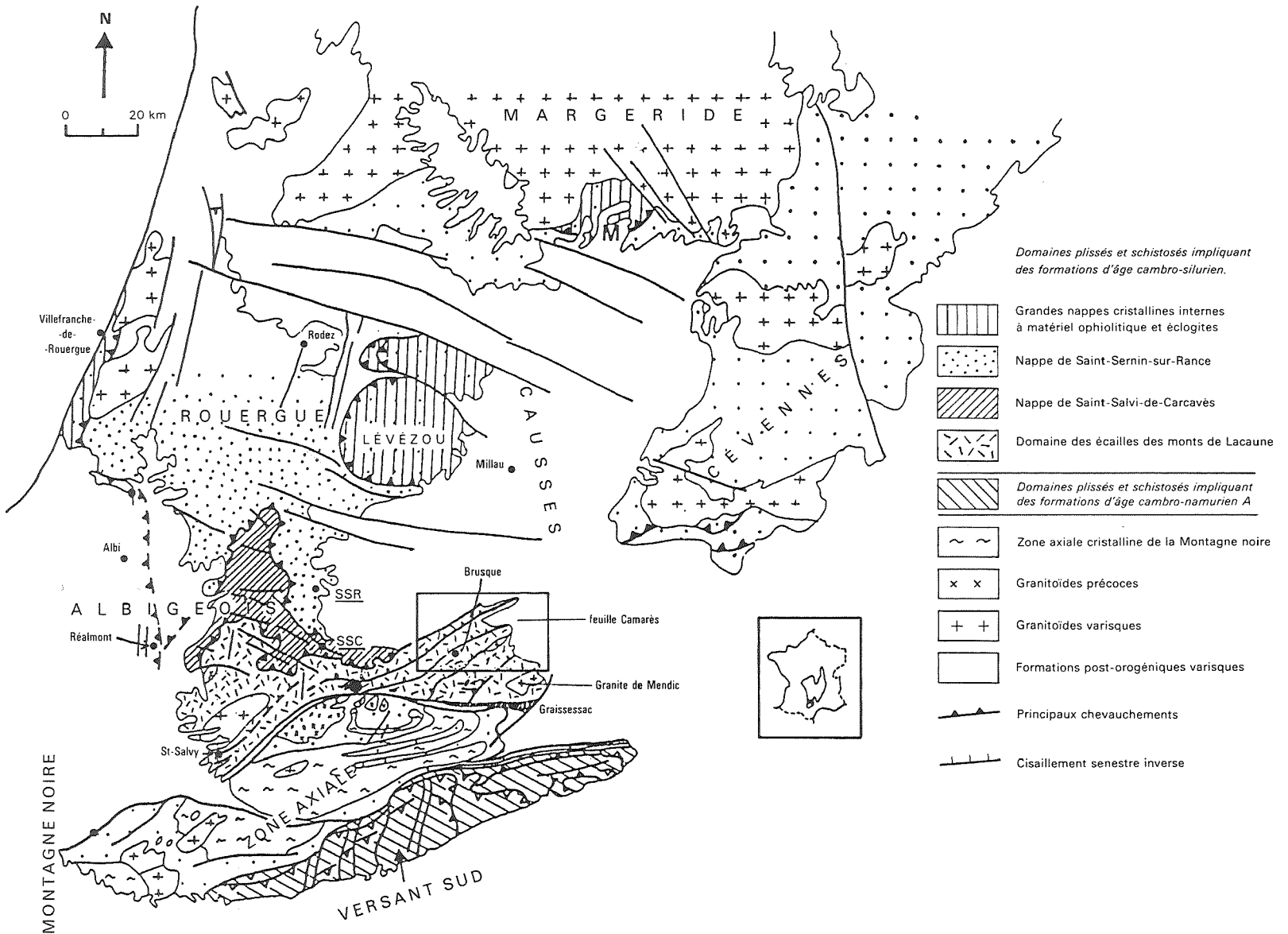


Fig. 1 - Carte de situation

Déformation D2

Elle se traduit dans les monts de Lacaune par une tectonique d'écaillage D2 qui se superpose aux grands plis cartographiques précédents. Elle est caractérisée d'une part par les cisaillements proprement dits, et d'autre part par un plissement associé, avec développement d'une schistosité de flux sD2.

● **Cisaillements.** A l'échelle cartographique, les mégaplis D1 sont sectionnés sous un angle faible par les surfaces de cisaillement principales qui délimitent les différentes unités. Un bel exemple de cette disposition peut être observé au niveau de la surface de chevauchement basale de l'unité de Brusque où cette surface sectionne sous un angle faible, du Nord-Est au Sud-Ouest, l'anticlinal du puy du Lion puis, progressivement, une partie de plus en plus importante du flanc normal du synclinal de Brusque.

B. Gèze avait relevé, dès 1949, cette disposition qui établit sans équivoque la chronologie relative entre le plissement D1 et le cisaillement.

Du Sud-Est au Nord-Ouest ont été distinguées les unités suivantes (cf. schéma structural de la carte) :

- l'unité d'Avène–Mendic (I) ;
- l'unité de Mélagues (II) ;
- l'unité de Brusque (III) ;
- l'unité du mont Merdelou (IV) ;
- l'unité composite de Barre–Mounès–Murasson (V) (*).

L'inclinaison des surfaces de cisaillement vers le NNW varie de 60° environ dans la partie orientale (Brusque), à 30° ou moins dans la partie occidentale (Murasson).

Le cisaillement est pénétratif à l'échelle de la carte car, à l'intérieur même des diverses écailles, on observe de nombreux cisaillements secondaires. Ces surfaces de cisaillement supportent généralement une striation : en particulier, la zone de cisaillement majeure qui sépare les unités de Brusque et du mont Merdelou, orientée à hauteur de Brusque N 60°E avec un pendage moyen de 50 à 60° vers le Nord-Ouest, montre une striation pénétrative dans la masse, affectant les matériaux sur plus de cent mètres d'épaisseur. Cette linéation a un « pitch » de 40 à 60° vers le Nord-Est.

Dans la partie orientale des monts de l'Est de Lacaune – de Brusque au Mendic –, le jeu des cisaillements apparaît comme *senestre inverse*, les composantes horizontales et verticales du rejet étant à peu près égales.

● **Plissement synschisteux.** A l'affleurement, une schistosité unique (sD2), pénétrative et d'extension régionale, affecte les matériaux cambrosiluriens.

(*) Il y a une erreur d'impression dans le schéma structural de la carte : le nom de la localité de l'unité V, en limite d'encadré, doit être lu *Peux* (Peux-et-Couffouleux) et non Pau.

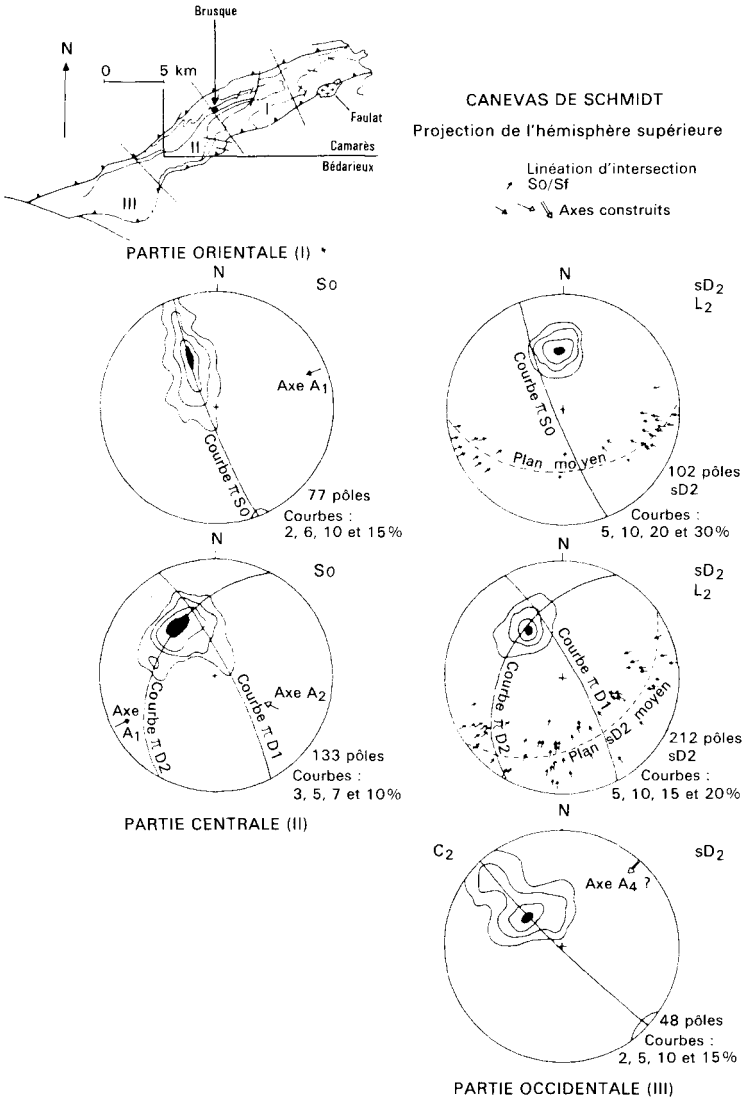


Fig. 3 - Diagrammes structurologiques des surfaces de stratification (S₀), de schistosité (sD₂) et des linéations d'intersection L₂ (S₀/sD₂) de l'unité de Brusque (GUÉRANGÉ, 1978)

Ses caractères morphologiques et son intensité peuvent varier, d'une part en fonction de la nature des matériaux, d'autre part selon sa position au sein d'une même écaïlle (par exemple on note l'absence de schistosité dans les Grès de Marcory de l'unité de Mélagues), ou d'une écaïlle à l'autre, avec cependant un degré globalement croissant du Sud-Est au Nord-Ouest.

Dans le synclinal de Brusque, partie nord-est, la schistosité sD2 de flux est généralisée à l'ensemble des terrains, à l'exception des grandes masses carbonatées. Elle recoupe obliquement les mégaplis de la stratification, traduisant ainsi l'antériorité de ceux-ci.

La schistosité sD2 est plan axial de plis de la stratification, d'amplitude variable mais au maximum hectométrique. Ce sont des plis semblables déversés à couchés vers le Sud.

Le diagramme des surfaces de schistosité sD2 et des linéations L2 (intersection S0/sD2 et axe de plis D2, fig. 3) montre que les pôles π sD2 sont remarquablement groupés à l'écart de la courbe π S0 et que les linéations d'intersection S0/sD2 sont dispersés dans le plan de schistosité sD2 moyen. Cette disposition confirme les données de terrain, montrant clairement que le développement de la schistosité sD2 est postérieur aux grands plis de la stratification.

Dans les flancs normaux des plis D1 antéschisteux, les linéations L2 ont une orientation E-W, alors que dans les flancs inverses elles ont une orientation NE-SW à N-S (fig. 4). Vers l'Ouest, ces orientations subsistent malgré l'aplatissement général de toutes les structures. Les diagrammes collectifs réalisés à partir des mesures effectuées dans la partie sud-ouest du synclinal de Brusque montrent une disposition tout à fait analogue. Cependant, dans ce secteur, le plissement synschisteux est plus intense, car il réoriente les surfaces S0 dont les pôles se dispersent alors selon deux guirlandes π D1 et π D2.

Les orientations moyennes des surfaces de schistosité sD2 pour les divers secteurs de l'unité de Brusque sont données par les diagrammes collectifs. La valeur moyenne de la schistosité sD2 est, pour le secteur oriental, N 90° E avec un pendage de 45° N ; pour le secteur central, N 55° E avec un pendage de 40° NNW ; et pour le secteur occidental, N 35° E avec un pendage de 30° WNW. Au sein de la même unité, on note déjà une variation de l'orientation des schistosités sD2 en direction et surtout en pendage, le style devenant plus tangentiel au Sud-Ouest.

Les plans de schistosité sD2 portent une linéation d'étirement N 20° E (Brunel, 1972) qui est bien visible en particulier dans les ardoisières de Lacaune, zone occidentale où l'aplatissement D2 est particulièrement important.

● **Relations géométriques et chronologiques entre plissement et cisaillement.** B. Guérangé (1978) avaient distingué trois phases successives : un plissement précoce (grandes structures), un plissement synschisteux et un chevauchement (« écaïlles »), un jeu inverse prédominant étant attribué aux cisaillements.

