

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

GÉNOLHAC

par

J. GUÉRANGÉ-LOZES, J. PELLET

GÉNOLHAC

La carte géologique à 1/50 000
GÉNOLHAC est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : LARGENTIÈRE (N° 197)
au sud : ALÈS (N° 209)

Mende	Le Bleyard	Largentièrre
Florac	GÉNOLHAC	Bessèges
Meyrueis	St-André- de-Valborgne	Alès



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
GÉNOLHAC A 1/50 000**

par

J. GUÉRANGÉ-LOZES, J. PELLET †

et d'après les travaux de

J. MAGONTIER, J.C. VAN MOORT, A. FERNANDEZ

1990

Éditions du BRGM – BP 6009 – 45060 ORLÉANS Cedex 2 – FRANCE

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

– *pour la carte* : ALABOUVETTE B., PELLET J., BROUDER P., RABINOVITCH M., ROGER G., VAN MOORT J.C., FERNANDEZ A., GIRARD F., SABOURDY G., MIALHE J., VIALETTE Y. (1988) – Carte géol. France (1/50 000), feuille **Génolhac** (887) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par GUÉRANGÉ-LOZES J., PELLET J. (1990), 62 p.

– *pour la notice* : GUÉRANGÉ-LOZES J., PELLET J. (1990) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Génolhac** (887) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 62 p. Carte géologique par ALABOUVETTE B., PELLET J. *et al.* (1988).

© BRGM, 1990. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer, ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

N° ISBN 2-7159-1887-9

SOMMAIRE

	Pages
AVERTISSEMENT	4
INTRODUCTION	5
<i>CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE LA RÉGION</i>	5
<i>VALIDITÉ DE LA CARTE</i>	7
DESCRIPTION DES TERRAINS	8
<i>TERRAINS CRISTALLOPHYLLIENS</i>	8
<i>TERRAINS CRISTALLINS ÉRUPTIFS</i>	24
<i>TERRAINS SECONDAIRES</i>	30
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	36
TECTONIQUE	38
<i>ÉVÉNEMENTS HERCINIENS</i>	38
<i>ÉVÉNEMENTS TARDI-HERCINIENS</i>	43
<i>ÉVÉNEMENTS MÉSOZOÏQUES À ACTUELS</i>	43
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	44
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	44
<i>MINES ET CARRIÈRES</i>	45
SOLS, RESSOURCES DES SOLS ET CLIMATS	53
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	55
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	55
<i>DONNÉES RÉSUMÉES DES SONDAGES</i>	55
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	55
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	61
AUTEURS	62

AVERTISSEMENT

Le décès de J. Pellet étant survenu avant que l'auteur ait pu apporter des corrections à la notice qu'il avait déposée au Service de la Carte géologique de la France, la relecture du manuscrit a été confiée à J. Guérangé-Lozes.

Après avoir analysé le terrain de la carte déjà éditée, J. Guérangé-Lozes, à partir des observations faites à cette occasion et de ses connaissances de la chaîne varisque dans le Sud-Ouest du Massif central, a revu, corrigé et coordonné cette notice.

La part qui revient à chaque auteur est précisée en fin de volume.

INTRODUCTION

CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE LA RÉGION

Le territoire couvert par la feuille Génolhac à 1/50 000 est situé près de la bordure sud-est du Massif central français et, pour la plus large part, dans le département de la Lozère, avec une petite portion de celui du Gard (canton de Génolhac) au Sud-Est.

La ligne de partage des eaux (Atlantique – Méditerranée) divise la feuille en deux parties à peu près égales. Le drainage hydrographique comprend à l'Est et du Nord au Sud : l'Altier, et ses affluents, tributaire du Chassezac qui se jette dans l'Ardèche (hors de la feuille), la Cèze et ses affluents, le Gardon-d'Alès composant du Gardon ou « Gard ». Tous ces cours d'eau, par le Rhône, coulent vers la Méditerranée. A l'Ouest, du Nord au Sud : quelques affluents du Lot, le Bramont qui, par le Valdonnez (feuilles Florac et Mende), porte aussi ses eaux au Lot. Le Tarn prend sa source presque au milieu de la feuille, la traverse d'Est en Ouest et, aux portes de Florac, reçoit le Tarnon et la Mimente qui drainent le Sud- Ouest du territoire.

Les dominantes du relief sont assez simples : le massif de la montagne de Lozère* aligne ses croupes culminantes en direction WNW-ESE depuis l'angle nord-ouest de la feuille jusque près de sa limite est. Au Nord, une série de contreforts méridiens s'abaisse vers le couloir où, en des sens opposés, coulent Lot et Altier. Tout le milieu du territoire est occupé par le plateau du mont Lozère (altitudes moyennes 1 100 à 1 300 m) où, au centre de la feuille, le Tarn s'encaisse dans une vallée assez étroite et atteint l'altitude de 800 m. Le cinquième méridional du territoire correspond à un couloir Est-Ouest (Mimente – Gardon) borné au Nord par une « chaîne interfluve » Lempézou – Ramponenche – Bougès – Ventalon. Les sommets les plus hauts de la montagne de Lozère, comme ceux de la montagne du Bougès, sont situés sur le méridien médian de la feuille (1 680, 1 450 m). Enfin, le quart oriental du territoire est marqué par l'abrupt de la « dislocation régor-dane » : le plateau de Lozère s'y interrompt selon une coupure presque méridienne. Hormis le tout petit témoin des Balmelles (angle nord-ouest), le plateau central est ici profondément déblayé dans les bassins du Gardon, de la Cèze et de l'Altier où les fonds de vallées « sortent » respectivement de la feuille vers 350, 450, 550 mètres. Côté atlantique, en revanche, le bassin du Tarn sort du territoire à 550 mètres mais avec en amont un cours déjà beaucoup plus long depuis sa source.

Du point de vue géologique on distingue :

- **l'ensemble granitique du mont Lozère** et du **Bougès-Nord**, corps fait des masses jointives de plusieurs types de granites intrusifs ;
- **l'ensemble cristallophyllien** dans lequel ces granites se sont mis en place et que nous diviserons en « *versant nord du mont Lozère* », « *Cézarenque* » (Est

(*) Dans le parler traditionnel de tout le pays, la montagne s'est toujours appelée « la Lozère » jusqu'au milieu du XX^e siècle, où semble-t-il, après avoir légué son féminin au département homonyme, cette montagne a été masculinisée en « mont Lozère », par la promotion touristique et les « étrangers », 150 ans après ce legs.

de la faille de Villefort), « *pays de Verfeuil* » (Sud-Est de la feuille), « *Bougès* » (centre-Sud), « *pays de Florac* » (Sud-Ouest de la feuille) ;

— les **terrains sédimentaires post-hercyniens**, représentés à l'Ouest par de petits causses (témoins isolés des Grands Causses) reposant sur les terrains cristallophylliens. Ils débutent par une arkose dont l'âge mal défini ne dépasse guère, sur la feuille, les limites du Lias. Les plateaux de leur « toit », parfois de leur « mur », sont appelés *can* ou *cham* ou *chalm*, termes désignant un lieu perché assez aplani. La toponymie traditionnelle les rattache à tel ou tel lieu dont ils étaient les pâturages et « biens de village » (Tardonèche, Balazuégnès, Bondons, etc.). Ces petits restes calcaires, rares et précieux en pays acide, sont appelés *fromentals*. Le réseau hydrographique dissèque et sépare ces témoins et forme les couloirs où l'on peut observer fragmentairement le cristallophyllien. On ne trouve que très peu de témoins secondaires dans les 2/3 est de la feuille ; ils sont limités à des placages d'arkose (*cham* du Pont-de-Montvert, *cham* des Balmelles).

La densité de l'occupation humaine est faible si l'on excepte les trois bourgs de Florac, Génolhac et Villefort (1 800 hab., 950 hab., 950 hab.), point bas du territoire, nœuds de communication, antiques entités féodales, religieuses et civiles (Florac empiète sur la feuille par ses faubourgs sud-est).

Il y a un peu de population le long du haut Gardon (sur les arrières du bassin charbonnier de La Grand-Combe) : densité faible et extrême dissémination (mas isolés dans les pays micaschisteux cévenols particulièrement). Au centre de la feuille, Pont-de-Montvert (400 hab.) possède CEG, gendarmerie, activité hôtelière ; c'est le village-centre du milieu agricole du plateau, et le lieu choisi pour « tête » du musée écologique que promeut le Parc national des Cévennes. Les environs de Florac connaissent des activités liées au bois.

La lisière orientale est relativement la plus peuplée de ce territoire. De grands axes la traversent : le chemin de Régordane, la route nationale 906 et le chemin de fer. Le centre hospitalier spécialisé de Pontails, la ferme d'aide par le travail « La Cézarenque » à Concoules, un I.M.P., quelques ateliers de petite industrie ou d'artisanat, la SNCF et les services, maintiennent un « étiage » d'emploi permanent, à la différence de ce qui se rattache à la crise de surpopulation estivale ou à des sports hivernaux tributaires d'un enneigement très irrégulier. Le lac de Villefort (équipement du Chassezac) a, dans les années 60, remodelé le paysage (et les biens) : cet ensemble débite surtout des kW « de pointe » en automne-hiver. Plein de ses 35 000 000 de mètres cubes, le lac a suscité lotissements et activités nautiques.

Il n'y a actuellement sur la feuille aucune mine en activité. L'ouverture projetée des exploitations pour l'uranium (Ouest de la feuille) inquiète l'opinion (de même que des recherches d'or à l'Est de la faille de Villefort...).

Une large part du territoire est située dans le périmètre du Parc national des Cévennes (établissement public dont la direction siège au château de Florac) ou dans sa zone périphérique. Présence humaine et activités sont encouragées mais contrôlées dans un esprit de « protection de la nature et de la promotion de la vie agricole et rurale », avec comme corollaires et moyens : un « encadrement » de la construction immobilière soucieux d'authenticité, des freins au « mitage » résidentiel ou touristique, et la préoccu-

pation d'enrayer les processus de démantèlement et de détérioration des unités agricoles.

VALIDITÉ DE LA CARTE

Pour la description des terrains cristallophylliens ont été retenus les ensembles lithologiques établis dans les Cévennes centrales d'une part (Valborgne, « corniche des Cévennes » et Ouest de l'Aigoual ; travaux de P. Brouder), dans la Cézarenque et le « pays de Verfeuil » d'autre part (fig. 1, en dépliant). Ces deux successions ne sont pas contiguës. On a tenté de les corréler de part et d'autre d'une aire synforme où affleure leur terme géométriquement supérieur : la « cinquième unité ». Mais la superposition des déformations cisaillantes, plicatives et cassantes et, dans les forêts de Bougès, des affleurements peu « lisibles », grèvent d'incertitude une part de l'interprétation du centre-Sud du territoire. Au Nord, les terrains cristallophylliens offrent des faciès corrélables à ceux des unités du Sud avec une assez grande netteté dans la vallée de l'Altier. Dans les contreforts nord du massif, très couverts, les contacts plutoniques et lithostratigraphiques demeurent moins précisément levés. Très imparfaite, demeure, là aussi, la discrimination des unités cristallophylliennes.

Dans l'aire granitique elle-même, certains contacts assez nets ont été cartographiés (entre granites porphyroïdes et non porphyroïdes). L'« adamellite des Laubies » a été pour mémoire cernée d'un tireté.

Pour les terrains secondaires, les contours correspondent essentiellement aux limites de faciès. L'attribution d'un âge liasique est assez valide pour les formations sus-jacentes à celles de l'Hettangien daté par fossiles.

Les formations continentales (fluviales, tourbeuses, résiduelles) ont été délimitées dans la mesure où le permettait l'échelle. Quelques terrains alluviaux perchés ont été affectés du symbole des alluvions anciennes sans préjuger d'un âge. Les ensembles superficiels complexes ont été traités avec une nécessaire schématisation.

Il a été tenu compte des trois éditions de la carte géologique à 1/80 000 Alès, des raccords avec les feuilles voisines à 1/50 000 Florac, Meyrueis, Mende et Bessèges, des cartes incluses dans les thèses et travaux géologiques concernant la région cévenole. Les terrains métamorphiques ont été beaucoup plus étudiés que les granites. En ce qui concerne les terrains secondaires, cette carte reste pauvre en données originales.

Une part des contours délimitant les diverses unités des terrains métamorphiques avec les figurés de contacts lithostratigraphiques normaux, pourrait correspondre au tracé de contacts anormaux, subconcordants ou peu discordants avec les plans de foliation. La représentation cartographique est là « en-deçà » d'une réalité que les travaux ultérieurs préciseront ou traduiront plus fidèlement.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS CRISTALLOPHYLLIENS

Les cinq grandes unités du cristallophyllien distinguées sur la carte ont été définies en fonction d'une lithologie dominante en chacune d'elle, et de la présence de niveaux-repères dont certains ont été retenus comme limite des unités du schéma général. Malheureusement, les lithologies dominantes sont imparfaitement tranchées et presque tous les niveaux-repères subissent des variations latérales ou se « banalisent » dans la lithologie de fond de leur unité.

La structuration régionale est polyphasée. Cette feuille laissera une marge d'incertitude, particulièrement entre Florac et l'Est du mont Bougès, non sur l'objectivité descriptive qu'expriment contours et notations, mais sur la validité de l'interprétation lithostratigraphique et structurale qui est énoncée par les chiffres « 2 - 3 - 4 - 5 » à gauche de ces notations, les teintes et la légende ; cette succession ne traduisant pas nécessairement une superposition stratigraphique, mais plutôt une superposition tectonique.

Unité 1

Les formations appartenant à cette unité n'affleurent pas sur cette feuille.

Aux bordures nord et est de la feuille et dans le Sud des Cévennes métamorphiques on observe, géométriquement « sous » l'unité 2 schisto-gréseuse inférieure, trois ensembles gneissiques distincts.

L'ensemble oriental, les gneiss de la Cézarenque et Joyeuse, affleure en longue bande arquée sur les feuilles Largentière, Bessèges et Alès ; les matériaux affleurent très peu sur la feuille Génolhac à l'Est de la faille de Villefort. On rappellera que ces gneiss sont hétérogènes. Ce sont des gneiss amygdalaires et œillés, microamygdalaires, des gneiss fins clairs ou sombres associés à des micachistes ou gneiss albitiques, leptynites, etc.

ζ². Formations de passage de l'unité 2 aux micaschistes albitiques et gneiss amygdalaires de la Cézarenque. Ces formations, puissantes de quelques mètres à 200 mètres, sont constituées de micaschistes et de gneiss albitiques qui ont un aspect massif, un débit généralement grossier, et un rubanement largement développé avec des lits quartzo-feldspathiques et des lits micacés. Les gneiss contiennent en quantité variable de la biotite, du quartz, des feldspaths en grande abondance (plagioclase séricitisé, albite néoformée parfois très abondante en ocelles d'un à quelques millimètres). La roche tend vers une leptynite.

²χξ. Unité 2

Dans les Cévennes centrales, une série à dominante schisto-gréseuse enveloppe les gneiss de Peyrolles et est toujours limitée vers le haut par un

niveau quartziteux parfois puissant (${}^2\chi^B$). On propose ici de rattacher à cette unité les matériaux affleurant entre les gneiss et un banc de quartzite très constant au-delà duquel les faciès phylliteux dominent. Cette unité affleure en bande assez étroite à l'Est de la feuille près de Bezout et La Loubière. Cette série schisto-gréseuse inférieure est constituée d'alternances de quartzites micacés et de micaschistes quartzeux à passées de quartzites plus ou moins feldspathiques, à deux micas. Sa puissance est estimée entre 500 et 2 000 mètres.

${}^2\xi_{ch}$. **Micaschistes chloriteux « tigrés »**. Ces formations se caractérisent par l'alternance de lames phylliteuses dominées par le vert de la chlorite et des lits quartzeux. Ces matériaux sont essentiellement constitués de chlorite, de muscovite et de quartz ; la chlorite et le grenat peuvent se concentrer dans certains horizons et constituer des « lits verts » dont l'un d'eux, près de Concoules, a une puissance métrique (${}^2\xi^{11}$). Ces roches à dominante chloriteuse paraissent résulter d'une rétomorphose (pour certains, d'un encaissant micaschisteux antérieurement atteint par une auréole thermique).

${}^2\chi^B$. **Barres de quartzites blancs de la Bégude**. C'est un quartzite blanc massif à cassure saccharoïde et à mouchettes pyriteuses de taille généralement inframillimétrique (parfois plus grosses).

Ce quartzite présente des variations latérales de faciès. Il est constitué de quartz à extinction plus ou moins roulante en amandes de néogène indentées en mosaïque et plus ou moins allongées selon des directions planaire et linéaire, accessoirement de séricite, de biotite (dans les horizons légèrement feldspathiques), et parfois de grenat.

${}^2_{am}\chi^B$. **Quartzite feldspathique amygdalaire**. Il affleure sporadiquement ; il se situerait soit à proximité de ${}^2\chi^B$, soit il pourrait être son équivalent latéral. Cette roche peut évoquer un conglomérat métamorphisé.

Par corrélation avec les Cévennes centrales, on propose de rapporter ces assises quartzitiques à la barre q_3 définie par P. Brouder.

${}^3\xi$. Unité 3

Cette unité a été définie dans les Cévennes centrales : c'est une série de micaschistes à chlorite et séricite (où domine un faciès sombre lustré bleu à noir), qui est encadrée par des quartzites blancs (q_3 et q_5).

Sur la feuille Génolhac, elle affleure largement au Sud-Ouest. On a admis de rattacher à l'unité 3 la série qui enveloppe l'unité 2 de la Cézarenque et du pays de Verfeuil dans l'Est et le Sud-Est de la feuille, ainsi qu'une série phylliteuse assez semblable qui affleure dans le Bougès (avec réserves...).

Les micaschistes qui constituent la série sont bleu foncé à gris sombre ou gris clair, presque toujours satinés et très fissiles. Ils sont parfois noirs et ampéliteux. Les schistes de la région de Florac tachent les doigts, ce qui n'est presque jamais le cas pour ceux qu'on convient de leur rattacher à l'Est

de la feuille. Ces schistes constituent une des variétés de « lauzes » de couverture des Cévennes et ils sont extraits de secteurs où la foliation est peu affectée par des déformations tardives et où les matériaux schisteux ne contiennent que peu de lentilles de quartz (celles-ci sont localement très abondantes). Ces variétés irrégulières ont toutefois servi de lauzes de gros volume dans les couvertures lourdes, posées (à lit de terre) sur les toitures peu inclinées de la Cézarenque et du versant méditerranéen.

La puissance de cette série a été évaluée à 1 500 m sur la feuille Meyrueis où elle serait intégralement conservée, affleurant, de la base au sommet et sans redoublement souple majeur, autour de Vébron.

À l'Est de la feuille, le caractère de schistes bleu-noir s'accuse seulement à la limite des unités 3 et 5 (des environs de Villefort à la vallée de Loubreyrou). On y observe souvent une grande abondance de lentilles de quartz. Des micaschistes gris-vert forment plus des deux-tiers de la série qui serait ici amputée de tout son sommet. Au Nord du mont Lozère, les caractères types des diverses formations de la série sont plus ou moins reconnaissables malgré l'auréole thermique.

Restent les micaschistes bleu-noir (souvent à gros grenats) à gris-bleu du Bougès que nous rattachons à l'unité 3 constituant le cœur de mégastructures antiformes. On notera enfin que la partie inférieure des **micaschistes gris à gris-vert** de Cézarenque – Verfeuil est assez riche en albite ocellaire entre ${}^3\chi^D$ et ${}^2\chi^B$, ces « micaschistes feldspathiques » ont reçu le symbole ${}^3\xi^2$.

Des bancs de **quartzites blancs** délimitent la base (q_3, q_4) et le sommet (q_5) de l'unité. Quelques barres ou lentilles quartzitiques peuvent être interstratifiées ailleurs dans cette série. Les quartzites q_3 ont été rattachés, à l'Ouest de la feuille, à ceux qui bordent l'unité 2 (${}^2\chi^B$), et les quartzites q_4 à ceux qui constituent la barre du col de Donabelle (${}^3\chi^D$) (Sud-Est de la feuille, Est de la faille de Villefort).

${}^3\zeta, {}^3\lambda$. **Gneiss, gneiss leptytiniques à mouches de mispickel.** Ce niveau a été défini par P. Brouder (1963) au sein des micaschistes à chlorite et séricite de la Cézarenque. Les plus importants affleurements sont à la limite de la feuille, aux NNE et Est (Nogeyrols). Un très petit affleurement a été retrouvé au Nord du Pont-du-Gas (commune de Pontails).

