



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

LE VIGAN

LE VIGAN

La carte géologique à 1/50 000
LE VIGAN est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : ALÈS (N° 209)
au sud : LE VIGAN (N° 221)

Meyrueis	St-André-de-Valborgne	Alès
Nant	LE VIGAN	Anduze
Le Caylar	St-Martin-de-Londres	Sommières



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

LE VIGAN A 1/50.000

par

B. ALABOUVETTE

avec la collaboration de

F. ARTHAUD, Y. BODEUR, J.-P. BARTHES

H. PALOC et M. AUBAGUE

1988

SOMMAIRE

pages

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	5
<i>TERRAINS PALÉOZOÏQUES (ET PRÉCAMBRIEN ?)</i>	5
<i>ROCHES MÉTAMORPHIQUES ET MAGMATIQUES</i>	9
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES POST-HERCINIENS</i>	12
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	27
PHÉNOMÈNES ET HISTOIRE GÉOLOGIQUE	30
<i>TECTONIQUE ET HISTOIRE HERCINIENNE</i>	30
<i>TECTONIQUE POST-HERCINIENNE</i>	35
<i>MORPHOLOGIE</i>	43
SOLS ET VÉGÉTATION	46
<i>SOLS DES TERRAINS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHYLLIENS</i>	46
<i>SOLS DES ZONES CALCAIRES ET DOLOMITIQUES</i>	48
RESSOURCES DU SOL ET DU SOUS-SOL	49
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	49
<i>SUBSTANCES CONCESSIONNABLES</i>	53
<i>SUBSTANCES NON CONCESSIONNABLES</i>	61
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	61
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	61
<i>COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES</i>	61
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	63
AUTEURS DE LA NOTICE	67

APERCU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE

La coupure à 1/50 000 Le Vigan est située à la limite du Massif Central et du Languedoc méditerranéen. A l'exception d'un étroit territoire appartenant au département de l'Hérault, elle est comprise essentiellement dans le département du Gard.

La grande dislocation appelée faille des Cévennes partage le territoire en deux grandes régions naturelles : au Nord-Ouest la terminaison méridionale des Cévennes qui disparaissent immédiatement à l'Ouest sous la couverture mésozoïque du Causse du Larzac ; au Sud-Ouest le domaine des hautes garrigues. Ces deux régions s'opposent autant par leur constitution géologique, terrains anciens cristallins ou métamorphiques au Nord-Ouest, terrains récents à dominante calcaires au Sud-Est, que par leur morphologie, les caractéristiques du drainage et leur paysage socio-économique.

Entièrement tributaire du Bassin méditerranéen la région est drainée à l'Ouest par l'Hérault et ses affluents la Vis et le Rieutord, à l'Est par le Vidourle et le Gardon affluent du Gard.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS PALÉOZOIQUES (ET PRÉCAMBRIENS ?)

Sédimentaire anté-plissement

Les terrains sédimentaires affectés par la tectonique anté-stéphanienne appartiennent à différentes séries rapprochées tectoniquement. Comme on ne dispose que de deux datations paléontologiques dans la région des Malines et d'une seule isochrone dans le Nord (gneiss de Saint-Jean du Gard), les séries sont décrites indépendamment l'une de l'autre et les corrélations proposées sont résumées sur la figure 1.

● **Unité de Saint-Bresson-Les-Malines.** C'est la plus variée du point de vue lithologique, la seule fossilifère et la plupart de ses faciès sont connus et datés dans le versant nord de la Montagne Noire. Elle sert donc à caler les autres séries.

k1. **Cambrien (Georgien) inférieur.** Formation flyschöide comprenant une alternance de schistes plus ou moins gréseux de grès chloriteux massifs le plus souvent feldspathiques ou psammitiques : dans la partie Est, la formation comporte des niveaux massifs de grès quartzites à micas flottés évoquant des turbidites. L'épaisseur dépasse probablement 1 000 m.

k2. **Ensemble carbonaté du Cambrien moyen.** La série débute par environ 100 m de calcshistes, calcaires lités et d'alternances grés-carbonatées. A cet ensemble est associé un (ou plusieurs ?) niveaux volcano-sédimentaires à fragments de dacites et rhyodacites (vs) ainsi qu'un niveau phosphaté discontinu à thorium et uranium. Ce niveau permet de corréler les séries de Saint-Bresson et du Vigan.

SÉRIE DE ST-BRESSON

SÉRIE DU VIGAN

SÉRIE DE SUMÈNE

SÉRIE DE MOURÈZES

SÉRIE DE VALLERAUGUE

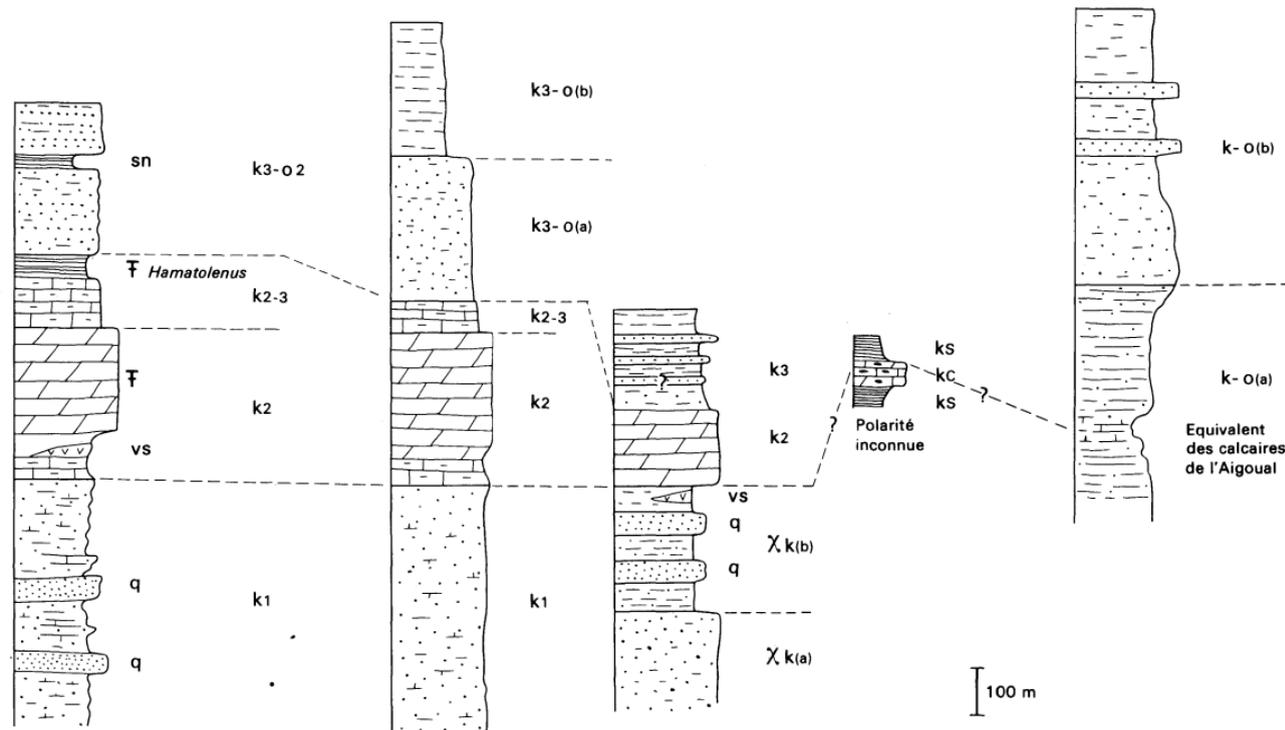


Fig. 1 - Corrélatons entre les différentes unités

k2-3. **Série schisto-carbonatée cambrien moyen-supérieur.** Puissante d'environ 300 m, elle comprend à la base des calcaires noduleux, des calcschistes et des dolomies fines bien stratifiées. Vers le haut s'intercalent des schistes gréseux et un niveau de schistes ardoisiers plus ou moins calcaireux et ampéliteux qui a fourni à M. Mattauer un fragment de *Hamatolemus* de la limite cambrien moyen-supérieur. La formation se termine par des calcaires noduleux sombres alternant avec des schistes ampéliteux.

k3-02. **Série flyschoïde grésopélitique.** Elle débute par une série surtout grésopélitique de teinte claire rappelant le Cambrien supérieur de la Montagne Noire. Au tiers supérieur de la série apparaît un niveau de schistes noirs ampéliteux à cubes de pyrites (Sn) ; au-dessus de ce niveau la série devient plus pélitique et plus homogène. L'épaisseur dépasse sans doute 500 mètres.

● **Unité du Vigan.**

k1, k2, k2-3. Aucun terme n'en est daté paléontologiquement mais le niveau phosphaté à uranium et thorium et l'identité des faciès permet de corréler les séries du Cambrien inférieur et moyen.

k3-0a. Série terrigène grésopélitique monotone flyschoïde. Aspect fréquent de turbidites à la base.

k3-0b. Ensemble très homogène de schistes fins sériciteux et de niveaux silteux.

● **Unité de Sumène** (Aucun terme n'est daté)

k(a). Série grésopélitique à nombreuses passées de grès grauwaqueux et psammitiques massifs. La formation passe en continuité à :

k(b). Série flyschoïde grésopélitique à barres mal individualisées de quartzite plus ou moins riches en feldspath et micas flottés. Le faciès est analogue à la série K1 de l'unité de Saint-Bresson mais elle contient dans sa partie supérieure un niveau volcano-sédimentaire à quartz rhyolitique tout à fait comparable au niveau (k2)_{vs} de Saint-Bresson.

k_{vs}. Niveau volcano-sédimentaire acide : ensemble comportant des grandes lentilles d'un matériel orthodérivé à quartz automorphes, feldspath très altéré, éléments d'une roche à texture microlithique (rhyolitique ? ou rhyodacite ?). Ces lentilles sont incluses dans un matériel pélitique ou gréseux fin. Il est possible que ce niveau soit de même âge que les niveaux volcaniques de la région de Saint-Bresson.

k2. Ensemble carbonaté comportant des dolomies saccharoïdes sombres ou rousses à la base des calcaires dolomitiques lités noirs plus ou moins ampéliteux au sommet. Bien que les faciès ne soient pas identiques cette série a été corrélée avec les calcaires cambriens de Saint-Bresson.

k3-0. Série grésopélitique de faciès analogue à la série k₅ (on ne peut d'ailleurs pas exclure qu'il s'agisse d'une répétition tectonique mais on n'en a aucune preuve directe).

● **Série du col des Mourèzes**

ks. Série d'environ 100 m de schistes fins homogènes gris-foncé à noirs avec passées fines de silt et de microquartzites.

kc. Série de 100 à 200 m de carbonates comportant des niveaux de dolomie cristalline grise, des calcaires noirs alternant avec des schistes ampeliteux, des calcaires clairs à gros silex, des calcaires à fins niveaux siliceux. En l'absence de datation, cette série n'est pas corrélable avec les autres. On peut y voir :

- a — un faciès distal des séries de plate-forme du Cambrien (présence de silex) ;
- b — l'équivalent des carbonates à silex et pélites noires briovériens supérieur de la zone axiale de la Montagne Noire ;
- c — l'équivalent des niveaux siluro-dévonien de l'autochtone de la Montagne Noire ;
- d — des calcaires paléozoïques d'âge quelconque.

Les hypothèses a et b sont les plus vraisemblables.

● **Série de Valleraugue**

Cette série correspond à une partie de la puissante série des schistes des Cévennes dont elle pourrait représenter la partie inférieure (si la polarité d'ensemble est normale, ce qui n'est pas évident).

La série de Valleraugue peut être divisée en deux formations :

k-o(a). Formation structurellement située à la base de la série de Valleraugue. Si l'on admet que la série est globalement à l'endroit, ce que suggèrent des critères de polarités (feuille de Saint-André de Valborgne) la formation K-o(a) est la plus ancienne.

Elle comprend essentiellement un matériel schisto-gréseux plus ou moins fin allant de micaschistes francs riches en phyllites et plus ou moins siliceux à des schistes très quartzeux passant à des quartzites plus ou moins purs. On rencontre également de très nombreux niveaux de schistes gris foncé à noir très recristallisés. Il semble bien que dans le Sud de la carte ces niveaux de schistes traduisent plutôt des zones de laminage plus intense que des différences de faciès originel. L'intensité de la déformation et de la recristallisation métamorphique ne permettent pas de reconstituer la formation de façon précise.

k-o(b). Formation située structurellement au sommet de la série de Valleraugue. Il s'agit d'une formation grésopélitique mieux conservée que la précédente et en moyenne plus différenciée. Elle est caractérisée principalement par :

- des niveaux de quartzites purs, parfois feldspathiques, dont l'épaisseur peut atteindre une dizaine de mètres ;
- des niveaux grossièrement détritiques, d'allure flyschoides où la proportion de matériel gréseux peut atteindre 50 %.

En l'absence de toute datation paléontologique, l'âge de la série Valleraugue ne peut être défini que de manière indirecte :

L'orthogneiss de Peyrolles intrusif dans la formation k-o(b) donne une limite supérieure pour l'âge de la série de Valleraugue qui serait antérieure à environ 480 Ma, c'est-à-dire pas plus jeune que l'Arenig. Il n'est pas possible d'être plus précis, mais on peut faire deux hypothèses :

Si l'on se fie aux raccords des niveaux de quartzites $qk_{1-o(b)}$ suggérés par B. Gèze (1952) avec l'extrémité Ouest du Saint-Guiral (Feuille Nant), la série serait entièrement Cambrien supérieur à Ordovicien (postérieure aux calcaires du Vigan). Si l'on suit la lithostratigraphie proposée par P. Brouder, la base de k-o(a) contiendrait des niveaux carbonatés (non connus sur le Vigan) qui pourraient être l'équivalent de k2 ou des calcaires de la série du col de Mourèzes. Dans ce cas la base de la série pourrait être du cambrien supérieur (hypothèse adoptée ici car elle permet une bonne corrélation avec la Montagne Noire).

Sédimentaire post-plissement

h5. **Stéphanien.** Il n'est représenté que par deux groupes d'affleurement au Sud-Ouest du Vigan et à l'Est de Sumène. La lithologie de la formation est détritique :

- grès quartzeux, conglomérats à galets de paléozoïque local et de quartz pour la partie la plus grossière ;
- schistes gréseux et niveau de houille pour la partie la plus fine.

Le Stéphanien se présente en lambeaux coincés le long d'un grand accident tardi-hercynien et il n'est pas possible de reconstituer l'état initial du bassin, ni même la séquence lithologique. Tout ce que l'on peut dire est que le Stéphanien du Vigan ressemble à celui des autres bassins syntectoniques de la Montagne Noire et des Cévennes et qu'il est probablement lui aussi syntectonique et lié à l'accident du Vigan.

ROCHES MÉTAMORPHIQUES ET MAGMATIQUES

Magmatisme.

γ_5 . **Orthogneiss de Peyrolles.** La feuille du Vigan montre l'extrémité sud du petit massif d'orthogneiss de Saint-Jean-du-Gard (Feuille de Saint-André de Valborgne). Le gneiss est hétérogène et présente un faciès principal oeilé et des faciès accessoires interprétés pour l'essentiel comme des faciès de bordure du massif.