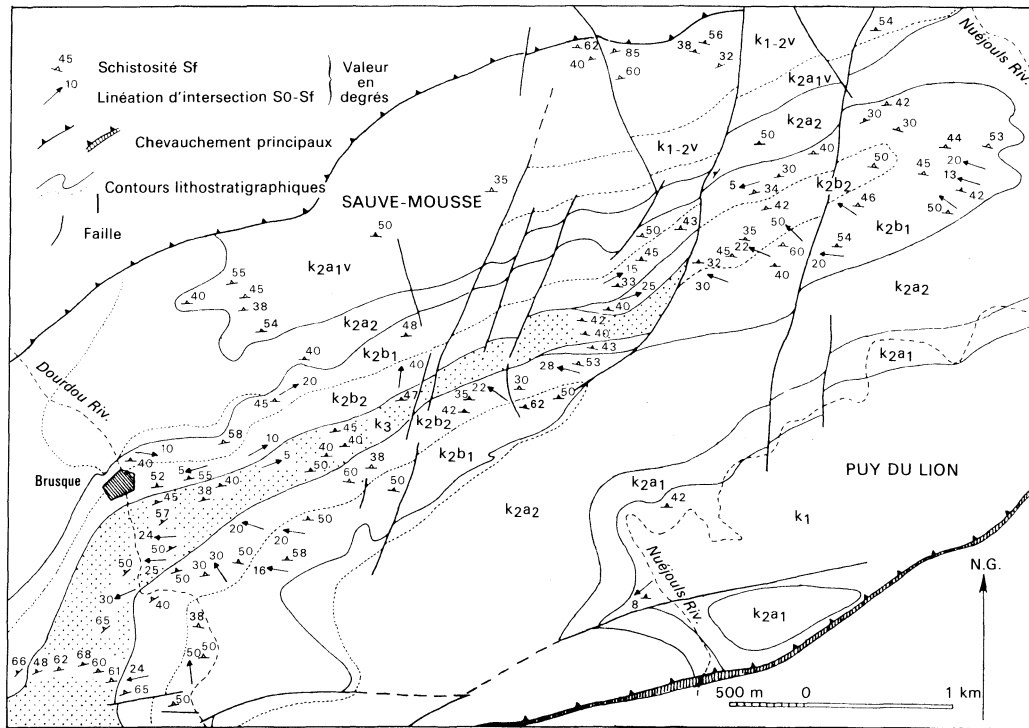


Fig. 4 - Schéma structural du synclinorium de Brusque entre les rivières Dourdou et Nuéjous (GUÉRANGÉ, 1978)

Les données nouvelles (analyse des striations dans les surfaces de chevauchement) ont montré que les cisaillements ont joué en failles senestres inverses. Il est alors possible d'envisager un mécanisme unique conduisant simultanément, d'une part aux *cisaillements proprement dits*, et d'autre part, au *plissement synschisteux toujours d'ordre secondaire*, apparaissant ainsi, en quelque sorte, comme un plissement d'entraînement.

Les relations angulaires entre ces différents éléments (cisaillement, schistosité et striation) sont tout à fait compatibles avec ce mécanisme. Le modèle proposé est illustré par la figure 5.

● **Variation régionale de la déformation D2.** Considérée globalement, la déformation D2 montre une variation sensible, d'Est en Ouest, de son intensité et de sa géométrie :

- dans l'unité de Mélagues, par exemple, l'anticlinal cartographique D1 est droit, les cisaillements sont très redressés et la schistosité sD2 ne se développe que dans les matériaux les plus compétents ;
- dans l'unité de Brusque, le mégasyncinal D1, les cisaillements et la schistosité sD2 généralisée à l'ensemble des matériaux (à l'exception des grandes masses carbonatées) « s'aplatissent » vers le Sud-Est ;
- dans l'unité de Murasson, à l'approche de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, tous ces éléments structuraux finissent par se confondre dans un aplatissement généralisé.

Métamorphisme régional

Rappelons que M. Brunel (1972), dans son étude du massif granitique préhercynien du Mendic et de son enveloppe sédimentaire, et J. Rolet (1973), dans son étude de l'autochtone du Mendic et de l'unité de Mélagues, aboutissent pour l'étude du métamorphisme à la distinction de deux épisodes de recristallisation.

Le premier épisode de métamorphisme est, pour M. Brunel, un métamorphisme de contact préhercynien qui se manifeste par la présence de roches à l'aspect de cornéennes. Ce métamorphisme avait été décrit par les auteurs précédents (Michel-Lévy, Roques, Gèze).

Pour J. Rolet (1973), ce métamorphisme thermique, qui affecte l'ensemble des formations « antécambriennes » du Mendic et dont les minéraux caractéristiques sont la biotite, les amphiboles (actinote, hornblende verte) et les épidotes, ne semble pas du tout correspondre à un métamorphisme de contact mais doit être probablement postérieur à la mise en place du granite.

Le deuxième épisode de métamorphisme régional hercynien a été décrit pour la première fois par M. Brunel. Ce métamorphisme présente des associations minérales typiques du faciès schiste vert à biotite ; ce minéral a cristallisé dans les plans axiaux des plis « de la phase 1 hercynienne » de cet auteur (= phase D2). La biotite peut aussi recristalliser postérieurement (arcs polygonaux). L'existence de ce métamorphisme régional à biotite, dont les isogrades sont centrés sur le granite, traduit pour M. Brunel un « effet de socle ». J. Rolet aboutit aux mêmes observations et conclusions.

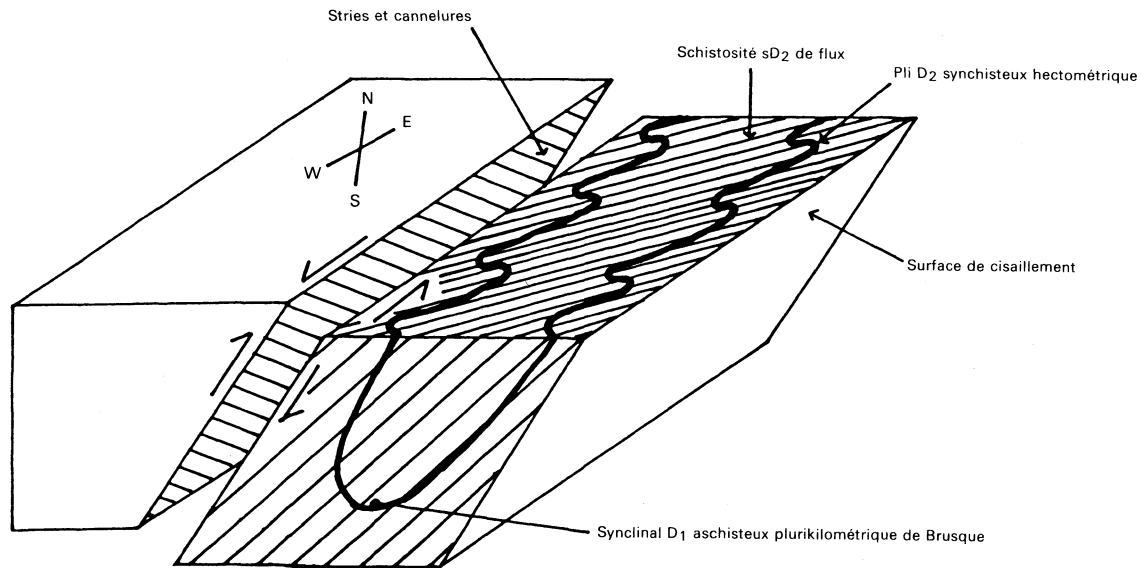


Fig. 5 - Mouvement senestre inverse des cisaillements dans les écaïlles des monts de l'Est de Lacaune et développement synchrone de la schistosité sD₂

Partout ailleurs dans les monts de l'Est de Lacaune, le métamorphisme régional affecte l'ensemble des formations. Les phyllites néoformées, séricite et chlorite, orientées dans la schistosité sD2, caractérisent un métamorphisme épizonal.

ÉVÉNEMENTS TARDIFS COMMUNS A TOUTES LES UNITÉS STRUCTURALES

Déformations souples tardihercyniennes

Deux déformations souples, postérieures à la mise en place des nappes et distinctes, ont été clairement identifiées dans le versant nord de la Montagne noire (tableau 2). Dans le domaine de la feuille, elles sont présentes mais plus discrètes que dans la région de Réalmont.

La déformation D4 se traduit ici par des voissures de très grande amplitude, comme celle d'axe N 50° E, à plongement Sud qui déforme l'enveloppe du Mendic (Sud de la feuille).

La déformation D5, bien visible, se traduit cartographiquement par des voissurations de direction N 10° E et, à l'affleurement, par la présence de fréquents plis en chevrons de direction N-S à N 20° E avec un plongement subhorizontal. La schistosité de fractures associée est très redressée, 70 à 90°.

Déformations cassantes tardihercyniennes

Quatre systèmes de fractures majeures, d'ordre cartographique, affectent les terrains cambro-ordoviciens de la feuille. Par ordre d'importance croissante, les familles des grandes fractures ont les directions suivantes :

- N 110° E et N 140° E à jeu décrochant dextre ;
- N 20° E à jeu décrochant senestre ;
- N 90° E à jeu décrochant dextre ;
- N 60° E à jeu normal important (bordure du bassin permien).

Tous ces accidents ont joué en failles normales. Régionalement, un essai de chronologie relative par rapport aux phases de plissement tardives est proposé dans le tableau 2.

Déformations cassantes postvarisques

Les grands accidents varisques qui ont contrôlé par le jeu en failles normales l'installation des bassins permien, vont, au Jurassique, par leur rejeu toujours en faille normale, participer également à l'installation du seuil caussenard. Ils s'accompagnent de glissements synsédimentaires et de perturbations sédimentaires. Ces mouvements se produisent essentiellement entre le Lias moyen et le Bathonien supérieur.

Les formations secondaires sont affectées par de grands accidents d'ordre cartographique. De direction NE-SW ce sont :

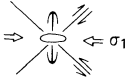
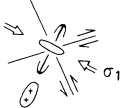
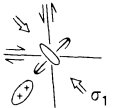
<p style="text-align: center;">Fini Autunien</p>		<p>Compression N-S décrite dans</p> <p style="text-align: right;">l'Albigeois, J.-L. Bles <i>et al.</i>, 1981</p> <p style="text-align: right;">le bassin de Saint-Affrique, G. Santouil, 1980</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Ouverture en extension des fractures N-S à N 20° E : filons minéralisés en barytine (Alban). - Rejeu décrochant dextre des fractures N 140° E à N 160° E
<p style="text-align: center;">PLISSEMENTS D5 Stéphannien B et C</p>	<p style="text-align: center;">Ces deux phases de déformation correspondent à deux épisodes distincts de l'évolution d'un même champ de contraintes (continuum orogénique) dont la direction de compression varie de NNW-SSE à E-W.</p>	<div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;">  <p style="margin-top: 10px;">- Plis synschisteux N-S à N 160° E d'amplitude millimétrique à décimétrique.</p>  <p style="margin-top: 10px;">- Plis synschisteux droits N 20° E à toutes échelles (antiforme de Montredon-Labessonnié), schistosité de fracture sD5.</p> <p style="margin-top: 10px;">- Mise en place d'un granite caché.</p> </div>	<ul style="list-style-type: none"> - Plissement des filons de microgranites. - Plissement des petits filons de fluorine et ondulation du filon principal de Saint-Jean-de-Jeannes. - Rejeu décrochant senestre des fractures N 140° E. <div style="margin-top: 20px;"> <p>- Ouverture des fractures E-W :</p> <ul style="list-style-type: none"> - ouverture du bassin de Graissessac (Stéphannien B) - graben - ouverture lente et progressive des fractures E-W avec épisodes successifs de mise en place <div style="display: flex; align-items: center; margin-left: 40px;"> <div style="font-size: 2em; margin-right: 10px;">}</div> <div style="margin-right: 10px;">de fluorine</div> <div style="margin-right: 10px;">de silice</div> <div style="font-size: 2em; margin-right: 10px;">}</div> <div style="margin-left: 10px;"> <p>fluorine bleue (filon principal) et fluorine violette tardive.</p> <p>trois épisodes, le premier se traduisant par la formation d'une brèche tectonique BTH.</p> </div> </div> </div>
<p style="text-align: center;">PLISSEMENT D4 Fini Westphalien-Stéphannien A</p>		<div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;">  <p style="margin-top: 10px;">- Amples plis kilométriques NE-SW dans l'Albigeois.</p> <p style="margin-top: 10px;">- Plis kilométriques synschisteux (strain slip) NE-SW au SE du Sidobre.</p> <p style="margin-top: 10px;">- Plis N 70° à 80° E dans la zone axiale de la Montagne noire.</p> <p style="margin-top: 10px;">- Edification du dôme orthogneissique de Montredon-Labessonnié.</p> <p style="margin-top: 10px;">- Mise en place du granite du Sidobre.</p> </div>	<ul style="list-style-type: none"> - Fractures N 170° E (à N-S) : jeu décrochant senestre. - Fractures N 140° E. - Fracture E-W : jeu décrochant dextre. <div style="margin-top: 20px;"> <ul style="list-style-type: none"> - formation en extension du bassin stéphannien de Carmaux (Stéphannien A et B). - jeu associé aux fractures de tension N 140° E. - fractures de tension : filons minéralisés (WO3) de Montredon-Labessonnié. - ouverture des failles N 110-130° E existantes (décrochevauchement D3 ?) : BTH de Laval-Roquecezière. </div>