Il s'agit d'une roche claire, blanc jaunâtre, parsemée de cristaux automorphes de mispickel pouvant atteindre le centimètre. Sa schistosité est fruste, parfois même presque inexistante. Puissant d'une dizaine de mètres à l'Est de Nogeyrols, ce niveau, ailleurs, semble plus réduit et il est alors très difficile à repérer dans la série. Cette roche est constituée de muscovite abondante, de biotite rare, de chlorite rare et associée à des minéraux opaques, de feldspath (albite très abondante en grands cristaux non maclés pœcilitiques), de mispickel en grands cristaux automorphes, et de quartz en grands cristaux xénomorphes groupés en plages lenticulaires.

${}^3\zeta^{8-11}$. **Gneiss à zoïsite du Feljas** (Brouder, 1963), **gneiss des Bories** (Pellet, 1970). Cet horizon a été défini en Cézarenque en 1963 et retrouvé dans le pays de Verfeuil.

Ces gneiss, puissants de quelques mètres à 30 mètres, sont reconnaissables au milieu des micaschistes : débit massif en plaquettes et teinte gris-bleu ou verdâtre sombre lorsqu'ils sont frais, brune ou beige clair lorsqu'ils sont altérés. Ils peuvent être latéralement relayés par des **gneiss ou micaschistes albitiques** ($^3\xi^2$, $^3\xi_a$) moins reconnaissables (cela paraît être le cas des lambeaux écrasés qu'on trouve entre Concoules et Génolhac), ou par un complexe hétérogène comprenant des faciès plus schisteux, des faciès tuffacés, des faciès à concentrations claires lenticulaires ou amygdalaires, des microconglomérats, des quartzites feldspathiques lités, des faciès clairs, massifs, d'aspect « leptynitique », des passées fines évoquant des cinérites (G. Roger), des lits fins de cipolin. C'est dans ce dernier niveau qu'aurait été trouvée en Cézarenque la lentille décimétrique de cipolin du Moulin-de-Thomas.

Les gneiss sont composés de petits cristaux de quartz et de grands cristaux poëcilitiques d'oligoclase. La biotite y est abondante (fraîche ou chloritisée) ainsi que la clinozoïsite, l'épidote est plus rare. Sont parfois présents : la calcite, l'abite (en porphyroblastes amygdalaires), la trémolite et l'actinote. Des grenats fragmentés peuvent y être trouvés. Les faciès à aspect de tuf contiennent des résidus plagioclasiques plus ou moins saussuritisés. Les concentrations lenticulaires, amygdalaires ou rubanées, sont très riches en épidote et zoïsite.

Cette formation, parfois hétérogène, paraît être volcano-détritique et à intercalations marno-calcaires. A la limite des feuilles Génolhac et Bessèges, ce niveau a « piégé » une minéralisation en scheelite, découverte par P. Brouder.

$^3\xi^{11}$. **Horizon à magnétite du Haut-Amalet.** Puissant de 1 à 4 mètres, il est uniquement connu dans la bande laminée qui borde la faille de Villefort (entre les cols de l'Ancize et des Plos et, ponctuellement, à l'état de mince boudin, au Bayardet) ; ce niveau s'intercale entre des micaschistes gris (à l'Est) et « bleu ardoise » lustrés. Un banc métrique de gneiss leptynitique à mispickel affleure à quelques mètres à l'Est.

Cet horizon est constitué par une roche rubanée composée de quartz, de phyllites, de feldspaths et de nombreux cristaux de magnétite dépassant les 2 mm. Des filonnets de pyrite recourent la roche. Près du col des Plos, un contact anormal limite l'affleurement. La minéralisation stratoïde semblerait liée à un processus hydrothermal (Roger, 1962). La situation de ce niveau, situé parallèlement et à proximité d'un banc leptynitique à mispickel et d'un horizon de quartzite (250 mètres à l'Est), permettrait de penser qu'il pourrait être un équivalent latéral des gneiss des Bories—Le Feljas.

Le toit et le mur de ce niveau à minerai de fer est souligné par des lits verts chloriteux à grenats rouges qui rappellent le niveau vert de La Loubière (unité 2).

Sur la N 107 (bordure ouest de la feuille) quelques affleurements d'un banc métrique riche en minerai de fer sont visibles à proximité, semble-t-il, d'un quartzite graphiteux noir.

³ξ³⁻⁸. **Chloritoschistes ferrugineux à albite.** Ce sont des horizons, des lentilles ou des passées de matériaux composés d'ocelles albitiques et de matière phylliteuse riche en chlorite. Des carbonates sont présents (ankérite dans les affleurements non altérés...).

³λ⁴⁻¹¹. **Horizons « prasinitiques ».** Aux environs de Saint-André-de-Cap-cèze affleurent des roches compactes, altérées, finement granoblastiques, offrant selon les cas, des caractères « prasinitiques » (au sens très large) ou leptynitiques. Ce sont des lentilles ou des boudins de filons ou sills de puissance métrique. Un mince niveau, aux caractères plus phylliteux, affleure au Sud du mont Redon (angle sud-est de la feuille).

³m-c ³χ². **Lentilles de microconglomérats à quartz bleus.** Elles sont tout à fait identiques à celles de l'Espinasson (unité 5).

q_{gr}. **Horizons de quartzites graphiteux noirs, parfois décolorés.** Ils sont corrélés avec l'horizon-repère régional des Cévennes (χ_{gr}^1 de la feuille Mende). La roche est dure, massive mais finement litée ou rubanée, constituant soit un banc métrique, soit quelques bancs décimétriques groupés sur quelques mètres. Elle contient du graphite.

Ces quartzites sont composés de lits millimétriques de fine mosaïque granoblastique de quartz représentant 95 % de la roche ; la muscovite y est rare et le graphite est situé dans la mosaïque et entre les lits.

Des traces microscopiques d'origine organique, trouvées dans de tels quartzites noirs des Cévennes, ont été rapportées tour à tour à des radiolaires, des grains de pollens, des sporomorphes. Ces quartzites noirs cévenols ont pu être ainsi rapprochés de niveaux ailleurs reconnus soit dans le Briovérien, soit dans l'Ordovicien, soit dans le Silurien, etc. Cependant, P. Brouder note que la recristallisation métamorphique de la roche n'a laissé subsister aucune trace de la structure initiale. Sa première identité nous échappe donc. On peut y reconnaître une ancienne lydienne, mais cependant l'hypothèse d'une pélite initiale quartzreuse et chargée de matière carbonreuse est tout à fait possible.

Les affleurements sont nombreux dans le 1/8° sud-ouest de la feuille. Ils constituent parfois des alignements plurihectométriques.

On considère ce (ou ces) niveaux comme repère de la partie supérieure de l'unité 3.

L'unité 3, marquée d'innombrables affleurements de *q_{gr}*, affleure largement sur la feuille Florac au Sud de Montmirat. Sur les feuilles Mende et Le Bleyard, elle constitue la bordure du pluton granitique de Lozère jusqu'au Sud du Bleyard.

^μχ^λ. **Horizon de microquartzite clair (microquartzite leptynitique du Rechal).** Ce niveau, puissant de 50 cm, de roche claire, (blanche à rosée ou crème) à grains très fins et très finement litée, pourrait relayer latéralement les quartzites graphiteux là où ceux-ci auraient été « décolorés par des pro-

cessus thermiques... ». Il pourrait s'agir aussi d'un horizon stratigraphiquement peu éloigné mais distinct de nature et d'origine.

Cette roche a été observée dans les micaschistes $^3\xi$ de plusieurs secteurs : à Pathères, au Nord du viaduc de Bayard, près de Pourcharesses, sur le Rechal (Nord-Est de Castanet).

$^3\xi_{\eta}$. **Séquence de micaschistes « bleu ardoise »**. Elle est très homogène à l'Est de la feuille où elle est puissante de quelques centaines de mètres. Les micaschistes ne tachent pas les doigts. Cette séquence est bien repérable depuis La Figère-sur-Chassezac (feuille Bessèges) jusqu'à Saint-André-de-Capèze. Elle se poursuit, bien que localement laminée, jusqu'à la faille de Villefort dans laquelle on la retrouve coincée jusqu'au Nord de Génolhac.

Une séquence très semblable forme une partie des zones les plus élevées des séries micaschisteuses de la vallée de la Palhère, au Sud-Ouest de Villefort. Elle est largement présente dans la série $^3\xi$ allant de Castanet au serre de Gratassac qui, elle, offre des affleurements de quartzites graphiteux (q_{gr}) identiques à ceux de la Valborgne. Dans le Bougès, des schistes sombres offrent fréquemment des **grenats** ($^3\xi_g$).

$^3\xi_g$. **Zone des micaschistes riche en lentilles et « rods » de quartz d'exsudation**. En Cézarenque – Verfeuil, une part plus ou moins importante de la série $^3\xi$ est riche en lentilles, centimétriques à décimétriques, de quartz blanc. Ce faciès s'individualise dans le paysage, armant des crêtes, formant des falaises, des escarpements sombres et arides.

La zone riche en lentilles quartzieuses se superpose en partie à la bande de séricitoschistes « bleu ardoise sombre ».

Les minéraux constituant ces séricitoschistes sont le mica blanc, la chlorite et le quartz. Le graphite saupoudre les lits quartzieux. Le chloritoïde y est fréquent alors que le grenat (spessartite ou almandin) n'apparaît que très localement. La biotite apparaît postérieurement au métamorphisme général et comme minéral d'auréole thermique ; certains gros éléments (« mégabiotites ») se retrouvent loin des limites affleurantes des granites.

Les séricitoschistes gris-vert orientaux ont des compositions différentes. Ils sont constitués de chlorite, de séricite, parfois de muscovite de néoformation, de quartz, d'albite (parfois très abondante dans certains « rubans »).

q5. Quartzite clair et massif des Cévennes. Il est situé le plus souvent dans la partie supérieure de l'unité 3 ; les horizons quartziteux, à l'Ouest de la feuille, ont été pour la plus large part assimilés au faisceau q5 (défini sur la corniche des Cévennes par P. Brouder, 1964 b).

On n'a trouvé que peu de différences lithologiques entre les horizons q4 et q5 et les horizons ou lentilles « intérieurs » à l'unité 3. Seul un faciès latéral, propre aux gros niveaux plurimétriques de la basse vallée de la Mimente, a été retrouvé au Nord-Est du Pompidou ; par la présence de

quartz bleuté opalescent, il est en convergence avec celui des microconglomérats de l'Espinassas de l'unité 5.

Cet horizon quartzitique est constitué soit d'une barre de quartzite blanc (du décimètre à plusieurs mètres), soit d'un ensemble de plusieurs barres. Ce matériel plissé forme dans le paysage un « rognon » clair, rebelle à l'érosion, escarpant les versants.

⁴χξ. Unité 4

Dans les Cévennes centrales, une autre unité « schisto-gréseuse » repose géométriquement, par l'intermédiaire des quartzites q5, sur l'unité 3 de la corniche des Cévennes. Dans la région de Florac, un ensemble identique, encadré de quartzites assimilés à q5, est étroitement associé aux schistes noirs (³ξ). Aux alentours de Cubiérettes et plus au Nord et se poursuivant sur la feuille Le Bleyard, l'unité 4 constitue une part des contreforts micaschisteux septentrionaux du mont Lozère. Elle repose, ici aussi, sur l'unité 3 par l'intermédiaire des quartzites q5.

Cette unité n'affleure pas à l'Est et au Sud-Est de la feuille.

Pour P. Brouder, cette série se caractérise par un « ensemble quartzophylliteux où dominent les quartzites à phyllites et les pôles quartzeux de la gamme des micaschistes. La stratification est toujours bien exprimée par des types lithologiques nettement individualisés en horizons de faible épaisseur ». Elle contient des quartzites compacts gris ou des quartzites micacés gris-vert sombre en plaquettes, ainsi que des micaschistes à muscovite et chlorite (accessoirement apatite, zircon, ilménite). Des récurrences d'horizons riches en graphite et franchement noirs sont intercalés dans la série. La « série blonde de Cocurès », qui affleure jusque sur la feuille Florac, pourrait s'interpréter comme une intercalation dans les schistes noirs. Pour P. Brouder, cette série constituerait ici le cœur d'un synclinal isoclinal.

^{m-c}⁴χ². **Lentilles de microconglomérats à petits grains de quartz parfois bleus.** Ce sont des affleurements très localisés et proches d'une formation décrite dans l'unité 5.

⁴χ². **Passées gréseuses.** Certaines d'entre elles peuvent être très feldspathiques. Leur levé n'a été que très fragmentaire. On peut y voir d'anciennes passées un peu arkosiques ou arkosiques et psammitiques, ou d'anciens shales à restes plagioclasiques. Ces passées sont fréquemment altérées. Le ciment de certains grès est **carbonaté** (⁴χζ^B). L'altération et la dissolution des carbonates laisse une trame rouge à brun très friable.

⁵χξ. Unité 5

L'unité 5 affleure dans le Nord-Est (Ouest de Castanet, Sud et Sud-Est de Villefort) et très largement dans les deux tiers orientaux au Sud de la feuille.

L'unité 5 débute soit par une assise gréseuse, soit directement par un niveau-repère très important régionalement de quartzite feldspathique lité, auquel fait suite la série des alternances schisto-gréseuses. Entre les schistes de l'unité 3 et les quartzites feldspathiques de l'unité 5, se situe une zone d'appartenance stratigraphique indécise (« zone de passage » ?).

Formations appartenant à la « zone de passage » unité 3 à 5

Cette zone s'observe près de Chabannes (chemin du Collet de Dèze) ; un **niveau de micaschistes très quartzeux et feldspathiques à deux micas** ($^{3-5}\chi^2$), généralement peu lité, tend vers la leptynite massive blanche, et, est supporté géométriquement par une **barre de quartzite blanc** ($^{3-5}\chi$).

Cette zone comprend également, des horizons de puissance métrique **d'aspect leptynitique** ($^{3-5}\lambda^2$), parfois moins massifs et schisteux et piquetés de mouchettes ou baguettes de mispickel. (Cézarenque, Sud-Ouest du Bougès). On y trouve également des horizons clairsemés gneissiques et des **horizons quartziteux à petits yeux feldspathiques** ($^{3-5}\chi^2$, $^{3-5}\zeta^2$).

Formations de base de la 5^e unité

Les formations de base correspondent à des **assises feldspathiques** ($^{5}\zeta^2$) qui, selon les secteurs, présentent des variations lithologiques.

$^{5}\chi_{5b}^{3-8}$. **Quartzite feldspathique lité à biotite de l'Apié.** (Cézarenque). Puisant d'environ 50 mètres là où il a été défini par P. Brouder (1963), il est constitué de quartz et de phyllite en fins lits qui déterminent un débit centimétrique. Entre les grains de quartz, les feldspaths très séricitisés sont abondants (pas d'ocelles de plagioclase limpide). La biotite est trouvée localement, des environs de Malespine (vallée du Chassezac, feuille Bessèges) jusqu'aux abords de la faille de Villefort.

$^{5}\chi_{5c}^3$, $^{5}\chi_{5d}^{3-8}$. **Gneiss d'Alteyrac** (pays de Verfeuil). Suivis depuis la faille de Villefort, près de Pont-de-Rastel, jusqu'à Loubreyrou, ils ont une puissance de 20 à 100 mètres. Ils sont gris-bleu à l'état frais, rouille ou beige clair quand ils sont altérés.

$^{5}\chi_{5e}^8$, $^{5}\chi_{5f}^8$. **Quartzites feldspathiques du Bougès et des Égards.** Dans le massif du Bougès, on trouve de nombreux affleurements fragmentaires rappelant les bancs gréseux ou gréso-feldspathiques du pays de Verfeuil. Le **niveau à épidote** ($^{5}\chi_{5g}^8$) serait un équivalent latéral du niveau l'Apié—Alteyrac. Mais certains de ces bancs pourraient également, soit correspondre à des réapparitions des « alternances », soit appartenir à une formation schisto-gréseuse inférieure (dans la colonne admise).

Au serre des Égards, plus à l'Ouest, un **niveau quartzo-feldspathique** ($^{5}\chi_{5h}^8$) puissant de 5 à 30 m s'intercale entre les « alternances » ($^{5}\chi_{5i}^8$) et les micaschistes ($^{3}\xi$).

Au Nord-Est de la montagne de Lozère on retrouve un niveau analogue situé également entre des micaschistes ($^{3}\xi$) et les « alternances » ($^{5}\chi_{5j}^8$) aux

environs de Castanet, de La Pigeire, ainsi que plus à l'WNW sur la feuille Le Bleyard.

Les matériaux sont composés de quartz parfois arrondi (et à l'œil nu, bleuté), d'albite-oligoclase, parfois de feldspath potassique. Les micas sont abondants ainsi que la clinozoïsite. La pistachite est rare mais la calcite, la sidérite, et l'ankérite sont fréquentes. Le grenat est la spessartite. Sont présents l'apatite, l'ilménite et le rutile ; les zircons sont fréquents, la tourmaline et le sphène sont rares. Les minerais sont localement abondants : arsénopyrite, minerais d'antimoine.

^{m-c}_{5ζ}. **Lentille de microconglomérats à quartz bleus** (3 mm). Ce sont des quartzites feuilletés, riches en muscovite, et horizons à lentilles de quartz « caverneux contenant de la meringue limoniteuse » ou à carbonates non altérés (ankérite etc.).

Série des alternances

⁵_{χξ}. **Séquence schisto-gréseuse du Ventalon et d'Altier – Castanet.** Elle est constituée de micaschistes à séricite et chlorite, à intercalations nombreuses de quartzite (à phyllites). « Divers types variant depuis un pôle essentiellement phylliteux jusqu'à un pôle quartziteux mais toujours à phyllites abondantes » (Brouder, 1963). On retrouve cette série, puissante de plusieurs centaines de mètres, dans le pays de Verfeuil, le massif du Bougès, le bassin de l'Altier..., en nette antinomie avec les schistes bleus ou noirs phylliteux de l'unité 3, là où seule les sépare l'assise d'Alteyrac – l'Apié. Il est difficile de distinguer cette formation de celles de l'unité 4.

Des quartzites blancs (χ) affleurent dans cette série.

⁵_ξ. **Micaschistes lustrés noirs du Planet.** Dans le versant sud des crêtes du Ventalon et à Bannette, affleurent sur quelques dizaines de mètres une roche schisteuse très sombre, parfois ampéliteuse (sans intercalation de quartzite noir graphiteux). Ce faciès est fréquent dans l'ensemble de la série schisto-gréseuse supérieure ; seules les passées décamétriques ont été figurées sur la carte.

⁵_{ch}. **Micaschistes à chloritoïde.** Le chloritoïde a été trouvé localement, dans divers faciès très phylliteux de la cinquième unité.

^{ξδ}, ^{ξe}. **Lentilles amphiboliques, schistes épidotiques.** Ces notations signalent des affleurements issus de la bibliographie (J.C. van Moort, pour l'essentiel), ou des matériaux en « pierres volantes » (les affleurements en place n'ont pu être retrouvés).

⁵_{ζ?}. **Assises grésos-feldspathiques à altérations en « gores ».** Une particulière richesse en feldspaths séricitisés de certaines roches (proches de quartzites feldspathiques des formations de base de l'unité 5) donne une séquence s'altérant en « gores » avec sols profonds. Certains de ces affleurements pourraient correspondre à des replis de la formation d'Alteyrac – l'Apié.

${}^5\chi_{L}^8$. **Passées gréso-carbonatées à altérations limoniteuses.** De minces lits (pouvant se répéter au sein d'une zone de puissance décimétrique à métrique) sont « caverneux et riches en limonite » (Roger, 1971). Cet aspect, le plus courant, provient de la dissolution de carbonates. Les passées « riches en carbonates et en pyrite partiellement oxydée révèlent la nature des matériaux dont l'oxydation et la dissolution sont à l'origine de ces lits riches en limonite » (Roger, *ibid.*). Près de l'Espinas, ces matériaux se présentent en plaquettes décimétriques de roche brun chocolat à noirâtre, très friable. Elle est constituée de quartz, de feldspath, de séricite et de biotite chloritisée. Les minéraux opaques sont très abondants.

χ . **Quartzites blancs quelconques.** Ils s'intercalent dans la série schisto-gréseuse supérieure. Une barre blanche a été suivie en Cézarenque-Nord, retrouvée à l'**avès de Berbon** (${}^5\chi^A$). Le **niveau du plan de la Fougasse** (${}^5\chi^F$) est moins constant.