Dans le faciès oeilé on note principalement des yeux de quartz et d'orthoclase disséminés dans une mésostase de quartz feldspath et biotite (plus ou moins muscovite) répartie surtout suivant des discontinuités parallèles à la foliation.

Les autres faciès (non distingués ici) sont principalement des gneiss à grain fin à gros cristaux de quartz de type rhyolitique représentant soit des faciès de bordure soit des filons et des gneiss massifs homogènes. Ces derniers de nature plus ou moins plitique, pourraient être des témoins d'anciennes cornéennes.

Le massif est très nettement affecté par la schistosité de flux régionale et par la linéation d'allongement Nord-Sud liée à cette foliation, ce qui atteste de son caractère anté-tectonique. Ceci est confirmé par un âge radiochronologique Rb/Sr de 465 ± 12 Ma, c'est-à-dire fin de l'Ordovicien inférieur en tenant compte de la nouvelle constante de désintégration.

L'orthogneiss résulte de la déformation hercynienne d'un granite alcalin intrusif dans la série cambro-ordovicienne pendant l'Ordovicien.

γ . Granite, granodiorite. L'ensemble des terrains sédimentaires et les structures tectoniques souples qui les affectent sont recoupés par le massif granitique du Saint-Guiral-Liron. Il s'agit d'un batholite d'environ 35 km x 10 km, allongé d'Est-Ouest.

Pétrologie : Le faciès principal, (au moins 80 % des affleurements), est un granite porphyroïde riche en grands cristaux de feldspath potassique. La composition est monzonitique à granodioritique. Le plus souvent le granite est à biotite seule mais il existe des zones où le granite est à hornblende et biotite.

Près des bordures et dans certaines zones de la masse porphyroïde, le granite peut devenir pauvre en phénocristaux et passer à des faciès à grain fin, parfois à des microgranites.

De telles zones à grains fins existent également à l'échelle métrique où elles soulignent l'existence de déplacements dans la chambre magmatique.

Caractères structuraux. Bien que globalement homogène, le granite présente une structure anisotrope due à l'orientation planaire statistique des faces 010 des feldspaths potassiques. Cette anisotropie est due aussi à l'orientation préférentielle des grands axes des phénocristaux. Ces structures planaires et linéaires sont d'origine magmatique et soulignent les directions d'écoulement lors de la mise en place de la granodiorite.

A l'échelle régionale, le massif montre une certaine dissymétrie entre les bordures sud et nord. Alors que la première est franchement discordante sur les structures antérieures, la seconde au contraire est globalement concordante avec la foliation régionale et la mise en place du granite semble contrôlée à toutes les échelles par les joints affectant les schistes des Cévennes.

Age de mise en place : le granite est postérieur à la tectonique tangentielle majeure car il n'a pas subi les effets de la schistosité régionale. De ce fait, il représente le type des intrusifs calco-alcalins dit post-tectoniques. Il est antérieur au moins au dernier stade de la tectonique cassante des décrochements tardi-hercyniens qui le découpe. Il est donc globalement contemporain des phases de compression correspondant aux plis à plan axial vertical. Par ailleurs, localement sur le bord sud on note un net gradient de déformation allant jusqu'à l'apparition d'une schistosité verticale qui montre que le granite s'est mis en place en force dans un contexte de compression à l'échelle régionale.

D'un point de vue géochronologique, le granite a donné deux types d'âges :

- un âge intraviséen (328 ± 3 Ma, Rb/Sr Sabourdy 1975 sur des R.T. faciès sombres et $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ Maluski 1980 sur biotites) ;
- un âge stéphanien (288 ± 9 Ma, Vialette et Sabourdy 1977 et 279 ± 15 Ma, Hamet et Mattauer) qui est plutôt un âge apparent des aplites du cortège filonien.

Le premier âge correspond à la mise en place de la granodiorite alors que le second date plutôt la mise en place du cortège filonien.

μΥ. **Microgranite, aplite, pegmatite.** Le granite lui-même et son encaissant sont recoupés par tout un système de filons de taille et de minéralogie très variées.

— Dans le granite lui-même on a tous les intermédiaires entre des zones où la différence entre encaissant et filon est faible (souvent c'est une simple variation progressive de granulométrie) et des zones où le filon est franchement discordant sur les structures magmatiques avec des compositions minéralogiques très différentes.

Parmi les gros filons (épaisseur supérieure à 2 m) on note une dominance, de microgranite passant à des granites pegmatitiques et, de granites aplitiques passant à des filons quartzo-feldspathiques.

— Dans l'encaissant, on trouve en plus des filons précédents, des filons plus petits de lamprophyres. Il s'agit de roches sombres riches en biotite et amphiboles à grains très fins.

Dans l'ensemble, les filons dans l'encaissant sont étroitement contrôlés par la fracturation tardi-hercynienne. Les plus gros filons sont parallèles aux décrochements NE-SW et E-W, plus rarement à la foliation S₁, ce qui confirme les données radiométriques.

Q. **Filons de quartz.** Le dernier épisode filonien tardi-hercynien est marqué par la mise en place de filons de quartz jalonnant certaines failles de même âge.

Métamorphisme de contact ou général. Toutes les roches sédimentaires paléozoïques sont affectées à un degré variable de métamorphisme, soit de contact à proximité du pluton granitique, soit général.

● Une surcharge a été utilisée pour les faciès cornéennes et schistes tachetés du *métamorphisme de contact* et de façon plus générale chaque fois que la lithologie originelle a été effacée par la recristallisation. Les faciès les plus fréquents groupés avec la surcharge M sont :

— **des cornéennes massives** où la recristallisation prend l'aspect de "recuit" avec tâches statiques de biotite enchevêtrées et de cordiérite poecilites ;

— **des cornéennes foliées** où les recristallisations se font parallèlement à une foliation subverticale parfois plan axial de crénulation. Les recristallisations sont synchroniques, les nodules sont souvent à structure en "boule de neige" ;

— **des schistes tachetés** où les tâches de cordiérite avec ou sans biotite sont poecilites et digèrent la schistosité S₁ sans la déformer.

● **Métamorphisme général.** L'ensemble paléozoïque est atteint par un métamorphisme général anchizonal à épizonal. Les minéraux caractéristiques du degré de métamorphisme sont en général la muscovite et la chlorite, assez rarement la biotite. En raison du faible degré de métamorphisme partout épizonal, on ne peut pas préciser les variations d'intensité ; on constate simplement

que la recristallisation syntectonique est beaucoup plus avancée dans les séries de schistes de Cévennes que dans les unités du Viganais.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES POST-HERCINIENS

Trias

— Les dépôts triassiques transgressifs sur la surface d'érosion post-hercynienne sont fortement influencés dans leurs faciès et leur puissance par les irrégularités de cette surface et par la persistance de mouvements tectoniques pendant leur mise en place.

Deux grands domaines paléogéographique peuvent être distingués :

— Vers le Sud-Est la marge du grand bassin subalpin voit se déposer des séries relativement régulières avec des épaisseurs croissantes ;

— au Nord et Nord-Ouest, le môle Cévenol en voie d'individualisation ne comprend que des séries plus réduites, aujourd'hui largement érodées. Ce môle se prolonge au Sud-Ouest dans la région des Malines-Saint-Bresson par une zone de hauts fonds tectoniquement actifs, amorce d'un seuil séparant le bassin subalpin du bassin également subsident des Causses. C'est dans ce secteur de seuil que se présentent les plus fortes irrégularisations de sédimentation, auxquelles est en partie lié le gîte métallifère des Malines.

Ces irrégularités sont en outre aggravées localement soit par l'érosion partielle ou totale de la série à l'emplacement des hauts fonds, et vers le Sud-Ouest aux marges du bassin par des surépaississements tectoniques auxquels on impute par exemple les 200 m rencontrés en sondage : Monoblet.

Généralement la série oscille dans le domaine Cévenol entre 50 et 150 m pour atteindre éventuellement 300 à 400 m dans le domaine bassin.

Le découpage traditionnel en trois termes a été adopté ici mais en l'absence de niveaux précis et fiables, en raison également de rapides variations et de conditions médiocres d'affleurement, il s'agit d'une représentation schématique. Ce n'est que dans la zone de hauts fonds des Malines que les très nombreux forages ont permis des délimitations plus précises.

t3-5. Grès et conglomérats de base (Trias moyen). C'est un ensemble argilo-gréséo-conglomératique puissant de 10 à 50 mètres. Il débute par des grès arkosiques à dragées de quartz ou par un conglomérat polygénique à éléments de quartz et de schistes. Il se poursuit par une série argileuse ou argilo-dolomitique gris-noirâtre, parfois rougeâtre à passées gréseuses peu abondantes et localement par des évaporites.

A l'Ouest de Ganges, dans la zone des Malines, on a distingué :

— t3-5a. Conglomérat à éléments de socles

— t3-5b. Série argilo-dolomitique

— t3-5c. Conglomérat monogénique à éléments et ciment dolomitique. Cette formation peut remplacer tout ou partie des "grès et conglomérats de base".

Aucune faune ne permet de dater ces séries. Surmontées en continuité par des niveaux à faune du Muschelkalk supérieur, il est raisonnable de les

attribuer au Trias moyen. Aucun élément n'ayant permis jusqu'ici d'identifier le Trias inférieur dans le cadre régional.

t6-7. Formation argilo-carbonatée médiane (Muschelkalk). La partie médiane de la série triasique est marquée généralement par le développement de deux corniches carbonatées, dolomies ou calcaires dolomitiques associés à des faciès gréseux et argileux rouges ou verts. La barre inférieure a livré à Vabres les seules faunes triasiques bien datée de tout le Languedoc. Cette faune classique à *Enantiostrongylus spondyloides*, *Avicula bronni*, *Gervilleia costata*, *G. subcostata*, *G. cf. substriata*, *Huernesia socialis*, *Pseudonectites laevigatus*, *Lima striata*, *Lima costata*, *Pleuromya elongata*, *Myophoria elegans*, permet d'attribuer ces assises au Muschelkalk supérieur. A Saint-Bonnet et près de Lasalle ces mêmes niveaux ont livré des dents de celaciens.

La puissance de cet ensemble peut varier de 0, dans les zones hautes du horst de Saint-Bresson, à une centaine de mètres dans les zones subsidentes, mais se situe le plus souvent entre 50 et 70 m.

A l'Ouest de Ganges, un seul niveau dolomitique est conservé, t6-7b, tandis que se développe entre lui et les grès de base une importante séquence argilo-gréseuse, ou argileuse, t6-7a (0-50 m).

Cette série comporte fréquemment des indices de conditions proches de l'émergence avec mud cracks, ripple marks et évaporites.

t8-9. Argiles supérieures (Keuper). Argiles bariolées grises ou vertes à passées lie-de-vin dominantes à la base de la formation, entrecoupées, vers le haut, de bancs grés-dolomites ou gréseux grossiers à quartz mal roulés.

Les argiles contiennent régulièrement des évaporites, gypse, anhydrite plus abondants en direction du Nord-Est.

La puissance des couches, rarement inférieure à 30 m, atteint en général 70 à 100 m. Près de Durfort, elles ont été recoupées en forage sur près de 700 m. Il s'agit vraisemblablement d'un épaissement tectonique, du moins en partie. Néanmoins, la plus grande abondance des évaporites et leur plus grande épaisseur traduisent l'existence, dans cette direction, d'un domaine relativement subsident par rapport à une zone de haut fond plus au Nord-Ouest.

t10. Rhétien (Keuper supérieur). Ensemble délicat à séparer du Trias supérieur. La limite a été située à la disparition des argiles bariolées rouges et vertes.

Ainsi défini, le Rhétien comprend une alternance d'argiles vert-pâle, de marnes ou argiles noires feuilletées, de grès grossiers à quartz roulés blancs (à la différence du Trias où s'observent des quartz et feldspaths roses, souvent peu roulés), de dolomies fines beiges ou ocre à structure parfois oolithique, souvent entrelardées de lits gréseux, de calcaires et calcaires argileux finement lités associés à des dolomies. Quelquefois sont observés des niveaux à végétaux et restes de poissons.

Le sommet est marqué par la disparition des apports détritiques et l'apparition de bancs plus massifs de dolomie grenue attribuée à l'Hettangien.

Ces dépôts traduisent des conditions lagunaires très proches de celles qui ont régné pendant les temps triasiques. Les associations polliniques sont également très semblables.

La faune est très rare, limitée le plus souvent à des moules de petits lamellibranches où la classique *Avicula contorta* n'est pas souvent identifiable. La puissance de l'ensemble varie assez légèrement entre 25 et 50 m.

Jurassique

Hettangien

11a. **Calcaires ondulés et marnes.** Au Nord-Est de la carte, l'Hettangien débute par un ensemble puissant de 30 m environ comprenant à la base 10-12 m de dolomies massives cristallines brunâtres à filets argileux, d'origine arénitiques. Suivent environ 20 m de dolomies noduleuses sombres, de calcaires gris ou noirs en petits bancs ondulés, parfois très argileux, à *Psiloceras planorbis*, brachiopodes, gastéropodes, échinides, ophiurides et de dolomies argileuses.

Ces faciès qui peuvent être rapprochés des Calcaires de Parlatges du Larzac attestent des influences marines constantes à la base de l'Hettangien.

Des niveaux identiques ont livré, plus au Nord, dans la région de Saint-Ambroix, des *Psiloceras* dont *P. planorbis* et *Schlotheimia* sp. et une abondante faune de mollusques Echinodermes et Coelentérés.

Lorsqu'on se dirige vers le Sud-Ouest, ces faciès semblent disparaître rapidement et ne sont plus rappelés que localement par l'apparition de stratifications ondulées, ou, comme à Monoblet, par la présence d'un épisode calcaire à gastéropodes et lamellibranches de quelques mètres.

11-2. **Dolomie cubique.** En dehors du faciès basal 11a quand il est individualisé, la série hettangienne constitue un ensemble homogène de dolomies en bancs métriques, à débit prismatiques et à grain plutôt fin. Il s'agit en fait d'une sédimentation cyclique dont les termes répétitifs évoluent de faciès biodétritiques, à fantômes de pellets, oolithes ou bioclastes, à des faciès plus confinés à lamines algaires et à des brèches de dessiccation. Minoritaires plus au Nord-Ouest dans le Lodevois par exemple les faciès bioclastiques sont ici dominants traduisant la proximité d'un milieu marin ouvert. Les fossiles sont toujours rares et mal conservés, sans grande signification stratigraphique, en dehors des assises basales. On peut signaler quelques *Ostra*, *Chlamys*, et des traces de fucoides. De ce fait la limite supérieure de la formation reste relativement hypothétique.