TABLEAU 2 - ESSAI DE CORRÉLATION ENTRE LES PHASES TARDIVES DE PLISSEMENT D4 ET D5 ET LES DÉFORMATIONS CASSANTES ASSOCIÉES (versant nord de la Montagne noire) (GUÉRANGÉ-LOZES, 1987)

- la faille de Saint-Michel. Son jeu est normal et son pendage Sud (compartiment sud abaissé). Son rejet est variable, qui atteint son maximum à Saint-Michel où le Trias supérieur vient au contact du Jurassique supérieur (décalage du socle estimé à plus de 600 m). Des rejeux secondaires, en faille inverse et décrochement senestre avec plis coniques associés, ont été également mis en évidence à proximité de la faille dont le jeu à l'Aalénien est indiscutable (l'épaisseur de l'Aalénien passe de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de part et d'autre de la faille) ;
- la faille de La Pézade. Son jeu est normal et son pendage Nord (compartiment nord relevé).

Des fractures et diaclases de moindre importance forment un réseau dense ; leurs directions principales sont N 160° E, N-S, N 25° E, N 115° E et N 90° E.

Sur la feuille voisine Le Caylar, la succession des principales déformations post-Jurassique qui a été proposée est la suivante :

- vers le Crétacé inférieur ou moyen, la région serait affectée par une distension NNE-SSW ;
- les phases de la tectonique pyrénéo-provençale du Crétacé supérieur-Éocène inférieur correspondraient à des compressions N-S (responsables des fractures N 160° E et N 40° E) ainsi qu'aux rejeux en failles inverses d'accidents plus anciens du socle ;
- la grande distension E-W de l'Oligocène, bien exprimée en Bas-Languedoc, est ici plus discrète ;
- au Néogène, le rejeu en faille normale est responsable de certaines surfaces d'aplanissement ;
- des mouvements plus récents pourraient être décelés localement, affectant le modelé périglaciaire (au Nord, le long de la faille de L'Hospitalet).

Rappelons que c'est entre 5 et 2,5 à 1 Ma que s'est constitué l'axe volcanique N-S de l'Escandorgue et que c'est vers la fin du Tertiaire que s'est effectué le soulèvement de la région par rapport au Bas-Languedoc, figurant la plate-forme caussenarde dans ses grands traits actuels.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

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

Dans le cadre de la feuille, les deux catégories de réservoirs aquifères déterminées correspondent à de grands ensembles lithologiques. Ce sont :
– des réservoirs à porosité d'interstices dans les zones très altérées et fissu-

rées des formations schisto-gréseuses cambro-ordoviciennes et les alluvions des vallées ;

— des réservoirs karstiques dans les formations carbonatées du Cambrien inférieur, du Lias inférieur et du Jurassique moyen ; celles-ci sont le siège de circulations d'eaux à l'intérieur de chenaux (conduits et fissures) formés par la dissolution des carbonates. La position des chenaux par rapport aux vallées permet d'individualiser soit des systèmes karstiques perchés (lorsque les vallées drainantes ont leurs lits établis dans les terrains argilo-gréseux imperméables), soit des systèmes karstiques noyés (quand les vallées drainantes ont leurs lits établis dans le corps sédimentaire karstifié). La présence de conduits qui permettent des circulations très rapides et l'absence de filtration sont responsables de la grande vulnérabilité à la pollution des eaux issues du karst.

La terre des causses (terra rossa) n'est pas aquifère, cependant elle contribue, par sa nature filtrante, à une amélioration locale de la qualité des eaux du karst sous-jacent.

Aquifères du socle paléozoïque

● **Réservoirs à porosité d'interstices.** Les formations paléozoïques sont imperméables dans leur masse ; seule la frange d'altération superficielle peut présenter une certaine perméabilité et constituer un réservoir aquifère. Les écoulements issus de ces aquifères, qui s'effectuent suivant les pentes, donnent des petites sources dispersées, au débit faible en général (débit ≤ 1 l/s), de fond de vallon, pouvant subvenir à l'alimentation en eau de petites collectivités. Ces aquifères épidermiques, très sensibles à la pollution, produisent des eaux peu minéralisées.

Les fractures qui affectent ces formations, et plus particulièrement les filons de quartz, peuvent également jouer le rôle de drains préférentiels.

● **Réservoirs karstiques.** Les formations cambro-ordoviciennes des monts de Lacaune forment des plis plurikilométriques. Les calcaires et dolomies du Cambrien inférieur impliqués dans les structures, s'étirent en bandes étroites et parallèles. Cette structuration est à l'origine de systèmes karstiques bien individualisés dans chacune de ces bandes et limités par des cluses où sont localisées les émergences.

La source des Douze-Fontaines, la plus importante (400 l/s à l'étiage), est maintenant noyée sous près de 40 m d'eau par la retenue du barrage d'Avène.

Aquifère karstique du Lias inférieur

Au-dessus des formations argilo-gréseuses du Trias qui constituent un mur imperméable, les dépôts carbonatés du Lias inférieur (Hettangien, Sinémurien et Lotharingien) constituent un aquifère karstique limité au toit par les faciès argileux du Lias supérieur (Carixien à Toarcien). Sur le territoire de la feuille, les séries carbonatées du Lias inférieur forment, du NW au SE, le prolongement méridional du causse de Caussanus, le causse de la Loubière et, au Sud du plateau de Guilhaumard, la terminaison occidentale du causse de Cabriac.

La présence importante de dolomite (80 à 90 %), moins soluble que la calcite, dans les lithofaciès du Lias inférieur, est à l'origine d'une karstification moins évoluée que dans l'aquifère supérieur (Dogger) ; elle est responsable de la prédominance de conduits et de fissures de petites dimensions ayant un rôle régularisateur dans le régime des sources (vitesse moyenne d'écoulement : 35 m/h).

Les émergences issues de cet aquifère ont des débits d'étiage < 5 l/s, exception faite de la source de Fondamente (n° BSS 961-3-8) qui atteindrait 20 l/s.

Aquifère karstique du Jurassique moyen

Le Jurassique moyen forme un aquifère karstique limité au mur par les marnes du Lias supérieur. Le corps sédimentaire correspondant (Aalénien, Bajocien, Bathonien) affleure dans l'angle nord-est de la feuille où il représente la marge sud-ouest du Larzac ; celui-ci se développe principalement sur les feuilles voisines (Millau, Nant, Le Caylar).

Le plateau de Guilhaumard, vaste promontoire du Larzac, à la surface lapiazée et taraudée par de nombreuses dolines et avens, présente un modelé karstique typique. Au pied de ce plateau, sur son flanc nord, la Sorgue du Larzac (n° BSS 961-4-36, débit moyen 1 m³/s) draine un bassin-versant estimé à 65 km² (Salvyre, 1969), localisé au Sud-Ouest de Cornus et qui s'étend sur la feuille voisine en direction du Caylar. L'aven du Mas-de-Raynal (n° BSS 961-4-12), profond de 103 m, est un regard sur cette circulation souterraine.

Le karst de cet ensemble aquifère supérieur présente des conduits de grandes dimensions, les calcaires du Dogger (80 % de calcite) étant plus solubles que ceux du Lias inférieur, responsables de vitesse moyenne d'écoulement beaucoup plus rapide (60 m/h).

Aquifère des alluvions des vallées principales

Les vallées de la Sorgue, du Dourdou et de l'Orb, possèdent des dépôts alluviaux récents (Fz). Ces alluvions plus ou moins graveleuses sont souvent colmatées par des limons ; elles constituent toutefois un aquifère médiocre souvent subordonné à la rivière. Quelques puits utilisés pour l'alimentation en eau potable ont un débit d'exploitation inférieur à 5 m³/h. La qualité chimique des eaux, qui dépend de celle des rivières, rend ces aquifères très vulnérables ; cependant, lorsque les conditions sont favorables, ces eaux bénéficient d'une filtration en traversant le matériau alluvial.

Sources thermales et minérales

Pour leurs qualités physico-chimiques (composants chimiques naturels et température), certaines eaux de la région ont été exploitées :

— d'une part, il s'agit d'eaux froides bicarbonatées sodiques, situées dans le bassin permien et en relation avec la faille Camarès-Gissac (qui sépare

l'Autunien du Sud de la zone centrale du bassin). Ce sont les eaux de Camarès et les eaux d'Andabre ;

— d'autre part, il s'agit des eaux thermales de Sylvanès qui sourdent dans les formations cambriennes : elles sont bicarbonatées, sodiques, chlorurées et riches en fer et manganèse. Leur température, pour la source la plus chaude, est de 38-39°.

L'exploitation de ces eaux peut être très ancienne (Nartet, 1989).

Les eaux de Camarès, déjà connues au XVI^e siècle, furent exploitées au Cayla et au Prugnes. De 1875 à 1950, elles servirent à l'embouteillage.

L'eau d'Andabre, dont la première analyse fut effectuée à la demande de Louis XIV par l'Académie royale des Sciences, fut exploitée à partir de 1856. L'eau fut commercialisée dans la région (125 000 bouteilles en 1933). Cependant, après la pollution de la source en 1973, l'exploitation fut arrêtée et actuellement l'établissement thermal est à l'abandon.

A Sylvanès, les moines de l'ordre des Cîteaux, établis en 1098 au Mas-Théron, utilisèrent l'eau de la source pour soigner les malades : devant l'affluence de ces derniers, les moines firent construire l'abbaye de Sylvanès et l'actuelle façade de l'établissement thermal. L'eau de 4 sources servait à alimenter les piscines de l'établissement dont l'exploitation fut interrompue en 1926. Actuellement, seule l'eau de la source des Moines, dont la température est la plus élevée, est utilisée pour alimenter les douches de l'établissement transformé en centre de vacances.

GITES MÉTALLIFÈRES

Les gîtes métallifères, relativement nombreux dans l'ensemble de la feuille, sont généralement d'importance économique médiocre. Beaucoup d'entre eux ont fait l'objet de travaux anciens. Le cuivre a été cherché dès le Chalcolithique à Bouche-Payrol (Sud-Est de Ouyre), puis à la période romaine dans la haute vallée de l'Orb (autour du réservoir d'Avène) et entre le puech de Roste et le Grand-Mourgis, au Nord de la vallée de la Nuéjous. Ont été recherchés principalement les cuivres gris argentifères. Peu de ces indices ont fait l'objet d'exploitation à la période moderne. On retiendra les productions bien modestes de la mine de zinc de Brusque (1 200 t de Zn, 300 t de Pb, 5 t de Cd et 300 kg d'Ag), celles des filons de Bournac (600 t de Sb) et celles des amas plombo-zincifères de la Rabasse (45 000 t de Zn, 45 000 t de Pb et 120 t d'Ag) qui est l'exploitation la plus importante de la feuille Camarès.

A l'exception de Bournac, les minéralisations de la feuille sont essentiellement plombo-zincifères, avec localement un peu de cuivre et de barytine. Elles se répartissent :

— dans le socle antémésozoïque où elles ont soit un âge cambrien inférieur (Cusses, Brusque, Lardenas) soit un âge tardihercynien (la Rabasse, Bournac) ;

— dans la couverture permienne, mais surtout mésozoïque (col de la Moutonne ou col de Bouisse).

Minéralisations du Cambrien inférieur

Elles s'inscrivent dans l'évolution de la plate-forme carbonatée cambrienne et du volcanisme qui lui est associé. Elles sont réglées par les évolutions paléogéographiques de la plate-forme : périodes de mobilité qui constitue l'élaboration de l'édifice carbonaté puis, ensuite, son ennoïement.