${}^5\chi^1$. **Quartzites compacts (lités et rubanés, généralement à biotite) du Ventalon.** Ces roches, généralement résistantes à l'érosion, forment des corniches ou cuestas. De teintes allant du gris sombre au blanc, elles présentent un litage visible à l'œil nu et constituent des bancs localement très plissés de puissance décimétrique à métrique.

Ces roches sont formées de quartz, d'un ou deux micas, de rares plagioclases séricitisés, parfois de mouchettes de minerais, et de quelques lits ou amandes carbonatées.

Ces quartzites sont présents dans le pays de Verfeuil et sur la feuille Le Bleyard où ils forment des assises pluridécamétriques.

${}^5\chi^2$. **Quartzites en dalles, en plaquettes, feldspathiques.** Ce sont des roches litées ou rubanées qui se trouvent à différents niveaux de la série schisto-gréseuse supérieure. Elles sont, par rapport aux autres roches de la série, un peu plus riches en feldspaths (plus ou moins séricitisés) et plus pauvres en quartz.

Formations de l'Espinas

${}^5\zeta^2$, ${}^5\zeta_b^2$, ${}^5\zeta_s^2$. **Quartzites micacés, gneiss plagioclasiques lités, gneiss sériciteux lités.** Ces roches forment un cortège à proximité des microconglomérats de l'Espinas. Les quartzites micacés sont constitués de fins rubans clairs de quartzite fin alternant avec des lits phylliteux (biotite pour l'essentiel).

$m-{}^5\chi^2$, $m-{}^5\zeta$. **Microconglomérats de l'Espinas.** Roche gris clair à blanche ; altérée, elle se teinte de rose ou de beige. Les lits phylliteux sont souvent très minces (les matériaux quartzo-feldspathiques forment l'essentiel de la roche) et apparaissent soit en lits discontinus, soit en concentrations vaguement lenticulaires ou amygdalaires, jamais plus grosses que de quelques millimètres. Au sein de ces matériaux, on trouve des petits yeux de quartz arrondis et des grains de quartz, de section ovalaire, limpides ou légèrement bleu opalin, de taille millimétrique, et de fines enclaves noires ou gris foncé

dont certaines d'entre elles noircissent les doigts et peuvent atteindre le demi-centimètre. Au Sud de Bergognon, des quartzites clairs constituent un autre type d'enclave.

Plus exceptionnellement, les microconglomérats contiennent des mouchettes de mispickel au Nord du Cros de Saint-Andéol-de-Clerguemort, des carbonates dont la dissolution météorique donne à la roche un aspect carié.

Les matériaux quartzo-feldspathiques grossiers sont constitués de quartz, de feldspaths (peu abondants) et de rares phyllites. Le fond de la roche est un assemblage de petits quartz engrenés à extinction onduleuse, dans lequel se placent les cristaux très peu orientés de phyllites (biotite chloritisée et séricite) et de grands quartz présentant des golfes de corrosion et contenant de fines inclusions (rutile...). De grosses plages de minerais (\leq mm) apparaissent, ainsi que de rares amphiboles et de l'apatite.

Exceptionnellement, certains horizons ont un aspect de tuf pyroclastique ($m\text{-}\chi^2$) et contiennent de petits fragments feldspathiques. Ces roches rappellent certaines « **blaviérites** » de divers niveaux du Paléozoïque.

Il s'agirait de formations détritiques alimentées par des remaniements de formation volcaniques acides, de niveaux gréseux d'une série « noire » à quartzites noirs.

Essai de corrélations entre les formations cévenoles et les formations du Paléozoïque inférieur du Sud-Ouest Massif central (monts de Lacaune – Albigeois – Rouergue méridional)

Avant-propos

La carte géologique à 1/50 000 Génolhac (déjà imprimée) a été récemment (1990) analysée sur le terrain au cours d'une campagne de trois semaines. A partir des observations faites à cette occasion, confrontées aux connaissances acquises depuis une quinzaine d'années dans les formations du Paléozoïque inférieur du Sud-Ouest Massif central et des Pyrénées, nous avons tenté d'établir des corrélations entre d'éventuelles séries semblables.

Malheureusement, ce travail a été réalisé trop tardivement car, d'une part, aucune tournée commune avec J. Pellet n'a été possible, à cause du décès de cet auteur et, d'autre part, aucune correction ne pouvait plus être apportée sur la carte.

La courte durée de notre intervention sur un terrain aussi complexe ne nous autorise qu'à formuler des propositions qui demandent à être contrôlées mais qui sont cependant à prendre en compte dans tout essai de synthèse régionale.

Abordant la géologie de la feuille Génolhac sans idées préconçues, mais bénéficiant d'un support cartographique très fouillé, il est apparu que le segment Génolhac du domaine cévenol et le domaine Albigeois *l.s.* – Rouergue

méridional étaient tout à fait comparables, aussi bien du point de vue lithostratigraphique que structural.

Résumé des connaissances acquises dans les terrains cristallins du Sud-Ouest Massif central pris comme références

Les terrains de l'Albigeois cristallin *l.s.* (monts de Lacaune et Albigeois *s.s.*) et du Rouergue méridional, avec ceux des Cévennes, forment, au Sud du Massif central, une ceinture métamorphique de schistes et micaschistes épi-zonaux.

Ces terrains sont impliqués dans quatre grandes unités lithostratigraphiques et structurales. La nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès chevauche vers le Sud le domaine des écaillés des monts de Lacaune ; au Nord, elle est surmontée par la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance qui constitue le soubassement de la nappe gneissique à inclusions basiques et ultrabasiques de Réal-mont—Najac—Laguépie.

Les terrains de l'Albigeois cristallin *l.s.* et du Rouergue méridional sont constitués de formations sédimentaires, volcano-sédimentaires et volcaniques qui, par corrélations de faciès avec les formations de référence datées des monts de Lacaune, sont attribuées au Cambro-Silurien.

Le seul fragment de socle cadomien connu serait représenté par l'ortho-gneiss de Montredon-Labessonnié.

Les terrains sédimentaires les plus anciens reconnus, rapportés au Cambrien inférieur (k_1) (*pro parte* Infracambrien ?), correspondent à une puissante formation schisto-gréseuse rythmique, alternances régulières de schistes gris ou noirs et de bancs gréseux, rarement microconglomératiques, généralement feldspathiques, contenant des quartz translucides. Les matériaux ont une composition chimique particulière d'arkoses quartzitiques sodiques. Ces formations détritiques « basales » proviennent du démantèlement de la chaîne cadomienne et présentent toujours les mêmes caractères dans le Sud-Ouest du Massif central.

Un premier épisode volcanique acide (tufs rhyolitiques) se place au sommet de la sédimentation détritique du Cambrien inférieur (k_1) dans les monts de l'Est de Lacaune (« blaviérites ») et vraisemblablement dans la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance.

Au Cambrien inférieur (k_{1-2} et k_2), la sédimentation carbonatée et le volcanisme bimodal associé sont bien développés dans les monts de l'Est de Lacaune et caractérisent, dans cette région, une bordure instable de plateforme, en marge probable d'un bassin de distension septentrional. Les corps volcaniques, qui marquent la distension, constituent des paléorides actuellement orientées N 60 à 80 °E.

Dans le domaine septentrional (nappes de Saint-Salvi-de-Carcavès et de Saint-Sernin-sur-Rance), les carbonates ont disparu et il existe probablement dans ce domaine un très grand développement du volcanisme (nappe

de Saint-Sernin-sur-Rance). Pour cette région, nous privilégions l'hypothèse d'épisodes volcaniques successifs, depuis le Cambrien inférieur (k_1) jusqu'à l'Ordovicien inférieur (O_{1a}), ce qui traduirait dans ce cas une *permanence de l'environnement géotectonique distensif*?

Dans les monts de Lacaune, les schistes verts à *Paradoxides* du Cambrien moyen (k_3) marquent l'enneiement de la plate-forme et l'ouverture à la mer. La formation détritique gréso-pélimitique verte qui succède (k_{3-4}) témoigne d'un cycle marin transgressif. Dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, les émissions volcaniques (partie sommitale de cette formation) constituent des corps probablement orientés, antérieurement aux phases de déformation tardives, N 60 à 80°E.

Les quartzites blancs de l'Ordovicien inférieur (O_{1b}), niveau-repère dans le Sud-Ouest Massif central, traduisent une uniformisation des conditions sédimentaires à l'échelle du bâti varisque.

La sédimentation essentiellement pélimitique noire de l'Ordovicien inférieur (O_{1c} - O_2) est généralisée à tous les domaines. Il s'agit d'une épaisse succession néritique ne pouvant se comparer à une véritable sédimentation flysch. Le volcanisme se manifeste durant toute cette période ; particulièrement, dans la partie sommitale de la formation des schistes noirs, il constitue des épanchements basiques à caractères de tholéites intra-continetales, témoignant d'une distension crustale.

Dans le versant sud de la Montagne noire, on relève la lacune de l'Ordovicien moyen ; en Albigeois *l.s.*, la lacune pourrait être plus importante et impliquer également l'Ordovicien supérieur.

Au Nord de la zone axiale de la Montagne noire, les terrains les plus jeunes datés impliqués dans les nappes sont d'âge silurien, aucun terrain attribuable au Dévonien ou au Carbonifère basal n'a été reconnu.

Les terrains les plus anciens post-orogéniques varisques sont datés du Stéphanien (A à C selon les bassins).

Lithostratigraphie des formations cévenoles et corrélations

De grands ensembles lithostratigraphiques semblent bien se dessiner sur la feuille Génolhac. Pour mieux appréhender leurs caractéristiques, notre étude a été faite en dehors de l'aurole du métamorphisme de contact du granite du mont Lozère ; les formations cristallophylliennes affleurant au Nord de la carte n'ont donc pas été étudiées.

Il ne nous est pratiquement pas possible de superposer les coupures lithostratigraphiques que nous proposons de distinguer, avec les coupures lithologiques établies par J. Pellet.

Nous décrirons successivement la ceinture méridionale du granite du mont Lozère et la bande orientale à l'Est de la faille de Villefort.

Séries constituant la ceinture méridionale du granite du mont Lozère

Trois séries lithostratigraphiques peuvent être distinguées (fig. 2, en pages centrales) :

- une série schisto-gréseuse grise à noire homogène, constituant l'essentiel de ces terrains (région du Bougès) ;
- une suite séquentielle dans la région de Florac, composée de la succession suivante :
 - une puissante formation schisteuse noire homogène,
 - un horizon-repère constant de quartzite blanc,
 - une formation schisto-gréseuse verte, généralement peu affleurante car laminée dans des cisaillements.

Chacun de ces termes lithologiques peut être chevauché par la série schisto-gréseuse grise ;

- une formation schisteuse noire dans le secteur de Coudoulous (Sud-Est de la feuille).

● **Série schisto-gréseuse grise.** Largement représentée au Sud du granite du mont Lozère, elle constitue en fait l'essentiel de la feuille pour ce qui concerne les terrains cristallophylliens. Cette série se caractérise par son homogénéité. Il s'agit d'une alternance régulière de bancs décimétriques à métriques (localement décamétriques) de schistes noirs (ou gris) et de grès plus ou moins feldspathiques.

La granulométrie des grès est généralement fine à moyenne, exceptionnellement grossière. Ces grès contiennent de petits quartz translucides, évoquant des quartz volcaniques.

Cette série est tout à fait comparable par ses caractéristiques sédimentologiques, sa monotonie et sa puissance, à la puissante formation schisto-gréseuse grise rythmique rapportée au Cambrien inférieur (*pro parte* Infracambrien) qui constitue quasiment l'essentiel des terrains de l'Albigeois et du Rouergue méridional (nappe de Saint-Sernin-sur-Rance constituant le sous-bassement de l'unité gneissique de Réalmont—Najac—Laguépie et chevauchant le Cambro-Ordovicien daté des monts de Lacaune).

Les matériaux gréseux constituent l'essentiel de cette série. Cependant, on peut observer des variations dans la pile lithostratigraphique :

- ensemble homogène de grès en bancs massifs (fins à moyens) avec interlits schisteux subordonnés ;
- ensemble très homogène de grès fins schistosés ;
- alternances bien marquées de bancs de grès et de lits schisteux, les grès restant toujours prépondérants.

Cette série, sur la carte éditée, figure sous diverses notations. Elle comprend l'ensemble des terrains de l'unité 5 et *pro parte* des terrains attribués aux unités 3 et 4.

Pour la carte Génolhac, la 5^e unité, présentée comme l'unité la plus jeune, correspondrait en réalité aux terrains les plus anciens connus.

Les variations lithologiques observées au sein de cette série correspondent localement aux coupures lithologiques faites par J. Pellet. Mais pour l'ensemble de la carte, compte tenu d'une part de la monotonie de la sédimentation et d'autre part de l'intensité de la déformation, il est illusoire d'espérer établir une cartographie lithostratigraphique interne fiable.

● **Suite séquentielle de la région de Florac.** Elle constitue une séquence-repère probablement à l'échelle du bâti varisque. La formation quartzitique qui en constitue le terme médian correspond en partie au niveau q_5 de J. Pellet.

Le nouveau talus de route entre Florac et La Salle-Prunet (N 106), ainsi que ceux de la D 807, permettent de bien observer cette séquence.

L'horizon quartzitique, puissant de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, fait la transition entre une formation schisteuse homogène noire (localement ampéliteuse) et une formation schisto-gréseuse verte constituée de schistes lustrés verdâtres dans lesquels sont interstratifiés des grès fins très micacés blancs ou verts, à petits quartz translucides. L'extension de cette dernière formation sur la carte Génolhac est très réduite car chevauchée par la formation schisto-gréseuse grise précédente.

Un contact anormal entre ces deux ensembles était clairement visible vers La Salle-Prunet au début du rafraîchissement du talus. Malheureusement, actuellement il n'est plus observable ; un filon de « lamprophyre » se place dans ce contact. Le cisaillement tangentiel observé était parallèle ou légèrement sécant à la schistosité principale et souligné par des mylonites de schistes.

La formation schisteuse noire affleure dans la vallée du Tarnon, la vallée de Mimente (jusqu'à Salle-Prunet), la vallée du Tarn (jusqu'à Cocurès), la vallée de Briançon (jusqu'à sa confluence avec la Girouse). Des niveaux de quartzites noirs ou décolorés, ampéliteux, sont intercalés dans cette formation à proximité des quartzites (q_{gr} sur la carte).

Sur la carte, la formation schisteuse noire a été attribuée tantôt à l'unité 4, tantôt à la 5.

La succession des trois termes : schisto-gréseux vert, quartzite blanc et formation schisteuse noire, peut être rapportée au Cambrien moyen à Ordovicien basal comme dans le Sud-Ouest du Massif central. Le quartzite blanc (principal niveau-repère) serait un équivalent diachrone du Grès armoricain.

La cartographie de cette succession est la meilleure approche pour la distinction des structures d'ordre cartographique précoces et tardives.

La superposition du schisto-gréseux gris sur l'un ou l'autre des trois termes précédents ne doit pas être interprété en terme de « discordance stratigraphique » mais en terme de tectonique tangentielle. Régionalement, elle a probablement une signification analogue au chevauchement basal de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance où la même formation schisto-gréseuse grise repose soit sur les schistes noirs, soit sur les quartzites blancs, soit sur la formation schisto-gréseuse verte qui, en Albigeois aussi, sous la base de la nappe, est peu affleurante.

● **Formation schisteuse noire du secteur de Coudoulous.** Très homogène et localement particulièrement riche en lentilles de quartz d'exsudation, elle affleure sur la D 35 entre Coudoulous et Ginestous. Les contacts observés avec la formation schisto-gréseuse grise sont tectoniques, cette dernière étant chevauchée localement par les schistes noirs.

A l'Ouest de Tourette, un horizon de roches plus homogènes et feldspatiques (tufs) se situe sous les schistes noirs. Il correspond au niveau vol-

cano-détritique ${}^5\chi_3^8$ de J. Pellet, situé entre les unités 3 et 5, mais que l'auteur cartographie comme formation de base de la 5^e unité. Cette situation semble très plausible (des niveaux identiques étant interstratifiés au sein de la formation schisto-gréseuse).

Cependant, ce niveau situé entre la formation schisto-gréseuse grise attribué au Cambrien inférieur k_1 et la formation schisteuse noire, peut avoir une signification régionale et être l'équivalent de l'ensemble tuffacé qui, dans les monts de Lacaune (« schistes » du Layrac, « blaviérites »), se place entre la formation schisto-gréseuse du k_1 et les schistes noirs du k_2 .

Sur la feuille Génolhac, la cartographie des schistes noirs est difficile à réaliser dans ce contexte particulièrement tectonisé (failles, contacts anormaux) ; aucun niveau-repère ne permet de caractériser cette formation.

Bande à l'Est de la faille de Villefort

La carte dans cette zone est particulièrement complexe du fait de l'importance des cisaillements tangentiels et de l'intensité de la fracturation en relation avec la faille de Villefort.

Un « inventaire » lithostratigraphique et structural a été tenté à partir de 4 coupes (fig. 2) décrites d'Ouest en Est.

- **Coupe I** (D 901 et D 51) : une formation schisteuse homogène noire repose, en contact anormal, sur une formation schisto-gréseuse grise (localement très gréseuse).
- **Coupe II** (chemin de Planzolès) et **coupe III** (D 315 a) : un puissant horizon gréseux feldspathique blanchâtre est surmonté par un ensemble homogène tuffacé qui appartient et est intercalé dans une formation schisto-gréseuse verte affleurant largement à l'Est sur la feuille Bessèges (coupe Montredon—Aujac).
- **Coupe IV** (col de la Baulève) : un grand accident sépare une formation schisteuse noire de la formation tuffacée, ici puissante.

Il semblerait ressortir de l'étude sommaire de ces quatre secteurs les traits géologiques suivants :

- à l'extrême Est de la feuille, une formation tuffacée chevaucherait vers l'Ouest indifféremment, soit les schistes noirs (IV), soit la formation schisto-gréseuse verte (III) ;
- existence d'une suite séquentielle : formation tuffacée surmontant un horizon de grès blanc feldspathique (${}^2\chi^B$) et étant surmontée par une formation schisto-gréseuse verte très puissante ;
- la formation schisteuse noire (I et II) chevauche une formation schisto-gréseuse grise.

Les formations de la bande à l'Est de la faille de Villefort restent donc, dans leur ensemble, bien caractéristiques. Les calages de ces formations décrites avec les distinctions lithologiques de J. Pellet sont difficiles à faire.

La formation schisto-gréseuse verte qui affleure largement sur la feuille voisine Bessèges [formations schisto-gréseuses très homogènes et fines ($^2\chi\epsilon$), et plus grossières ($^3\xi$)] est, à notre avis, différente de la formation schisto-gréseuse grise largement affleurante au Sud du mont Lozère. Elle pourrait être rapportée à la formation schisto-gréseuse verte du Cambrien moyen à supérieur bien caractéristique dans le Sud-Ouest Massif central. Son association à une puissante formation tuffacée et à des grès très blancs, mais qui restent sur la feuille Génolhac encore feldspathiques, conforterait cette hypothèse (suite lithologique identique dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès en Albigeois).

L'horizon $^2\chi^B$ serait, dans ce cas, l'équivalent des quartzites q_5 de Florac. Les niveaux tuffacés ne sont pas toujours associés aux quartzites ; c'est le cas en Albigeois où ces niveaux n'apparaissent que dans le flanc inverse du mégasyndinal du Dadou (nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès).

Les tufs et grès blancs (q_3) à Aujac (feuille Bessèges), qui surmontent la formation schisto-gréseuse verte, semblent bien être l'équivalent de ceux qui affleurent à Besou ; on aurait alors un méga-anticlinal couché précoce, déversé dans sa position actuelle vers l'Ouest.

TERRAINS CRISTALLINS ÉRUPTIFS

Les granites du mont Lozère occupent près des deux-tiers septentrionaux de la feuille. Ont été délimités les granites à textures et compositions différentes. Au centre et tronqué à l'Est par la faille de Villefort, affleure le granite du Pont-de-Monvert. Au Nord des micaschistes de la vallée de Palhères et à l'extrémité nord-est de l'ensemble granitique, affleure sur 5 à 6 km² le granite de Rabeyral. A Bondons, le granite affleure sur 1 km². Le pluton de la Borne se situe au Nord-Est de la feuille. Tous ces granites sont porphyroïdes. Les autres granites de la feuille sont équigranulaires ; leurs affleurements sont en forme de croissant ou « virgule » à concavité dirigée vers l'Est. Ils sont dénommés d'une manière générale « granites des Signaux ».