La puissance est difficilement estimable dans le secteur des Malines où ces niveaux sont généralement tronqués ou supprimés par l'érosion anté-bathonienne. C'est là toutefois que la sédimentation paraît avoir été la plus réduite n'atteignant pas 100 m. Plus au Nord-Est en bordure du "Môle Cevenol" la puissance peut atteindre 120-150 m avec une tendance à l'épaississement en direction de Mialet une réduction notable s'opère également à l'emplacement du petit horst de Pallières (\approx 50 m) réduction éventuellement imputable à une érosion anté-sinemurienne. Vers le Sud-Est, le sondage Quissac laisse supposer une puissance de l'ordre de 400 à 500 m.

l2R. **Formation rouge oxydée.** Dans la partie haute du horst de Pallières les divers niveaux depuis le Trias moyen jusqu'au Rhétien sont recouverts en discordance par une formation rouge, riche en oxyde de fer et accessoirement de zinc et de plomb, localement silicifiés, et conservant parfois des îlots dolomitiques caverneux corrodés, à enduits ferrugineux. En revanche dans ce même secteur, on peut remarquer l'absence quasi-complète des assises hettangiennes.

Cette anomalie est régionalement expliquée par des mouvements tectoniques qui vers l'Hettangien supérieur auraient conduit à un soulèvement de la zone de horst, à l'érosion concomittante d'une partie de sa couverture (Hettangien et Trias p.p.) et à l'installation au voisinage du haut fond de la minéralisation sulfurée.

Les inégalités du fond engendrées par ces mouvements persistent pendant le Sinémurien et le début du Lotharingien dont les dépôts peuvent être affectés de lacunes ou de rapides variations de faciès. Elles ne seront définitivement scellées que par les dépôts uniformes de mer ouverte du Lotharingien supérieur.

l3. **Calcaires noduleux. Sinémurien.** Calcaires gris bleu, noduleux, en bancs décimétriques à surfaces onduleuses, à structure de calcarénites fines à matrice siltoargileuse abondante. Ces dépôts de milieu marin plutôt confiné et de basse énergie sont très diversement représentés.

— Absents en Sud-Ouest de la feuille, on les rencontre avec des épaisseurs modestes (environ 10 m) dans le secteur du horst de Pallières où ils succèdent soit à l'Hettangien quand il est conservé, soit à la formation rouge l2R.

— Ils sont en revanche très largement représentés au Nord de ce horst (bassin de Mialet) où ils forment une succession monotone de plus de 50 mètres qui constitue la partie inférieure de l'ensemble cartographié l3-4.

Les fossiles sont peu nombreux et mal conservés, Gryphées Echinodermes, rares Céphalopodes dont quelques *Coroniceras* indiquant le Sinémurien. Un *Astéroceras* sur le sommet de la formation dans le bassin de Mialet montre que le faciès peut atteindre le Lotharingien inférieur.

l3-4a. **Dolomies arénitiques. Sinémurien. Lotharingien inférieur.** Ces faciès bien représentés au Sud et Sud-Ouest de la feuille succèdent directement aux dolomies litées de l'Hettangien. Ils s'en différencient par la présence plus fréquente d'accidents siliceux rares dans l'Hettangien, par des bancs plus massifs, des stratifications obliques fréquentes, un grain plus grossier, et surtout par une structure originelle arénitique bien reconnaissable à lithoclastes, oolithes, gravelles et bioclastes. Ces caractères joints à la présence localement de Polypien et de Bryozoaires (*Neuropora mamillata*) indiquent des conditions subrécifales, de barrière ou de plate-formes, à dépôts de haute énergie, en milieu marin ouvert.

Vers le Nord-Est, au-delà du horst des Pallières qui a pu à cette époque jouer un rôle de barrière, les faciès de haute énergie se réduisent considérablement. Ils sont supplantés par des dépôts confinés de basse énergie représentés par les calcaires plus noduleux du bassin de Mialet. Seule subsiste sur le sommet de ces derniers une barre de dolarénites massive d'une dizaine de mètres, au lieu des 50 à 80 mètres habituels.

Cette formation dont la faune est assez rare et mal conservée, a cependant livré quelques exemplaires de *Coroniceras*. Au Nord-Est dans le bassin de Mialet, elle ne représenterait guère que tout ou partie du Lotharingien inférieur, tandis qu'au Sud et à l'Ouest, elle comprendrait également le Sinémurien.

14b. Calcaires à chailles. Lotharingien supérieur. Calcaires gris-bleu en bancs onduleux plutôt minces à chailles noires très abondantes, particulièrement à la base de l'ensemble. Il s'agit en général de calcarénites à pâte fine, abondante, sédiment très évolué, contrastant avec les faciès plus grossiers du Lotharingien inférieur et beaucoup plus uniforme qu'eux.

L'ensemble est relativement constant sur toute la feuille, affecté seulement de variations mineures ; présence de débits feuilletés et plus ou moins grande abondance de silice.

Une variation importante apparaît parfois vers le Sud entre la Cadière et Sumène ; ces faciès sont progressivement envahis par la dolomitisation qui rend leur distinction malaisée des assises inférieures.

L'altération de cette formation se traduit par des sols rouges à résidus de chailles et à flore silicicole typique de chataigniers, bruyères, arbousiers.

Au Nord, dans le bassin de Mialet, ce faciès a été confondu avec les calcaires noduleux sinumériens *s.l.* Au Sud et à l'Est du horst de Pallières, il surmonte les dolarénites du Lotharingien inférieur. Dans le secteur de Durfort-Pallières, cette superposition correspond à une belle discontinuité sédimentaire, accompagnée de phénomènes paléokarstiques, qui est le siège de minéralisation plombozincifères.

Plus au Sud, à la hauteur de Saint-Hippolyte, le passage paraît plus graduel et un faciès intermédiaire pourrait être individualisé.

La faune de mollusques est très abondante, particulièrement *Gryphéa*, *Pinna*, Echinoderme, et leur âge est attesté par la présence d'*Echioceras*, *Acanthopleuroceras* et à la partie inférieure d'*Asteroceras*, *Oxyntoceras*, *Spiriferina walcotti*.

La puissance de l'étage avoisine 50 mètres.

13-4 - 13-5. **Lias calcaire indifférencié.** Pour des raisons de complication tectonique ou d'homogénéité de faciès on a localement confondu en un même ensemble les assises du Sinémurien au Lotharingien voire au Carixien. C'est surtout le cas dans le bassin de Mialet au Nord-Est de la feuille où l'extrême réduction des assises arénitiques du Lotharingien inférieur rend délicate la distinction entre le calcaire noduleux du Sinémurien et les calcarénites fines du Lotharingien supérieur. L'ensemble atteint une centaine de mètres à son maximum de développement.

Carixien

15. **Calcaires à débit feuilleté.** Calcaires bleu-beige ou bicolores, en petits bancs, à stratifications planes, à interlits marneux. Ces calcarénites fines présentent dans leur masse une stratification fine qui s'exprime par altération en un débit feuilleté caractéristique. La base est difficile à séparer du Lotharingien supérieur à stratification plus onduleuse ou mammelonnée à faciès assez

voisin mais qui peut être marquée par des rubéfections. Le sommet est en général souligné par un niveau durci ferrugineux. Les chailles, rares à la partie inférieure de l'étage, abondent à sa partie supérieure et dans la partie centrale de la feuille.

La faune de céphalopodes relativement abondante et caractéristique a permis d'identifier à la base les zones à Jamesoni et Ibex avec *Uptonia*, *Acanthopleuroceras*, *Becheiceras*, *Liparoceras*, au sommet la zone à Dovoëi avec *Aegoceras capricornu*, *Productylioceras davoëi*. *Lytoceras fimbriatum* fréquents dans toute la série. Les belemnites sont également abondantes.

D'importantes variations affectent l'étage.

Au Sud-Ouest, près de Sumène, des faciès de dolomie argileuse et d'entrouite dolimitisée ont livré un *Aegoceras capricornu*, *Acanthopleuroceras*, *Liparoceras*.

Au Nord, près de Fressac, un horizon de marnes et marno-calcaires s'intercale à la partie moyenne de la formation.

Epais de 50 m environ, entre Sumène et La Cadière, le Carixien présente un accroissement notable vers l'Ouest et peut atteindre près de 80 m dans le secteur de Cros où le développement de faciès particuliers a conduit à distinguer un Carixien inférieur et supérieur.

La puissance qui dépasse 50 m à Fressac décroît ensuite vers le Nord où toutefois les complications tectoniques n'offrent pas de bonnes conditions d'observations. Il ne semble pas dépasser 20 m à l'extrême Nord-Est de la feuille.

15a. **Carixien inférieur - Calcaires à débit feuilleté.** Entre l'Argentesse et Valesalière, la base de l'étage est occupée par des bancs pluridécimétriques correspondant au faciès de base de l'étage à débit feuilleté et stratification planes. La faune à *Uptonia*, *Liparoceras*, *Fimbriyltoceras* *Becheiceras bechei* est caractéristique du Carixien inférieur et moyen. Une faune à *Acanthoceras cf. valdani*, *Tropidoceras futtereri* a été trouvée au sommet de cet ensemble.

15b. **Carixien supérieur - calcaires siliceux.** Des faciès siliceux à chailles très abondantes apparaissent à la partie supérieure de l'étage, entre le col du Lac et l'Argentesse. Plus à l'Est leur développement s'accroît au droit de la Clède, la silice envahit tout le sommet de la formation occupée par des sols siliceux rouges à châtaigniers identiques à ceux développés sur le Lotharingien supérieur.

Dans le secteur de Cros, la partie supérieure de ces faciès siliceux est occupée et parfois remplacée par un faciès très particulier de calcaires siliceux noirs feuilletés à spicules d'ophiurides et belemnites. De véritables cherts à spicules peuvent se rencontrer ainsi que des bancs et lentilles ou chenaux de calcarénites grossières accompagnées de phénomènes de slumping.

Cet ensemble siliceux a fourni à sa base quelques ammonites silicifiées essentiellement *Fimbriyltoceras gr. villei* et quelques exemplaires mal conservés où l'on a identifié *Matteiceras (Leptaleoceras)* qui indiquent le sommet du Carixien (voire la base du Domérien). La puissance de l'ensemble siliceux peut avoisiner 50 m.

Domérien - Toarcien.

16a - 16b. **Marnes grisées (Domérien inférieur) et calcaires gris-bleu (Domérien supérieur).** D'importantes variations affectent l'étage. Entre Sumène et le col du Lac, la série épaisse de 50 m environ comprend à la base des dolomies, des dolomies entroquitiques et des marnes entroquitiques, et au sommet des calcaires à chailles, des calcaires à entroques et des dolomies, et se termine par des grès grossiers quartzeux surmontés d'un beau hard ground. L'extrême base de la formation a fourni *Protogrammoceras normanianum* et dans sa partie moyenne, *Pleuroceras solare*.

Du col du Lac à l'Argentesse, la base de l'étage est envahie par un faciès de marnes grises (16a), fines, feuilletées à *Tisoa Siphonalis* qui, progressivement, remplace les faciès carbonatés ou dolomitiques. Ceux-ci relégués au sommet, disparaissent progressivement vers le Nord-Est. Plus à l'Est, la totalité de l'étage est marneux et de faciès très homogène.

La faune est peu abondante mais permet de reconnaître :

- la zone à *Margaritus* avec *Protogrammoceras normanianum* à l'extrême base des faciès carbonatés près de Sumène, *Acanthropleuroceras nitescens*, immédiatement au-dessus, et *Amaltheus stokesi*, un mètre plus haut ;
- la zone à *Spinatum* avec *Pleuroceras solare* assez fréquent à la partie moyenne du faciès carbonaté entre Sumène et l'Argentesse.

Vers le Nord-Ouest, le développement des faciès marneux s'effectue en grande partie au bénéfice de la zone à *Margaritatus*, la zone à *Spinatum* semblant reléguée vers le sommet de la formation. Puissant d'une vingtaine de mètres dans la région de Sumène, le Domérien atteint 40 m à l'Argentesse et peut atteindre plus à l'Est près de 80 m.

17-8. **Marnes grises à Ammonites pyriteuses et schistes cartons.** Vers Fressac, un mince niveau marneux à nodules de pyrite à la base des schistes cartons a livré une faune de dactyloceratidés et pourrait représenter le Toarcien basal à *Paltarpites paltus* signalé à Fouzilhon dans le Nord bittérois.

Le Toarcien inférieur (17) présente le faciès classique du schiste-carton, noirs ou bruns à *Harpoceras exaratum*, *H. Serpentinum*, *Dactyloceras*, *Steinmannia bronni*. Extrêmement réduit à l'Ouest (35 cm à Sumène), il croît rapidement vers l'Est avec une quinzaine de mètres dans la vallée de l'Argentesse et 25 à 30 m dans la région de Fressac.

Le Toarcien moyen est pratiquement absent à Sumène. Il est représenté au col du Lac, plus à l'Est par 1 m de marnes grises, de calcaire argileux, de calcaires gréseux à thanatocénose de belemnites et dragées de quartz, et se termine par un beau hard-ground. Ces niveaux ont livré *Hildoceras bifrons*, *Denkmannia cf. tumefacta*, *Phylloceras thevenini*, *Pseudolioceras* sp., *Lytoceras* sp., *Polyplectus bicarinatus*. Vers le Sud-Est les faciès deviennent plus marneux et plus épais se distinguant mal des couches marneuses du Toarcien supérieur.

Le Toarcien supérieur très réduit vers Sumène (moins de 1 m est représenté par des marnes grises à intercalations de calcaire argileux de plus en plus fréquentes vers le haut, avec *Grammoceras*, *Lytoceras*, *Haugia*, *Pleydellia*. La puissance croît rapidement vers l'Est, avec 10-15 m au col du Lac, et environ 50 m à Fressac. Dans cette région, la base de la série plus marneuse (25-30 m)

est riche en fossiles pyriteux : *Calliphyloceras heterophyllum*, *C. aveyronnense*, *Planhammatoceras*, *Aulacolytoceras*, *Pseudolioceras cf. reynesi*, *Pleydellia cf. subcompta*, *P. cf. aalense*, *Cotteswoldia*, tandis que le sommet (15-20 m) présente un faciès de marnes et calcaires argileux gris, pauvres en fossiles.

16-8. **Lias marneux indifférencié.** Faute d'affleurements suffisants et en raison de la complexité tectonique, les assises marneuses du Domérien au Toarcien supérieur ont été souvent regroupées en un seul ensemble (16-8).

Aalenien - Bajocien

19 - j1 **Calcaires roux à *Cancellophycus* et calcaires à chailles.** (j1M - Horizon marneux supérieur.) Ensemble de calcarénites argileuses gris foncé en petits bancs à patine rousse, intercalés de marnes calcareuses brunes feuilletées. Les stratifications sont fréquemment onduleuses avec des surfaces de bancs écailleuses. Localement elles sont riches en empreintes de *Cancellophycus*. La silice est abondante dans la série, diffuse ou sous forme de chailles noires, rubanées, voire noduleuses.

Entre Sumène et La Cadière la base de la série comprend de belles intercalations biodétritiques riches en entroques, belemnites et brachiopodes.

La partie supérieure renferme des intercalations marneuses plus ou moins régulières. L'une d'elles relativement constante termine l'ensemble des Calcaires à *Cancellophycus* entre Saint Hippolyte et Durfort, puissante d'une dizaine de mètres et elle a été cartographiée (j1M).