- **L'indice de Cusses** (300 m au Nord-Est du village de Cusses, dans l'unité du Merdelou) est situé à la limite des formations grésos-schisteuses du Cambrien inférieur (k_1) et des alternances grésos-carbonatées (k_{1-2}) fortement tufacées. Les anciens travaux ont suivi la minéralisation selon la direction NE-SW. La paragenèse comprend essentiellement : galène, sphalérite jaune à miel et barytine blanche, massive, finement cristalline. Les faciès de ce minerai, plus particulièrement celui de la barytine, apparentent l'indice de Cusses aux minéralisations hydrothermales sédimentaires (type Arrens dans les Pyrénées). Cet hydrothermalisme serait en relation avec le volcanisme lié à la période d'instabilité qui précède l'installation de la plate-forme carbonatée.

- **La minéralisation de Brusque** (250 m au Nord-Ouest la ville) est située au cœur d'une zone d'indices à galène, plus rarement sphalérite et anecdotiquement de fluorine violette, au toit des calcaires (k_{2a}) et au contact des schistes noirs (k_{2b}) sus-jacents (unité de Brusque).

Le niveau minéralisé de Brusque, bien qu'affecté par la tectonique varisque, présente une remarquable continuité et se présente comme une plage de direction E-W, de 200 m de longueur, de 50 m de largeur et de 1 à 4 m d'épaisseur. Il présente des faciès distincts déterminant des zonalités frustes : d'une part un *faciès sulfuré massif* à minéralisation économique (de l'ordre de 7 % métal, à sphalérite miel dominante et galène argentifère intimement mêlées) et, d'autre part, un *faciès siliceux* gris, massif, à même minéralisation mais disséminée.

Le minerai montre une paragenèse simple : sphalérite miel cadmifère, galène argentifère, pyrite et chalcopryrite assez fréquentes, traces de mispickel (à l'analyse, présence de Sb, Bi, Sn et Au). Brusque est un gîte dont la morphologie est typique des gîtes de plate-forme carbonatée, situé dans la zone de contact du « couple productif » carbonates-schistes noirs ;

- **Les indices de Lardenas-Cambias** (au SSW de Brusque) s'étendent sur plusieurs kilomètres de La Jasse-de-Crouzet à Lardenas (feuille Bédarioux). Ils sont en relation avec de puissants bancs de calcaires gris à sombres interstratifiés dans les schistes noirs à nodules phosphatés (k_{2b}). Ces calcaires indiquent des variations des conditions de sédimentation de l'avant-bassin confiné qui submerge peu à peu la plate-forme. La minéralisation, constituée de petits cristaux de sphalérite rougeâtre, est parfois accompagnée de galène et de pyrite.

Minéralisations tardihercyniennes

- Depuis 1837, **l'ancienne mine de la Rabasse** (haute vallée de l'Orb, à 4 km au Sud-Ouest du village de Ceilhes) a été exploitée de façon intermittente. Depuis 1943, elle appartient à Peñarroya (aujourd'hui Métaeurop)

qui l'a exploitée de 1951 à 1954, date de fermeture de la mine noyée sous les eaux du barrage d'Avène. Les corps minéralisés sont décrits, comme des « amas », des « colonnes », voire même des « filons » ; il est difficile d'avoir une idée exacte de leur morphologie.

Les minéralisations connues ont la particularité de toutes se situer dans le niveau de dolomies (k₂) « poreuses » sommital et au contact des schistes (k₃) *et toujours à proximité d'un puissant sill de rhyolite porphyrique* appartenant au cortège filonien du Faulat, daté de 304 ± 51 Ma.

Les minerais observés dans les haldes présentent une succession paragénetique polyphasée complexe. Pyrrhotite, mispickel et pyrite sont les constituants les plus précoces ; puis apparaît une sphalérite ferrifère et cadmifère qui englobe et corrode les minéraux précédents (ces deux phases se retrouvent dans les minerais du filon de Bournac). Après un épisode de fracturation (cataclase et corrosion des précédents minéraux), se déposent de la galène et des sulfosels de Pb (cette troisième phase, qui existe aussi à Bournac, se singularise ici par un ultime épisode à stibine largement cristallisée). La gangue est constituée seulement de dolomite et de quartz. Notons aussi la présence d'or (lié au mispickel ?) dans certains faciès de minerai de la Rabasse.

● **Le filon de Bournac** (monts d'Orb, au Nord du Faulat) ou plus exactement le petit champ filonien de Bournac de direction N 20° E, recoupe les formations grésoschisteuses du Cambrien inférieur (k₁) de l'unité de Brusque et les lames de microgranite porphyrique issues du massif du Faulat, injectées dans les plans de schistosité sD2. Ces matériaux présentent une altération hydrothermale en bordure des fractures minéralisées.

Le gisement, exploité pour l'antimoine (600 t extraites au début du siècle) à partir d'un minerai riche en stibine, a surtout révélés, aux côtés d'espèces minérales courantes (voir ci-dessus les phases paragénetiques de la Rabasse), de très nombreux sulfosels de plomb et antimoine dont certains assez rares (boulangérite, semseyite, plagionite, zinkérite, fülöppite, géocronite, ménéghinite, jamesonite manganésifère, andorite, fizélyite). La succession paragénetique, identique d'abord à celle de la Rabasse, se termine par une phase purement antimonifère induisant la formation de stibine et des divers sulfosels.

Minéralisations dans la couverture permienne

Elles sont ici rares et médiocres. Notons :

- un groupe d'indices de barytine, cuivre gris et sulfoantimoniures entre Ouyre et Sylvanès, au puech de Roste, à La Baume (Bouche-Payrol ?), en relation avec une carapace siliceuse formée sur la paléosurface hercynienne au niveau du conglomérat de base de l'Autunien qui repose sur les formations dolomitiques cambriennes ;
- des indices de carbonates de cuivre dans des grès et des schistes de l'Autunien de la vallée de la Sorgue, dont le plus important (petite couche de shales gris suivie sur 400 m) se situe au bord de la route à proximité du village de Latour ;
- des carburanes dans divers niveaux grésopélitiques riches en débris végétaux des formations autuniennes de la Sorgue (Mas-Calvi, Rebouis-

ses) ; la radioactivité, faible, se concentre essentiellement autour des débris organiques ;

— des fractures et filonnets à barytine surtout aux abords de la grande faille Montagnol—Montpaon (Montagnol, Nouis, Mas-Calvi).

Minéralisations en relation avec la transgression triasique

Elles se situent principalement dans la région de Ceilhes où la transgression progresse dans une zone dont les reliefs sont marqués au Trias par des hauts-fonds orientés NE-SW.

A l'approche de ces paléocuestas carbonatées, les accidents siliceux des « salifères » triasiques (t3-4 et t6) augmentent rapidement et considérablement (quartz bipyramidés, concrétions, « poupées ») et provoquent, au contact des carbonates, la formation des carapaces siliceuses qui encapent peu ou prou tout le relief dolomitique, pour peu qu'il soit baigné dans ce milieu vadose. La barytine (avec des traces de cuivre gris) est toujours présente dans de telles ambiances. A l'apex des paléocuestas (col de la Moutoune, Fontbine, Les Bayles) ainsi affectées on observe tout un complexe de poches paléokarstiques qui se développe, selon les discontinuités lithologiques et tectoniques, sur 50 à 100 m de verticale. Ces cavités sont remplies de brèches dolomitiques, de siltites triasiques, de barytine cristallisée en grandes lattes, de blocs de la carapace siliceuse. Tout autour de la carapace et des poches, la dolomie est complètement recristallisée et imprégnée de barytine. Dans ce même volume, autour des poches et en contre-bas, se développent des diaclases et fractures à remplissage de silice, de barytine et de cuivre gris. De telles fractures ont des dimensions localement importantes pour constituer de véritables « filons » affectant le socle et la couverture déjà déposée (pour peu qu'elle soit rigide : barre de grès, banc carbonaté) : c'est le cas du filon Saint-Barthélémy qui recoupe la paléocuesta de Fontbine selon une direction N 140°E.

Tous ces indices ont une importance économique médiocre. On peut estimer un total de 50 000 t de barytine de mauvaise qualité.

De telles minéralisations sont retrouvées encore assez loin dans les monts de l'Est de Lacaune, prouvant ainsi la grande extension du Trias sur cette partie de la Montagne noire. Les mêmes paragenèses sont en effet connues à la Rabasse dans le grand filon de Maynes qui s'étend sur 2 km au Nord et qui recoupe toutes les formations du socle. La barytine y est quasi complètement silicifiée et le cuivre gris argentifère toujours présent. Dans l'arrière-pays (forêt domaniale des monts d'Orb, massif du Grand-Mourgis jusqu'à Cenomes), on ne compte plus les fissures et fractures, les zones silicifiées à barytine, chalcopryrite et cuivre gris (indices des Bayles par exemple). Des traces encore tout à fait convaincantes ont été trouvées à 12 km des derniers affleurements triasiques, au pont de Cribas près de Brusque, où, à plus de 200 m sous la paléosurface, on trouve encore, dans des fractures recoupant des carbonates cambriens et agrandies par dissolution, des siltites vertes triasiques, des quartz bipyramidés, des silicifications et du cuivre gris !

Minéralisations liasiques

Notons les indices de Saint-Xist—Tournadou au Nord de Ceilhes : ce sont de petites poches karstiques (métriques à plurimétriques), peu profondes, creusées dans les biocalcarénites dolomitisées du Lotharingien inférieur. Elles sont situées sur un haut-fond liasique (souligné par une série condensée d'âge lotharingien supérieur, carixien et domérien) à proximité d'une des failles majeures du seuil caussenard, la faille de La Pézade. Ces poches sont remplies de brèches, de sédiments internes, de galène, de sphalérite et de fluorite.

Les gîtes et indices minéraux de la feuille sont résumés dans les tableaux en annexe.

VÉGÉTATION ET CULTURES

VÉGÉTATION

La Carte de la végétation de la France, feuille Rodez à 1/200 000, réalisée par C. Dupias et G. Cabaussel (1966), ainsi que la carte phyto-écologique de Midi-Pyrénées à 1/500 000 réalisée par R. Delorme (1970), ont été utilisées pour la rédaction de ce chapitre.

La région délimitée par la feuille Camarès comprend :

- un ensemble montagneux, les monts de Lacaune, d'altitude maximum de 1 110 m, composé de formations cambro-ordoviciennes, pour l'essentiel gréseuses et schisteuses (excepté les bandes carbonatées), qui donne des sols acides à pH 5 à 6,5 ;
- le bassin permo-triasique de Camarès, relativement chaud et favorable aux pénétrations méridionales, constitué de matériaux gréso-argileux, donne des sols neutres à pH 6,5 à 7 ;
- le plateau jurassique des causses comportant des marnes, des calcaires et des dolomies, qui donne des sols alcalins (pH > 7). Les causses de la feuille ont un caractère méditerranéo-montagnard humide.

● Le **hêtre** trouve des conditions favorables dans les zones les plus élevées de la feuille (au-dessus de 700 m) où il occupe les situations les plus fraîches (monts de Lacaune pour l'essentiel). On le trouve cependant dans les zones calcaires bien arrosées auprès du chêne pubescent : Guilhaumard et basaltes de l'Escandorgue.

Les hêtraies résiduelles des monts de Lacaune (bois de Merdelou) et de la bordure du Larzac (Guilhaumard) représentent les derniers grands témoins des forêts qui devaient couvrir ces régions.

Le sous-bois est occupé par le sureau à grappe, le houx, le framboisier, *Asperula odorata* et *Gentiana lutea* ; dans les monts de Lacaune, *Scilla liliohyacinthus*, *Meconopsis cambrica*, *Euphorbia hyberna* et *Narthecium ossifragum* apportent une tonalité nettement atlantique. Sur le plateau de Guilhaumard, le hêtre est accompagné par *Acer opalus*, par le buis, le noisetier, *Coronilla emerus*, *Lonicera Xylosteum*.

Les landes, représentant généralement des stades de dégradation de la forêt, sont occupées par la bruyère cendrée, callume, *Genista pilosa*, *Arnica montana* et, dans les zones rocheuses, *Genista purgans*. Dans les parties les plus élevées et humides ce sont des landes à callume et *Genista pilosa* avec génévrier commun, myrtille et *Genista sagittalis*.

Dans les landes progressives, genêt à balais et fougère-aigle jouent un rôle essentiel ; sur les basaltes de l'Escandorgue, ils sont accompagnés de nombreuses aubépines.