Granites non porphyroïdes des Signaux

J.C. van Moort rapproche les granites non porphyroïdes des Signaux des granites de Roches (feuille Largentière). Il subdivise l'ensemble de ces granites en fonction des proportions de biotite et de muscovite (granite à biotite, granite à biotite dominante et muscovite, et granite à muscovite, et biotite subordonnée).

γ_{b-m}^2 . **Granite à biotite dominante et muscovite. Granite à biotite du Bougès.** Ce dernier n'a pas été distingué sur la carte de la masse granitique γ_{b-m}^2 . Il est grossièrement grenu et de couleur gris-bleu. A l'affleurement, il est généralement altéré et de couleur blanc rosé à rougeâtre. Il est constitué de quartz en amas irréguliers à structure engrenée. Les plagioclases sont subautomorphes et zonés (An 16 à 28) et les feldspaths potassiques, qui se présentent soit en cristaux subautomorphes, soit xénomorphes, contiennent en inclusions d'autres minéraux, quartz et souvent des plagioclases. La biotite

en fines paillettes est transformée parfois en chlorite vert pâle. La muscovite est rare ou absente. La cordiérite est rare ou entièrement altérée. En faible quantité on trouve l'apatite et le zircon.

Le granite du Bougès passe insensiblement au granite à biotite dominante et à muscovite (γ_{b-m}^2) qui affleure plus au Nord selon une bande allant des causses des Bondons jusqu'aux micaschistes du Nord-Est de Bellecoste. Microscopiquement, il est semblable au granite du Bougès. Cependant, la biotite y est moins abondante et la muscovite toujours présente ; notons la présence de tourmaline rare.

Entre Treimès et La Brousse, signalons de nombreuses **enclaves micaschisteuses** (ξ), dont une douzaine ont été cartographiées.

γ_{m-b}^{1-2} . **Granite à muscovite et biotite (subordonnée) du sommet de Finiels.** Le granite occupe la majeure partie nord de l'ensemble granitique. Une apophyse de ce granite affleure au Nord de la faille d'Orcières, entre Castanet et Le Montat, en lame laccolitique à « pendage » Est, et va s'aminissant vers le Nord dans les micaschistes. Une datation du granite de Finiels à 281 ± 11 Ma (Rb/Sr) a été réalisée par Y. Vialette et G. Sabourdy (1977).

Ce granite est constitué de quartz, de plagioclase (An 0 à 8%) en cristaux subautomorphes ou xénomorphes sériciteux. Le microcline y forme des plages. Les cristaux plurimillimétriques de muscovite sont déformés et recourent parfois les cristaux de biotite « minoritaires » qui sont le plus souvent chloritisés. L'apatite et les zircons sont rares tandis que la tourmaline est parfois abondante. La cordiérite a été localement trouvée.

Près du contact nord du granite avec les micaschistes, le granite peut être tectonisé et prend l'aspect d'**orthogneiss** ($\zeta\gamma$), comme dans le secteur du Touril.

Au Nord de La Brousse et de Finiels, P. Bussièrès puis J.C. van Moort ont noté un aspect folié souligné par l'orientation des biotites et de nombreuses enclaves granodioritiques mésocrates. J.C. van Moort envisage pour ce secteur une variété granitique distincte : l'« adamellite des Laubies » (distinction qu'A. Fernandez n'est pas d'avis de retenir).

γ^2 . **Adamellite à biotite-cordiérite des Laubies.** J.C. van Moort a distingué cette entité qui forme un massif circulaire de quelque 55 km^2 (dont un petit affleurement séparé, au Nord de la cham des Bondons). Les contacts sont nets avec le granite γ_{m-b}^{1-2} . Il s'agit d'une roche leucocrate moyennement grenue, à minces mégacristaux de feldspath potassique irrégulièrement répandus et ne dépassant pas 2 cm de longueur. La cordiérite est inégalement répandue en prismes courts subautomorphes vert-noir, atteignant 1,5 cm. Le plagioclase est l'albite (An 10%).

J.C. van Moort note que ce massif n'émet que peu de filons et n'est recoupé lui-même que par des filons de microgranodiorite. Il y voit le « dernier venu de la séquence granitique ».

L'adamellite des Laubies contient des enclaves (du centimètre cube à plusieurs hectomètres cubes) de **diorite** (γ^n) méso- ou mélanocrate et de roches cristallophylliennes. Aux bordures est et nord, on peut donc trouver des affleurements où les diorites enclavées sont majoritaires sur le « bain » adamellitique (Trabalède, Les Laubies).

La roche est constituée de cristaux quartz subautomorphes à xénomorphes et de plagioclases subautomorphes légèrement zonés (noyau : 12 à 20 % An ; bordure : 5 à 7 % An). Les feldspaths potassiques sont subautomorphes et pœcilitiques. Les cristaux de biotites subautomorphes contiennent des inclusions de zircons et d'apatite parfois chloritisée et sagénétique. La cordiérite est altérée en pinite et en muscovite. La tourmaline est rare.

Granites porphyroïdes

$\rho\gamma^{3M}$. **Granites porphyroïdes calco-alcalins à biotite du Pont-de-Montvert et de la Borne.** Le granite du Pont-de-Montvert forme un massif circoscrit de 2 km sur 6 km. Il s'évaserait sous les granites du Bougès avec lesquels il est en contact (J.C. van Moort).

A proximité de ce contact et dans les granites porphyroïdes, on note d'abondantes enclaves granodioritiques et schisteuses et, parfois, pour ces enclaves ainsi que pour les feldspaths potassiques, une nette tendance à l'orientation. On retrouve des filons de $\rho\gamma^{3M}$ dans le granite du Bougès (La Barquette ; J.C. van Moort, *ibid*). Ce granite du Pont-de-Montvert est également en contact avec les micaschistes (Est de la feuille). Au Nord (vallée de Palhères), le contact est très penté et plonge vers le Nord. A l'Est, le contact avec les micaschistes est tectonique (faille de Villefort). On considère, depuis G. Fabre, que le « quignon » manquant, reporté de 8 à 10 km vers le Nord, est le pluton de la Borne (dont environ 3 km² affleurent au Nord-Est de la feuille) ; et qu'une « rondelle » intermédiaire est représentée par la traînée de granite mylonitisé qui jalonne une partie de l'accident (sur les feuilles Le Bleynard et Largentière, les contacts nord du granite de la Borne—micaschistes plongent en général vers le Nord). Au Sud, presque tous les auteurs avaient jusqu'ici donné un plongement Sud au contact du granite, avec des pendages variés. A. Fernandez (1977), à partir d'une étude de pétrofabrique, met en évidence une mise en place en langue s'accroissant et propageant vers le Sud ou le SSE.

Tous les auteurs semblent d'accord sur des gisements laccolitiques épais de 2 à 6 km pour la plupart des plutons de la région (à l'exclusion du grand dôme du Velay).

Des travaux de géochronologie isotopique (Rb/Sr) ont été réalisés sur notre territoire : les résultats bruts pour divers lieux de prélèvement, figurent sur la carte.

Le granite porphyroïde à biotite, grossièrement grenu, offre autour de 330 à 460 sections de feldspath potassique par mètre carré (14 à 19 % de la surface). La pâte est composée de feldspath potassique, quartz, plagioclase, biotite ; les enclaves sont nombreuses. Il est traversé de diaclases omniprésentes.

sentes. La fracturation y délimite des couloirs déca- à hectométriques, les plus rebelles à l'érosion formant des « alignements monumentaux » tranchant avec des bandes où prédomine l'arénisation profonde. Ce granite est constitué de quartz xénomorphe interstitiel à extinction roulante, de plagioclases « hypydiomorphes » légèrement séricitisés et faiblement zonés (centre : 10 à 15 % An ; bordure : 5 % An). Les cristaux de biotite contiennent des goutelettes de quartz en inclusion. Les feldspaths potassiques en « dent de cheval » peuvent inclure des plagioclases zonés, de la biotite et du quartz. La biotite est présente ainsi que le zircon et la muscovite secondaire (rare). La tourmaline est souvent placée dans les diaclases N-S.

Dans les **zones à schlieren** (*sch*), les rubans leucocrates ont plus de quartz et un plagioclase plus acide ; les rubans mésocrates correspondent pétrographiquement aux enclaves granodioritiques.

Aux approches de la faille de Villefort, le granite a une structure cataclastique (quartz et muscovites brisés, parfois disparition des feldspaths potassiques).

Les $\rho\gamma^{3M}$ de Pont-de-Montvert—la Borne—Largentière sont très semblables à ceux de Saint-Guiral—Liron—Aigoual-Sud.

$\rho\gamma^{3R}$. **Granite porphyroïde de Rabeyral.** Ce granite porphyroïde à biotite et muscovite forme un massif circonscrit de 5 km² à l'Ouest de Villefort. Il est riche en enclaves.

La roche a une structure grenue à grain moyen ou fin. Le quartz est en petite quantité. Les plagioclases, en cristaux subautomorphes ou automorphes, sont souvent zonés (noyaux : 40 à 55 % An ; ailleurs, autour de 30 % An). Le feldspath potassique, en grains xénomorphes parfois subautomorphes, est rarement automorphe et souvent pœciliblastique. La biotite et l'amphibole sont dans les enclaves les plus sombres. L'apatite se présente en prismes fins surtout dans les plagioclases. Le zircon et la titanite sont accessibles.

J.C. van Moort a retrouvé dans ce granite des enclaves sombres d'« adammélite des Laubies » :

Enclaves et filons.

ξ. **Enclaves de micaschistes.** Tous les granites de la Lozère en contiennent. Certaines, d'ampleur cartographiable, ont été cernées d'un contour défini, d'autres sont figurées par une « pastille ».

Des enclaves de quartzites sont très abondantes (A. Fernandez) à la limite des granites γ_{b-m}^2 et des granites du Bougès.

v. **Lamprophyres.** De nombreux dykes et sills épais de quelques décimètres à quelques mètres recourent les schistes. Très abondants localement, ils ont une direction subméridienne (vallée de Tarnon au Sud de Florac, entre le Bougès central et la région de Jalcreste), alignement qui se trouve plus au Sud dans le territoire de la feuille Saint-André-de-Valborgne. Quelques filons ont été retrouvés dans les granites.

De teinte sombre, ils ont un aspect massif à l'état frais (altérés, ils ont une consistance terreuse, des teintes brunes, beigeâtres, voire blanc jaunâtre). Mis en place dans des fractures, les lamprophyres peuvent contenir des enclaves de micaschistes. De gros filons ou sills (10 mètres) ont déterminé une auréole thermique de quelques mètres (pont RN 106, Est de Mailbau-tier) marquée par une induration très apparente.

Ils sont constitués de plagioclases (35 à 50 % An) souvent très séricitisés. D'autres plagioclases zonés (bordure 5 à 15 % An), de la biotite ou du pyroxène, moulent leurs bordures rectangulaires. De grands plagioclases (35 à 50 % An) sont corrodés. Le pyroxène, assez rare (diopside incolore), est souvent remplacé par un agrégat de trémolite, chlorite, carbonates. Les biotites sont auréolées de zircons. La chlorite est généralement secondaire. On note du quartz en petite quantité, de la dolomite (secondaire), de l'apatite et des spinelles. Présence également de rares vacuoles microlitiques.

v². Boudins de kersantites « antécédentes ». Ces roches ont été observées dans les gorges du Rieutort au Nord-Ouest de Polimies. A l'œil nu, elles sont noires, très finement grenues, massives. Au microscope, on observe une foliation soulignée par les biotites qui constituent plus de 50 % de la roche ; le reste de la roche est formé de quartz et de feldspath (plagioclase très sériciteux). Des boudins isolés de roches semblables ont été également observés dans les micaschistes encaissants (J.C. van Moort).

αγ¹. Filons aplitiques. Très nombreux dans le granite du Pont-de-Montvert, ils affleurent en bandes claires larges de quelques centimètres à un mètre (généralement non cartographiables). A l'Est du massif, ces roches forment des filons de puissance plurimétrique, subparallèles à la faille de Villefort, mais le plus souvent de direction N 25° à 40° E (à fort pendage vers le NE ou subverticaux) ; quelques-uns ont été cartographiés au Nord-Ouest de Génolhac. Des filons métriques lardent le premier hectomètre des micaschistes encaissants.

Les leucogranites recoupant le granite de Pont-de-Montvert ont un grain assez fin ou fin ; ils peuvent contenir quelques enclaves cristallophylliennes. Ils sont constitués de feldspaths potassiques limpides, de perthite homogène (xénomorphe ou subautomorphe), de plagioclases (0-5 % An) qui constituent 5 à 20 % de la roche, et de quartz. La présence des micas détermine le type d'aplite cartographié (aplite à biotite seule, aplite à biotite-muscovite, aplite à muscovite seule). La tourmaline est localement très abondante. Dans les micaschistes, ces roches se présentent en sills et en filons discordants.

γ. Apophyses ou filons granitiques l.s. dans les schistes. Ce sont des granites soit porphyroïdes, soit non porphyroïdes, distingués en fonction de la présence des micas (biotite et muscovite). Ces granites, issus du granite du Pont-de-Montvert, recoupent les granites du Bougès et de Finiels et les schistes encaissants sous forme de sills et filons (J.C. van Moort).

μγ. Microgranite dans le granite du Pont-de-Montvert. Quelques filons affleurent parallèlement à la faille de Villefort.

Dans le quart ouest de la feuille, un cortège filonien affleure selon des directions majeures N-S à NW-SE. Son rattachement à l'ensemble plutonique du mont Lozère n'est pas du tout certain. Dans la vallée du Briançon et au Sud-Est de La Salle-Prunet, ce « cortège » connu de proche en proche devient plus puissant vers le Sud en direction de Barre-des-Cévennes et du pluton de l'Aigoual (feuille Saint-André-de-Valborgne) dont il est ici une puissante apophyse qui a pénétré l'encaissant.

Des types pétrographiques très divers coexistent dans ce « cortège » (microgranites, « porphyres de granite », rhyolites).

$\mu\gamma$, $\mu\gamma^{\eta}$, $\mu\gamma^{\nu}$. **Microgranites, microdiorites, faciès lamprophyriques de bordure.** Ce sont des dykes décimétriques à décamétriques (vallée du Briançon, Ventajols, Est de La Vallette et route de Colas).

La pâte de ces roches est un assemblage de petits cristaux xénomorphes de feldspath potassique, de quartz xénomorphe, de plagioclase acide (rare) et de biotite parfois chloritisée. Le grain de ces roches est plus fin aux bordures où, de plus, les plagioclases sont séricitisés et les biotites chloritisées. Dans cette pâte « nagent » de grands cristaux de quartz corrodés, des cristaux idiomorphes de plagioclase zoné, parfois séricitisé (noyau : 30 % An) et de grands cristaux de biotite chloritisée.

p. Rhyolites, trachy-andésites. Ce sont des roches très finement grenues qui affleurent en filons (dépassant rarement 2 mètres) dans le Sud-Ouest de la feuille, selon des directions subméridiennes dans les schistes et dans les granites.

La pâte est formée d'un assemblage de très petits cristaux de quartz, de plagioclases séricitisés, de rares feldspaths potassiques et d'abondantes baguettes de séricite et de muscovite. Cette pâte contient de grands cristaux de plagioclase subautomorphes (presque toujours complètement séricitisés), de grands cristaux de feldspath potassique, du quartz et quelques grains xénomorphes d'augite dans les filons plus basiques. Après analyse chimique, J.C. van Moort classe ces roches dans les trachy-andésites.

Plus rarement on trouve des filons clairs plus riches en quartz, sans augite et plus acides. De tels filons ont été indiqués comme « rhyolites » (Nord-Est de la feuille).

Les relations de ces divers filons à grain fin avec le cortège de l'Aigoual ne sont pas bien connues.

Q, QBa. **Filons de quartz et quartzo-barytiques.** Ils traversent le socle avec des directions diverses. Quelques-uns se poursuivent dans la couverture. Ils sont guidés par des accidents parfois hercyniens qui auraient, semble-t-il, joué ultérieurement. Certains d'entre eux sont minéralisés.

TERRAINS SECONDAIRES

t-l. **Formation arkosique gréseuse.** Les anciens auteurs attribuaient au Trias, sans arguments paléontologiques, les grès arkosiques conservés en témoins sur le socle au Nord-Est de la feuille, les grès de la cham du Pont-de-Montvert et les grès rouges plus ou moins jaspés de La Cham et de Peyroche. Ces derniers pourraient aussi être attribués au Tertiaire (Paléocène—Éocène) par corrélation avec des formations lithologiques analogues et datées.

t. **Formation arkosique gréseuse.** A l'Est de Villefort (environs des Balmelles), les témoins conservés reposent sur le granite de la Borne et les micaschistes. La base de la formation, qui correspond à un remaniement du socle, est difficilement différenciable de la zone altérée et arénisée du granite. Elle est extrêmement nette sur les schistes cristallins. Les éléments les plus grossiers sont des fragments de quartz filoniens ou « d'exsudation », de micaschistes, de quartzites clairs, ou de quartzites graphiteux. Ces éléments paraissent avoir subi un faible transport fluvial à partir de formations du piémont. On trouve des éléments granitiques et des fragments de quartzite graphiteux jusqu'à 1 à 10 km de leur source. Des lits et poches de marnes et argilites vertes (Le Chapelas près de Villefort) y sont intercalés.

l1a. **Hettangien basal (ou Rhétien ?).** Les terrains secondaires transgressifs sur les granites et micaschistes ont pour base une assise de grès grossiers ou d'arkoses et poudingues, parfois ferrugineux. Cette formation a une puissance très variable ; elle tend en moyenne à s'épaissir dans le Sud-Ouest de la feuille, à la base du Secondaire du causse Méjan et de la can de Tardonnenche.

Dans le secteur des Bondons on note des variations locales, souvent au voisinage de failles dont le jeu a pu être actif lors de leur dépôt (1 à 5 mètres de grès, arkoses et poudingues à ciment ferrugineux ou dolomitique du Nord-Ouest de la feuille, 2 à 15 mètres au Sud-Ouest de la feuille).

A la base des petis causses au Nord du mont Lozère, on a 3 mètres de conglomérats à gros éléments surmontés par des grès à intercalations pélitiques, se poursuivant par une alternance de pélites grises ou vertes et calcaires à cassure chamois, à passées détritiques (3 m), et des calcarénites grises à patine sombre (2 m).

Les grès ont fourni « de rares empreintes végétales attribuées avec doute à des équisétites et otozamites (Cord 1899 ; Gèze, feuille Mende). Cord a trouvé dans la partie supérieure : *Cardium*, *Mytilus minutus*, *Pecten valonien-sis*, rares *Avicula contorta*.

Il y a passages latéraux et passage progressif vers le haut de la formation grossière au calcaire « capucin » (Les Bondons).

Morphologiquement, l'arkose marque moins le paysage que le calcaire « capucin » qui la surmonte. Il est fréquent de la trouver altérée et « soutirée » sous la cuesta en surplomb de calcaire ; ou de ne pas la trouver du fait

de la rupture de ce surplomb en gros blocs s'écroulant sur le socle. L'habitat agricole traditionnel s'est souvent fixé près des sources qu'offre l'interface du socle altéré (plus ou moins argileux) et de l'arkose. Au Nord du causse des Bondons, l'arkose et le socle altéré accueillent des formations tourbeuses du Bramousset.

11b. **Hettangien inférieur. Calcaire ou dolomie « capucin »** (Koechlin et Schlumberger, 1854). Roche brune, encore gréseuse, offrant parfois des stratifications entrecroisées, dolomitique, riche en fer et en manganèse. Elle offre de nombreux filonnets ou géodes de calcite, parfois de barytine ou de galène. Aux Bondons, la formation repose sur l'arkose (par l'intermédiaire d'une assise de dolomie brune à passées conglomératiques irrégulières).

Puissance variable : 10 m à La Veissière, 20 m en bordure du causse Méjan, 30 m près des Bondons, 20 m au Sud de Cocurès. Ces calcaires sont très peu fossilifères. Ils ont livré (feuille Mende) : *Pachyphyllum peregrinum* et *Ostrea irregularis*.

Morphologiquement, le calcaire capucin forme un petit abrupt très net, la « cuesta de l'Infralias ».