Ces divers faciès sont surmontés généralement par un horizon de calcaires dolomitique ou de dolomie en petits bancs très riches en Pentacrines Bryozoaires (*Diatopora*, *Stromatopora Mesenteripora*) et Brachiopodes (*Suenia oolitica*, *Nannirynchia campestriensis*, *Reanthothyris cf. sumenensis*, *Globirynchia subobsoleta*, *Loboidothyris ingens*, *Moorellina granulosa*). Bien représenté entre Sumène et Saint-Hippolyte, cet horizon plus fugace vers l'Est a été repéré jusque vers Saint-Félix de Pallières. Peu épais, (environ 10 m) et confondu morphologiquement avec la corniche dolomitique bathonienne. Cet horizon a été rattaché cartographiquement à ce dernier ensemble. La faune de Bryozoaires et Brachiopodes indiquerait le Bajocien inférieur.

L'ensemble des Calcaires à *Cancellophycus* est assez pauvre en faune déterminable. L'extrême base formant transition avec les faciès plus marneux du Toarcien supérieur a livré à l'Argentesse quelques *Leioceras* du groupe *opalinum-opaliniforme*, soit de la base de l'Aalenien.

Des petites formes mal conservées récoltées dans les intercalations biodétritiques du Col du Lac semblent indiquer la même zone à Opalinum ou la base de Murchisonae (Aalenien inférieur à moyen).

Le sommet des faciès calcaires à *Cancellophycus* a livré à Fressac quelques exemplaires de la zone à Concavum : *Graphoceras cf. limitatum*, *G. formosum*, *G. cf. rudis* (Aalénien supérieur).

Les marnes sommitales (j1M) et les calcaires dolomitiques à bryozoaires ont livré quelques *Hyperlioceras* *Sonninia*, *Sphaeroceras*, de la zone à Discites soit de la base du Bajocien.

La masse des Calcaires à *Cancellophyrus* correspond donc pour l'essentiel à l'Aalénien à peu près complet et on peut attribuer au Bajocien tout-à-fait inférieur, les Marnes et les Calcaires à Bryozoaires. La partie supérieure du Bajocien n'a jamais été mise en évidence dans la région et correspond vraisemblablement à une lacune. Cette lacune qui peut s'étendre jusque à l'intérieur du bathonien (aucune faune n'est connue avant le Bathonien supérieur) est jalonnée par un horizon à sulfures de fer, plomb, zinc, exploité anciennement en plusieurs points entre Sumène et Saint-Hippolyte.

La puissance varie en général entre 50 et 100 m le long de la bordure cévenole et s'accroît considérablement vers le Sud-Est avec près de 300 m dans les sondages de Quissac (1/50 000 Sommières). Cet accroissement est pour une bonne part lié au développement du Bajocien très réduit dans la zone de bordure Nord-Ouest.

j2. Bathonien - Dolomie massive (ruiniforme). Ensemble massif mal stratifié de dolomie grise grenue devenant pulvérulente par altération. Des chailles blanches abondent localement plutôt vers la base de la formation et sont très nombreuses dans le secteur de la Boissière. Les structures résiduelles ainsi que de rares îlots ayant résisté à la dolomitisation (dont l'un a fourni près de Saint-Hippolyte (Roman, 1924) la seule ammonite du Bathonien supérieur connue dans la formation : *Procerites arbustigerus*) témoignent d'un faciès originel oolithico-graveleux à stratifications entrecroisées, dépôt de plate-forme périrécifale.

Dans la majeure partie de la feuille la formation repose par l'intermédiaire d'un horizon ferrugineux sur le Bajocien inférieur. La lacune s'accroît vers le Sud-Ouest jusqu'à Sumène où elle repose sur du Trias redressé avec une importante discordance angulaire. A Saint-Bresson, cette dernière atteint le socle paléozoïque. Des mouvements tectoniques anté ou intra-bathoniens ont donc affecté ce secteur et ont été suivis d'une importante érosion avant le dépôt du Bathonien supérieur.

Les faciès périrécifaux dolomités dominent dans tout le domaine de la feuille avec des puissances variables. De 30 à 40 m à l'emplacement du horst de Saint-Bresson, la puissance de la dolomie atteint rapidement 100 m en direction de Ganges. Estimée à 45 m entre Sumène et Cézas, elle dépasse de 100 m vers Saint-Hippolyte. Des puissances du même ordre se rencontrent jusque vers Durfort et plus au Sud-Est, le sondage de Quissac (1/50 000 Sommières) a recoupé sur 130 m équivalent finement graveleux et glauconieux de ces horizons.

Sur le plan des faciès, une grande homogénéité a pu être observée sur l'emprise de la feuille : faciès périrécifaux de haute énergie contrastant avec d'une part les tendances laguno-lacustres qui se manifestent au Nord-Ouest dans le secteur du Larzac et les puissants faciès argileux du bassin languedocien vers le Sud, tels qu'ils sont recoupés par le sondage de Saint-Bauzile (1/50 000 Saint-Martin-de-Londres).

j3. Callovien. Marnes et calcaires marneux gris bleu ou rouille. Au-dessus du hard-ground qui termine la série dolomitique bathonienne, les dépôts calloviens présentent sur l'ensemble de la feuille, des variations considérables de faciès et de puissance.

— Au Sud-Ouest, dans le secteur de Ganges - Sumène, on rapporte au Callovien 5 m environ de dolomie stratifiée à ponctuation ferrugineuse considérée comme un équivalent dolomitisé de la "Dalle nacrée". A quelques kilomètres à l'Est de Sumène, a été décrit un chenal de 30 cm de calcaires argileux à oolithes ferrugineuses ravinant la dolomie bathonienne et contenant une faune d'Ammonites du Callovien à *Reineckeia*, *Kosmoceras*, *Grossouvreia*, *Hecticoceras*. Le faciès se poursuit avec des lacunes jusque vers Saint-Hippolyte avec des épaisseurs toujours réduites de 0 à 5 m.

Entre Cezas et La Cadière, au-dessus du faciès dalle nacrée, quand il existe, ou directement sur la dolomie bathonienne comme à La Cadière, apparaît un faciès de marnes gris-noir à intercalations de marno-calcaires gris feuilletés. Puissants de quelques mètres d'abord, ces faciès marneux atteignent 40 m environ à Cruveliers et 60 m à Vallatoujes. Une faune assez abondante y a été décrite, témoignant d'un Callovien à peu près complet.

— A l'Est de Saint-Hippolyte, les faciès marneux disparaissent progressivement et à Gourgas, près de Monoblet, il n'existe plus sur la dolomie bathonienne, qu'une dizaine de mètres de calcaires biodétritiques en petits bancs assimilables à la "dalle nacrée" et surmontée directement par l'Oxfordien moyen.

— Plus à l'Est encore, à Cazalet, le Callovien est représenté par 20 m environ de calcaires argileux à lits de marnes feuilletées, à faune du Callovien inférieur et moyen, terminé par une surface durcie et perforée à faune remaniée de l'Oxfordien moyen et du Callovien.

Immédiatement au Sud-Est de la feuille, sur le dôme de Quissac, s'amorce un épaissement général de la série qui atteint 180 m avec un Callovien inférieur marneux et un Callovien supérieur plus calcaire (1/50 000 Sommières).

Vers le Nord-Est également la puissance de l'étage s'accroît pour atteindre 125 m à Saint-Ambroix (1/50 000 Alès).

Oxfordien

j5. Marnes et calcaires marneux, grumeleux et glauconieux. Oxfordien moyen. L'Oxfordien inférieur semble manquer sur tout le territoire de la feuille.

Un horizon de marnes glauconieuses et grumeleuses marque le début de l'Oxfordien moyen ; ce dernier, marneux et riche en ammonites à la base, passe assez rapidement vers le haut à des calcaires argileux en petits bancs bien lités à patine brun-roux et cassure bleutée, avec intercalations de marnes grises, puis à son sommet, à une corniche de calcaires sublithographiques. Au microscope, ces calcaires se révèlent riches en Radiolaires, Protoglobigérines et spicules de Spongiaires. Tous ces niveaux livrent de nombreuses Ammonites : *Cardioceras vertebrale*, *Gregoryceras transversarium*, *Perisphinctes plicatilis*. Localement, des phénomènes de dolomitisation secondaire peuvent affecter ces dépôts. Les épaisseurs de l'ordre d'une cinquantaine de mètres à l'Est diminuent vers l'Ouest (30 m à Sumène).

j6. Marnes granuleuses et calcaires argileux. Oxfordien supérieur. Cette formation a pu être subdivisée, au moins localement en deux ensembles :

j6a. **Calcaires fins en bancs moyens** (0,40 à 2 m), bruns et marrons, avec de rares interlits plus marneux à débit en plaquettes. Vers le milieu de cette formation apparaissent de nombreuses lamines à micro-quartz, des pseudomorphoses millimétriques (évaaporites ainsi que des figures calcitiques étoilées) (traces d'expulsion de fluides ?). On rencontre également quelques terriers de type *Chondrites*. En lames minces, les organismes sont rares : *Globochaete*, débris d'échinodermes et de spongiaires. Ces calcaires ont livré à P. Le Strat (1976) : *Orthosphinctes* cf. *tiziani*, *O.* cf. *polygyratus*, *Sowerbyceras tortisulcatum*, *Taramelliceras* cf. *tenuinodosum*. Leur sommet est affecté d'une ou plusieurs surfaces ferrugineuses perforées et encroûtées, riches en brachiopodes et en petits chenaux à remplissage de fluorine (J.J. Orgeval et al., 1975). Ces mêmes surfaces ont fourni à F. Atrops (1982) de nombreuses *Sutneria praecursor*, au Bois Noir, à l'Est de Saint-Hippolyte. L'épaisseur de l'ensemble de cette formation est de l'ordre de 100 m à l'Est et de 140 m à l'Ouest. Une dolomitisation secondaire peut se développer localement (région de Sumène) : dolomie claire, à grain fin, riche en fines lamines de petits quartz.

j6b. **Calcaires fins en petits bancs en plaquettes**. Les faciès précédents se poursuivent de façon assez monotone. Ils sont pauvres en fossiles, mais les structures sédimentaires n'y sont pas rares : fréquentes pseudomorphoses, figures calcitiques étoilées, lamines riches en micro-quartz, cristaux isolés de pyrite, etc. Ces calcaires se présentent en bancs plus épais, formant falaise au sommet. Ils ont fourni *Orthosphinctes* gr. *tiziani*. Ils se terminent parfois par des niveaux plus argileux à Térébratules. Leur sommet montre des surfaces ferrugineuses et encroûtées. Ils sont épais de 70 m à l'Est à 120 m à l'Ouest et peuvent être affectés par une dolomitisation secondaire (près de Sumène).

j7. **Kimméridgien inférieur. Calcaires fins en gros bancs**, bruns rosés, formant falaise, au-dessus d'une petite vire. Ce sont des biomicrites à rares intraclastes et petits quartz, avec quelques débris d'Echinodermes, *Globochaete*, *Saccocoma* et rares Ostracodes. Leur faune d'ammonites étudiée en détail par F. Atrops (1982) au Bois Noir, près de Saint-Hippolyte, est riche : *Orthosphinctes* gr. *polygyratus*, *Sutneria platynota*, *Ataxioceras lussasense*, *A. lothari lothari*, *A. hypselocyclum semistriatum*, *Orthosphinctes inconditus*, *Taramelliceras trachinotum*. Epaisse de 35 m en moyenne, cette formation se termine assez souvent par une surface ferrugineuse encroûtée et perforée. Elle est parfois dolomitisée (Sumène).

j8. **Kimméridgien supérieur - Calcaires sublithographiques massifs**. Bruns clairs, en très gros bancs, formant falaise, peu fossilifères. Au microscope, ce sont des biomicrites à intraclastes, avec des débris d'Echinodermes, *Globochaete* et *Saccocoma*. Dans la moitié occidentale de la feuille, ces niveaux sont le plus souvent dolomitisés à leur base, et discordants, au Mont Méjan, près de Ganges, sur le Kimméridgien inférieur et l'Oxfordien supérieur (P. Le Strat, 1976) traduisant ainsi de légers mouvements épigéniques (P. Le Strat et Y. Bodeur, 1977). Cette dolomie, saccharoïde, sombre, ferrugineuse, très pauvre en quartz, porte des niveaux minéralisés en Pb-Zn (M. Aubague et al., 1982) qui ont donné lieu à exploitation entre Ganges et Sumène. Dans le massif du Thaurac, ces calcaires ont livré des faunes d'Ammonites : *Aspidoceras acanthicum*, *Taramelliceras compsum*, *T. pseudoflexuosum*, *Streblites levipictus*, *Progeronia breviceps*, *P. lictor*, *Crussoliceras divisum*, *Taramelliceras trachinotum*. A partir de la vallée du Rieutord et en se dirigeant vers l'Ouest, ces calcaires deviennent bioclastiques, voire récifaux et riches en coraux, Stromatolites, Dasycladales. Plus à l'Est, on peut y trouver quelques chailles vers le sommet. Les épaisseurs varient beaucoup, de 140 à l'Ouest à 50 m à l'Est.

j9. **Portlandien.** On a distingué et cartographié, pour cet étage, les différents faciès sédimentologiques. Ce sont, d'Est en Ouest (Y. Bodeur, 1976 et 1979) :

j9d. **Faciès de plateforme externe, calcaires fins à chailles et brèches de sédimentation**, de type pélagique ("Tithonique à Céphalopodes "de F. Roman, 1987"). Immédiatement au-dessus de la falaise du Kimméridgien supérieur, la stratification redevient nettement apparente, et les bancs, relativement minces, forment un replat dans la morphologie. Ce sont surtout des calcaires micritiques beiges, à chailles fréquentes, prenant parfois le faciès de brèches de résédimentation. M. Gottis (1957) y cite de nombreux *Virgatosphinctes* et *Aulacosphinctes*. Les microfossiles sont essentiellement des radiolaires et *Globochaete*, relayés, au Portlandien supérieur, par des Tintinnides : *Carpionella alpina*, *Crassicolaria parvula*, *Tintinnopsella carpathica* (P. Bernier, 1968). Suivant les lieux, ces faciès peuvent avoir de 100 à 200 m d'épaisseur.

j9c. **Faciès de talus externe. Calcaire bioclastique** de type hémipélagique. En se dirigeant vers l'Ouest, les faciès pélagiques de plateforme externe passent latéralement de façon insensible, à des calcaires plus clairs, plus massifs, très bioclastiques, contenant encore des fossiles de type pélagique, mais également de plus en plus d'organismes à caractère récifal : Polypiers variés et généralement à l'état de débris, dasycladales remaniées, Dicéras, Tubiphyles. Ils renferment également des chailles et des passées dolomitiques. Leur épaisseur varie considérablement de 200 à 400 m suivant les lieux. Ces faciès sont bien représentés dans la vallée du Rieutord.

j9b. **Faciès de barrière, de type récifal, calcaire blanc corallien**, ("Tithonique coralligène"). A leur tour, les faciès de pente externe passent latéralement vers l'Ouest à des calcaires bioclastiques blancs, massifs, très lapiazés, où abondent les coraux en position de vie, ainsi que les *Dicéras* et dasycladales, alors que les Céphalopodes et les Calpionelles deviennent très rares. T.H. Yin en a étudié la très riche faune (1931). Les organismes sont très nombreux et variés : nombreux débris d'Echinodermes, rares Brachiopodes, fréquents Lamellibranches et Gastéropodes, Chaetétidés, Pharétrones, Hydrozoaires, Bryozoaires, Foraminifères (*Conicospirillina*, *Protopeneroplis*, *Trocholina*, *Lenticulina*...). Cette formation est remarquable par son hydrodynamisme variable mais généralement élevé, associé à de nombreux critères de faible profondeur, voire d'émerision (ciments stalactitiques, figures de dessiccation, micro-karsts, croûtes pédrologiques, ...). Son épaisseur peut atteindre 500 m.

j9a. **Faciès de "plate-forme interne", calcaire graveleux, dolomie en plaquette.** Ce sont des calcaires stratifiés le plus souvent graveleux, alternant parfois avec des calcaires micritiques ou des dolomies en plaquettes connus sur cette feuille uniquement au Sud-Est de Montoulieu. Les organismes sont très nombreux et variés : fréquents Foraminifères (*Trocholina*, *Pseudocyclamina*, *Anchispirocyclina*, *Protopeneroplis*, milioles, ...) Ostracodes, Lamellibranches fousseurs, Gastéropodes (nérinées), assez rares Madréporaires.