● Le **chêne pubescent** occupe largement le territoire de la feuille et s'installe indifféremment sur les sols calcaires ou siliceux.

La région est soumise aux influences méditerranéennes qui apportent les conditions favorables au développement du pubescent (pluviométrie modérée et températures relativement douces). Elle comprend également de nombreuses espèces méditerranéennes.

La forêt du pubescent et du châtaignier, parfois abondant, est associée avec buis, oxycèdre, *Phillyrea media*, *Coronilla emerus* ainsi que *Erica arborea* et *scoparia*, *Cistus salviaefolius* et *laurifolius* sur sols siliceux.

Les landes sur sols siliceux sont à *Erica arborea* (vallée de la Sorgue et du Dourdou), à *Spartium* sur marnes et sur calcaire, à oxycèdre, buis, *Phillyrea media* et *Genista purgans* dans les zones rocheuses ; les garrigues sont à thym, genêt-scorpion, *Lavandula latifolia*, *Euphorbia characias* et *nicacensis*.

● Le **chêne sessile** recherche les sols siliceux et bien drainés. Il demande moins de chaleur que le pubescent et il préfère l'état forestier, aussi se situe-t-il dans les régions les plus élevées (Sud des monts de Lacaune, sur la feuille).

Les bois sont occupés par néflier, houx, noisetier, boudaine, lierre et quelques hêtres, et la strate herbacée par *Anemone nemorosa*, *Vaccinium myrtillus*, *Genista pilosa*, fougère-aigle, genêt à balais et muguet.

● Les conditions édaphiques et climatiques favorables au développement du **chêne vert** associé à l'olivier sont localisées aux vallées des cours d'eau coulant vers la Méditerranée, dont la vallée de l'Orb (aval d'Avène).

Sur sol siliceux de la vallée de l'Orb sont associés au chêne vert : *Erica arborea*, *Lavandula stoechas*, *Cistus salviaefolius* et *laurifolius* ; les pelouses à *Brachypodium ramosum* et *Iris chamaeiris* sont souvent envahies par le thym.

En dehors de la limite de l'olivier, le chêne vert se retrouve dans des zones abritées, ensoleillées, sèches, surtout sur calcaire et en petites stations isolées dans les vallées de la Sorgue, du haut Dourdou et du Nuéjous. Le chêne vert est associé à l'oxycèdre, le térébinthe. Les garrigues sont formées par le thym, le genêt-scorpion, *Lavandula latifolia*, accompagnés par le buis et localement *Cistus albidus* (vallée du Dourdou).

CULTURES

Le châtaignier, cultivé depuis une époque très ancienne, a joué un rôle important dans l'alimentation des populations du Sud Massif central. Cul-

tivé sur sol siliceux et bien drainé, il est bien représenté dans les monts de Lacaune. Moins exigeant du point de vue climatique, il a pu être substitué soit au sessile, soit au pubescent.

Le sous-bois renferme le genêt à balais, la callume, la bruyère cendrée, la fougère-aigle, la digitale, *Teucrium scorodonia*, *Luzula forsteri*, *Cistus salviaefolius*, *Primula acaulis* et *Erica arborea*.

Mal entretenues, les châtaigneraies sont actuellement en régression.

Sur la feuille, les surfaces cultivables sont réduites et se situent principalement le long des vallées. Les fourrages et céréales (blé) constituent l'essentiel des cultures. Au Sud de la feuille, les conditions climatiques sont favorables à la vigne, à l'olivier et aux fruitiers (pommiers) mais leur culture reste réduite et limitée aux vallées, les autres zones étant trop montagneuses.

L'essentiel des terrains reste inculte (causses pour l'essentiel) ou sont le domaine de grandes forêts (monts de Lacaune) dont une bonne partie d'entre-elles sont largement enrésinées en sapin.

ARCHÉOLOGIE

L'abondante littérature scientifique concernant les découvertes effectuées depuis la seconde moitié du XIX^e siècle, témoigne du dynamisme des recherches archéologiques entreprises dans les régions naturelles représentées sur le territoire de la feuille Camarès, malgré leur inégale richesse en sites et en vestiges archéologiques. Les premiers à s'y intéresser sont A. Boisse, E. Cartailhac, F. Hermet, J. Brunel et P. Temple. L. Balsan a consacré sa vie à l'étude et à la sauvegarde du patrimoine archéologique aveyronnais. Plus près de nous et de nos jours, des prospecteurs et des fouilleurs ont contribué à enrichir notre connaissance du lointain passé de ces régions. Ce sont : J. Arnal, P. Cabanes, G. Costantini, auteur de nombreux travaux et de quelques synthèses sur la Préhistoire récente des Grands Causses, J. Galtier, M. Lacas, J. Maury, J. Poujol, J.P. Serres, A. Soutou, A. Vernhet,... L'étude des anciennes mines de la Montagne noire a connu un regain d'intérêt, en font foi les recherches de R. Gourdiolle, L. Dejean, C. Landes, C. Bonami, R. de Filippo, Y. Gracia, X. Peixoto, C. Sauvage, H. Barge.

Les régions concernées constituent un espace géographique privilégié pour l'étude des relations entre l'Homme préhistorique et le milieu minéral, du fait de la diversité des terrains et des paysages représentés. Les séries paléozoïques du quart sud-ouest de la feuille ont été vigoureusement attaquées par l'érosion telles « des pyramides aiguës qui semblent se grouper en rangs serrés » (A. Boisse). La masse imposante de la partie méridionale du causse du Larzac, limitée par une falaise en dents de scie et précédée des avants-causses liasiques, a constitué pour les premiers agriculteurs et éleveurs du Néolithique une terre de prédilection comme le prouve la forte densité des habitats et des sépultures. La dépression rouge du bassin permien de Saint-Affrique sépare les deux ensembles géographiques précités. Bien que les vestiges archéologiques les plus anciens, de l'époque moustérienne (50 000 ans avant J.C.), aient été découverts en bordure de cette dépression, c'est dans des paysages calcaires que les vestiges préhistoriques abondent.

Dans l'état actuel de la recherche, la présence de l'Homme au Paléolithique supérieur et au Mésolithique reste à démontrer, même si elle est attestée ailleurs sur les Grands Causses.

Au Néolithique moyen (3600 à 2600 avant J.C.), des groupes humains s'installent sur la bordure méridionale du plateau de Guilhaumard et sur la bordure occidentale du causse du Larzac. Les influences chasséennes originaires du midi méditerranéen sont indéniables (poteries, silex blond, perles en callaïs).

Le groupe des Treilles

Après la disparition de la civilisation chasséenne, apparaît et se développe sur les Grands Causses et aux abords, pendant près d'un millénaire (2600 à 1700 avant J.C.), une culture originale : *le groupe des Treilles*. Chronologiquement ont été distinguées trois phases par G. Costantini, à partir des stratigraphies de quelques sites majeurs implantés sur les feuilles voisines. Chaque phase est caractérisée par les décors gravés ou plastiques que portent les vases en terre cuite, par des parures morphologiquement différentes et par des objets en cuivre. La phase terminale se distingue par la production en série de pointes de flèches de forme particulière, dite « en sapin », façonnées dans des chailles grises ou diversement colorées, d'origine locale. De grandes lames utilisées comme faucille et des poignards admirablement retouchés et fréquemment polis, sont fabriqués à partir de silex d'importation. La matière siliceuse des séries jurassiques et paléozoïques est considérée comme impropre à la réalisation de telles pièces.

Les matières premières minérales, utilisées pour la fabrication des éléments de parure (pendeloques et perles), sont la calcite et l'aragonite, parfois de couleur ambrée, récoltées dans les grottes, le calcaire, la stéatite, le schiste, le jayet probablement d'origine caussenarde. D'autres matières, à l'exemple de la « callaïs » (variscite, turquoise,...) proviennent de contrées plus lointaines (Catalogne espagnole ?). Ces hommes ne dédaignaient pas les fossiles puisque quelques sites ont livré des ammonites ferrugineuses et des bélemnites. Parmi les éléments des mobiliers dolméniques, la présence de plaquettes de schiste est à souligner. Elles ont été qualifiées de « palettes à fard » à cause de la substance colorante (ocre) qui y adhère parfois. Mince et de teinte grise ou verte, ces plaques, de forme rectangulaire, trapézoïdale ou ovale, portent jusqu'à trois perforations. L'ocre est probablement issue du versant septentrional de la Montagne noire, comme semble l'accréditer la récente découverte de C. Servelle.

● **Habitat et sépultures.** Les habitats de plein-air ou en grottes principalement ont livré des vestiges significatifs de la culture matérielle. Malheureusement, des fouilles anciennes ou des fouilles clandestines effectuées sans profit pour la science, ont gravement perturbé sinon détruit bon nombre de gisements. Ces sites sont répertoriés sur la bordure du causse du Larzac, dans les hautes vallées de l'Orb et du Dourdou.

Le dolmen caussenard est généralement un dolmen simple à chambre rectangulaire, parfois recouvert sinon entouré d'un tumulus circulaire en

apparence. Ces mégalithes sont souvent orientés Est-Ouest. Quelques rares monuments, ceux de Prévinière et de La Gruelle, possèdent un couloir en dalles. Ils trahissent des influences méridionales et des relations privilégiées avec le groupe de Ferrières implanté dans la région montpelliéraine au Néolithique final. Intensivement utilisées jusqu'au début de l'âge du bronze, les chambres sépulcrales des dolmens seront réutilisées occasionnellement. La nature lithologique et la provenance des dalles employées pour la construction des mégalithes a peu retenu l'attention des archéologues. Il semble que dans la plupart des cas, les gens du groupe des Treilles se soient approvisionnés à proximité du futur emplacement du monument ; les affleurements calcaires étant suffisamment abondants pour que l'Homme n'ait pas eu de difficulté à trouver les dalles convoitées.

Ces communautés ont utilisé également les grottes naturelles à des fins sépulcrales. On en connaît un petit nombre sur le rebord méridional du causse du Larzac. Les morts y étaient déposés, à l'instar des dolmens, avec un mobilier d'accompagnement (armes, parures,...).

● **Métallurgie.** Le groupe des Treilles se singularise dans le Midi de la France par l'introduction et le développement précoces de la métallurgie du cuivre. La production comprend des haches plates, de nombreux poignards de petite dimension dont le type à courte soie crantée est spécifique, et des éléments de parures (perles cylindriques à renflement médian et perles bitronconiques).

La haute antiquité de l'exploitation des gîtes de cuivre de l'Est des monts de Lacaune ne peut surprendre du fait de la richesse en cuivre de la région. Les cuivres gris et les carbonates de cuivre y occupent une place de choix. Parmi les impuretés que recèlent les cuivres préhistoriques, l'antimoine et l'argent ont les teneurs les plus fortes, ce qui est en parfait accord avec la nature des minerais locaux susceptibles d'avoir été exploités. Deux gîtes minéralisés en cuivre ont fait l'objet d'une exploitation ayant atteint une certaine ampleur au Chalcolithique et vraisemblablement aussi à l'âge du bronze. Sur les haldes des avens-mines de Bouche-Payrol ont été récoltées plusieurs masses en pierre ayant servi à concasser le minerai, ainsi qu'un fragment de vase orné d'un cordon. H. Barge, qui a étudié les travaux préhistoriques, a recueilli quelques maillets dans l'une des excavations. La seconde exploitation préhistorique, découverte récemment (recherches de C. Servelle), a également livré des outils sur galets de basalte, de métavolcanites ou de quartzites. Munies d'encoches ou d'une gorge afin de faciliter l'emmanchement, ces masses présentent des stigmates de percussion à une ou deux extrémités ; l'une des extrémités possède parfois un tranchant large et écaillé. L'exploitation des têtes de filons et des poches de minerai a été réalisée en creusant des tranchées à ciel ouvert ou de petites galeries et diverticules proches de la surface à partir des cavités naturelles. L'expansion du groupe des Treilles en direction du Sud-Ouest, vers le bassin de l'Agout, peut être en relation avec la recherche et la maîtrise de nouveaux gisements de cuivre. Autour de Brusque, quelques grottes ont donné des vestiges du Chalcolithique.