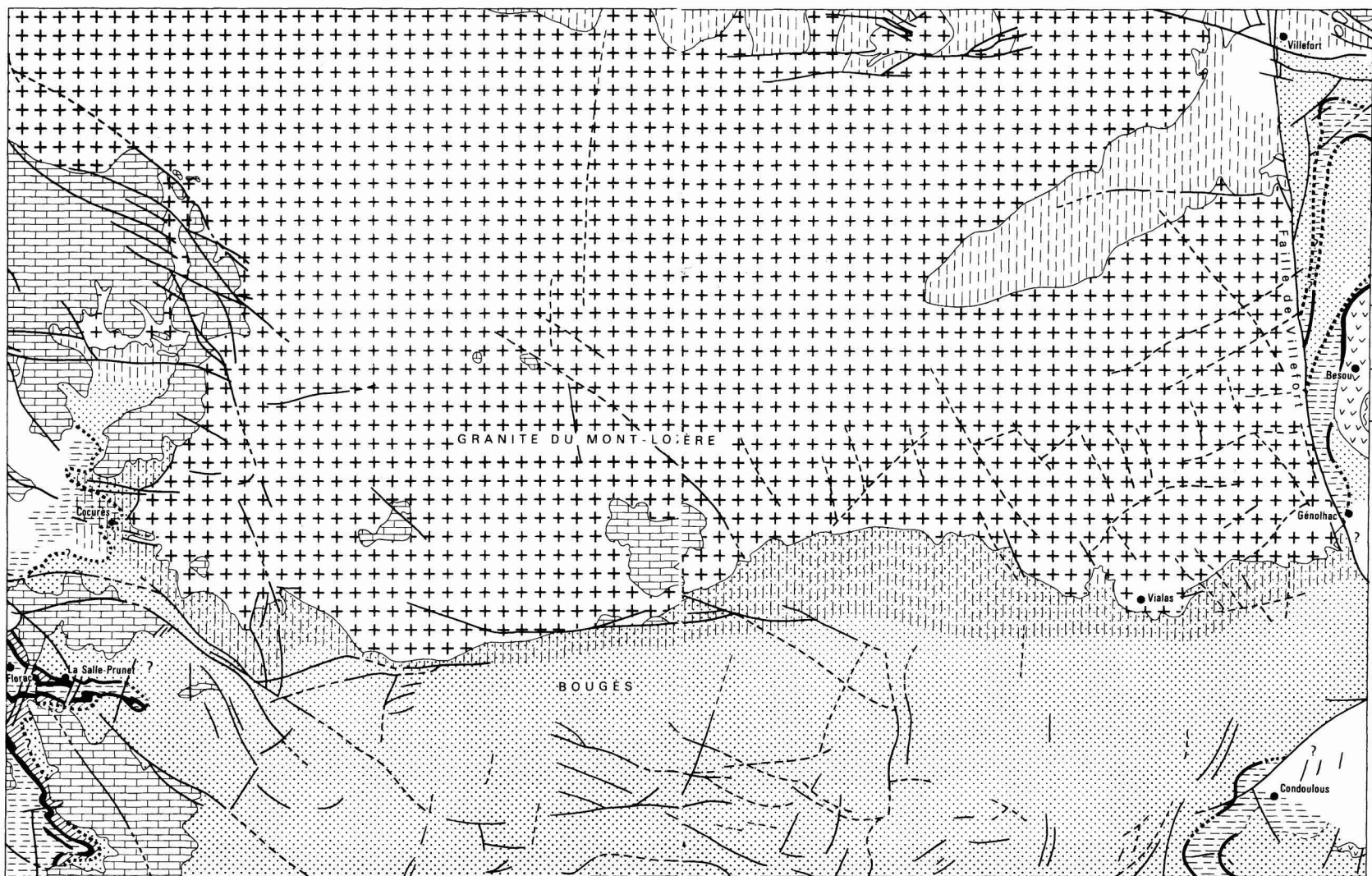
Au Nord du mont Lozère, au Bergognon, on a de bas en haut : 15 m de calcaire sublithographique à patine claire alternant avec des marnes à litage rognoneux ayant livré *Chlamys valoniensis* et *Liostrea sublamellosa* ; 11 m de calcaire sublithographique en bancs massifs alternant avec des bancs à litage rognoneux. Selon J. Rouire et C. Rousset (1980), l'assise inférieure au moins et peut-être la supérieure, correspondent à l'Hettangien inférieur, zone à Planorbis.




C'est de part et d'autre de Cubières, sur le versant nord (feuille Le Bleyard), que l'Hettangien offre d'importantes variations latérales : le calcaire sublithographique massif de Bergognon passe vers l'Ouest très rapidement à celui de la dolomie « capucin » (causse de la Volte, de peu hors des limites de notre feuille).

12. **Hettangien supérieur. Calcaires ou dolomies jaunâtres.** La dolomie « à débit parallépipédique ou cubique » est de puissance variable (80 m environ). Elle offre des lits d'argilites vertes, parfois bleues ou noires, qui s'amincissent vers le haut de la formation, tandis que les bancs calcaires dépassent l'épaisseur du mètre et deviennent plus distincts. Dans la coupe des Bondons, vers le milieu de la formation, on a un gros banc de teinte chamois avec au toit un lit lumachellique à schizodontes.

Morphologiquement, ces calcaires donnent au-dessus de la « cuesta capucin » un talus assez raide, lui-même coupé de petits abrupts déterminés par deux ou trois assises calcaires plus constantes. Mais un tel modelé est très amenuisé, dans les parties hautes et septentrionales et d'altitude élevée du secteur des Bondons, par des brèches consolidées, par des grèzes et des marnes solifluées.





Cette formation marque la progression de la transgression liasique, mais en conditions épicontinentales et sans doute avec des émergences temporaires et les allers et retours d'épisodes fluviaux ou lagunaires.




-  Formations secondaires
-  Granite du Mont-Lozère
-  Auréole de métamorphisme de contact

Formations cristallophylliennes

"Séquence de Florac" (Cambrien moyen/supérieur : 1, à Ordovicien inférieur : 2,3?)

- 3  4 - Formation tuffacée
- 3  3 - Formation des schistes noirs homogènes
- 2  2 - Niveau repère de quartzique blanc
- 1  1 - Formation schisto-gréseuse verte

 Formation schisto-gréseuse grise (Cambrien inférieur k1, à Précambrien p.p.?)

 Formations gneissiques (gneiss fins et orthogneiss)



-  Faille
-  Cisaillement tangentiel (base de nappe?)
1 - observé; 2 - supposé
- I, II, III, IV Localisation des coupes décrites dans le chapitre "Lithostratigraphie des formations cevenoles"

Fig. 2 - Situation schématique des grandes unités lithostratigraphiques et tectoniques identifiables sur la feuille Génolhac (J. Guérangé-Lozes)

13-5. **Sinémurien inférieur – Lotharingien – Carixien. Calcaires.** Ce sont des calcaires massifs ou calcaires à lits de poudingues, de marnes, de grès. Ces calcaires, de couleur gris-bleu ou gris clair, sont un peu gréseux (surtout à la base) et contiennent des niveaux à chailles à la partie moyenne ou à la base.

Cet ensemble est épais d'une trentaine de mètres dans la série des Bondons où il est bioclastique et comporte de bas en haut : calcaire à entroques avec interlits marneux et traces végétales, pistes d'annelides ; à mi-hauteur : chailles et quelques *Entolium*. Presque à la base *Deroceras armatum* (8 m). Au-dessus : calcaire (12 m) en gros bancs à patine brun clair à gros silex (*Entolium liasinum*, *pectens*, *Plagiostoma*, *Aegoceras capricornu*). Enfin, 1,50 m de calcaire noduleux à *Fimbriyloceras fimbriatum*. Transition au Domérien dans les 8 m de calcaire noduleux sans faune qui suivent. Le Carixien et le Domérien n'ont pas été séparés.

Au causse de Bergognon, on a de bas en haut : 5 m de calcaire oolitique, gris à la base, jaune-roux au sommet, surmonté de 3 m de calcaire à entroques avec grains de quartz roulés, à patine brun-rouge foncé. On ne sait s'il y a déjà eu lieu d'attribuer encore au Carixien les 4 m de calcaire gris-brun très détritique avec lits de poudingues à altération ruiniforme (patine gris-noir très foncé).

En bordure du causse Méjan, le Domérien est représenté par des marnes schisteuses noires à grises (20 à 30 m). Il repose sur le Carixien représenté par 10 m de calcaires marneux. Localement, les bancs durs de la base du Carixien peuvent former une petite corniche 20 à 30 m au-dessus du bord de la dalle domérienne supérieure.

16. **Domérien. Marnes grises et calcaires marneux.** Au causse des Bondons, 7 à 8 m de calcaires noduleux en petits bancs avec interlits marneux, quelques débris glauconieux sans faune, sont surmontés par 2 m d'alternances marno-calcaires avec lits très glauconieux, où l'on a trouvé *Amaltheus margaritatus* et *Paltoleuroceras spinatum*, puis 8 à 10 m de calcaires assez argileux à nodules siliceux. Brachiopodes (*Zeilleria cornuta*), bivalves (*Aequipecten aequivalvis*). Le sommet de l'étage est « une dalle bosselée, taraudée, perforée, à nombreux petits nodules de pyrite oxydée et amas de bélemnites » (J. Rouire). A partir des alternances marno-calcaires, on est certainement dans le Domérien. L'absence de faune dans les calcaires noduleux a conduit à ne pas séparer le Domérien du Carixien aux Bondons.

Dans le petit causse de Lempézou, l'ensemble Carixien–Domérien est réduit en puissance.

Causse de Bergognon : peut-être la partie supérieure des calcaires gris-brun à patine gris-noir décrits avec le Carixien. Certainement du Domérien : 6 m de grès grossier à ciment calcaire avec bélemnites et bivalves (*Aequipecten aequivalvis*). Ces grès supportent 4 m de grès à grain moyen à ciment calcaire, très friables.

Rôle morphologique : dans tout le causse des Bondons et ses digitations, la dalle dure du Domérien arme une cuesta et constitue l'essentiel des petits

plateaux sommitaux, supportant en quelques lieux les témoins toarciens et aaléniens. Cette cuesta demeure nette, supportant un petit méplat ou un talus adouci lorsque ces terrains sont plus largement conservés (Lempézou, Tardonnenche). Au Sud-Est de cette can, le Domérien constitue la plus large part de la can de Balazuègnes.

l7-8. **Toarcien. Marnes noires et schistes carton.** L'étage débute par les « schistes carton » (1 à 3 m). Aux Bondons, on a de bas en haut : 40 cm de marnes noires « rappelant les schistes cartons mais beaucoup moins feuilletées », contenant *Dactylioceras commune*, *Inoceramus dubius* ; 1 m de marnes noires avec un petit banc calcaire intercalé. Faune abondante : *Pseudogrammoceras reynesi*, *Polyplectus discoides*, *Hildoceras* dont *Hildoceras bifrons* (souvent à l'état phosphaté) ; gastropodes, bivalves.

Le Toarcien supérieur est représenté par 15 m de marnes grises. A la base, restes mal conservés de *Pleydellia* et *Dumortieria*. En haut : niveau de géodes à calcite. L'étage n'est généralement conservé que protégé par un « chapeau » calcaire plus résistant d'Aalénien ; quelques « trucs » isolés dont les trucs sur la cham des Bondons.

Dans le Lempézou et la can de Tardonnenche, où l'Aalénien conserve un volume important, le Toarcien ménage un talus adouci entre la cuesta domérienne et les calcaires à *Cancellophycus*. Le sommet du Toarcien y constitue alors un niveau aquifère.

Le Toarcien paraît en lacune à Bergognon.

l9-j1. **Aalénien. Calcaires noduleux et bancs marneux (40 à 60 m).** Le truc des Bondons en conserve 30 m. La can de Tardonnenche et le Lempézou, 10 à 20 m, Calcaires marneux à *Cancellophycus* pratiquement sans faune. Au-dessus, alternances de marnes et de calcaires gris. Marnes grises avec quelques lits plus durs et lits à nodules calcaires et silex au sommet. Là où il est plus complètement conservé, le haut de l'étage est plus calcaire et plus résistant, plus massif, et jauni ou rougi par l'altération des oxydes de fer contenus dans la roche. C'est l'étage de passage du Lias au Dogger.

Faune : parfois, près de la base, *Tmetoceras* cf. *soissum*, *Gryphaea sublobata*, *Rynchonella epiliatina*, *Terebratula perovalis*, *Pecten personatus*, *Dumortieria radians*, *D. rhodanica*, *Pleydellia subcompta*, *Pl.* cf. *aalensis*, *Pl.* cf. *fimbriatum* ; enfin, en haut : *Ludwigia purchisonae* et *Ancolloceras* cf. *substriatum* annonçant le Bajocien.

j1a. **Bajocien. Ensemble calcaire du Dogger inférieur.** Calcaires en gros bancs à chailles, sommet des calcaires à *Cancellophycus* (20 à 40 m), dolomies cristallines.

Cet étage n'existe pas aux Bondons sur le territoire de la feuille ; on ne le trouve que sur les sommets du Lempézou et de la can de Tardonnenche. Calcaires blancs ou grisâtres en gros bancs, oolitiques ou à entroques, avec chailles nombreuses. Débris de lamellibranches, échinides, polypiers. *Trigonia costata*, *Belemnites canaliculatus*, *Ctenostreon proboscideum*, *Lima hesione*, *Isastraea*, *Thecosmilia*, *Montlivaultia*, *Calamophyllia* sp., etc.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Comme sur les feuilles voisines à 1/50 000 Meyrueis, Mende et Florac (Gèze *et al.*, 1977, 1979, 1980), on a porté une surcharge sans notation sur les formations du socle (cristallophyllien, granitique) qui ont conservé le témoignage de la pénéplanation anté-liasique (altération ou rubéfaction).

En général, les schistes noirs altérés sont soit « javellisés », soit de couleur gris mauvâtre. Les quartzites noirs gardent leurs teintes dans la masse et les bancs de quartzites blancs, quand ils contiennent de fines mouchettes de sulfures, sont comme « vermoulus ».

γ. Zones d'arénisation profonde des granites. Les granites peuvent être profondément arénisés avec toutes les nuances ferriques rougeâtres, ou ferreuses verdâtres. Des blocs granitiques ou des restes de « tors » peuvent demeurer intacts et frais. L'altération a pénétré à des profondeurs très variables selon les lieux et est parfois guidée par les zones broyées. Comme le note B. Gèze, cette rubéfaction permet, des Vernets à Chabrières, de préciser le trajet des failles et l'importance de leur rejet au sein de roches identiques. D'autre part, les restes de la pénéplaine, au voisinage de témoins de Lias, offrent leurs résidus de paléosols intertropicaux et leur ameublissement plus ou moins profond. Les restes de pénéplaine peuvent atteindre une imperméabilité qui permet leur exploitabilité comme aquifère.

La biotite des granites peut être déferrisée et les produits lessivés donnent un blanchissement qui peut tromper. On n'a pas porté la surcharge là où la tranche altérée a été soustraite par l'érosion (croupes sommitales du mont Lozère).

R. Formations résiduelles tertiaires et quaternaires, Terre du Causse. Ces formations sont constituées d'argiles rouges (cuvettes de la can de Tar-donnenche).

Les argiles rouges sont très impures et proviennent de décalcification *in situ* des calcaires jurassiques et en partie de matériaux cristallophylliens transportés par le réseau hydrographique avant son encaissement (en partie lors du décapage des tranches rubéfiées des massifs élevés). On y trouve du sable de quartz, parfois du sable dolomitique gris. Selon B. Gèze (feuilles Mende et Meyrueis), il pourrait s'agir de sidérolitique remanié. Certains gisements peuvent « être liés au réseau de failles dans lesquelles il est possible qu'ils se trouvent coincés ». Leur genèse peut avoir débuté dès l'émer-sion de la région au Crétacé inférieur et se poursuivre lors de la pénéplana-tion anté-lutétienne.

CRγ. Formations résiduelles, arènes granitiques remaniées. Ce symbole a été utilisé pour les zones d'altération profonde du granite, avec empâte-ment des reliefs ; l'âge de cette altération est probablement plus proche du Quaternaire que du Tertiaire (face nord de la croupe sommitale du mont Lozère, quelques méplats près de Génolhac).

CRξ. Formations résiduelles, éboulis rouges sur terrains cristallophyl-liens. Ce sont des masses (du demi-mètre au décamètre cube) reposant sur

les terrains cristallophylliens et constituées d'une matrice argilo-sableuse rouge vermeil à brun dans laquelle sont emballés des fragments non calibrés de schistes métamorphiques, de quartz laiteux, plus rarement de roches éruptives. On les trouve sur des versants peu inclinés et à des altitudes inférieures à 900 mètres, en versant méditerranéen plutôt qu'atlantique.

EBr. **Éboulis de blocs, grandes masses glissées, brèches de pente.** A l'extrémité ouest du Lempézou (au Nord de Florac), les actions conjointes des fractures, du déséquilibre résultant du creusement des vallées (Tarn, Tarnon) et sans doute de la pente douce vers l'WSW de la surface pénéplannée, sont les causes de l'affaissement des paquets de formations secondaires. Une crevasse marque l'arrachement.

Sur le versant nord du Lempézou, on trouve une véritable brèche de pente cimentée qui peut recouvrir le socle sur de larges surfaces. B. Gèze attribue un âge « quaternaire approximativement moyen » à ces éboulis et glissements.

Des glissements affectent les terrains cristallophylliens dans les versants à pente parallèle à la foliation (ou peu plus inclinée sur celle-ci). Les masses micaschisteuses, qui glissent à « l'aval-pendage » généralement, se dissocient durant le glissement. Les remaniements météoriques cryonivaux ont ensuite achevé d'empâter les formes pendant que le ruissellement sur les zones déboisées creusait de multiples ravines. Le versant nord du serre des Edarts face à Mijavols en est un exemple. Seul un inventaire statistique des pierrailles a été fait, sans indication d'origine.

E. **Éboulis de pierrailles, parfois de gros blocs.** La plupart des pentes (sur l'Hettangien) du causse des Bondons sont aussi revêtues de grèzes (cryoclastique récent), et de marnes solifluées.

En revanche, certains éboulis sont installés dans les sillons correspondant à des zones broyées et altérées (qui permettent de préciser le trajet des failles). Le quartz des filons, extrêmement résistant au lessivage, est retrouvé en blocs (parfois métriques) plus ou moins alignés, mais non nécessairement sur le passage même du « filon-mère » qui demeure dissimulé (croupes du Sud-Ouest du Bougès, dans les micaschistes ; versant nord des hautes croupes du mont Lozère).

E. **Éboulis de pierrailles (« clapas ») à blocs anguleux de granite.** Ces éboulis sont constitués de blocs anguleux de granite sans aucune matrice terreuse ou argileuse. On les trouve sur des versants de pentes diverses, au-dessus de 1 100 à 1 300 mètres. Fréquents sur les granites du Bougès et des sommets de Finiels, ils sont plus rares sur les granites porphyroïdes.

C. **Colluvions et cônes de déjection.** Ces formations de pentes ressemblent aux éboulis de pierrailles, de blocs et aux éboulis rouges. Elles s'y raccordent latéralement aux pieds des versants.

Fx. **Alluvions fluviales.** L'âge probable de ces alluvions fluviales en terrasses est quaternaire (wurmien à post-wurmien).

Les alluvions fluviales sont de petits témoins sur les versants dominants des rivières (Mimente, Tarnon, Tarn,...). Leur morphologie est très peu évocatrice (simples et discrets adoucissements du profil de quelques croupes).

Les éléments constituant ces alluvions sont des galets (dm) bien roulés provenant de toutes les roches affleurant dans les bassins concernés.

Fy-z. **Alluvions de fond de vallée.** Les alluvions actuelles ou subactuelles n'occupent que de modestes volumes sur la feuille, sauf dans quelques courts tronçons élargis des vallées. Dans la plupart des vallées elles se traduisent par un cordon étroit et discontinu d'alluvions, épais au plus de quelques mètres et où le ravinement actuel surcreuse le lit mineur.

FG. **Alluvions fluvio-glaciaires.** A l'Est du massif, entre Génolhac et Concoules, des alluvions fluvio-glaciaires occupent des fonds de vallée 10 à 20 m au-dessus du lit majeur. Les roches sous-jacentes forment un escarpement bien visible entre les alluvions (en terrasse) et les alluvions actuelles.

Le ravin d'Eschandolières (Longuefeuille pour l'IGN), en amont du centre hospitalier de Ponteils, a peut-être logé un petit glacier wurmien. Le large ruban alluvial qui borde au Sud ce ravin formait peut-être, près du site de la gare de Concoules-Ponteils, un verrou avec un petit lac dont l'existence ancienne peut se déduire de la toponymie médiévale (« Le Plan-du-Lac »).

FT. **Alluvions tourbeuses.** Les vallées peu encaissées, ou les combes à relief très doux du Plo de Lozère ou de la haute croupe, offrent des arènes alluviales qui « deviennent le plus souvent tourbeuses » au-dessus de 1 000 à 1 100 mètres.