Les structures sédimentaires caractéristiques des zones inter à supratidales sont fréquentes, et de nombreux indices témoignent d'un hydrodynamisme fort, alternant avec des périodes de calme : brèches de tempêtes, chenaux, figures de dessiccation, encroûtements divers, bioturbations, structures fenêtrées, stratifications obliques, etc. Leur épaisseur varie entre 150 à 250 m.

Le Portlandien, sous quelque faciès qu'il se présente, est toujours surmonté d'une belle surface corrodée, perforée, encroûtée, ferrugineuse ou phosphatée,

montrant parfois, comme à Salle-de-Gour (Sud-Sud-Est de Saint-Hippolyte), de beaux développements de paléo-karsts (M. Gottis, 1957).

Crétacé

n1. **Berriasien - Calcaires argileux et marnes.** Au-dessus de la surface durcie précédente, reposent, en discordance de transgressivité, divers niveaux plus ou moins élevés stratigraphiquement dans le Berriasien ou même le Valanginien, suivant les lieux.

Le Berriasien inférieur est représenté par une série de calcaires argileux, gris-cendre, à débit noduleux et fréquentes intercalations marneuses. Ces niveaux ont livré à G. Le Hégarat (1973) de nombreuses ammonites, parmi lesquelles *Berriasella subcallisto*, *B. paramacilenta*. Au microscope, ce sont des biomicrites à petits foraminifères benthiques, spicules de spongiaires et calpionelles.

Le Berriasien moyen est représenté par le même type de faciès, mais plus argileux, avec des passées graveleuses ou bioclastiques. G. Le Hégarat (1973) y a récolté *Dalmasiceras dalmasi*, *D. punctatum*, *Tirnovella* sp. Les microfaciès sont très proches des précédents.

Le Berriasien supérieur, souvent très argileux, est constitué de calcaires à grain fin gris, intercalés de marnes, et de bancs bioclastiques ou graveleux. G. Le Hégarat a récolté de riches faunes d'ammonites : *Berriasella callisto*, *B. picteti*, *B. boissieri*. En lames minces, les Calpionelles abondent. On peut y trouver sporadiquement des cristaux lenticulaires ou fibreux, ou aussi de petits amas de célestines (J.-P. Rolley, Alabouvette *et al.*, 1982). L'épaisseur du Berriasien varie de 25 à 40 m.

Dans la région entre Moulès (près de Ganges) et La Cadière, le contact discordant entre le Berriasien et le Valanginien se fait par l'intermédiaire de nombreuses surfaces corrodées d'extension locale.

n2a. **Calcaires argileux et marnes. Valanginien inférieur.** Ensemble de marnes calcaireuses finement stratifiées à intercalation de calcaires argileux de teinte claire, gris-bleu, blanchâtre ou jaunâtre par altération.

Vers le haut, les bancs calcaires à débit en niches à pâtine brune deviennent plus nombreux.

La partie basale de la série renferme fréquemment des nodules ou des lits centimétriques de célestite (sulfate de strontium et de baryum) Ces mêmes niveaux présentent par ailleurs de fréquentes anomalies sédimentaires, troncatures par failles obliques synsédimentaires, slumpings, slump balls, lentilles ou chenaux de matériel calcarénitique. Ces phénomènes qui traduisent une certaine instabilité du fond marin pourraient être liés à des rides ou accidents. Le sens des glissements, ici N 20° E, tout à fait étranger à la pente générale du bassin vers le Sud-Est, suggère pour ces déformations une direction plutôt Est-Ouest.

L'ensemble, puissant de 150 à 200 m dans le secteur de Ganges, se réduit à quelques mètres dans l'axe du Bois de Monnier, aux environs de Valgrand, pour atteindre 150 m à nouveau près de Saint-Hippolyte et 70-80 m plus à

l'Est, à Ceyrac. La rapidité de ces variations est en outre accusée par l'effet des décrochements.

La faune est assez riche en Céphalopodes : *Distoloceras* sp., *Néocomites néocomiensis*, *Thurmaniceras* sp., *Kilianella* sp., *Phylloceras calypso*, *Cymatoceras pseudoelegans*; en Lamellibranches : *Pholadomya elongata*, *Chlamys* sp., et Pectinidés dont *Pseudoamussium* sp., (collecte : P. Elenberger et détermination : R. Busnardo) indiquant un milieu de dépôt relativement profond. Vers le sommet de la formation, au Nord-Est de la feuille ou la totalité de l'étage est marneux ou marno-calcaire, la découverte d'un *Eristavites* indique l'extrême base du Valanginien supérieur.

n2M. **Calcaire graveleux "Miroitant". Valanginien inférieur.** Absent dans le synclinal de Ganges et vers le Nord-Ouest, entre Sauve et Durfort, où les marnes du Valanginien supérieur recouvrent directement l'ensemble marneux et marno-calcaire du Valanginien inférieur, le calcaire miroitant est représenté entre Montoulieu, Saint-Hippolyte et Ceyrac par une dalle de puissance variable (10 à 20 m) qui forme les entablements lapiazés de Valgrand, de la butte du vieux Saint-Hippolyte et des pics d'Aguzan et Ceyrac. Il s'agit de calcarénites massives à faciès localement oolithique ou graveleux, à Echinodermes, Bryozoaires, Foraminifères, caractéristiques de milieux néritiques de faible profondeur. Ces affleurements représentent les témoins les plus septentrionaux de ce faciès dont le maximum de développement se rencontre plus au Sud, au niveau du Causse de l'Hortus (1/50 000 Saint-Martin-de-Londres).

L'irruption de ces faciès néritiques dans un milieu plutôt profond et l'extrême discontinuité de la formation conduisent à admettre pour ces dépôts une origine allochtone. Formés dans une zone littorale située plus au Nord-Ouest, les sables calcaires qui les constituent auraient été drainés vers des zones plus profondes du bassin par des chenaux et redéposés en nappes ou dunes sous-marines.

Dépourvue de fossiles caractéristiques, cette formation, ici essentiellement limitées au sommet de l'ensemble marneux et marno-calcaire du Valanginien inférieur, montre, plus au Sud (1/50 000 Saint-Martin-de-Londres), une nette imbrication avec cet ensemble et doit donc être considérée du même âge.

n2c. **Marnes gris noir. Valanginien supérieur.** Marnes gris noir à rares intercalations de calcaires argileux. Puissantes de 50 à 100 m, surmontant les calcaires "Miroitants" et ailleurs succédant aux marnes et marno-calcaires du Valanginien inférieur. Les fossiles sont rares dans les marnes qui ont livré des restes d'ichtyosauriens; des bancs de marno-calcaires, surtout vers la base de la formation, ont fourni une faune assez riche de Céphalopodes du Valanginien supérieur non sommital avec *Lytoceras*, sp., *Olcostephanus* sp., *Neolissoceras* sp., *Teschnites callidiscus*, *T. flucticulus*, *T. pachydicanus*, des belemites dont *Vaunagesites* sp. (collect. P. Ellenberger; détermination : R. Busnarvo).

n3a. **Calcaires argileux et marnes calcareuses. Hauterivien inférieur.** Ensemble de calcaires argileux, généralement bicolores, à pâtime crayeuse blanchâtre, en petits bancs de 30 à 50 cm et à débit en moellons arrondis ou fusiformes "miches", entrecoupés de minces niveaux de marnes feuilletées.

Cet ensemble constitue une corniche boisée de 50 m, au-dessus du talus des marnes grises du Valanginien supérieur.

A l'extrême base de la corniche calcaire, à Saint-Hippolyte, une assise de 5 à 10 m de calcaires argileux bleus, renferme une faune à *Acanthodiscus thouanensis*. Près de Sauve, *A. radiatus* a été récolté également à ce niveau, représentant l'extrême base de l'Hauterivien.

Les calcaires en moellons renferment à cet endroit une belle faune de l'Hauterivien inférieur à *Leopoldia leopoldi*, *L. desmoceroïdes*, *Saynella clypeiformis*, *Lyticoceras* sp., *L. cf. nodosoplicatum*, *Crioceratites lusitanicum*, *Osterella* sp., *Cymatoceras*. Les huîtres à coquille silicifiées, dont *Exogyra couloni*, abondent lorsqu'on s'élève dans la série. Certains niveaux marneux sont très riches en oursins (*Toxaster amplus*).

n3b. **Calcaires biodétritiques. Hauterivien supérieur.** Sur le flanc nord du fossé de Montoulieu, la série hauterivienne se poursuit par un ensemble de calcaires bioclastiques, graveleux ou oolithiques, riches en Bryozoaires et Foraminifères.

Plutôt beige-roux à la base, cet ensemble se termine par des faciès blanc-crème, en bancs métriques massifs, lapiazés. La glauconie est fréquente au sommet de la série. Dépourvue de faune caractéristique, cet ensemble a été attribué à l'Hauterivien supérieur.

C. Crétacé supérieur (Campanien-Maestrichtien) Calcaire gréseux roux. A l'extrémité Nord du fossé de Montoulieu, s'intercale entre le remplissage continental oligocène, et son substratum de calcaire hauterivien, une formation carbonatée d'extension limitée dont la puissance à l'affleurement n'excède pas 2 à 3 m.

Le faciès le plus constant qui paraît constituer la base du dépôt, correspond à un calcaire gréseux massif à gros quartz détritiques très riche en bryozoaires et algues calcaires et dont la surface présente fréquemment des imprégnations et encroûtement ferrugineux.

Des faciès plus fins grésocarbonatés apparaissent sporadiquement vraisemblablement superposés au banc massif de base. Ils sont localement riches en petites lamellibranches indéterminés et renferment des débris ligniteux ainsi que de petits Foraminifères peu caractéristiques. Ces faciès ont livré récemment des dents de sélaciens (*Y. Bodeur*, détermination Cappetta) dont : *Scapanorhynchus cf. raphiodon*, *Squalicorax* sp., *Parapalaebates* sp., et un sclérorhynchidé indéterminé.

Cette ichthyofaune permet d'attribuer ce dépôt au Crétacé supérieur, sans doute Campanien-Maestrichtien.

Ce témoignage d'une ingression marine vers la fin du Crétacé dans une région relativement éloignée du domaine marin de l'époque, s'ajoute à ceux déjà connus régionalement à Saint-Hippolyte-du-fort. (Le creusement d'un puits à Mandiargues près de Saint-Hippolyte avait révélé à H. Teissier-du-Cros (1956) la présence de craie à foraminifères du Crétacé supérieur apparemment infiltrée en fissures ou poches dans le substratum berriasien). Alès (carte géologique 1/50 000) et plus excentrique encore au Luc, près de la Couvertoirade (1/50 000 : le Caylar). Outre son intérêt palaeogéographique, ce niveau jalon témoigne également d'une notable activité tectonique au cours du Crétacé supérieur, (à laquelle peut d'ailleurs être liée cette brève ingression marine). En effet le calcaire gréseux roux s'est déposé sur une série néocomienne, tronquée

de plusieurs dizaines de mètres par rapport aux affleurements du bord Nord-Ouest du fossé à moins d'un kilomètre de distance où la série se complète par les marnes à *Toxaster* et les calcarénites attribués à l'Hauterivien supérieur.

Tertiaire

g1-2. **Oligocène (Stampien) - Marnes, grès, conglomérats, lignites.** Dépôts continentaux variés conservés dans le fossé tectonique de Montoulieu. Discordants sur un substratum allant du Jurassique supérieur au Crétacé supérieur. Ces dépôts comprennent :

— A la base 30 à 50 m d'une succession d'argiles rouges saumon à granules blancs calcaires, de calcaires crayeux plus ou moins rognoneux à concrétions algaires, et de conglomérats très hétérométriques à alimentation locale d'éléments calcaires crétacés et de nodules algaires. Cette série uniquement exposée le long du bord Nord-Ouest du fossé n'a fourni jusqu'ici aucun élément de datation.

— A ces couches de base et les débordant sur tout le bord Sud-Est du fossé où elles transgressent directement le substratum jurassique ou crétacé succède une série puissante de quelques centaines de mètres. Elle est constituée de grès tendres mal classés ou de sables à lentilles ou couches ligniteuses exploitées au siècle dernier, puis d'alternances de conglomérats à galets impressionnés, bien roulés et d'argiles ou marnes jaunes sableuses. Les éléments de ces conglomérats à dominante de calcaires jurassiques et crétacés, témoignent d'apports beaucoup plus variés que dans les couches de base. Il faut remarquer en outre que les faciès de galets portlandiens sont les mêmes que ceux des affleurements les plus proches et donc que l'essentiel du jeu en décrochement des accidents bordiers, devait être acquis au moment du dépôt.

Les couches ligniteuses et les faciès qui les surmontent ont livré quelques restes de vertébrés dont *Anthracotheurium* et une tortue *Chrysemys montoliviensis*, associés à une malacofaune d'âge Stampien moyen (détermination R. Rey) avec : *Viviparus megaloglyptus* Font., *Melanopsis acroleptis* Font., *Melanoïdes juliani*, Roman, *Melanoïdes (Jacquotia) sphecodes*, Font. *Planorbarius cornu* Brogn., *Gyraulus polyrymus* Font., *Gyraulus ceratioides* Font., *Bithynia epiedensis*, *Melanopsis romejacensis*, Font., *Lamifera arneggensis*, Miller., *Lymnoïdes* sp., *Pupoidea* sp.

Les couches ligniteuse ont fourni en outre une microflore abondante du Stampien avec *Caryopollenites simplex*, *Milfordia minima*, *Tricolporopollenites iliacus*, *Triatriopollenites platycaryoides*, *Tricolporopollenites microhenrici*, *Triatriopollenites rurensis*, *Triatriopollenites coryphaeus*, *Pentapollenites* sp., *Bohlensipollis* sp.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Formations résiduelles

R. **Dépôts argileux ou argilo-sableux tapissant des dépressions karstiques** au Plan de Cabanes, au Sud de Sauve ou près de Daint-Hippolyte. Ces dépôts paraissent liés à une surface d'aplanissement, bien visible le long de la vallée du Rieumassel, qui pourrait se raccorder aux terrasses wurmiennes du Vidourle. Des dépôts analogues peuvent se rencontrer sur les vieilles surfaces tronquant

les formations calcaires jurassiques mais sont, la plupart du temps, trop exiguës pour être cartographiées. De telles dépressions ont pu piéger des dépôts d'âges très divers, du Crétacé comme on l'a vu à Saint-Hippolyte, ou de l'Eocène, comme au col de la Cardonille (1/50 000 Saint-Martin-de-Londres) jusqu'aux périodes les plus récentes du Quaternaire.