● **Religion.** Les manifestations des croyances religieuses de l'Homme à la fin du Néolithique sont parvenues jusqu'à nous sous la forme de dalles dont

la surface est parfois ornée : menhirs et statues-menhirs. Ces monuments, pour la plupart, ont été découverts hors contexte. Le territoire de la feuille Camarès a la particularité d'englober les marges de trois cultures du Néolithique final : au Nord et au Sud-Ouest, le groupe des Treilles ; au Sud-Est, le groupe de Saint-Pons ; et à l'Est, le groupe de Ferrières. Chacun de ces groupes façonne et érige des statues-menhirs dont J. Arnal a défini les caractères. Les trois statues-menhirs découvertes dans le bassin du Nuejols constituent, selon cet auteur, un groupe particulier qualifié d'« hérétiques ». Malgré la proximité du groupe rouergat dont les représentants sont implantés sur les feuilles voisines Saint-Sernin-sur-Rance et Lacaune, ces monuments offrent des ressemblances aussi bien avec ceux du Rouergue qu'avec ceux du Bas-Languedoc. De dimensions réduites, les dalles de grès ont été sculptées sur une seule face par martelage et raclage. Considérées comme des représentations de divinités, ces stèles comportent des motifs fréquemment associés : « l'objet » dont la signification reste énigmatique, la boucle de ceinturon, les plis du vêtement. Toutes ont un bourrelet bordant la face antérieure.

La protohistoire

L'économie et les modes de sépultures ne paraissent pas avoir été bouleversés par l'introduction des premiers objets en bronze. On perçoit, dans les productions céramiques et métallurgiques, des influences lointaines originaires de l'Est ou d'Italie. Au Bronze moyen (1500-1200 avant J.C.), le matériel métallique est nettement plus abondant, phénomène qui s'accompagne d'un recul très net de l'outillage en pierre. De véritables dépôts d'objets métalliques se constituent, comme en témoigne le dépôt de bracelets de Brusque. Il n'est pas démontré que le cuivre participant à l'alliage soit obtenu à partir de minerais locaux. La provenance de l'étain est tout aussi hypothétique étant donné la multiplicité des influences (pyrénéennes, atlantiques, orientales). A la fin de l'âge du bronze (1200-750 avant J.C.), les grottes sont encore utilisées comme habitat mais aussi comme lieu de sépulture. Des sites défensifs sont aménagés, révélant l'insécurité de ces périodes d'invasion. L'arrivée des premiers Celtes coïncidant avec la civilisation des Champs d'Urnes se traduit par des incinérations ou des inhumations sous tumulus.

Au début de l'âge du fer, l'introduction de la métallurgie du fer est perceptible dans les mobiliers funéraires (grandes épées, poignards, couteaux à dos rectiligne et soie plate, fibules, bracelets). L'utilisation du bronze n'a pas cessé. Les premières importations d'origine méditerranéennes font leur apparition. Au deuxième âge du fer (du V^e siècle à la fin du I^{er} siècle avant notre ère), la présence d'habitats ruraux dispersés est attestée par des découvertes isolées. Le territoire de la feuille Camarès est occupé par les Rutènes dans la partie nord (cause du Larzac) et par les Volques au Sud. Les Gaulois déposent dans des grottes sanctuaires, à l'exemple de celle des sources de la Sorgue, des offrandes de toutes natures : fibules, monnaies, petits vases gaulois, campaniens, ibériques.

L'époque gallo-romaine

Après la création, 118 avant J.C., de la province romaine de Narbonnaise, se produit sur le causse du Larzac un renouveau économique. Vers 76-74 avant J.C., les Romains annexent la partie sud du pays des Rutènes (*Ruteni Provincialis*).

Ces événements coïncident dans le temps avec le début de l'exploitation systématique d'un grand nombre de mines métalliques dans les hautes vallées du Dourdou, de l'Orb et du Nuejols, comme le confirment les découvertes d'amphores et de lampes à huile de l'époque républicaine, en particulier dans la haute vallée de l'Orb. La galène argentifère et les minerais de cuivre sont localisés dans des filons de quartz lardant le massif de microgranite du Faulat et les terrains paléozoïques encaissants. Leur extraction a été réalisée à l'aide de tranchées, d'entonnoirs à ciel ouvert, de puits et de galeries souterraines. Les haldes couvrent des surfaces très étendues. Le concassage des minerais était opéré à l'aide de percuteur dans des mortiers ou sur des tables de broyage aménagés sur des blocs de granite. Des meules en basalte ou en grès servaient au broyage fin du minerai. L'enrichissement par lavage dans des bassins appropriés est pratiqué. Les fouilles effectuées à l'emplacement du village de mineurs de Lascours ont permis de recueillir un abondant mobilier archéologique démontrant l'importance économique de ce district minier dans l'Antiquité. A proximité de Brusque et de Fayet, d'importantes mines antiques sont connues de longue date (Bouche-Payrol, Puits-des-Romains,...).

Les avens-mines de Bouche-Payrol, étudiés en détail par B. Léchelon, constituent un réseau complexe de galeries, de puits, de descenderies entrecoupées de chambres de défilage jusqu'à une profondeur de 100 m. Le creusement des étroites galeries aux contours sinueux a été réalisé soit au feu, soit au pic ou à la pointerolle. De part et d'autre des excavations, des haldes s'étalent dans les versants. Les vestiges archéologiques recueillis sur ces sites miniers et métallurgiques permettent de situer le fonctionnement des diverses exploitations du I^{er} siècle avant J.C. à la première moitié du I^{er} siècle de notre ère.

Dans la région des Grands Causses, l'avènement de la civilisation gallo-romaine, synonyme de paix pour une durée de quatre siècles, a pour conséquence la mise en valeur agricole des combes du plateau et des fonds de vallées périphériques. L'économie rurale basée sur l'agriculture et l'élevage s'accompagne d'une diversification des activités artisanales. Les gisements de minerais de fer du Bajocien sont exploités et traités sur place.

Après un long déclin, peut-être trompeur, l'exploitation des mines de Ceilhes et Rocozels est attestée dans des documents écrits d'époque médiévale (XIII et XIV^e siècles). A la main-d'œuvre locale se joignent des spécialistes d'origine germanique dont on retrouve le souvenir dans les archives (« la beume des allemans ») ou dans la toponymie. Ce n'est qu'au XIX^e siècle et dans la première moitié du XX^e siècle que l'activité minière sera de nouveau florissante avec les concessions de La Barre et de Corbières ou celles de Brusque et de Camarès.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires, et en particulier un itinéraire, dans le **guide géologique régional : Languedoc méditerranéen, Montagne noire**, par B. Gèze (1979), Paris : Masson édit. ; *itinéraire 5* : monts de l'Est de Lacaune et leurs bordures.

BIBLIOGRAPHIE

ALLÈGRE C., HAMET J., JAVOY M. (1968) — Étude des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ du massif granitique du Faulat et ses filons : datation et pétrogenèse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 266, (D), p. 2180-2183.

ALLÈGRE C., HAMET J. (1973) — Datation $^{87}\text{Rb}/^{89}\text{Sr}$ du massif granitique du Mendic et des porphyroïdes de l'Est de la Montagne noire. Un exemple de relation entre pluton et volcans. *Contr. Mineral. Petrol.*, 38, p. 291-298.

ALSAC C., DONNOT M. (1978) — Le volcanisme cambrien de l'unité de Brusque dans les monts de l'Est de Lacaune. BRGM, rés. sci. et tech. n° 628, p. 30 (d'après rapport interne, 17 p.).

AUBAGUE M. (1967) — Le Trias du Lodévois et de la haute vallée de l'Orb (Hérault). Essai de synthèse stratigraphique. *Bull. BRGM*, n° 6, p. 43-50.

AUBAGUE M., PROUHET J.P., SLANSKY M. (1968) — Caractérisation des milieux de sédimentation et recherche de nouveaux gîtes Pb-Zn en zone caussenarde. *Bull. BRGM*, n° 1, p. 87-122.

AUBAGUE M., ORGEVAL J.J., SOULIÉ M. (1977) — Les gîtes minéraux de la terminaison méridionale du Massif central et de sa bordure languedocienne. *Bull. BRGM*, (2), 11, 3, p. 139-181.

AYME Y., MOYROUD B., PASSAQUI B. (1985) — Inventaire du Territoire métropolitain : Lardenas (Aveyron-Tarn), monts de l'Est de Lacaune. Rapport BRGM 85 DAM 014 0P4.

BARRUOL G., GOURDIOL R. (1982) — Les mines et fonderies antiques de la Gaule. Table ronde CNRS, Toulouse, p. 79-83.

BEAU J., ROQUES M. (1962) — Contribution à l'étude de quelques gisements d'uranium en France. SCUMRA.

BERTRAND R. (1969) — Le volcanisme de l'Escandorgue. Thèse 3^e cycle (2^e sujet), Paris VII.

BLAVIER M. (1806) — Statistiques minéralogiques du département de l'Aveyron. *Journal des Mines*, 19, p. 25-276 ; 20, p. 119-226.

BOYER-GUILHAUMAUD C. (1974) – Les volcanites de la Montagne noire (SW du Massif central). In : « Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif armoricain ». Thèse État, Paris VII, 384 p.

BRUNEL M. (1972) – Étude de la tectonique hercynienne polyphasée dans le massif granitique pré-hercynien du Mendic et son enveloppe sédimentaire : versant nord de la Montagne noire (Massif central français). Thèse 3^e cycle, Montpellier.

BUROLLET P. (1963) – Présentation de quelques documents d'interprétation du Trias d'Aquitaine. Colloque sur le Trias. *Mém. BRGM*, n° 15, p. 309-319.

CACHAUX J., PROUHET J.P. (1958) – Note sur les concessions de Camarès et Faveyrolle. Rapport BRGM R 3009.

CARRON J.P. (1958) – Étude géologique du massif du Folat. DES, Paris.

DAMINANI L., FEUGEUR L. (1958) – Recherches préliminaires de barytine dans l'Hérault. Rapport BRGM A 1427.

DAVID A. (1967) – Étude géologique du bassin permien de Belmont-sur-Rance et de ses minéralisations uranifères et cuprifères. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand.

DONNOT M., FOURNIER B., LULIN J.M., MILESI J., POUIT G. (1982) – Les minéralisations polymétalliques Cu-Pb-Zn du Paléozoïque français. Action de Recherche de Développement de la CEE, rapport BRGM 82 SGN 840 GMX.

DONNOT M., GUÉRANGÉ B. (1978) – Le synclinorium cambrien de Brusque. Implications stratigraphiques et structurales dans les monts de l'Est de Lacaune (Tarn, Aveyron, Hérault). Versant nord de la Montagne noire. *Bull. BRGM*, sect. I, n° 4, p. 353-363.

EMBERGER A, PÉRICHAUD J.J. (1979) – Carte des ressources minérales du Massif central et de sa bordure à 1/1 000 000 et notice.

FOURNIER-VINAS C., DONNOT M. (1977) – Présence d'Acritarches dans l'Ordovicien inférieur et le Cambrien des monts de l'Est de Lacaune (Aveyron). Versant nord de la Montagne noire. *Bull. BRGM*, 2^e série, sect. I, n° 2, p. 121-129.

GACHET L. (1983) – Volcanisme cambrien des unités de Brusque et du Merdelou (monts de l'Est de Lacaune). Approches pétrographiques et structurales. Thèse 3^e cycle, Lyon I, 133 p.

GASTAUD J. (1981) – Le volcanisme des Causses et du Bas-Languedoc : géochronologie et relations avec les paléocontraintes. Thèse 3^e cycle, Nice, 80 p.

GASTAUD J., CAMPREDON R., FERAUD G. (1983) — Les systèmes filoniens des Causses et du Bas-Languedoc (Sud de la France) : géochronologie, relations avec les paléocontraintes. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XXV, n° 5, p. 737-746.

GÈZE B. (1949) — Étude géologique de la Montagne noire et des Cévennes méridionales. Thèse, Paris. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n.s., t. XXIX, (62), 215 p.

GHRISTI C. (1985) — Importances relatives de la fusion mantellique et de la cristallisation fractionnée dans le volcanisme des Causses. Thèse 3^e cycle, Paris-Sud Orsay, 336 p.

GILLOT P.Y., PANTALONI A., BELLON H. (1972) — Chronométrie de quelques intrusions volcaniques du Sud du plateau de Larzac. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 274, p. 2855-2858.

GILLOT P.Y. (1974) — Chronométrie par la méthode K/Ar des laves des Causses et du Bas-Languedoc. Interprétation. Thèse 3^e cycle, Paris-Sud Orsay.

GONORD N. (1966) Contribution à l'étude des gisements minéraux de la région est de la Montagne noire. Thèse 3^e cycle, Montpellier.