En continuité latérale avec les alluvions FT, en têtes de vallées ou isolées à mi-pente, ou encore à proximité des sommets, des sources parfois de très petit débit alimentent des **tourbières** (T). Quelques tourbières ont un assez vaste développement (Sénégrière, Les Sagnes, etc.), d'autres ne sont représentables que par de petites « pastilles ». Plusieurs d'entre elles ont été étudiées pour datation : aucune n'a révélé d'âge ^{14}C plus ancien que la fin du Pléni-glaciaire wurmien.

X. **Dépôts anthropiques.** Ils sont représentés par les terrils de travaux miniers et des remblais ferroviaires au franchissement de vallées dont les cours d'eau ont été canalisés sous tunnels voûtés.

TECTONIQUE

ÉVÉNEMENTS HERCINIENS

Feuille Génolhac

Il ne nous a pas été possible d'effectuer une analyse structurale détaillée de l'ensemble des matériaux cristallophylliens. Cependant, une chronologie relative des événements a été établie. Elle est identique à celles décrites par H. Munsch (1981) et J. Magontier (1988) dans d'autres secteurs de la région cévenole.

A l'échelle de la carte, l'existence de cisaillements tangentiels est indiscutable. Cartographiquement, la série schisto-gréseuse grise (attribuée au Cambrien inférieur) constituerait une nappe surmontant n'importe quel terme lithologique de la « trilogie » schistes noirs – quartzite – schisto-gréseux vert (attribuée au Cambrien moyen à Ordovicien inférieur).

Un contact anormal a été observé ponctuellement à La Salle-Prunet, mais sa cartographie reste à réaliser.

A l'échelle de l'affleurement, la structuration apparaît particulièrement complexe. Elle est, pour ce qui concerne les déformations précoces, le produit de trois phases de déformation (D_1 , D_2 et D_3), toutes génératrices de schistosités (sD_1 , sD_2 , sD_3), les deux premières étant synchrones du métamorphisme général.

Des déformations tardives se superposent à cet édifice, comme par exemple la voussuration N 170°E à N-S à l'Est de Génolhac et la fracturation tardi-hercynienne, type faille de Villefort.

C'est dans les matériaux de la série schisto-gréseuse grise, qui contiennent de bons marqueurs de la déformation, que les caractéristiques des différentes phases et leur chronologie peuvent être établies sans aucune ambiguïté.

- **Déformation D_1 .** Elle est reconnue à l'affleurement par l'existence d'une schistosité de flux sD_1 . Celle-ci apparaît clairement en reliques dans tous les niveaux gréseux, sous forme d'une schistosité de dissolution du quartz, donnant des microlithons obliques sur la stratification S_0 . Aucun pli de cette phase n'a été observé. Il n'est absolument pas possible, dans l'état actuel des connaissances, de reconstituer la géométrie originelle des structures engendrées par cette déformation (orientation, amplitude, etc.).

- **Déformation D_2 .** Elle se manifeste par des plis isoclinaux d'amplitude généralement métrique, associés à des cisaillements confondus ou légèrement sécants à la schistosité sD_2 , ces derniers étant pénétratifs à l'échelle de la carte et soulignés par des mylonites et d'abondantes exsudations de quartz. Les plis ont une géométrie complexe. Ils admettent comme plan axial une schistosité de strain slip sD_2 pénétrative, généralisée à l'ensemble des terrains cristallophylliens. La schistosité sD_2 transpose la schistosité sD_1 , si bien que, d'une manière générale, la schistosité principale observée sur le terrain peut être considérée comme une schistosité composite sD_{1-2} .

Les plis D_2 observés ont une géométrie complexe ; les axes sont fréquemment courbes. Leur direction axiale varie de N 10°E à N 170°E, avec une direction statistique de N 90 à 100°E au Sud du mont Lozère et de N 45°E à l'Est de la faille de Villefort où cette orientation est également marquée par une linéation d'étirement dans les matériaux gneissiques, de direction moyenne N 45°E.

- **Déformation D_3 .** Elle est bien exprimée au Sud du mont Lozère où l'on observe de nombreux plis de cette phase déformant les schistosités sD_1 et sD_2 . Ces plis, qui ont une amplitude métrique, décamétrique, voire cartographique, admettent comme plan axial une schistosité de fracturation à crénelation sD_3 peu pentée.

Les axes, rectilignes, sont orientés N 100 °E avec un plongement de 20° vers ESE (*cf.* carte).

Ponctuellement, il a été observé le plissement de grandes lamelles de biotite par cette déformation.

A l'Est de la faille de Villefort, cette déformation n'a pas été identifiée ; par contre, à proximité de la faille, la schistosité $sD_{1,2}$ est verticalisée et affectée par un plissement de direction N-S.

L'attitude actuelle, aussi bien des surfaces de stratification, lorsque l'on peut les discerner, que des surfaces de schistosité sD_1 et sD_2 , résulte des déformations tardives (voussuration ou fracturation). Il est cependant vraisemblable d'estimer que la schistosité composite $sD_{1,2}$, associée à la tectonique tangentielle, devait être proche de l'horizontale à l'origine.

Les déformations précoces (D_1, D_2, D_3), par leurs caractéristiques morphologiques et leur succession, sont tout à fait comparables aux déformations précoces reconnues dans le Sud-Ouest Massif central dans les terrains équivalents et dont les caractéristiques sont données dans le tableau 1.

Les Cévennes et l'Albigeois *l.s.*—Rouergue méridional appartiennent au même ensemble de terrains épimétamorphiques attribués au Cambro-Silurien, ceinturant le Sud Massif central. *Aucun terrain anté- ou syntectonique varisque plus récent que le Ludlowien n'a été reconnu dans ces deux domaines.*

Il paraît logique de corréliser les âges des événements cévenols avec les âges des événements comparables du domaine Albigeois *l.s.*—Rouergue méridional : structuration tectono-métamorphique D_1 et D_2 datée à 380-360 Ma et structuration D_3 datée à 345 Ma.

Par contre, comme pour l'Albigeois *l.s.* et le Rouergue méridional, il n'est pas possible de corréliser les événements cévenols aux événements du versant sud de la Montagne noire, ces derniers caractérisant un autre domaine, à structuration tectono-métamorphique plus récente, *postérieure au Namurien A* (Guérangé-Lozes, 1987).

Région cévenole

Depuis les travaux de A. Demay (1931) et de B. Gèze (1944-49), les Cévennes méridionales sont connues pour leur tectonique tangentielle importante : « complexe isoclinal orthocévenol » de A. Demay. Cette structuration tectono-métamorphique hercynienne polyphasée se caractérise par l'apparition d'une importante schistosité de flux composite $S_{1,2}$ née horizontale entre 10 à 365 km de profondeur (Arthaud *et al.*, 1969 ; Arthaud et Matte, 1977 ; Burg et Matte, 1978 ; Mattauer, 1980 ; Munsh, 1981).

Les travaux les plus récents sur l'analyse des déformations et leurs relations avec le métamorphisme général concernent les Cévennes méridionales : secteur au Sud de Génolhac entre Saint-Jean-du-Gard et La Grand'Combe, étudié par J. Magontier (1988).

Tableau I - Déformations souples dans le domaine au Nord de la zone axiale de la Montagne noire. (Guérangé-Lozes, 1987).

	Nappe de Saint-Sernin-sur-Rance	Nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès	Monts de Lacaune
DÉFORMATIONS SOUPLES TARDIVES REPLISSANT LES NAPPES ET LES ÉCAILLES DES MONTS DE LACAUNE	D ₅ <ul style="list-style-type: none"> 2) - plis synschisteux droits, millimétriques à plurimétriques, de direction axiale N-S à N 160 °E. - schistosité de fracture (non différenciée sD₅). 1) - plis synschisteux droits, à toutes les échelles, de direction axiale N 20 °E (antiforme de Montredon-Labessonnié), contemporains de la mise en place probable d'un granite sub-affleurant. - schistosité de fracture sD₅. 		D ₅ <ul style="list-style-type: none"> • grandes voussures, grosso-modo N-S, des écaïlles (antiforme de Lacaune-Viane).
	D ₄ <ul style="list-style-type: none"> - mégaplis aschisteux NE-SW 		D ₄ <ul style="list-style-type: none"> • grandes voussures de très grande amplitude, de direction N 50 °E (déformant l'enveloppe du granite du Mendic dans les monts de l'Est de Lacaune). • mégapliissynschisteux NE-SW contemporains de la mise en place du granite de Sidobre dans les monts de l'Ouest de Lacaune. - schistosité de strain slip sD₄.
DÉFORMATIONS SOUPLES PRÉCOCES CARACTÉRISTIQUES DE CHAQUE UNITÉ STRUCTURALE (NAPPES ET MONTS DE LACAUNE)	D ₃ <p>AU NORD DE LEDERGUES :</p> <ul style="list-style-type: none"> - plissement synschisteux • schistosité de crénelation sD₃. • plis cartographiques ouverts, de direction NW-SE. - cisaillement dextre NW-SE (lié à la mise en place du granite du Pinet) <p>RÉGION DE SAINT-SERNIN-SUR-RANCE :</p> <ul style="list-style-type: none"> - plissement synschisteux • schistosité de fracture sD₃. • plis en chevrons (m. à dam.), de direction NW-SE, déversés vers le SW. 	D ₃ <ul style="list-style-type: none"> - ondulations NW-SE. - cisaillement dextre ? (type Laval Rocquecezière) 	
	D ₂ <ul style="list-style-type: none"> - cisaillement tangentiel surface de chevauchement basale et nombreux cisaillements internes connexes. et - plissement synschisteux complexe associé : • schistosité de strain slip synmétamorphique sD₂ faiblement pentée N. • plis à axes courbes de direction NW-SE prépondérante. 	D ₂ <ul style="list-style-type: none"> - cisaillement tangentiel basal de la nappe (jeu essentiellement chevauchant) et - plissement synschisteux complexe associé : • schistosité de strain slip synmétamorphique sD₂ faiblement pentée N. • plis à axes courbes de direction N-S prépondérante. • <i>Plis d'amplitude au maximum hectométrique.</i> 	D ₂ <ul style="list-style-type: none"> - cisaillement (jeu senestre inverse dans l'écaïlle de Brusque devenant tangentiel à Murasson. et - plissement synschisteux associé : • schistosité de flux synmétamorphique sD₂ à pendage N (sporadique dans l'écaïlle de Mélagues, se généralisant au NW). • <i>Plis d'amplitude au maximum hectométrique.</i>
	D ₁ <ul style="list-style-type: none"> - schistosité de flux synmétamorphique sD₁ (en relique) 	D ₁ <ul style="list-style-type: none"> - mégaplis synschisteux • schistosité de flux synmétamorphique sD₁. • plis isoclinaux de direction axiale NE-SW à E-W déversés vers le SE. • <i>Aucun pli d'ordre inférieur n'a été observé.</i> 	D ₁ <ul style="list-style-type: none"> - mégaplis aschisteux généralisés à toutes les écaïlles, de direction NE-SW, déversés vers le SE. • <i>Aucun pli d'ordre inférieur n'a été observé.</i>

Pour cet auteur, l'évolution tectono-métamorphique hercynienne précoce se traduit par une importante tectonique tangentielle synschisteuse et symmétamorphe, à la fin de laquelle se mettent en place les grandes structures plissées régionales présentant une direction originelle E-W.

Cette tectonique tangentielle, dans les matériaux micaschisteux, correspond à deux phases de déformation successives :

- la *phase 1* qui se manifeste par l'apparition d'une schistosité de flux S_1 ou d'une foliation ; les plis associés sont rares et leur direction originelle semblerait, d'après l'auteur, méridienne ;
- la *phase 2* qui se manifeste par une schistosité de flux transposant S_0S_1 . C'est le plan de clivage régional. Les plis D_2 associés sont nombreux et leur direction est E-W avec un déversement vers le Nord.

C'est à la fin de cette évolution précoce que l'intensité du métamorphisme général de faible degré atteint son maximum.

L'âge de cet événement tectono-métamorphisme n'est pas connu mais l'auteur pense raisonnable de lui attribuer un âge minimal carbonifère inférieur.

Un événement tectono-métamorphique tardif (*phase 3*) se superpose aux précédents. Il se traduit par des plis (centimétrique à métrique) droits ou déversés, de direction NW-SE, admettant une schistosité de fracturation ou de crénulation de plan axial, soulignée par la recristallisation des phyllites. Aucune mégastructure n'a pu être attribuée à cette phase dans la région décrite.

L'âge de cet événement n'est pas connu, mais pour l'auteur il est tentant de le rattacher à la phase 1 namuro-westphalienne du versant sud de la Montagne noire, déversé vers le SSW et d'orientation N 100°E.

Nous retrouvons donc à Génolhac, à l'Ouest de la faille de Villefort, une chronologie relative des événements tectono-métamorphiques très semblable à celle établie par J. Magontier, avec cependant quelques divergences.

Pour ce qui concerne la phase 2, la schistosité sD_2 régionale induite est, au Nord, de strain slip et non de flux ; de plus, les plis associés, fréquemment courbes, ont des orientations axiales variables allant de N-S à E-W ; leur amplitude est au maximum métrique. De nombreux cisaillements tangentiels leur sont associés.

La phase 3 à Génolhac se manifeste par un plissement intense ; les plis déversés vers l'Ouest ou le SSW, d'amplitude très variable, voire cartographique, admettent comme plan axial une schistosité de fracture peu pentée (il ne s'agit pas, comme au Sud, de plis droits).

Enfin, rappelons que nous corrélons ces différentes phases avec celles reconnues en Albigeois *l.s.*—Rouergue méridional et non pas avec celles des nappes du versant sud de la Montagne noire (cf. *supra*) ; dans notre proposition de datation, la phase 3 serait anté-viséenne.

ÉVÉNEMENTS TARDI-HERCINIENS

J. Magontier, intégrant les travaux antérieurs, a distingué trois phases dans l'évolution tardi-hercynienne :

– une distension E-W (Westphalien supérieur–Stéphanien moyen), se traduisant par la mise en place de filons de microgranite et de lamprophyre subméridiens et par l'ouverture du bassin limnique houiller dont les sédiments sont datés du Stéphanien inférieur et moyen ;

– une compression NW-SE (fin Stéphanien moyen–Stéphanien supérieur *pro parte*), responsable du jeu senestre de la faille de Villefort, des mégacrochons de part et d'autre de cette faille provoquant des torsions et redressements des structures, de la formation de kink-bands de direction N-S à regard Ouest et de l'écaillage vers le WNW dans le bassin houiller (imputé selon Gras à la phase saaliennne) ;

– une distension N-S (Stéphanien supérieur–Permien) se traduisant par la mise en place d'une seconde génération de filons de direction E-W.

ÉVÉNEMENTS MÉSOZOÏQUES À ACTUELS

La transgression du Trias-Rhétien–Hettangien sur un socle paléozoïque érodé jusqu'aux granites et imparfaitement pénéplané, progresse depuis le Sud-Est.

Le Lias témoigne d'une sédimentation marine peu profonde, avec des discontinuités de sédimentation (fin de l'Hettangien à Sinémurien), biseaux et lacunes, une dolomitisation, les passages latéraux à des formations littorales. Des points hauts devaient émerger au moins par intermittences. Le Jurassique des Grands Causses y témoigne d'une franche installation du régime marin, mais sous une tranche d'eau probablement peu profonde sous laquelle les séries, s'épaississant vers l'Ouest, témoignent d'un important jeu subsident. Vers 70 Ma (Béguvien), 40 Ma (Bartonnien), les événements « pyrénéo-provençaux », et plus tard, vers 20 Ma, le paroxysme « alpin » (Aquitannien) et l'épirogénèse ponto-pliocène, réactivent les grands accidents hercyniens qui rejouent tantôt en faille inverse, tantôt en faille normale.

Au Pliocène, la région cévenole est marquée par une tendance épirogénique positive. On pense que la surélévation épirogénique se serait poursuivie très récemment ; l'approfondissement des vallées et l'escarpement des versants dateraient pour une large part du « Quaternaire moyen ». J.C. Bouquet (1980) décrit des failles actives actuelles, comme par exemple celle de Saint-Maurice-de-Ventalon.

Des traces de glaciations ont été relevées dans certaines vallées aux altitudes actuelles de 1 000 à 1 500 m ; un glacier wurmien se serait installé dans le haut de la vallée de la Palhères près de Villefort (G. Fabre). Un surcreusement post-wurmien des vallées est certain. On observe en effet des terrasses anciennes 40 à 60 mètres au-dessus des terrasses subactuelles (La Salle-Prunet, Génolhac...).

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Eaux souterraines de la région granitique

Le manteau d'arène granitique varie en épaisseur : quasi nul là où pointent tors, pitons et « trucs », il dépasse le mètre, voire le décamètre, sous les croupes et versants doux, dans les alvéoles et parfois aussi dans des versants escarpés où l'arénisation s'est verticalement accrue selon des accidents cassants. Les sources y sont nombreuses, de débit assez régulier mais faible (généralement inférieur à 1 litre/seconde), à l'exception des secteurs situés à proximité des grandes fractures des versants nord et est. Les eaux sont froides (5 à 10°) et typiquement « granitiques » (faible minéralisation, acidité et agressivité importantes, fréquemment chargées de gaz carbonique qui s'exprime parfois en bulles au lieu d'émission).

Certaines de ces sources avaient mauvaise réputation dans les milieux pastoraux.

Aux têtes des vallées sur les granites, les alluvions sableuses et arènes renferment de petites nappes d'eau accessibles par des puits ou soutirables à l'aval. Plus en amont, le débit est régularisé par des alluvions tourbeuses, ce qui permet un écrêtement et la pérennité estivale.

Eaux souterraines des territoires cristallophylliens

Les sources y sont plus rares, de moindre pérennité ; elles ont un débit irrégulier. La circulation de l'eau peut être favorisée soit par la fracturation (principalement les grandes failles verticalisées à zones broyées argileuses), soit par des contacts verticalisés ou non entre des formations lithologiques très différentes (micaschiste et quartzite, filons magmatiques, filon de quartz, granite et encaissant).

Les grands accidents régionaux, comme la faille d'Orcières et surtout celle de Villefort, réunissent tous les facteurs favorables (verticalité, grandes zones broyées, situation à la limite de deux ensembles lithologiques distincts).

Les cordons alluviaux des thalwegs sont généralement de faible volume : d'où de faibles écoulements et peu ou pas de réserves, sauf dans les petites « plaines » ou « chambons » des cours d'eau les plus importants à basse altitude (Tarn, Tarnon).

Eaux souterraines des terrains sédimentaires

A la base du Secondaire, les arkoses se comportent un peu comme les arènes granitiques, sur des rideaux imperméables constitués des terrains cristallophylliens sous-jacents affectés par l'altération et la rubéfaction anté-lia-sique. Les suintements y sont nombreux et pérennes. Le toit des marnes toarciennes constitue classiquement un rideau aquifère dans tout le pays caussenard des feuilles voisines ; ce n'est pas le cas des marnes de la feuille.

MINES ET CARRIÈRES

Mines

Aspect historique et économique

Comme J. Geffroy l'écrit dans la notice de la feuille Mende, la région « fait l'objet de traditions flatteuses » portant principalement sur les filons à galène argentifère du pourtour du mont Lozère.

Certains travaux sont attribués aux Romains ; mais vraisemblablement certains sont médiévaux. A Vialas, dans le filon « des Anciens » ont été retrouvés quelques outils de fer complètement oxydés ainsi que les traces d'une exploitation par le feu très ancienne dont on ne peut préciser l'âge. On pense également que ces richesses minérales régionales furent exploitées au XII^e siècle. Une exploitation aurait repris à Villefort sous Louis XIV et se serait poursuivie de façon plus moderne de 1768 à 1774.

A cette époque, le minerai de Peyrelade (près des Balmelles) était transporté, à dos de mulets, à la fonderie de Rochemaure au bord du Rhône. Vers 1778, à proximité du filon cuivreux du Fraissinet, se construisit une fonderie située à proximité de La Palhères, dont elle utilisait l'eau ; elle employait deux cents personnes. La production annuelle atteignit le chiffre de 500 kg d'argent et de 120 000 kg de plomb marchand (filons exploités : Mazimbert, Peyrelade, Bayard).

En 1781, Jean Vidal fut à l'origine de la redécouverte du gisement de Vialas (ravin de La Picardière).

Le minerai de Vialas, au début, était traité à Villefort mais cette exploitation décline lentement jusqu'en 1824. Vialas fournissant alors presque tout le minerai, la fonderie y est transférée. Le minerai était extrait de trois petites mines près du Pont-de-la-Planche : La Picardière, Le Colombert, Le Bos-Viel.