Dépôts de source

U. Travertains (calcaires construits). Des dépôts peu nombreux, d'extension limitée se rencontrent liés à des résurgences anciennes ou actives d'eaux souterraines issues des massifs calcaires du Jurassique (région de Monoblet) ou du Cambrien (région de Saint-Julien-de-la-Nef).

Formations de versants

EBr. Éboulis et formations de versants. Age Rissien probable. Dans la haute vallée du Vidourle, entre Cros et Saint-Roman-de-Codière, l'épaulement de Driolle, établi sur les argiles et grès du Trias supérieur est en partie recouvert par une formation bréchique bien consolidée à ciment rougeâtre et éléments anguleux empruntés à la falaise hettangienne surincombante. Ce dépôt correspond vraisemblablement à une consolidation d'éboulis gélifractés à la fin d'un cycle glaciaire. C'est à la période du Riss que sont en général attribuées les brèches de même style rencontrées par exemple dans les hauts replats du Canyon de la Vis.

Le replat où ces formations se développent et qui correspond sur l'autre versant à une série d'aplanissements vers la cote 400 m pourrait être une forme d'érosion nettement plus ancienne.

E. Éboulis et formations de versants indifférenciés. De puissantes masses d'éboulis non consolidés ou très localement consolidés se rencontrent surtout au flanc nord de la Montagne de la Fage, alimentés par la falaise du Lias inférieur. Plusieurs types de dépôts peuvent s'y présenter : éboulis grossiers à blocs argileux de dimension métrique, éboulis fins de matériel gélifracté (grèzes), grandes masses glissées sur le substratum argileux du Keuper.

Formations fluviales en cônes ou en couverture de glacis

J. Cônes d'épandage d'âge Rissien à Würmien. Entre Ganges et Saint-Hippolyte, au pied du relief calcaire des Cagnasses s'individualisent près de Ginstou et à la Cadière de beaux cônes d'épandage ou de déjection.

Celui du Ginstou est constitué de matériel consolidé à matrice rouge à éléments mêlés d'origine fluviale ou provenant d'éboulis gélifractés. Il évolue vers l'aval en un vaste glacis-terrasse qui s'étend jusqu'aux abords de Blancard où il domine nettement, de 10-15 m, le glacis-terrasse du Merdanson dont le raccord avec la terrasse fini-würmienne de l'Hérault paraît bien établi.

Le degré d'évolution du matériel et de la matrice semble indiquer que la mise en place de ce cône avait pu se faire dès le Riss, cependant que la morphologie actuelle du dépôt du fait de ses relations avec le glacis-terrasse du Merdanson doit être attribué au Würm ancien.

Les autres cônes à évolution plus frustes mais également consolidés pourraient correspondre à une période plus tardive du Wurm.

FC-FCx-FCy. Epandages et glacis d'âge Würmien. A l'aval des cônes d'accumulation torrentiels de Ginestou et La Cadière, existent des glacis-terrasses à accumulations souvent très faibles. Un niveau supérieur (FCy) s'établit en pente douce entre le Ginestou, le Camp et La Cadière et à l'amont jusqu'aux abords de Blancardy, d'âge Würmien à fini-Würmien. Vers l'Ouest un niveau inférieur FCx est visible le long des cours de l'Aubanel et du Merdanson et se raccorde sensiblement à la terrasse fini-würmienne de l'Hérault. Plus à l'Est, autour de Saint-Hippolyte et dans la plaine de Conqueyrac, les basses plaines (FC) qui reposent sur les marnes du Valangien ont sans doute été formées à la même époque fini-würmienne et ont été reprises jusqu'à la période actuelle.

Formations fluviatiles disposées en terrasses

Fv. Epandage fluviatile d'âge Quaternaire très ancien ou Pliocène. Sur la hauteur de l'Eglisette culminant à 260 m, subsiste un lambeau de couverture alluviale à gros galets d'origine cévenole. Dominant de 60 m la terrasse risienne du Rieutord et de l'Hérault, ce niveau ne peut être mis en relation qu'avec la surface d'aplanissement de 250 m qui longe le pied des reliefs calcaires au Nord et à l'Est de Ganges. Cette surface probablement déformée le long de la flexure cévenole pourrait remonter au Villafranchien.

Fw. Alluvions d'âge Quaternaire ancien ou moyen - Hautes terrasses - 30-60 m. Au confluent du Rieutord et de l'Hérault, près de Ganges, subsistent quelques témoins de terrasses à sol rouge à rouge brun, riches en petits éléments siliceux bien roulés montrant un fort degré d'altération des éléments de socle. Des guirlandes de cryoturbation peuvent être observés localement. Un raccord en pente douce sépare ces lambeaux de terrasses des niveaux inférieurs.

Au confluent de la Salindrinque et du Gardon, les méandres fossiles de Thoiras et Corbes présentent des caractères voisins et une altitude relative de 40 à 60 m. On a attribué à ces divers niveaux un âge Rissien. Les dépôts alluviaux qui tapissent en partie la dépression de Vabres, à 100 m environ au-dessus du cours de la Salindrinque ont également été attribués à cet ensemble.

Fx. Alluvions d'âge Würmien à Rissien .Moyenne terrasse - 15-20 m. Une belle terrasse s'établit à l'aval du confluent du Rieutord et de l'Hérault près de Ganges, à une altitude relative de 15-20 m. Les éléments peu altérés inclus dans une matrice (rouge dans les horizons profonds), montrent une origine composite entre des apports fluviatiles lointains dominant dans les horizons profonds et des apports peu évolués empruntés à des formations de versant abondants dans les horizons superficiels.

Le long du Gardon de Mialet quelques lambeaux de terrasse à matrice rouge sont situés à des altitudes du même ordre.

La faible altération des éléments ainsi qu'une évolution pédologique notable ont fait attribuer ces terrasses au Wurm ancien.

Fy. Basse terrasse - 5-10 m. Bien développée à l'aval de Ganges, cette terrasse est constituée de matériel relativement frais avec une matrice sableuse de

teinte claire abondante que les caractères permettent d'attribuer au Wurm récent.

C'est à ce niveau que peuvent être rattachés la plupart des terrasses et glacis du Vidourle à l'aval de Saint-Hippolyte.

Alluvions d'âge Wurmien très récent à Holocène.

Fz. Alluvions de lit majeur des rivières et de très basses terrasses de l'Hérault, du Rieutord et du Vidourle, à graviers et galets d'origine cévenole dominants et limons de débordement.

F. Alluvions indifférenciées à l'amont des vallées se rapportant pour l'essentiel aux cycles wurmien et actuel.

PHÉNOMÈNES ET HISTOIRE GÉOLOGIQUES

TECTONIQUE ET HISTOIRE HERCYNIENNE

Dans sa partie nord la feuille du Vigan présente toute une série d'unités tectoniques qui ont été plissées et métamorphosées entre 465 Ma (âge des gneiss de Peyrolles) et 330 Ma (âge du pluton tarditectonique du Saint-Guiral-Liron), c'est-à-dire pendant l'orogénèse hercynienne. Ces unités tectoniques antérieures au granite, traduisent une tectonique tangentielle en chevauchements et nappes de plus ou moins grande amplitude dont les caractéristiques permettent de faire la liaison entre le versant nord de la Montagne Noire et les Cévennes méridionales.

Divisions structurales du segment hercynien

On distingue du Nord au Sud (c'est-à-dire approximativement de bas en haut) les unités suivantes :

"Autochtone" des Malines. C'est l'unité la plus méridionale. Elle constitue le substratum des autres unités. C'est également la moins déformée et la moins métamorphique. Comme la stratification y est presque partout clairement visible avec très souvent des critères sédimentologiques de polarité, c'est dans cette unité que la série sédimentaire a été établie, ainsi que le sens de déplacement des chevauchements. La structure d'ensemble est un synclinal couché d'amplitude kilométrique affectant un matériel à peine schistosé sauf dans les faciès pélitiques.

Unité de Saint-Bresson. Il s'agit d'une unité chevauchante vers le Sud, principalement constituée par un anticlinal couché dont le flanc inverse d'échelle kilométrique a été cisailé par des contacts tardifs. La flèche minimum du déplacement est de l'ordre de 5 km mesurés entre la klippe de la Combe et Saint-Bresson. La déformation est comparable à celle de l'autochtone des Malines avec schistosité développée seulement dans les niveaux les plus pélitiques et dans les zones de cisaillement. Le style de pli-couché et faillé, le degré de métamorphisme, le type de schistosité, rapprochent l'unité de Saint-Bresson des unités les plus externes (= méridionales) du versant nord de la Montagne Noire.

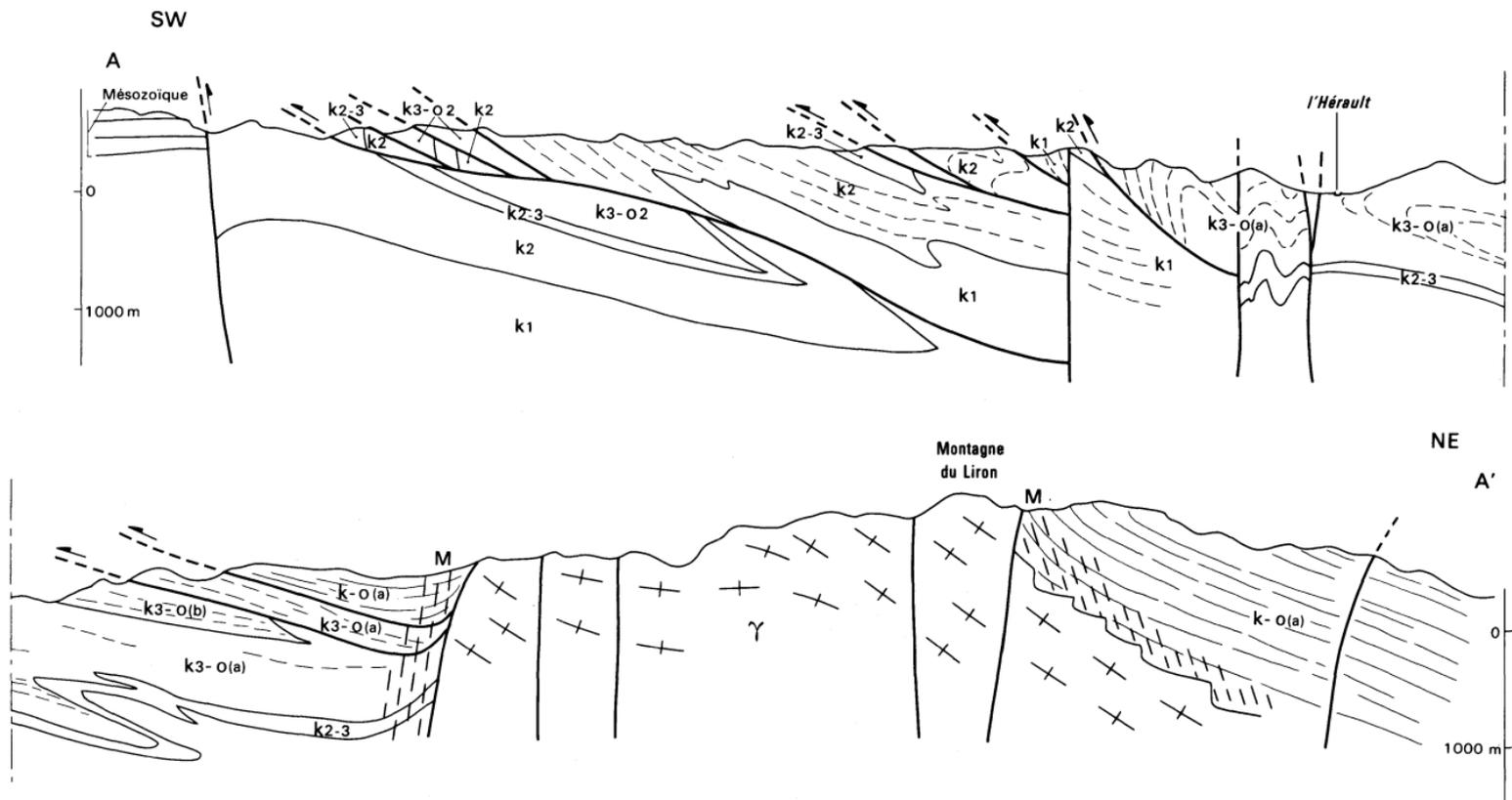


Fig. 2 - Coupe schématique du soubassement hercynien
 Pour la localisation, voir le schéma structural

D'après les constructions d'axes de plis, et l'allure cartographique, les plis couchés sont orientés N 120° E et déversés au S.S.W. Comme souvent dans ce type de déformation les linéations B sont dispersées dans le plan de schistosité mais cette dispersion reste modeste et on peut considérer que les plis sont pratiquement cylindriques. La linéation d'allongement est en moyenne N 20° E et indique le sens de déplacement des unités.

Unité du Vigan. Elle contient presque le même matériel que l'unité précédente dont elle est séparée par le décrochement tardihercynien. Le Vigan-Sumène (= faille d'Alzon sur la feuille de Nant). Le degré de déformation et de métamorphisme ainsi que le style en plis couchés kilométriques cisailés tardivement sont les mêmes que dans les unités méridionales. Cependant, on note deux différences importantes :

- la direction des plis couchés est plus proche de N-S (de N 150° E à N-S) avec déversement vers l'W ;
- à l'Est de la vallée de l'Hérault, le métamorphisme épizonal net accompagne une schistosité de flux subhorizontale bien développée, en particulier dans les terrains k-o(b).

Les rapports de cette unité avec les unités sud ne sont pas connus car on ignore l'ampleur du décrochement Le Vigan-Sumène ; cependant en raison de la ressemblance des lithologies et du type de tectonique, il est logique de penser que l'unité du Vigan se rattache elle aussi à la partie externe du versant nord de la Montagne Noire.

Unité de Sumène. Elle est distinguée des précédentes surtout sur la base de différences dans la série lithostratigraphique. La déformation est marquée par une schistosité de flux subhorizontale et par des bandes de cisaillement d'épaisseur au moins décamétriques. Le déplacement par rapport aux unités de Saint-Bresson et du Vigan n'est pas connu mais peut être faible (kilométrique ?). Le sens de déplacement orienté en moyenne vers le SW à l'W-SW n'est pas franc.

Unité du col de Moures. Il s'agit de l'extrémité orientale d'une unité plus vaste qui se développe dans la région d'Arrigas (Feuille de Nant). Ses rapports avec les autres unités sont très mal connus car elle est limitée par des failles tardives et par le granite. La déformation est intense, marquée par une schistosité de flux née subhorizontale et des plis couchés N-S à déversement vers l'Ouest. Le boudinage des niveaux siliceux indique un allongement E-W. L'unité du col de Moures-Arrigas constitue la plus interne des unités viganaises rattachables au versant nord de la Montagne Noire.