GUÉRANGÉ-LOZES J., GUÉRANGÉ B. (1984) — Les nappes de charriage de l'Albigeois cristallin (Tarn et Aveyron, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 299, série II, n° 8, p. 474-474.

GUÉRANGÉ-LOZES J., ALSAC C. (1986) — Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformations. *Géologie de la France*, n° 3, p. 309-337.

GUÉRANGÉ-LOZES J. (1987) — Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformation. Thèse État, Toulouse. *Document BRGM*, n° 135, 435 p.

GUËX J. (1972) — Répartition biostratigraphique des ammonites du Toarcien moyen de la bordure des Causses (France) et révision des ammonites décrites et figurées par Monestier (1931). *Ecl. Geol. Helv.*, 65, 3, p. 611-645.

GRITTIC. (1980) — Les gisements de barytine de l'Aveyron et de sa bordure orientale. Thèse doctorat, Toulouse.

HAMET J. (1975) — Étude systématique par la méthode ⁸⁷Rb/⁸⁷Sr des processus orogéniques. Exemple de la Montagne noire. Thèse Paris VI et VII, 248 p.

HAMET J., ALLÈGRE C.J. (1976). — Hercynian orogeny in the Montagne noire (France) : Rb/Sr Systematics. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87, p. 1429-1442.

ILDEFONSE J.P. (1970) — Contribution à l'étude du volcanisme de l'Escandorgue (Hérault) et de ses enclaves. Thèse 3^e cycle, Paris-Sud Orsay, 207 p.

ILDEFONSE J.P., BELLON H., PHILIPPET J.C., PANTALONI A. (1972) — Mise en évidence de la transition paléomagnétique Gauss-Matuyama dans les formations volcaniques de l'Escandorgue, Hérault, France. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14, p. 248-254.

LEBOUCHE-BERNET ROLLANDE M.C. (1972) — Étude stratigraphique du Rhétien du Sud-Est de la France. Thèse, Paris-Sud Orsay.

LEFEVRE C. (1969) — Étude minéralogique et chimique des laves et pegmatitoïdes du volcan des Rives (Hérault). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XI, p. 419-425.

LESCUYER J.L., GIOT D. (1986) — Action concertée : les minéralisations Pb-Zn de Montagne noire et leurs relations avec leur encaissant cambrien carbonaté sur quelques exemples du versant nord (la Rabasse, Brusque, les Comtes) et du versant sud (Bidaud, Tête-Rousse). Rapp. BRGM 86 SGN 166 GEO, 146 p.

LULIN J.M. (1982) — Étude de la mine de Brusque (Pb-Zn) et prospection de ses extensions, (monts de l'Est de Lacaune). Rapp. BRGM 82 SGN 676 GMX.

MARTIN C. (1963) — Contributions à l'étude stratigraphique et sédimentologique du Trias de la région des Causses. DES, Montpellier.

MATTEI J. (1971) — Analyse des termes fossilifères domériens dans les causses du Sud du Massif central français. Colloque du Jurassique, Luxembourg, 1967. *Mém. BRGM*, 75, p. 547-566.

MATTEI J. (1971) — Le Toarcien des Causses. Colloque du Jurassique, Luxembourg, 1967. *Mém. BRGM*, 75, p. 620-624.

MILESI J.P. (1982) — Inventaire géologique des principaux indices de Pb, Zn des monts de l'Est de Lacaune. Rapp. BRGM 82 SGN 675 GMX.

MONESTIER J. (1913) — Sur la stratigraphie paléontologique de la zone à *Amaltheus margaritatus* dans la région sud-est de l'Aveyron. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 13.

MONESTIER J. (1920) — Sur la stratigraphie paléontologique du Toarcien supérieur dans la région sud-est de l'Aveyron. *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), 20.

MONESTIER J. (1921) — Sur la stratigraphie paléontologique du Toarcien inférieur et moyen dans la région sud-est de l'Aveyron. *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), 21.

MONESTIER J. (1931) — Ammonites rares ou peu connues et ammonites du Toarcien moyen dans la région sud-est de l'Aveyron. *Mém. Soc. géol. Fr.* (n.s.), 50.

MUNOZ M. (1981) — Les minéralisations antimonifères du champ filonien de Bournac (Hérault). Thèse 3^e cycle, Toulouse.

MUNOZ M., MOELLOU (1982) — Étude paragenétique de la minéralisation sulfurée complexe de Bournac. *Bull. Minéral.*, vol. 5, n° 6, p. 625-632.

NARTET M. (1989) — Sources thermo-minérales du département de l'Aveyron. Rapport BRGM MPY 4S 89.

NICKLES R. (1907) — Le Lias de Tournemire (Aveyron). *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), 7.

ORZAG-SPERBER F. (1966) — Stratigraphie et paléogéographie du Trias de Lodève (Hérault). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. VIII, p. 667-671.

PALOC H. (1972) — Carte hydrogéologique des Grands Causses et notice explicative. Co-édit. CERGA Montpellier et BRGM Orléans.

PERONNET Y. (1955) — Étude géologique et métallogénique de la région de Brusque et Fayet. DES, Paris.

PIERROT R., PULOUE R., PICOT P. (1977) — Inventaire minéralogique de la France. N° 7 : Aveyron.

PRIAN J.P. (1980) — Les porphyrites cambriennes du versant septentrional de la Montagne noire, au Sud du bassin permien de Camarès (Aveyron). Thèse 3^e cycle, Paris VI, 407 p.

RANÇON J.P. (1986) — Le volcan de Romiguières : caractérisation d'une activité phréato-magmatique dans la province de l'Escandorgue. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 303, série II, n° 14, pp. 1349-1354.

RÉMY J.M. (1965) — Les laves et les pegmatitoïdes du volcan des Rives (Hérault). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), VII, p. 410-412.

ROCHE J. (1979) — État des connaissances et synthèse hydrogéologique du département de l'Aveyron. Rapport BRGM 79 SGN 550 MPY, 30 p., 5 planches.

ROLET J. (1973) — Contribution à l'étude géologique des monts de l'Est de Lacaune « Autochtone du Mendic et écaïlle de Marcou » (Montagne noire, France). Thèse 3^e cycle, Paris-Sud Orsay, 101 p.

ROQUEFORT C. (1934) — Contribution à l'étude de l'Infra-Lias et du Lias inférieur des Causses cévenoles. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), 4.

ROUCHY J.M. (1973) — Étude géologique et métallogénique de la haute vallée de l'Orb (Hérault). Relations socle-couverture. Problèmes des silicifications et des minéralisations barytiques. DES, Paris VI.

SALVAYRE H. (1969) — Contribution à l'étude hydrogéologique de la région méridionale des Grands Causses. Thèse, Bordeaux.

SERVAT E. (1961) — Observation sur le Trias de la bordure méridionale du Massif central. Colloque sur le Trias. *Mém. BRGM*, n° 15, p. 275-291.

THORAL M. (1935) – Contribution à l'étude géologique des monts de Lacaune et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne noire. 1^{re} thèse. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 38, n° 192, 320 p.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Saint-Affrique* :

- 1^{re} édition (1906), par M. Fabre, J. Bergeron, R. Nicklès, C. Authelin ;
- 2^e édition (1940), par R. Abrard, H. Agalède, M. Bergounioux, J. Durand, M. Thorat ;
- 3^e édition (1965), par B. Gèze, P. Collomb, J. Rouire.

Carte géologique de la France à 1/50 000

Feuille *Bédarieux* (1982), par J.F. Becq-Giraudon, A. Boiteau, S. Bogdanoff, A.H. Boulanger, M. Demange, M. Donnot, F. Ellenberger, P. Freytet, J.P. Ildefonse, L. Latouche, P. Pinna, M. Prunac, J. Rolet, N. Santarrelli.

Feuille *Le Caylar* (1987), par Y. Bodeur, B. Alabouvette, J. Mattei, M. Lopez, J.P. Rançon, H. Paloc.

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

Feuille *Marseille* (1980), coordination J. Meloux.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés à l'Agence Midi-Pyrénées, avenue Pierre-Georges Latécoère, 31400 Toulouse, ou au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

J. GUÉRANGÉ-LOZES et B. GUÉRANGÉ, ingénieurs géologues au BRGM, avec la collaboration de :

- C. GREBER (BRGM), pour les terrains permien ;
- A. LEFAVRAIS (BRGM), pour les terrains mésozoïques ;
- J. P. RANÇON (BRGM), pour le volcanisme de l'Escandorgue ;
- J.G. ASTRUC (BRGM), pour l'hydrogéologie ;
- A. MICHARD (BRGM), pour les gîtes métallifères ;
- C. SERVELLE, ingénieur, circonscription des Antiquités préhistoriques de Midi-Pyrénées, pour l'archéologie.

ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Mas-Andriell	1-4001	Cu, Ba	Quartz, Barytine Malachite Covellite Cuivre gris Digénite Azurite	Filon N-S	Grès Schistes Saxonien B	Travaux romains et 2 galeries 32 et 50 m, 2 puits 10 et 18 m. Petite production entre 1912 et 1920.
Montégut	1-4002	Gyp	Gypse	Stratiforme amas	Marnes	Ancienne exploitation, tentative de reprise en 1965.
Peyre-Grosse	1-4003	Cu	Gypse Cuivre gris			Petit indice non décrit.
Mas-de-Salel	2-4001	Ba	Barytine Galène	Filon	Carbonates Grès Autunien	Remplissage de fissures.
Latour	2-4002	Cu	Malachite Azurite	Stratiforme	Grès Permien	Simple indice.
Tronas	2-4003	Cu, Ba	Cuivre gris Barytine	Filonnet	Conglomérat Autunien	
Rebouisses	2-4004	U	Carburanes Minéraux d'altération	Stratiforme disséminé	Shales gréseux gris Autunien	Teneur de l'ordre de 0,2 ‰
Le Vern	2-4005	Cu	Azurite Malachite Barytine	Filon	Contact faille dolomie-grès Cambrien-Autunien	
Rigal	2-4006	Ba	Barytine	Filonnet	Dolomie	

ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Cabanols 1	3-4001	Phos. Ca	Phosphate de calcium	Stratiforme	Shales calcareux noirs Cambrien moyen	
Le Tournadous	3-4002	F, Pb, Zn	Fluorine, Galène Blende Barytine	Fissure N120°E + karst	Dolomie Lotharingien	
Saint-Xist	3-4003	F	Fluorine	Fracture N120°E + amas	Dolomie Lotharingien	
Mas-Calvi	3-4004	U	Carburanes Minéraux d'altération	Disséminé	Shales gréseux gris Autunien	2 niveaux radioactifs décelés par sondages. Teneur de l'ordre de 0,2 ‰.
La Baume	5-4001	Cu	Quartz Cuivre gris Malachite Azurite Tétraédrite	Filons (4)	Schistes Calcaire Dolomie	400 mètres de galeries, traçages et travers-bancs. Travaux d'époque romaine. La minéralisation diffuse dans les calcaires. Analyse 1912 Cu : 8,6 %, Sb : 10,4 %, Pb : 2,3 %, Ag : 140 g/t, Au : 2,5 g/t.
Brusque	5-4002	Pb, Zn, Cu	Calcite Blende Galène argentifère Chalcopryrite Pyrite Covellite Cuivre gris Cérusite Quartz	Amas stratiforme (200 x 50 m, ep. 1 à 4 m)	Calcaire et schistes noirs Cambrien inférieur	Le réseau de galeries couvre environ 1 ha. Chapelets d'amas minéralisés. Campagnes de sondages en 1960, 1965. Production : 1 200 t de Zn, 300 t de Pb, 5 t de Cd, 300 kg Ag.

ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Ouyre 1 Basse-Ouyre Les Caves-d'Ouyre	5-4003	Zn, Cu, Pb	Cuivre gris Covelline Bournonite Chalcopyrite Malachite Panabase Quartz	Stockwerk	Calcaire Dolomie Cambrien moyen	Traces de travaux romains. 4 entrées. Galeries et dépilages remblayés. Géochimie, teneur en ppm : Pb 300, Zn 2 000, Ag 100, As 5 000, Hg 30, Cd 50.
Aupiac	5-4004	Cu	Covellite Chalcopyrite Cuivre gris Bornite Chalcosite Bournonite Pyrite Azurite Malachite Quartz	Fracture N 90 °E	Dolomie Cambrien inférieur	2 galeries parallèles, de 15 m, accessibles, importants déblais. Teneur géochimique ; en ppm : Ag 700, As 3 000, Hg 1 500, Sb en %, Zn # 1 %, Cu # %.
Bouch-Payrol	5-4005	Cu, Pb	Barytine Cuivre gris Chalcopyrite Galène Azurite Malachite Gœthite Quartz	Stockwerk	Calcaire Dolomie bréchoïde Cambrien inférieur	Exploitation jusque - 120 m à une époque fort ancienne. Réseau de galeries et puits accessibles. 2 grosses haldes visibles. Géochimie en ppm : 100 Sb, 250 Pb, 150 Zn, 2 500 Cu, 10 Ag, 100 As, 20 Hg.

ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Cusses	5-4006	Pb, Zn, Cu	Barytine Blende Galène Chalcopryrite Pyrite Bournonite Cuivre gris Quartz	Couche NE-SW	Limite du Cambrien inférieur k1 et alternances k1-2	1 puits en crête et 2 galeries superposées creusées au début du siècle. La galerie supérieure est effondrée.
Le Tanat	5-4007	Cu	Chalcopryrite Malachite	Filon N40°E	Schistes Tufs Cambrien	Une petite fouille a laissé peu de déblais faiblement minéralisés.
Les Landes		Phos. Ca		Stratiforme	Calcaire Cambrien	
Ravin des Usclades		Pb, As	Galène Pyrite Mispickel Barytine	?	Schistes et grès	
Puech de Roste Sud-Est	5-4008	Cu, Sb	Quartz Barytine Bournonite Chalcopryrite Stibine Cuivre gris Blende Galène Pyrite Covellite Senarnonite Valentinite Malachite Limonite	Filon karst	Schistes Calcaire Micaschistes Conglomérat	3 niveaux de galeries et des haldes peu minéralisées témoignent de travaux anciens. Géochimie en ppm : 500 Sb, 500 Zn, 100 Ag, 30 Hg, 1 à x % Ba, x % Pb.

ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Fabrègues	5-4009	Phos. Ca	Collophanite	Stratiforme	Calcaire Cambrien moyen	
Ouyre-Haute	5-4010	Phos. Ca	Collophanite Carbonapatite Fluorapatite	Stratiforme	Calcaire et dolomie Cambrien supérieur	Teneur : P ₂ O ₅ 9,01 %, CaO 44,64 %, SiO ₂ 13,10 %, Ba 200 ppm, Mn 300 ppm, U 100 ppm.
Les Bertrands	5-4011	Phos.	Collophanite Apatite Fluorapatite	Stratiforme	Calcaire et dolomie Cambrien supérieur	Teneur : P ₂ O ₅ : 12,31 %, CaO : 40,77 %, SiO ₂ : 18,60 %, Mn : 1 000 ppm.
Promilhac	5-4012	Cu	Quartz Cuivre gris Malachite Azurite	Filon	Dolomie	Tranches comblées, haldes dans le ravin.
Sud-Rouzeyrous	5-4013	Phos.	Collophanite Apatite Fluorapatite	Stratiforme	Calcaire	Teneur : P ₂ O ₅ 12,10 %, CaO 48,93 %, SiO ₂ 9,40 %, Mn 500 ppm, U 30 ppm.

ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Pic de Roste	5-4014	Pb, Sb, Ba	Galène Stibine Cuivre gris Quartz	Karst ? Fracture	Dolomie silicifiée Cambrien moyen ?	Géochimie en ppm : Ba 150, Sb 1 %, Pb 1 %, Zn 20, Ag 10, Cu 2 500, Co 1 000, As 500, Hg 20, Ge 5
Puits des Romains La Baume	5-4015	Cu, Pb, Ag	Cuivre gris Malachite Azurite Panabase Covelline Limonite Quartz	Stockwerk	Dolomie	Puits éboulé, halde, réseau de galeries en contre-bas dans les grès stériles. Géochimie en ppm : Sb 2 000, Pb 200, Zn 200, Ca 100, Ag 1 500, As 100, Hg 2 000.
Ardoisière de Recs-de-Frouns	5-4016	Pb, Zn	Quartz Calcite Pyrite Galène Blende Cuivre gris	Disséminé stratiforme	Schiste Shales noirs	Minéralisation en lits ou en « filons lenticulaires boudinés ».
Ardoisière de Sials	5-4017	Pb, Zn	Quartz Calcite Blende Galène Chalcopyrite Cuivre gris	Disséminé Stratiforme	Schistes Shales noirs	« Filon stratoïde » dans les plans de schistosité.

ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Jasse-de-Crouzet	5-4018	Pb, Zn	Quartz Oxyde zinc Oxyde plomb Galène	Filonnets	Calcaire Shales	Anciens travaux dont il ne subsiste qu'une tranchée de 7 x 25 m.
La Bouffie	5-4019	Pb, Zn	Calcite Blende Galène Chalcopyrite Oxyde plomb Oxyde zinc Pyrite Malachite	Disséminé	Calcaire Shales	Minéralisation en entonnoir de dissolution à remplissage calcitique et à la base des calcaires noirs.
Moulergues	5-4020	Cu	Pyrite Chalcopyrite Malachite Oxyde fer	Disséminé	Tufs Lave	Imprégnation dans les fissures et microfractures. Affleurement longueur 2 m, épaisseur 0,20 m.
Maison forestière de Brox	5-4021	Pb	Quartz Galène Cérusite	Disséminé	Calcaire	Minéralisation répartie sur 5 à 10 m dans les bancs de calcaires, au-dessous du toit des carbonates. Anomalie géochimique kilométrique, large de 300 m.
Bergerie de la Dent de St-Jean	5-4022	Pb	Quartz Galène Cérusite	Disséminé	Calcaire	Minéralisation répartie sur 5 à 10 m dans les bancs de calcaires, au-dessous du toit des carbonates. Anomalie géochimique kilométrique, large de 300 m.

ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Cambias	5-4023	Pb, Zn	Calcite Pyrite Oxyde fer Galène Sphalérite	Disséminé Stratiforme	Calcaires et schistes noirs du Cambrien k2b	Minéralisation en amandes, en rubans et en imprégnation à la base des calcaires noirs.
Laurissol Sup.	5-4024	Pyr	Pyrite	stratiforme	Pélites calcaires	Amandes pyriteuses stratoïdes plus ou moins transposées par la schistosité.
Cribas	5-4025	Pb, Cu	Pyrite Galène Bournonite Cuivre gris Chalcopyrite	Filonnet Fracture	Calcaire	Minéralisation en remplissage de fractures et en géodes.
Les Bayles	6-4001	Cu, Ba	Barytine Bournonite Bindheimite Malachite Covellite Digénite Pyromorphite Pyrite	Filon N-S Karst Amas	Dolomie Cambrien inférieur	Exploitation temporaire.
Mas-du-Coucut	6-4002	Cu	Cuivre gris Azurite Malachite	Filon N160°E	Calcaire Cambrien	

ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Lauriol Lacan B	6-4003	Cu	Quartz Cuivre gris Malachite Azurite Pyrite Galène	Filonnets Stocwerk	Calcaire Dolomie Cambrien	Une galerie de 10 m. Sondages BRGM sur une anomalie géochimique, 600 x 100 m.
Argenneuves	6-4004	Pb, Cu	Galène Bourbonite Cuivre-gris	Filon N150°E	Schistes	Tentative d'exploitation en 1916, 1 galerie de 19 m, éboulée. La minéralisation constitue le ciment de la brèche.
La Deveze	6-4005	Ba, Cu	Barytine Cuivre gris Chalcopyrite	Filonnets	Schistes Granite	Puits et galerie effondrés. Haldes.
Cabriols	6-4006	Pb, Zn	Quartz Dolomie Oxyde plomb Oxyde zinc Galène	Stockwerk	Calcaire Shales	Un grattage visible, anomalie géochimique, zinc dominant, de plus de 1 km d'extension.
Lacan A	6-4007	Pb, Zn (un peu Ag)	Quartz Galène Blende Malachite Chalcopyrite Pyrite Azurite Cuivre gris	Dissiminé	Dolomie et volcano-sédimentaire Cambrien inférieur	Grattages et tranchées décelables. 5 sondages BRGM implantés sur anomalie géochimique.

ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Cénomés Galerie de la Cave La Fromagerie	6-4008	Cu	Bournonite Cuivre gris Cuprite Galène Cérusite Marcasite Gèthite Boulangérite Malachite	Filon Fracture	Dolomie et volcanites Cambrien inférieur	Une galerie en travers-banc de 100 m, orientée N-S, atteint une chambre de dépiilage présentant du minerai sur les piliers.
Cénomés La Fage	6-4009	Cu, Pb, Ba	Quartz Cuivre gris arg. Bournonite Oxyde cuivre Oxyde plomb Carbonate fer	Filon	Dolomie et volcanites Cambrien inférieur	Pollution géochimique due à des travaux romains, tracés de puits et grattages. Une campagne de sondages courts – 50 m par le BRGM. 2 sondages orientés à La Fage.
La Rabasse	7-4001	Pb, Zn, As, Ag	Quartz Calcite Galène Blende Pyrite Mispickel Cuivre gris + 20 minéraux accessoires	Amas	Dolomie k2 schistes k3 et filon de rhyolite	Anciens travaux romains. Commencés dès 1837, les travaux comprennent plusieurs milliers de m de galeries en 1954. A l'arrêt de la mine, noyage par la retenue du barrage d'Avène. Production : 45 000 t de Zn, 45 000 t de Pb et 120 t d'Ag.

ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Maynes	7-4002	cu, Ag	Quartz Barytine Pyrite Cuivre gris Malachite Azurite Minéraux Ag	Filon N 90°E	Granite + Schistes et Quartzites Cambrien + Hercynien	Filon reconnu sur quelques mètres aux endroits colorés par les oxydes.
Fontaine des Allemands	7-4003	Zn, Pb, As, Cu	Barytine Galène Blende Bournonite Pyrite Mispickel Cuivre gris Quartz	Filon N165°E	Granite Schistes Grès Ordovicien ? + Hercynien	3 galeries inaccessibles, puits, haldes importantes. Les recherches de 1909 ont rencontré de très anciens travaux.
Bournac	7-4004	Sb, Pb, Zn, As	quartz Stibine Mispickel Pyrite Marcasite Blende Chalcopyrite Galène Cuivre gris Bournonite Enargite	Filon N 20°E	Grès Schistes	Galerias étagées à 3 niveaux : 0, -25, -50, 1 puits, 3 galeries de part et d'autre du ravin. Exploitation de 1908 à 1912, soit 500 à 1 000 t de minerai à 26-37 % Sb. Reprise en 1914-15 et 1920, extraction de 15 à 20 t de stibine par semaine. Une campagne de sondages Peñarroya retrouve des passées minéralisées jusqu'au niveau -250 m.

ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Le Mourgis	7-4005	Ba, Cu	Barytine Cuivre gris Bournonite Quartz	Amas karstique	Dolomie Cambrien inférieur	Petite exploitation assez récente. Puits et galeries. Analyse d'un fragment riche : Pb 27,2 %, Cu 8,4 %, Sb 2,8 %, Ag 100 g/t.
Les Clauzels	7-4006	Cu, Ba	Quartz Barytine Cuivre gris Chalcopyrite Azurite Malachite	Filon N145°E	Grès Trias	Filon reconnu sur plusieurs mètres, aux endroits colorés par les oxydes de cuivre.
Vinas	7-4007	Cu, Ag	Chalcopyrite Cuivre gris Azurite Malachite Quartz	Filon N130°E	Dolomie Cambrien inférieur	Quelques grattages.
Canterise	7-4018	Ba	Barytine	Amas karstique	Dolomie Cambrien inférieur	
La Rode-Haute	7-4019	Pb, Cu	Galène Bournonite Quartz	Filon N 45°E	Contre schiste Filon Rhyolite	Filonnet d'épaisseur centimétrique.

ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Lascours	7-4020	Cu	Cuivre gris Pyrite Chalcopyrite Bourbonite Azurite Malcachite Argyrose Proustite	Filon N170°E	Pélites et grès + Granite	Travaux campaniens : 3 puits, haldes.
Col de Bouysse	7-4021	Ba	Quartz Barytine	Amas karstique	Dolomie Cambrien inférieur	
Saint-Barthélémy 2	8-4001	Ba, Cu, Ag	Quartz Barytine Chalcopyrite Cuivre gris Azurite Malachite	filon	Grès Argile	Un travers-bancs de 58 mètres. Traçage de 86 mètres. 80 t de minerai à 4,6 % de Cu.
Fontbine	8-4002	Ba	Barytine Cuivre gris Oxyde cuivre Quartz	Amas karstique	Dolomie Cambrien inférieur	