Vialas connaît un essor considérable sous l'impulsion de l'ingénieur Rivot. En 1862, la fonderie de Vialas produit 352 360 kg de plomb et 1 930 kg d'argent. L'argent produit — d'une grande pureté — était envoyé à la Monnaie de Paris et transformé en écus de 5 F à l'effigie de Napoléon III.

Mais on néglige la prospection ; Vialas décline. En 1863, Rivot s'intéresse à nouveau à Villefort. A partir de 1878, des travaux reprennent au Péchadou (Nord-Est des Balmelles). En 1883, J.B. Dumas, président de la Compagnie des Mines de Villefort, Vialas, Le Rouvergue et Comberebonde, vend la concession à la Compagnie de Mokta-el Hadid. Vers 1886, Villefort prend le pas sur Vialas. En 1890, la production n'est que le quart de celle de 1862. Il n'y a plus que 114 ouvriers. Interruption générale en 1894. Reprise en 1898 à Villefort. 1909 : décret acceptant la renonciation par Mokta-el Hadid à la partie de la concession située dans le district de Vialas. Les reconnaissances se poursuivent dans le secteur des Balmelles. En 1917, Mokta renonce à sa concession et en 1918 elle la vend à M. Jousten.

Connue et exploitée dès le XVIII^e, la mine du Fraissinet (chalcopryrite) reprend activité pendant la première guerre mondiale. La barytine est exploitée au fond du ravin des Balmelles. Abandon en 1960. Pennaroya, de 1970 à 1975, recherche en haute Cézarenque arsenic, or, tungstène. Très récemment, les gîtes du secteur Collet-de-Dèze, Alteyrac, Pont-de-Rastel, Finoune sont l'objet de nouvelles recherches.

Dans la décennie 1950-1960, commence la recherche de minerais d'uranium.

Principaux gîtes et indices minéraux

Numéros d'archivage	Points minéralisés
4-4001	<i>Le Pouget</i> - Produit recherché : chalcopryrite. Filon 125. Chalcopryrite, barytine, galène, malachite, azurite. Dans les micaschistes soumis à l'auréole thermique du granite de Rabeyrals. Exploitation dès 1750 de minerai de cuivre au Fraissinet.
4-4006	<i>Les Balmelles</i> - Filons quartzo-barytiques et gîtes stratoïdes dans le Trias basal. Indices de fluorine.
4-4002	<i>Mas-Imbert</i> - Galène argentifère et barytine, chalcopryrite, mispickel, pyrite. Filon 135 dans les micaschistes « auréolés ». Teneur en Ag dans le concentré à 80 % Pb : 150 à 300 ppm en surface, 400 à 5 000 ailleurs (4 006 ppm au filon des Issards).
4-4005	<i>Bayard</i> - Galène argentifère. Filon entre micaschistes et granite (faille). Exploitée dès le XVIII ^e siècle. Teneur en argent dans le concentré à 80 % Pb : 150 à 300 ppm en surface, 400 à 5 000 ailleurs.
5-4013	<i>Cocurès 1</i> - Plomb, zinc, galène blende, pyrite, barytine, quartz (Créguts, Peupliers, Agudes). Filons 90 à 120 dans les schistes quartzeux.
1-4008	<i>Les Colobrières</i> - Plomb, zinc : filon 130, galène. Filon dans l'Hettangien. Les Bondons - Uranium : minerais d'oxydation. Imprégnation diffuse dans granites et micaschistes. Épisyénites.
1-4002	<i>Le Cros</i> - Uranium : minerais d'oxydation, imprégnation disséminée dans les schistes noirs (Les Bondons). Épisyénites. Des sondages ont été faits. L'impact écologique de l'exploitation inquiète la population.

- 1-4004 *L'Oultré* - Uranium : minerais d'oxydation, imprégnation disséminée. Épisyénites.
- 1-4003 *Malaval «La Fourche»* - Plomb, zinc, barytine. Galène, blende, barytine. Pyrite, quartz. Filon dans l'Hettangien inférieur dolomitique (directions 40 à 60).
- 1-4009 *La Pierre-Plantée* - Plomb, zinc, barytine. Galène, blende, barytine. Filon 90 (Ruas) et minéralisation stratiforme dans l'Hettangien dolomitique.
- 1-4007 *Lozerette* - Plomb, zinc, galène, barytine : gîte stratiforme dans le Lias inférieur. Le concentré de plomb avait des teneurs de 240 à 750 ppm d'argent. La blende à 60% de zinc contenait 1 100 ppm de Sb (Hettangien supérieur).
- 1-4005 *Champ-Ferrier* - Plomb, zinc, galène, blende. Gîte stratiforme dans l'Hettangien supérieur dolomitique.
- 1-4001 *Malbosc-Le Crouzet* - Plomb, pyrite, cuivre dans barytine, filon 90 avec barytine, galène, chalcopryrite. Pyrite : dans l'Hettangien.
- 5-4005 *Cocurès-Fleury* - Plomb. Galène, pyrite, chalcopryrite, quartz. Filon 60 dans les schistes quartzeux et le granite.
- 5-4011 *Cocurès-La Rivière* - Plomb, argent, pyrite, galène, blende, pyrite, chalcopryrite. Une passerelle. Filons 100 à 135. Cuivre gris, oxyde de cuivre, barytine dans les schistes.
- 1-4017 *Monteils* - Plomb, barytine, galène, chalcopryrite, quartz. Gîte stratiforme et fissural dans l'Hettangien inférieur dolomitique.
- 1-4006
- 5-4003 *Bedoués 1* - Plomb, argent, galène, blende, chalcopryrite, pyrite. Barytine, quartz dans les schistes épimétamorphiques et une rhyolite. La Baume, filon 130.
- 5-4002 *Bedoués 2 - «Le Pont»* - Plomb, argent, galène, barytine, quartz dans les schistes. Filon 106.
- 5-4009 *Col des Vernèdes* - Barytine, quartz. Filon 140, faille schiste-granite.
- 5-4014 *Miral* - Plomb, zinc dans gangue quartz : filon.

- 5-4010 *Les Bombes* - Uranium : minerais d'oxydation en filon et amas dans le granite et microgranite. Pechblende, autunite, oxyde d'uranium.
- 8-4010 *Les Roncs-de-Trenze* : As, Fe.
- 5-4001 *Ramponenche* - Plomb, zinc, argent : gangue de quartz et barytine dans les granites et dans les contacts avec les micaschistes. Dans le concentré à 80 % de plomb on trouve 1 000 à 1 500 ppm d'argent. Filon 160.
Blende, galène, pyrite, chalcopyrite, marcassite. Barytine, sidérose, quartz. Contact par faille micaschiste-granite.
Ramponenche a fourni de 1953 à 1956 420 tonnes de plomb et 400 tonnes de zinc.
- 5-4007 *La Vernède* (fait partie de la concession de Ramponenche) - Filon dans le granite. Plomb, zinc. La blende à 60 % de zinc contenait 300 ppm de Sb.
- 5-4008 *La Grandville* - Barytine. Filon 160 dans schiste épi-métamorphique.
- 7-4003 *Vieljoue* - Antimoine. Filon (dans le niveau des quartzites feldspathiques à épidote) subvertical Nord-Est, puissant de 0,10 à 0,20 m (schiste, quartz, Sb, mispickel). Exploitation de 1840 à 1847 en huit niveaux sur 120 mètres, 96 tonnes de minerai à 50 % (filon de la Devèze). Reprise des travaux en 1909 : 4 tonnes de minerai à 30 % de Sb. Dans les haldes on a trouvé la berthiériste (stibine, berthiériste). Pyrite, oxyde d'antimoine, mispickel, quartz. Filon 60.
- 7-4007 *Vieljeuf* - Antimoine. Filon encaissé dans les quartzites feldspathiques à épidote. Exploitation de 1890 (51 tonnes de minerai à 50 %) à 1901- 1903 (12 tonnes à 30-40 %). Filon dirigé Nord-Est puissant de 0,50 à 0,60 m. Minéralisation discontinue. Filon 50. Même encaissant qu'à Vieljoue.
- 7-4005 *Le Rouve* - Antimoine. Filons : deux galeries au Sud du Rouve-Haut (travaux 1842-1848) Nord 260° E. A La Roche projet d'ouverture (non réalisé). Faisait partie d'une concession de 1843 pour antimoine. Propriétaire C.F.M.D. Inexploitée depuis 1847. Filon 40. Stibine, quartz, dans schiste et quartzite. Tous les filons Sb ci-dessus ont une faible extension horizontale et même verticale.
- 7-4009 *Jalcreste* - Plomb, zinc, gangue barytique. Filon 90. Galène, barytine, blende.

- 7-4008 *Les Urfruits* - Fer, marcassite, pyrite (d'allure colomorphe : probablement de basse température). Filon 100° dans granite du mont Lozère (p : 2 m). Roger voit dans sa situation un indice d'enfouissement.
- 7-4006 *Les Bastides* - Uranium. Dans micaschiste atteint par l'auréole thermique du granite du Pont-de-Montvert.
- 7-4004 *La Barraque* - Barytine, plomb. Barytine, galène, blende. Micaschistes atteints par l'auréole thermique. Filon 100.
- 7-4011 *Malfrezès* - Galène, zinc, plomb, argent, barytine, filon 105. Barytine, blende, galène. Oxyde de zinc dans les micaschistes atteints par l'auréole granitique.
- 7-4010 *Nord-Est Mont-Cuq* - Filon Q. Barytine, fer.
- 8-4001 *Soleyrols* - Plomb, barytine. Filon quartzo-barytique galène dans micaschistes : filon 90.
- 7-4012 *Le Massufret* - Barytine, galène. Dans les micaschistes atteints par l'auréole granitique. Filon 105.
- 7-4001 *Le Villaret* - Barytine, pyrite, galène, blende. Dans les micaschistes atteints par l'auréole granitique. Filons 70 et 105.
- 8-4009 *Vallat des Chabres* - Plomb, zinc, galène, blende, chalcopryrite, barytine, oxyde de fer dans les schistes épimétamorphiques. Filon 95.
- 8-4002 *Col de Banette* - Plomb, barytine. Barytine, galène, oxyde de fer dans les schistes épimétamorphiques. Filon 105.
- 8-4002 *Vialas* - Galène. Gangue quartzo-barytique avec dolomite dans les micaschistes.
Vialas (plus partie de Villefort) ont donné de 1835 à 1894 17 400 tonnes de plomb, 93 tonnes d'argent
- 8-4001 *Trémujols* - Antimoine. Gangue de quartz dans les micaschistes.
- 8-4008 *La Grave* - Barytine, oxyde de fer dans les micaschistes de l'auréole granitique. Filon 90.

- 8-4004 *Alteyrac-Legal* - Mispickel, antimoine. Recherches de mispickel aurifère et d'antimoine : demande de concession rejetée en 1923. Filons « Benoît », « Roure », de la « Croupatière », encaissés dans les quartzites feldspathiques à épidote qui contrôlent leur extension. Remplissage de quartz et schistes minéralisés en mispickel, stibine, pyrite. Plomb, zinc, cuivre en traces. Teneur en or 12 g/ tonne (Benoît), argent 20 g/tonne. Or : fines paillettes dans les clivages du mispickel, parfois du quartz. Les filons sont d'origine Nord 50° à 58°E. Le filon de Legal N 65 E.
- 8-4012 *Champaurus* (St.-Joseph) - Plomb, argent, galène, césurite, barytine (filon 65 dans les « leptynolites » et le granite).
- 8-4006 *Finoune* - Zinc, plomb, argent : gîte fissural. Mispickel, pyrite, marcassite, blende, galène. Filon dans les micaschistes sur fracture 160, dans les micaschistes de « l'auréole », dans le couloir de décrochement de l'accident de Villefort. Paragenèse identique à celle de Vialas, mais selon une direction NNW inaccoutumée
- 8-4013 *Les Clèdes* - Galène. Filon recoupant le granite porphyroïde.
- 8-4003 *La Moline et L'Ennet* - Galène. Filon 70. Galène, blende, pyrite, mispickel, chalcopryrite, marcassite. Filon recoupant le granite porphyroïde. Filon de L'Ennet : longueur 2 000 mètres (archives BRGM), trois lentilles de 150 mètres, larges de 10 à 12 mètres pour la plus orientale, 4 à 5 mètres pour les deux autres. La minéralisation résultait de trois venues : 1) calcite plus dolomie ferrugineuse et manganésifère accompagnant de la galène à larges facettes ; 2) Q grenu, galène à petits grains, plus riche en argent ; 3) barytine blanche ou rose. Rattachables au réseau de Vialas avec léger enfouissement.
- 8-4011 *Les Bouzèdes* - Tungstène, scheelite dans gîte fissural, dans le granite du Pont-de-Montvert.
- 8-4007 *Aigubelle* - Mispickel. Magnétite, mispickel, pyrite, marcassite, chalcopryrite, pyrrhotine. Filonnets recoupant le niveau stratiforme à minerai de fer du Haut-Amalet, lequel est en contact dysharmonique (contacts anormaux aux bordures).
- 4-4004 *Planzolles* - Indice de galène dans des micaschistes. Filon.

- 4-1 (sondage) *Viellvic* - a) filonnets subméridiens, galène, pyrite, chalcopryrite, blende, mispickel. Gîte fissural. b) sur niveau de gneiss à épidote-zoïsite- albite (ou près de ce niveau), indices de scheelite. Recherches Pennaroya 1970-1975. (2 sondages BC 25, BC 26).
- 4-2 (sondage) *Le Bois de Bertrand* - Tungstène (voir ci-dessus).
- 7-4002 *Bluech* - Barytine, plomb, zinc, argent, filon quartzeux dans les micaschistes (à cheval sur la limite sud de la feuille près de Jalcreste). Teneur en argent : 500 à 5 000 ppm dans le concentré à 80 % de plomb (la teneur en argent décroît vers le haut). (Exploitation médiévale probable...)
- 5-4015 *Tardonanche* - Minéralisation disséminée en cuivre : malachite dans les grès et conglomérats de l'Infra-lias.

CARRIÈRES

Roches éruptives

Les granites (localement les lamphrophyres) ont permis les réalisations architecturales de grande valeur artistique des églises, châteaux, mas et ponts anciens. Dans l'utilisation des matériaux granites-micaschistes, les premiers servaient aux angles, chaînes, tableaux, piliers ; le plein des murs était bâti de lauzes. Les granites porphyroïdes sont peu utilisés pour la pierre sciée ou polie (ils s'épauffrent aux arêtes). Les autres granitoïdes, notamment les enclaves dioritiques des Laubies, admettent mieux ce genre d'utilisation. Les granulats de bétons de grands travaux (barrage de Villefort) ont été tirés presque sur place de carrières dans le granite porphyroïde de la Borne. Il n'existe aucune carrière importante de granite.

Roches cristallophylliennes

L'architecture traditionnelle, loin d'affleurements de roches massives, s'est quasi totalement réalisée en lauzes : posées à plat, parfois en arêtes de poisson, en minces voussoirs pour voûtes, arcs et arceaux — et en matériaux de couverture. Là encore, aucune très grande carrière. La lauze de couverture, à nouveau recherchée, est actuellement importée de territoires extérieurs à celui de la feuille (Le Tournel, Lachamp, Le Pompidou, Lacaune).

Les terrains cristallophylliens n'offrent que dispersées et limitées en volume utile, des masses propres à l'extraction de lauzes de couverture : planéité sur des surfaces aussi grandes que possible, clivage jusqu'à une minceur idéale de l'ordre du centimètre, façonnage des bordures pour la mise en œuvre, percement pour l'attache aux crochets et pointes qui ont remplacé

les chevilles de bois. Cohésion durable en œuvre après effet des intempéries et des charges de neige et secousses dues au vent. Des caractères microtectoniques contrôlent ces qualités (parallélisme, foliation, stratification en général). La nature lithologique joue son rôle. Les pyrites, grenats, lentilles carbonatées, feldspaths altérables, fragilisent le matériau. Quelques petites carrières de gneiss, quartzites, schistes quartzeux, fournissent des balasts grossiers.

Les alluvions du terrain cristallin sont localement prélevés comme granulats de construction. Les phyllites, les matériaux argileux y sont trop abondants pour être recommandés dans la préparation de bétons armés (poutres et dalles). Biens lavés, ils donnent de bons granulats pour les mortiers à béton, les bétons banchés, les enduits (Cèze, Luech, Tarn...).

Les arènes, traitées en « sable de carrière » par la maçonnerie artisanale, ont donné des mortiers de pose excellents à condition d'être soustraits aux intempéries (Génolhac, Vialas, Villefort) — « sistre ou tanas » dans le langage local.

Terrains sédimentaires

Les grès et arkoses de la cham des Balmelles ont fourni un matériau fin ou grossier qui, taillé comme les roches grenues, participe aux architectures médiévale et traditionnelle (totalité des ouvrages ou tableaux, angles, moulures, en association avec d'autres roches). Les ouvrages routiers et ferroviaires du XIX^e siècle les avaient fortement utilisés jusqu'à l'arrivée du béton. Ces matériaux sont à nouveau très recherchés. Dans le secteur des Bondons, les dolomies et calcaires ont toujours été exploités à l'état de blocs grossiers ou parfois finement taillés. La dolomie « capucin » est d'utilisation difficile car elle se gélive et se disloque à retardement, parfois déjà en œuvre. On lui a préféré la dolomie parallélipédique et les matériaux du Carixien.

Les matériaux carbonatés, surtout aux bordures de leur domaine et plus encore en petits « fromentals » (témoins isolés), ont alimenté des fours à chaux pour le pays siliceux voisin (Vallat des Chauffours près de Villefort, Grizac, etc.). On en a sans doute transporté pour des amendements.

Argiles téguilaires

En deux points au moins du territoire (cols de La Croix-de-Berthel et des Plos), c'est le broyage tectonique, suivi d'une certaine forme d'altération, qui a réalisé des gisements « mylonitiques » d'argiles bleues ou gris foncé, à partir de micaschistes. Des fours à tuiles et briques y ont longtemps fonctionné (gallo-romain à La Croix-de-Berthel, médiéval à moderne aux Plos). La pâte, peu débarrassée de ses impuretés quartzieuses ou feldspathiques, y cuisait en passant du bleu originel au rouge violacé. Bien cuits, les produits étaient robustes, peu gélifs, remarquablement adhérents aux mortiers.

SOLS, RESSOURCES DES SOLS ET CLIMATS

Le territoire de la feuille est partagé en deux par la « ligne de partage des eaux ». La majeure partie de sa moitié nord dépasse 900 m et culmine à plus de 1 500 m. Au Sud-Est et surtout du Sud-Est au Nord-Est, des fonds de vallée s'encaissent au-dessous de 500 m. Un canevas climatique en découle et il recoupe celui des différences lithologiques.

Cévennes cristallines

Les terrains cristallophylliens et magmatiques subissent un lessivage et donnent des sols bruns acides.

La tranche comprise entre 400 et 700 m est largement occupée par les taillis de chênes verts et la châtaigneraie. Le chêne pubescent méditerranéen y est rare. Le chêne rouvre ou ses hybrides, jadis abondants, sont présents au Sud-Est du mont Lozère et aussi dans le bassin de la Mimente.

La châtaigneraie occupe à peu près tous les types de relief. Les variétés productives cultivées occupaient des croupes, pentes douces recouvertes de sols suffisamment profonds et frais. Les peuplements sauvages ou « bouscas » ont conquis les versants les plus escarpés.

Les sous-bois, de même que les landes et maquis résultant de l'évolution d'un « paysage humanisé » déserté, offrent : *Erica cinerea*, *E. arborea*, callune, sarothamne, fougère-aigle, *Cista salviaefolius*, *Adenocarpus commutatus*, *Teucrium scorodonia*, *Jasione montana*, *Aira cariophyllaea*. En sous-bois, notamment sur les escarpements : houx, bruyère à balais, buis, ciste à feuille de sauge, callune, fougère-aigle. Introduit à la fin du XIX^e siècle, le pin maritime s'est très largement disséminé (Sud-Est de la feuille, voisin du bassin minier) mais il est la proie fréquente des incendies.

Le châtaignier a été (près de mille ans) l'arbre à pain des « Cévennes strictes ». Les surfaces des îlots labourés se sont considérablement réduites. Les cordons alluviaux des fonds et vallées et quelques lopins proches de moyens d'irrigation, conservent quelques jardinages, fourrages, pommes de terre. Jusque vers 500 à 600 mètres aux adrets, demeurent quelques vignes et fruitiers (en régression eux aussi). Livrés à leur évolution, des thalwegs deviennent galeries forestières à aulnes, saules, frênes, houblon, douce-amère, liseron, clématite en liane. Les cultures abandonnées passent par des stades de landes, broussailles, maquis, et si l'incendie laisse une trêve d'une à deux décennies, l'évolution vers la forêt climatique est « déviée » par l'ensemencement spontané des résineux (pin maritime, laricio, etc.).