Schistes des Cévennes. Sous ce terme sont regroupées une ou plusieurs unités tectoniques dont l'une des caractéristiques principales est la grande homogénéité de la déformation. Celle-ci est marquée par la présence systématique dans toutes les lithologies d'une schistosité de flux synmétamorphique. Cette schistosité paraît dériver assez clairement d'une déformation rotationnelle importante et très souvent les roches semblent affectées de deux schistosités faisant un angle faible entre elles (schistosité S1-2). La schistosité est synmétamorphique : le plan axial des petits plis de S1 déformée par S2 et les plans de glissement intrafoliaux sont soulignés par des micas syncinématiques à post-cinématiques. Les zones de déformation rotationnelle particulièrement intense (shear-zone) sont soulignées par un développement plus grand des exsudats syntectoniques. Tous ces caractères microtectoniques laissent supposer

l'existence d'une tectonique tangentielle de grand style avec des chevauchements d'échelle crustale. Ceci est tout à fait compatible avec l'allure de la schistosité régionale qui est proche de l'horizontale sur de très grandes surfaces entre l'Aigoual et la Lozère.

Les Schistes des Cévennes chevauchent l'unité du Vigan au Nord de Sumène par l'intermédiaire d'une zone de cisaillement qui paraît plutôt tardive par rapport à la schistosité S1-2 et qui paraît en tout cas tardi-métamorphique. L'ampleur des chevauchements n'est pas mesurable sur la feuille du Vigan, mais si l'on tient compte des relations entre les schistes des Cévennes et les unités méridionales dans la région de Saint-Jean-du-Bruel la flèche pourrait être de l'ordre de 15 à 20 km. Par son contenu lithostratigraphique et son style tectonique, l'unité "Schistes des Cévennes" est à rapprocher des structures décrites récemment dans l'Albigeois.

Granite de Saint-Guiral-Liron. Ce massif de granite porphyroïde est apparu après la tectonique tangentielle majeure et avant la fin du fonctionnement des décrochements tardihercyniens. Même si aucune structure autre que magmatique n'a pu être mise en évidence dans le Massif, il est clair que le batholite s'est mis en place dans un contexte compressif puisque, sur sa bordure sud, l'intrusion s'accompagne de plis à plan axial vertical et de schistosité également verticale contemporaine du métamorphisme de contact.

Evolution sédimentaire et tectonique.

Période préhercynienne. On est très mal documenté car les datations de ces séries sont insuffisantes et la tectonique et le métamorphisme masquent une grande partie des informations. Les grandes lignes de l'évolution préhercynienne peuvent cependant être retracées par référence avec les régions mieux connues toutes proches de la Montagne Noire.

● **Le Cambrien du Sud** est analogue à celui du versant sud. Les grès inférieurs, puis les carbonates, constituent le bord nord de la plate-forme dont les éléments se retrouvent dans les nappes de la Montagne Noire. On passe ainsi du Sud au Nord de formations littorales (nappes du versant sud) à des faciès de plate-forme plus externe (versant nord et sud Viganais, puis de talus (unité d'Arrigas - partie ouest du versant nord) et enfin franchement plus profonds avec la disparition des carbonates.

● **L'Ordovicien** correspond à une période de distension où apparaissent dans la branche sud de la chaîne hercynienne des fossés subsidents où se déposent 2 à 3 000 m de faciès littoraux détritiques, alternant avec des hauts fonds où l'Ordovicien supérieur repose sur le Briovérien ou le Cambrien. A cette distension est associé du volcanisme surtout développé dans le Sud (Minervois - Mouthoumet). Ce volcanisme est certainement à mettre en relation avec les âges Ordoviciens déterminés pour de très nombreux intrusifs alcalins, dont les gneiss de Saint-Jean-du-Gard.

Tout indique donc une phase importante de distension à cette époque. La répartition des faciès, les intrusifs alcalins, le volcanisme suggère fortement que l'ensemble Montagne Noire - Cévennes méridionales était une zone d'amincissement crustal. Dans la mesure où, au Nord des Cévennes méridionales, les schistes des Cévennes Cambro-ordoviciens reposent, non pas sur un socle précambrien mais sur le groupe leptyno-amphibolique dérivant d'une croûte

océanique elle-même d'âge Cambro-ordovicien, il faut considérer que les séries cambro-ordoviennes de la région du Vigan constituent une marge passive entre un bloc continental au Sud et une croûte plus ou moins océanique au Nord.

● **Siluro-Dévonien.** Il ne reste aucun marqueur des événements qui ont pu se produire à cette époque dans la région. On peut simplement signaler que le Viganais était situé entre une plate-forme carbonatée (Montagne Noire) au Sud et une zone d'intense activité tectonique au Nord (orogène dévonien du Nord du Massif Central et de Vendée). On ne peut pas exclure que les plissements observés sur la feuille aient commencé pendant le Dévonien mais il n'en existe aucune preuve.

Période hercynienne.

● **Carbonifère :** C'est la période des plissements hercyniens majeurs. En fonction des rares datations dont on dispose on peut distinguer les phases suivantes :

I - avant le Viséen moyen (330 Ma âge du pluton du Saint-Guiral).

II - entre le Viséen moyen et le Stéphanien

III - pendant le Stéphanien (et après ?).

Avant le Viséen moyen. C'est la période de la tectonique tangentielle majeure synschisteuse et synmétamorphique qui est post-datée par l'intrusion de Saint-Guiral-Liron vers 330 Ma. Cette tectonique est caractérisée par une schistosité née subhorizontale à peu près générale (sauf à l'extrême Sud, dans l'autochtone des Malines). Cette schistosité accompagne d'une part des plis couchés d'ordre kilométrique d'autre part des chevauchements de type zone de cisaillement ductile.

— Les plis : on reconnaît un certain nombre de plis couchés hecto à kilométrique à flanc inverse parfois assez bien conservé, mais le plus souvent laminé par des cisaillements. Les plis sont : orientés en moyenne N 90°E à N 120°E déversés au Sud dans la partie sud; entre N 150°E à N 180°E déversés à l'Ouest au Nord du décrochement du Vigan.

— Les zones de cisaillement : les chevauchements sont marqués par des zones d'épaisseur variable (quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres) où la schistosité est particulièrement développée et accompagnée d'exsudats de quartz et chlorite syncinématiques. La direction du déplacement est marquée par une linéation d'allongement assez constante dans toutes les Cévennes, orientée N 20°E à N 50°E. Le sens de cisaillement n'est sûr que dans la région entre Saint-Bresson et les Malines et au Nord-Est de Sumène. Il est orienté S.SW à SW, c'est-à-dire conforme à ce que l'on sait de l'ensemble de ce segment hercynien.

Les relations entre plis et chevauchements ne sont pas claires. Il semble que ces derniers soient postérieurs aux plis qui sont rabotés avec un angle faible (voir coupe) mais il est vraisemblable que les deux types de structures sont apparus dans le même épisode de schistogenèse à des stades successifs. On explique cependant assez mal la divergence systématique entre la direction des grands plis et la direction de déplacement des chevauchements.

Pendant le Viséen moyen le batholite se met en place. Il est clairement postérieur à la schistogenèse majeure puisque ses contacts recoupent les différentes

unités charriées et que lui-même présente des structures magmatiques intactes sans relations apparentes avec les structures de l'encaissant. Cette mise en place est plus ou moins contemporaine de phases de plissement tardives : on constate que le massif intrusif de granite s'est mis en place au cœur d'un vaste anticlinal complexe de schistosité replissant les nappes. En bordure du granite on note également que l'intensité de la déformation liée aux phases de serrage présente un net gradient et peut localement aboutir à une vraie schistosité subverticale E-W accompagnant des plis post-schisteux en chevron.

Tectonique - Stéphanienne (et post ?). Après le Viséen la tectonique change complètement de style. Les structures principales qui apparaissent sont des décrochements qui recoupent toutes les structures hercyniennes, y compris le granite. Les principales familles de direction sont :

— pour les décrochements **dextres** : N 90°E à N 110°E et N 135°E. Les décrochements E-W sont à l'échelle de la carte des accidents majeurs de premier ordre, en particulier la faille Le Vigan-Sumène (Faille d'Alzon) qui se constitue sous la couverture jusqu'à la faille des Cévennes et qui est reconnue vers l'Ouest sur plus de 50 kilomètres ;

— pour les décrochements **senestres** : N 30° E à N 50° E. Il s'agit en général d'accidents de deuxième ordre aux dimensions et rejet relativement modeste. Certains, comme au Nord-Est de Sumène et au Nord-Ouest de Pommiers ont une composante inverse notable.

L'analyse des fractures liées à ces décrochements montrent que ceux-ci sont apparus au cours d'une compression NW-SE. Cette compression est également responsable de plis en chevrons à plan axial subvertical N 20° E à N 60°E.

Vers 290-280 Ma, les filons aplitiques et les microgranites se mettent en place. Certains de ces filons sont affectés par les fractures liées aux décrochements alors que d'autres sont nettement postérieurs aux accidents le long desquels ils se mettent en place. Si l'on admet que la mise en place des filons est un phénomène unique on peut distinguer un premier jeu de décrochements relativement profonds contrôlant les stades hydrothermaux de granite et un deuxième jeu plus superficiel fracturant à froid les différents filons. Ce deuxième stade est syn- à post-stéphanien puisque les restes des bassins de cet âge sont coincés le long des décrochements.

TECTONIQUE POST-HERCYNIEUNE

La structure de la couverture post-hercynienne est conditionnée par le passage du faisceau d'accidents dit "faille des Cévennes" ou "faisceau cévenol". Ces accidents traduisent l'existence d'une dislocation profonde du substratum, probable décrochement tardihercynien, dont l'activité contrôle pendant tout le mésozoïque la marge occidentale du bassin Sud-Est de la France et participe à toutes les grandes phases tectoniques qui ont modelé l'architecture languedocienne.

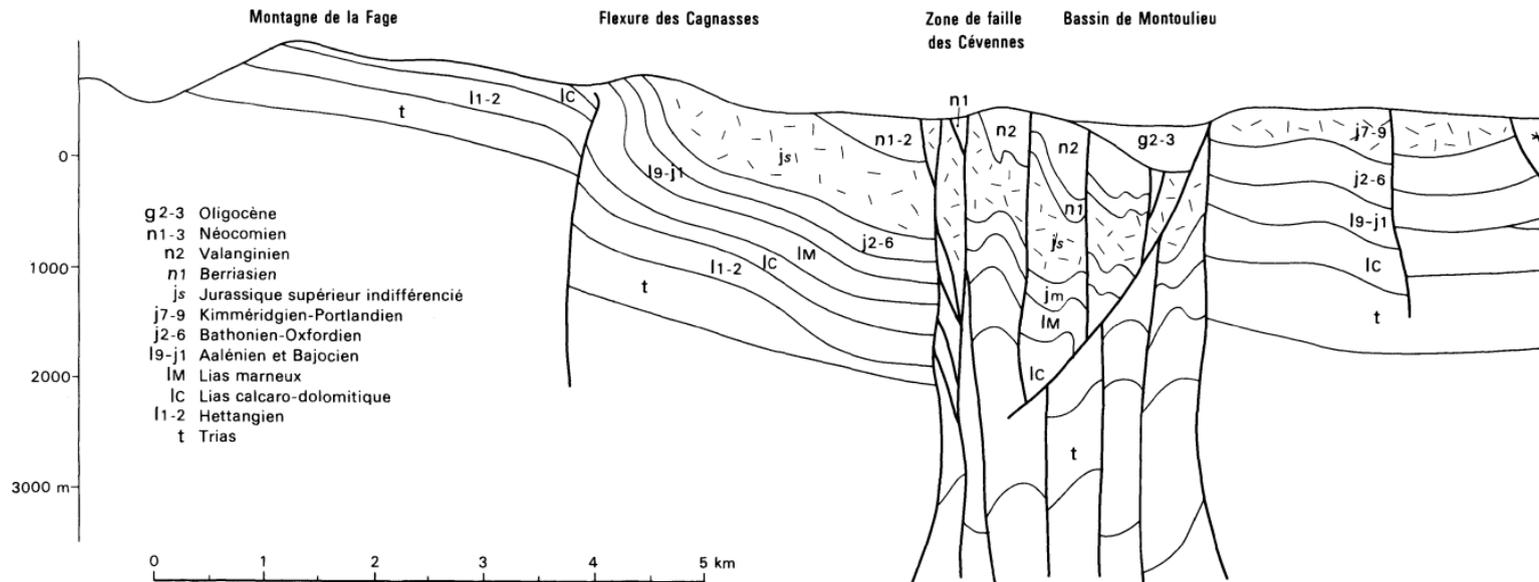
Le Monosynclinal de bordure. Entre Ganges et Saint-Félix-de-Pallières au Nord-Ouest du faisceau cévenol, la couverture relativement mince constitue un ensemble monoclinale incliné vers le Sud-Est, morcelé mais peu déformé et solidaire de son soubassement hercynien.

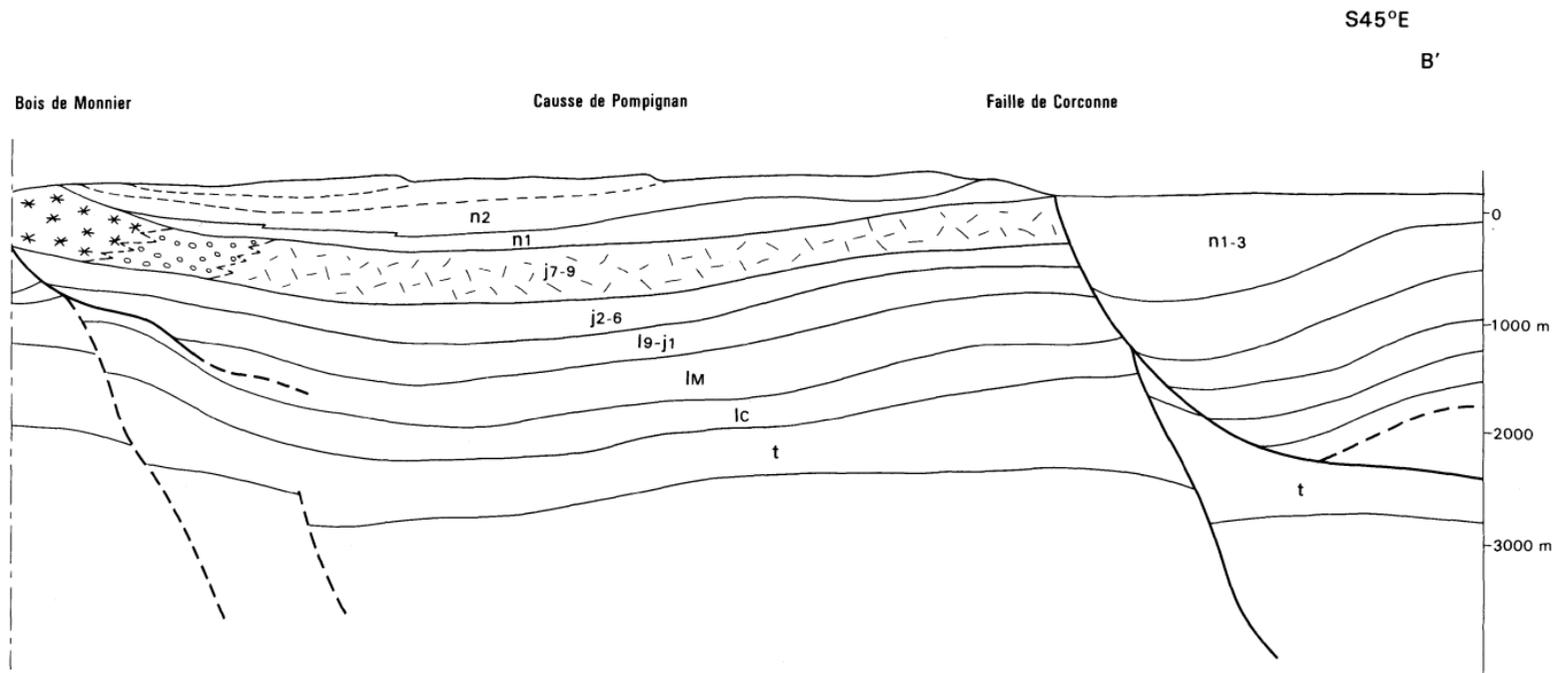
N20°W

B

S20°E | N45°W

Le Vigan | St-Martin-de-Londres





La coupe est située sur le schéma structural. Elle a été prolongée sur la feuille Saint-Martin-de-Londres pour tenir compte de données de subsurface récentes qui n'existent pas dans le domaine équivalent de la feuille Le Vigan.