Entre 600 à 1 000 m se situe l'étage du chêne rouvre ; cette espèce qui a densément marqué la toponymie survit ou se redéploie sur les flancs du Lozère et du Bougès. Le châtaignier — et principalement le « bouscas » vers le haut de l'étage — constitue des peuplements pouvant avoir un avenir comme bois d'œuvre. Vers le haut on passe à la hêtraie.

Croupes du Bougès, massif de la Lozère

Tous les sols sont siliceux, pauvres, parfois intensément ravinés. Ce sont encore des lithosols et des sols bruns acides, « passant à des sols ocre podzoliques ou crypto-podzoliques, plus localement des rankers pseudo-alpins (sols humiques silicatés) sur les sommets et des sols alluviaux tourbeux dans les dépressions mal drainées ».

Il demeure quelques labours céréaliers dans le Sud-Ouest du mont Lozère sur quelques versants ou croupes de ses contreforts nord, et dans le Sud-Ouest du Bougès. Les terrains incultes peu boisés sont là encore des landes de bruyères (plutôt sur les micaschistes) ou de genêts (plutôt sur les granites). Mais au-dessus, de 1 100 à 1 300 m, on passe à des prairies de caractère subalpin et aux pelouses de la « nardaie » du mont Lozère, pâtures principales des bêtes à laine transhumantes (bovins en redéploiement). La mécanisation a permis ces dernières années quelques opérations de moto-faucheuse aux plus hautes altitudes.

C'est dans les mêmes étages d'altitude et de climat (chênaie, hêtraie et étage subalpin) qu'on a depuis un siècle, et plus intensément depuis quelques décennies, entrepris de grandes tâches de reboisement en résineux ; ces forêts néoformées englobant les boqueteaux et lambeaux résiduels de l'ancienne hêtraie primaire (Bougès, Nord et Est de la Lozère). Les plantations nouvelles ont une centaine d'années dans les parties gardoises dominant la Cézarenque. Ils sont nettement plus récents ailleurs en général.

Terrains secondaires (Sud-Ouest de la feuille)

Les placages arkosiques ont des sols, un chimisme et une végétation, assez proches de ceux des granites dont ils dérivent. Au contraire, les matériaux calcaires tranchent dans le paysage. Les terrains post-rhétiens (marnes, calcaires, dolomies et leurs éboulis et alluvions) donnent des sols à dominante alcaline : ce sont des sols bruns lessivés, des sols bruns calciques, des sols bruns calcaires, des rendzines rouges, des rendzines grises dolomitiques et des lithosols. Les sols résiduels rescapés de la pénélaine paléogène, très peu représentés sur la feuille (Tardonnenche), n'ont conservé de leur origine tropicale que leur haute teneur en argile et fer (rendzines rouges).

Les formations liasiques sont souvent déboisées. Ce sont des pâtures, labours si les sols sont profonds. Les formations du Dogger, peu représentées sur la feuille, donnent des versants raides jadis pâturés, actuellement boisés où dominent les pins (pin sylvestre spontané et pin noir d'Autriche par introduction). Les parties escarpées du Lias, notamment dans des versants septentrionaux, ont elles aussi commencé à être reboisées (Lampézou, Ramponenche). Les quelques secteurs épargnés par le surpâturage, la culture ou les reboisements, se caractérisent par l'étage de chêne rouvre, qui est associé au buis très caractéristique des pentes et escarpements. Aux plus basses altitudes du Sud-Ouest de la feuille (près de Florac et de Cocurès), des vignes ont occupé les versants les mieux exposés.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et, en particulier, cinq itinéraires dans le **Guide géologique régional : Causses-Cévennes-Aubrac**, par J. Rouire et C. Rousset. (Masson édit., 1973) :

— partie de l'*itinéraire V*, gorges du Tarn et gorges de la Jonte..., Meyrueis, Florac, Sainte-Enimie ;

— partie de l'*itinéraire VI*, cause Méjan, de Meyrueis à Meyrueis par le panorama de Florac (fig. 52) ;

— partie de l'*itinéraire VII*, Saint-Jean-du-Gard, Florac par la corniche des Cévennes, vallée du Tarnon (p. 106), le Bougès (p. 106), Pont-de-Montvert ;

— partie de l'*itinéraire VIII*, d'Alès à Mende par la Cézarenque et le mont Lozère, corniche de Clerguemort (p. 110 et 111), vallée de Vialas, Pont-de-Montvert, Finiels, Le Bleymard (p. 112), Génolhac à Villefort (p. 11, etc.), Est du mont Lozère (p. 113 à 117), de Villefort au col des Tribes par l'Altier (p. 117, etc.) ;

— partie de l'*itinéraire IX*, cause de Mende, le Valdonnez, plateau des Bondons, Florac (p. 125 à 129).

Spéléologie

L. Balsan (1946). Spéléologie du département de l'Aveyron. Mém. Soc. L.S.A. Aveyron.

L. Balsan (1950). Grottes et abîmes des Grands Causses. Millau : Roger Maury, 150 p.

J. Rouire (1946). Rech. spéléologiques sur les Grands Causses. *An. spél. Fr.*, t.I., p. 119.

J. Rouire (1949). Rech. spéléologiques sur les Grands Causses. *An. Spél. Fr.*, t. IV., fasc 3, p. 109-129.

J. Rouire, C. Rousset (1973). Guide géologique régional, p. 179.

Terrains cristallins, magmatiques, métamorphiques (environs de Génolhac, Villefort, mont Lozère, etc.) : Livret-guide et comptes-rendus du 26^e Congrès géologique international, 1980. Excursions 010 A et 011A p. 19 à 64 (Introduction à la géologie du Massif central, programme 011A, sixième journée). Rédaction : J.M. Peterlongo, J. Grolier, A. Fernandez, G. Sabourdy.

DONNÉES RÉSUMÉES DES SONDAGES

Elles font l'objet du tableau 2.

BIBLIOGRAPHIE

ARTHAUD F., MATTAUER M., MATTE P. (1969) — La direction des plis couchés penniques de la phase majeure hercynienne est subméridienne dans les Cévennes méridionales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris t. 269, série D, p. 556

TABLEAU 2 : DONNÉES RÉSUMÉES DES SONDAGES

N° ARCH.	Coordonnées			Nature des matériaux traversés	Profondeurs limites (en mètres)	Prof. fond (cote soulignée)
	X	Y	Z			
1-9	702.98	231.98	895	sch. gris-noir <u>32,60</u> . sch. chlorit. <u>33,80</u> . granite <u>34</u> .		
1-10	702.99	231.83	840	sch. gris-noir <u>30</u> .		
4-1	728.545	234.620	439	Éboul. 5. sch. <u>62,5</u> . gneiss <u>104,05</u> . sch. <u>172,90</u> . Brèche <u>177</u> . (incliné 60° E)		
4-2	728.325	234.570	445.7	Éboul. 2,5. Sch. à filons de quartz <u>203,2</u> . (Incl. 60° E)		
7-1 à 4	715.08	226.90	1060	granite, env. <u>30</u> .		
7-5 à 8	715.41	226.76	1095	granite, env. <u>30</u> .		
7-25	715.37	228.79	993.5	Granite & filons d'aplite : 3 sondages <u>119</u> , <u>85</u> , <u>63</u> . (Incl.)		
7-36	721.43	225.20	760	schiste cristall. et quartz <u>166,80</u> . (incliné 45° NNE)		
7-37	721.00	225.14	760	schiste cristall. et quartz <u>176,60</u> . (incliné 50° NNE)		
7-38	720.16	225.5	890	schiste cristall. et quartz <u>166,70</u> . (incliné 45° SW)		
7-39	721.08	227.00	1070	schiste cristall. et quartz <u>142,60</u> . (incliné 45° NE)		
7-40	720.6	227.00	1149	schiste cristall et quartz <u>120,35</u> . (incliné 45° NE)		
7-41	730.37	227.07	1065	schiste cristall et quartz <u>249,60</u> . (incliné 45° NE)		
8-11	722.15	225.30	860	schiste cristallin <u>125,5</u> . (incliné 60° NE)		
8-12	723.863	225.100	835	schiste cristall. et quartz <u>182</u> . (incliné 45° N)		
8-13	724.07	225.12	800	schiste cristall. et quartz <u>182,15</u> . (incliné 45° N)		
8-14	723.27	227.02	640	schiste cristallin et granite <u>50</u> . (incliné 75° S)		

ARTHAUD F., MATTE P. (1975) – Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe, géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, n° 25, p. 139-171.

AUTRAN A., PETERLONGO J.M. (1980) – Introduction à la géologie du Massif central. Livret-guide d'excursions, 26^e Congrès international, Paris, 1980.

BOULADON J. (1960) – Sur les minéralisations en plomb-zinc et en antimoine de la périphérie du mont Lozère. *Bull. Soc. géol. Fr. (7^e série)*, t. II, p. 906-014, 2 fig. 2 tabl.

BROUDER P. (1963) – Description d'une succession lithologique avec niveaux-repères dans les schistes cristallins des Cévennes près de Villefort (Lozère). *Bull. Soc. géol. Fr. (7^e sér.)*, t. V., p. 828-834, 2 fig.

BROUDER P. (1964 a) – A propos des galets aplitiques des gneiss conglomératiques des Cévennes (Massif central français). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 5, p. 179-181, 1 fig.

BROUDER P. (1964 b) – Niveaux-repères dans la série métamorphique des Cévennes centrales (Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VI, n° 5, p. 699-703.

BROUDER P. (1968) – De la présence de nappe-plis de style pennique dans une série métamorphique hercynienne : les Cévennes, Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 267, (D), p. 575-578

BROUDER P. (1973) – Un document sur la limite Cambrien - Antécambrien dans les Cévennes : les gneiss de Peyrolles. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 278, (D), p. 2617-2620.

BROUDER P. (1977) – Carte et notice Meyrueis à 1/50.000. BRGM édit.

BRUN P., MARCELLIN P. (de) (1934) – Étude stratigraphique des petits causses des environs de Florac (Lozère). *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, t. 56, fasc. 3-4, p. 377

BUSSIERE P. (1955) – Étude du massif du mont Lozère et de sa couverture cristallophyllienne méridionale. Dipl. Géol.-Pétrogr., Clermont-Ferrand, 1 carte.

CANTAGREL J.M., DIDIER J., DUTHOU J.L., VIALETTE Y. (1979) – Répartition dans l'espace et le temps des granitoïdes du Massif central français. 7^e R.A.S.T., Lyon.

CHENEVOY M. (1968) – Les gneiss amygdalaires du Massif central français. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, (2), 10, p.177.

COLIN-DUFRESNE Y., FONTEILLES M., PELISSONIER H. (1959.) – Indices de scheelite de la bordure occidentale du massif granitique du mont Lozère. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 248, p. 830-832.

DEMAY A. (1931 a) — Les nappes cévenoles. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 320 p., 33 fig., 3 pl., 3 cartes géol. en couleurs.

DEMAY A. (1931 b) — Contribution à l'étude de la tectonique hercynienne dans les Cévennes méridionales et dans le Rouergue. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5^e série), t. I, p. 663-696.

DEMAY A. (1942) — Microtectonique et tectonique profonde. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 260 p., 19 pl.

DEMAY A. (1948) — Tectonique anté-stéphanienne du Massif central. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 250 p., 47 fig., 9 pl. (2 cartes en couleurs).

DEWOLF Y. (1975) — Paléoformes et paléoformations périglaciaires. Dynamique nivale actuelle au sommet du mont Lozère. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, p. 67-70.

DEWOLF Y., JOLY F., LEGER M., VALADAS B., VALLÉE C. (1977) — Formes périglaciaires héritées et dynamique actuelle sur les sommets du mont Lozère. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, t. XIX, n° 3, p. 151-154.

FERNANDEZ A. (1977) — Sur la structure et la mise en place du granite porphyroïde du Pont-de-Montvert (mont Lozère, Massif central français). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, t. XIX, n° 3., p. 137-140.

GARNIER H. (1882) — Notice sur les mines et usines de Vialas. *Bull. Soc. ind. min.* (2^e sér.), t. XI, p. 995-1034.

GAYET (1890) — Note sur les gisements de galène argentifère de la Société des Mines de Génolhac et Chassezac. *Bull. Soc. ind. min.* (3^e sér.), t. IV, p. 909.

GÈZE B. (1944) — Sur le style des déplacements tangentiels hercyniens dans la Montagne noire et les Cévennes méridionales. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 119-121.

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

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, pp. 471-475.

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

GUÉRANGÉ-LOZES J. (1987) — Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. *Doc. BRGM*, n° 135 (thèse d'État).

HORON O., ROUIRE J., COLIN-DUFRESNE Y. (1957) — Étude géologique du plateau des Bondons. Rapport BRGM n° A 1243.

LAN N. (1854) — Description des gîtes métallifères de la Lozère et des Cévennes occidentales. *Ann. des Mines* (5^e sér.), t. VI.

LAN M. (1855) — Histoire et description des mines et fonderies de plomb, argent et cuivre de la Lozère. *Ann. des Mines* (5^e sér.), t. VII, p. 152 et 351-458.

LAPADU-HARGUES P. (1947) — Les massifs de la Margeride et du mont Lozère et leurs bordures. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XLVI, n^o 222, 154 p. 23 fig., 5 pl., 1 carte (thèse, Paris).

LAPADU-HARGUES P. (1955) — A propos des nappes cévenoles. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 241, p. 605-606.

MACQUAR J.C. (1973) — Évolution tectonique post-hercynienne du domaine pericévenol, incidences sur les filons de couverture. Deux exemples des bordures ouest et sud des Cévennes. *Bull. BRGM*, (2), I, 1, p. 45-68.

MAGONTIER J. (1988) — Étude géologique de la Gardonnenque entre St-Jean-du-Gard et La Grand'Combe à l'Ouest d'Alès. Thèse, Bordeaux.

MARROT L. (1824) — Notice sur le gisement et sur l'exploitation des mines de plomb de Villefort (Lozère). *Ann. des Mines*, t. IX, p. 305-317.

MATTAUER P. (1974) — Existe-t-il des chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Sud de la France ? Réun. ann. Sci. Terre, Nancy, p. 279.

MATTAUER M., ETCHECOPAR (1976) — Argument en faveur de chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif central français. Colloque CNRS, n^o 268, p. 261-267.

MAZERAN (1969) — Étude tectonique et microtectonique des séries épi-métamorphiques de la partie SW des Cévennes méridionales. Thèse 3^e cycle, Montpellier, 49 p.

MIALHE J. (1980) — Le Massif granitique de la Borne : étude pétrographique, géochimique, géochronologique et structurale. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand.

MUNSCH H. (1981) — Étude cartographique, pétrographique et structurale des séries métamorphiques d'un segment des Cévennes méridionales entre Saint-Jean-du-Gard et Saint-Germain-de-Calberte. Thèse 3^e cycle, Bordeaux, 155 p.

PELLET J. (1960) — Brève introduction à une nouvelle étude des séries cristallophylliennes de la Cézarenque près de Génolhac (Gard). 1 broch. ronéo. inédite, 11 p. fig. 1 tabl., cartes.

PELLET J. (1961) — Matériaux et structures de la montagne cévenole. *Revue Font-Vive*, n^o 3, p. 3-18.

PELLET J. (1963) — Béals et gourgues. Petites notes sur la domestication de l'eau dans les Cévennes cristallines avant l'entrée en scène du machinisme. *Revue Font-Vive*, n° 7.

PELLET J. (1965) — La faille de Villefort, portion cévenole d'une « dislocation régordane ». *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 250, p. 3724-3727, 2 fig.

PELLET J. (1980) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Florac (levé des terrains cristallophylliens. Description des terrains et phénomènes anté-liasiques).

PIN C. (1979) — Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques anté-stéphaniennes de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif central). Thèse 3^e cycle, Montpellier, 205 p.

RABINOVITCH M. (1964) — Étude géologique et métallogénique de la région nord de Florac (Lozère) Thèse 3^e cycle, Paris.

RIVOT L.E. (1863) — Mémoire sur les filons de galène argentifère de Vialas. *Ann. des Mines*, t. IV, p. 309-373 et 379-439.

ROGER G. (1969) — Étude géologique de la Cézarenque et du SE du mont Lozère. *Mém. BRGM*, n° 66.

ROQUEFORT C. (1934) — Contribution à l'étude de l'infra-Lias et du Lias inférieur des Causses cévenols. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), 4, p. 573-594.

ROUIRE J., ROUSSET C. (1980) — Causses, Cévennes, Aubrac. Guides géologiques régionaux. Masson édit., 192 p., 92 fig., 6 pl. h.t.

SABOURDY G. (1975) — Apport de la géochimie à la connaissance de la genèse des granitoïdes des Cévennes méridionales, Massif central français. *Ann. Sci.*, Clermont-Ferrand, n° 52.

SABOURDY G., VIALETTE Y (1971) — Étude géochimique du massif du mont Aigoual dans le Massif central français. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, t. XIII, n° 5, pp. 255-256.

SABOURDY G., VIALETTE Y. (1975) — Age des gneiss de Peyrolles. 3^e R.A.S.T., Montpellier.

SABOURDY G., VIALETTE Y. (1977) — Ages absolus des granites du mont Lozère et de l'Aigoual. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, t. XIX, n° 3, p. 127-129 et 130-132.

SABOURDY G., BERTHELAYS J.C. (1977) — Premiers résultats de l'étude géochimique des granites grenus à biotite et à deux micas du mont Lozère (Massif central français). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 133-135.

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE (1907) — Réunion extraordinaire dans les Causses et dans les Cévennes, du 3 au 11 octobre 1907 (sous la direction de J. Bergeron). *Bull. Soc. géol. Fr.* (4^e série), t. VII, p. 561-654, 19 fig.

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE, (1950) – Réunion extraordinaire dans les Cévennes méridionales et la Montagne noire (sous la direction de A. Demay et B. Gèze). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 305-371.

THIERY P. (1923) – Carte géol. France (1/80 000), feuille Alès (2^e éd.) et notice explicative.

THIRION C. (1931) – Quelques notes de géologie et de métallogénie sur la région de Villefort (Lozère). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 129-131.

VALADAS B. (1975) – Les modelés d'origine périglaciaire et leur évolution récente sur les plateaux de la Margeride et le mont Lozère. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, p. 64-66.

VANMOORT J.C. (1966) – Les roches cristallophylliennes des Cévennes et les roches plutoniques du mont Lozère. *Ann. fac. Sc., univ. Clermont-Ferrand*, n° 31, fasc. Géol. Min. n° 14, 272 p.

VIALETTE Y., FERNANDEZ A., SABOURDY G. (1979) – Age des différents plutons du mont Lozère. 7^e R.A.S.T., Lyon.

VIALETTE Y., SABOURDY G. (1977) – Age et origine des granitoïdes du mont Lozère dans le Massif central français. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.* p. 127-129.

WEISBROD A. (1970) – Pétrologie du socle métamorphique des Cévennes médianes (Massif central français). Reconstitution sédimentologique et approche thermodynamique du métamorphisme. Thèse de doctorat, Nancy, 4 vol.

Carte géologique de la France à 1/50 000

– Feuille *Meyrueis* (1977), par B. Gèze, J.C. Macquar, J.G. Michaud, M. Rey, P. Brouder.

– Feuille *Mende* (1979), par B. Gèze, B. Briand, G. Peyretti, J.P. Couturié.

– Feuille *Florac* (1980), par B. Gèze, J. Pellet.

– Feuille *Bessèges* (1989), par G. Berger, S. Elmi, P. Brouder *et al.*

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque de données du soul-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement des nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au Service géologique régional Languedoc-Roussillon, 1039 rue de Painville, 34000 Montpellier, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée en 1990 par J. GUÉRANGÉ-LOZES, d'après les travaux de :

- J. PELLET : introduction ; description des terrains cristallophylliens, des terrains secondaires et des formations superficielles ; événements mésozoïques à actuels ; ressources du sous-sol et exploitations ; documentation complémentaire.
- J. GUÉRANGÉ-LOZES : corrélations des formations cristallophylliennes ; événements hercyniens *p.p.*
- J.C. VAN MOORT, A. FERNANDEZ : description des terrains cristallins éruptifs.
- J. MAGONTIER : événements hercyniens (*p.p.*) et tardi-hercyniens.