Fig. 3 - Coupe schématique à travers la bordure sédimentaire sous-cévenole

Entre Sumène et Sainte-Hippolyte, ce panneau est affecté au Sud par une vive flexure qui répond *vraisemblablement* au prolongement en profondeur de la faille d'Alzon, ancien décrochement et faille inverse.

Au Nord de Saint-Hippolyte, dans le secteur de l'Eglise-de-Cros, un panneau apparemment effondré est affecté d'une tectonique complexe à direction dominante NE-SW mal élucidée, s'accompagnant d'un amincissement des assises du Lias inférieur et du Trias supérieur. Il pourrait s'agir de manifestations de tectoniques syn-sédimentaire de couverture affectant essentiellement les assises du Lias.

Vers le Nord-Est, la couverture peu déformée du Bloc cévenol s'élargit notablement en direction du "bassin de Mialet", aire faiblement subsidente au Lias moyen.

Le domaine sous-cévenol. Il est compris entre la flexure bordière ou le premier accident du faisceau cévenol et la faille de Corconne-Sauve-Durfort au Sud-Est de la feuille. Ce domaine subtabulaire est segmenté en une série de panneaux anygdaloides par un jeu de failles en relais. Il est caractérisé par une tectonique polyphasée où la couverture relativement épaisse a réagi indépendamment de son substratum, les assises argileuses et salifères du Trias ayant servi de niveau de décollement : en témoignent les énormes variations de puissance de ces assises rencontrées en sondage vers Durfort (jusqu'à 700 m) et les résultats des récentes campagnes de sismique pétrolières.

La complexité croissante observée vers le Nord-Est peut être imputée d'une part au resserrement du faisceau et aux interférences qui se produisent au voisinage du petit horst granitique de Pallières avec un groupe d'accidents subméridiens. Les grands accidents qui découpent ce domaine permettent d'y définir un certain nombre d'unités :

— **le demi-synclinal de Ganges** s'appuyant au monoclinale de bordure et tronqué à l'Est par la faille de Laroque.

— **le bloc soulevé du Taurac**, légèrement déversé vers ses bordures par un rejeu inverse de ses failles limites, et se terminant au Nord par la réunion de ces accidents. Ceux-ci, plus au Nord, jouant entre les compartiments néocomiens affaissés de Ganges et Montoulieu, est jalonné de lames ou blocs amygdalaires très tectonisés de Jurassique supérieur. Deux hypothèses sont avancées pour expliquer la genèse de ces lames :

— copeaux arrachés à la terminaison nord amincie du Taurac, dans un jeu en décrochement senestre ;

— reliques d'un gradin de faille normale à mi-rejet, repris dans un rejeu ultérieur en faille inverse de l'accident principal.

Dans les deux cas interviennent au moins deux stades de déformation successifs, d'abord un style distensif à failles normales puis un cycle compressif à failles inverses et/ou décrochements.

C'est dans cette région que l'on rencontre les plus nettes évidences du jeu en décrochement des accidents "Cévenols" (Y. Bodeur, 1976). L'auteur a estimé à 15 km environ le décalage des faciès du Tithonique subréclifal entre Cazilhac au Sud-Ouest et Saint-Hippolyte au Nord-Est. Un déplacement du même ordre

de grandeur peut être déduit de la disparition d'un compartiment à l'autre du faciès "miroitant" du Valanginien.

— **Le fossé tectonique de Montoulieu**, témoigne de rejeux tectoniques liés à la distension oligocène et est limité par des rejeux tardifs de ses failles bordières (faille du Triadou, faille de Saint-Bauzille). La présence dans son axe de dépôts marins du Crétacé supérieur, et l'importante discordance d'érosion à la base de ces niveaux attestent d'une phase de déformation antérieure à ceux-ci et postérieure au Néocomien.

— **Le panneau surélevé du Bois de Sauzet - Salle de Gour** constitue la terminaison nord de l'anticlinal du bois de Monnier largement développé plus au Sud (1/50 000 Saint-Martin-de-Londres). Il est tronqué à l'Ouest par la faille du Triadou et son prolongement nord, la faille de Saint-Hippolyte, jalonnée comme celle de Laroque par des lames verticalisées, ici de Valanginien inférieur calcaire, dont l'interprétation nécessite également une tectonique polyphasée. Le jeu en décrochement est ici manifeste puisque les faciès "miroitants" impliqués dans la faille et présents dans le compartiment oriental, sont absents sur sa lèvre occidentale. La terminaison nord de ce panneau anticlinal est relayée au niveau de Salle-de-Gour par une flexure Est-Ouest plus ou moins faillée.

— **Le panneau monoclinale de Mandiargues** abaissé à l'Est du bois de Sauzet se redresse légèrement vers l'Est contre la faille de Merle - La Coste, faille normale à composante probable en décrochement.

— au-delà, la même structure se répète avec **le panneau de Conqueyrac** redressé à l'Est contre le monoclinale du Coutach ;

— **au rejeu**, près de la faille de La Coste-Merle, les structures affaissées de Pompignan - Montoulieu - Mandiargues - Ganges se trouvent du fait de la terminaison des blocs soulevés, réunies en un même ensemble synclinal. La fermeture périclinale est assurée par les bancs continus de Jurassique supérieur, plus ou moins décalés par le rejeu en décrochement des accidents principaux ;

— **au Nord-Est** de cette fermeture succède à cette structure un ensemble complexe, morcelé de bombements (dôme de Monoblet, dôme de Durfort) et de gouttières déprimées (Saint Chamant - Unas, Fressac). Il est séparé du panneau cévenol par une étroite lame-horst de Trias et jalonné de rejeux en faille inverses avec déplacement vers le Nord-Nord-Ouest.

Avec ces accidents NE-SW, de direction cévenole, viennent interférer ici des structures E-W et N-S. Ces dernières sont induites par le grand accident qui limite ce panneau à l'Est et contrôle le petit horst granitique de Saint Félix de Pallières, dont l'activité en faille normale se manifeste particulièrement au Lias moyen.

Une mention particulière doit être faite du secteur situé à l'Est du horst de Pallières où se succèdent d'Ouest en Est :

— une frange liasique à plis Est-Ouest déversés vers le Nord accompagnés d'une schistosité grossière de fracture ou dissolution ;

— une lame triasique fortement tectonisée et jalonnée des témoins de Jurassique supérieur impliqués dans un jeu complexe de failles inversés et de décrochements ;

— enfin un panneau de Dogger formant la retombée Nord du dôme de Durfort apparemment chevauchant sur la structure précédente.

De telles dispositions ne peuvent s'expliquer qu'en faisant intervenir une succession de déformations de style et d'orientation différentes dont les stades les plus précoces sont contemporains de la sédimentation liasique.

Evolution post-hercynienne du socle.

Distension permienne : en l'absence de dépôts de cet âge, la tectonique permienne n'est pas caractérisée. Tout au plus, sur la base de comparaison avec les régions voisines, peut-on supposer que les grands filons de quartz et certains filons de barytine ont pu se mettre en place à cette époque.

Compression pyrénéenne : elle est marquée presque partout dans le paléozoïque par des microfailles inverses et des microdécrochements correspondant à une compression N10°E à N40°E. Sur la bordure sud du granite, le rejeu pyrénéen en faille inverse d'accident hercynien est attesté par la superposition de stries à caractère superficiel sur des stries profondes. De même beaucoup de failles mettant en contact le socle et la couverture sont dues au rejeu d'accidents tardihercyniens.

Evolution post-hercynienne de la couverture. L'intense pénéplation qui a suivi les derniers mouvements hercyniens (Phase Palatine) a laissé derrière elle une plate-forme remarquablement arasée (surface hercynienne) qui sera progressivement envahie par l'invasion marine du bassin mésozoïque du Sud-Est de la France.

C'est au début du Muschelkalk que la marge lagunaire envahit la région avec des faciès sulfatés à rares épisodes franchement marins. Dès cette époque, la région manifeste sa vocation de zone charnière entre le bassin subsident qui s'ouvre au Sud-Est et le môle rigide du Massif Central et des Causses au Nord-Ouest. Le rejeu de grands accidents tardihercyniens fixe ainsi sur l'axe Cévennes Montagne Noire, la marge occidentale du bassin. Elle reste jusqu'à une période récente un domaine chroniquement instable qui participa à toutes les grandes phases de déformation affectant la région.

Dès les premiers dépôts triassiques, cette zone de seuil est largement transgressive puisque la mer atteint les Causses et les abords du Mont Lozère peut être émergé. Dans la région de Saint-Bresson, on voit apparaître une série de hauts fonds à sédimentation réduite, voire absente et jalonnée par des faciès conglomératiques et par des concentrations métallifères (district des Malines).

Au Rhétien, et surtout à l'Hettangien, la transgression s'accuse gagnant vers le Nord des secteurs jusque là émergés. Les dépôts lagunaires cèdent la place aux formations carbonatées de plate-forme à influences marines, affirmées à partir du Sinémurien.

Jusqu'en début du Dogger, l'instabilité se manifeste dans la zone de seuil par de nombreuses discontinuités sédimentaires, des lacunes, de rapides variations de faciès et par l'activité particulière des horsts ou hauts fonds de Saint-Bresson et au Nord-Est de la feuille de Saint-Félix-de-Pallières. Les mouvements paraissent se concentrer en deux périodes principales :

- *vers la fin de l'Hettangien* où sur la ride de Pallières s'installe une sorte de barrière de type récifal qui isole vers l'intérieur un bassin plus confiné dans la zone de Mialet. Cet épisode paraît scellé par les dépôts uniformes du Lotharingien supérieur ;

- *vers la fin du Lias*, une série de mouvements en distension avec failles normales et basculements sont connus plus à l'Ouest (1/50 000 Le Caylar) et affectent également les secteurs sensibles de Saint-Bresson et Pallières.

Les reliefs engendrés par ces mouvements sont rabotés par l'érosion et scellés par les faciès transgressifs uniformes du Bathonien localement discordant sur le Trias ou le Paléozoïque (Saint-Bresson).

Le Callovien marque un changement radical de la sédimentation avec l'arrivée de faciès terrigènes proches de ceux du bassin, mais l'instabilité du domaine se traduit par l'amincissement rapide de ces dépôts vers le Nord-Ouest, et par d'importantes lacunes qui annoncent une régression générale vers la fin du Callovien.

Cette régression accompagnée d'érosion sous-marine persiste pendant tout l'Oxfordien inférieur et marque l'achèvement du cycle sédimentaire du Dogger.

L'Oxfordien moyen, largement transgressif, coïncide avec le début d'un nouveau grand cycle sédimentaire. La relative régularité des épaisseurs et des faciès semble indiquer que, pour un temps, l'activité tectonique du seuil causenard est devenue négligeable.

L'Oxfordien supérieur, aux faciès très monotones interprétables comme d'anciennes vasières de plate-forme externe, parfois un peu confinées, montre cependant de notables variations d'épaisseurs, probablement en relation avec le jeu de grands panneaux ayant basculés pendant la sédimentation.

Le Kimméridgien inférieur voit se poursuivre le même type d'environnement et de paléogéographie.

Des mouvements épirogéniques déterminent un profond changement vers la base du Kimméridgien supérieur : soulèvement et érosion de la zone du Mont-Méjean, accompagnés de glissements avec basculements de blocs déca- à plurihectométriques, affectés de phénomènes de rabotage basal (P. Le Strat, 1976) ; dans ce même secteur, le Kimméridgien supérieur repose en discordance sur les différents termes du Kimméridgien inférieur par l'intermédiaire d'une surface recélant des amas métalliques sporadiques. Les dépôts du Kimméridgien supérieur marquent un net changement dans la sédimentation : dolomies et calcaires à affinités récifales passant, plus à l'Est à des faciès plus profonds de plate-forme externe.

Le Portlandien confirme cette tendance avec le développement de faciès de barrière à affinités récifales (Séranne, Bois de Monnier) disposés selon des lignes isopiques nettement guidées par le jeu des failles bordières du horst de Saint-Bresson. Ce haut-fond est ourlé à l'Est, sur sa pente externe, d'un talus de démantèlement passant graduellement aux faciès plus profonds de la plate-forme externe.

Au *Berriasien*, les points les plus hauts de la barrière portlandienne pourront émerger au moins localement (paléo-karsts de la Séranne et du bois de Monnier) tandis que plus à l'Est se déposent des vases argileuses révélatrices d'une importante phase de rhexistasie. Une certaine instabilité tectonique se décèle également à la fréquence des glissements synsédimentaires, ainsi que par une discordance cartographique locale, vers la limite berriasien-valanginien, à l'Ouest des Oliviers (Bassin de Ganges).

Avec le *Valanginien* s'amorce véritablement le cycle sédimentaire Crétacé dont les faciès correspondent à des conditions de plate-forme en périphérie du bassin vocontien. L'instabilité constatée dans ce domaine de marge au Berriasien, se manifeste encore au Valanginien inférieur par des perturbations sédimentaires (slumpings, ravinements, discordances internes) à l'emplacement d'une zone de flexure, tandis que les dépôts hésitent entre des faciès néritiques franchement carbonatés et des faciès plus pélagiques terrigènes.

Faute de dépôts conservés au delà du Néocomien on ne peut situer exactement le retrait de la mer sans doute au Crétacé moyen, en liaison avec la naissance plus au Sud de l'Isthme Durancien.

Une longue période d'érosion succède à cette régression générale. Les reliques marines de saint-Hippolyte et Montoulieu témoignent d'un ou de brefs retours de la mer vers la fin du Crétacé d'extension probablement limitée et vraisemblablement liés à un événement tectonique. Il pourrait s'agir de la phase de style compressif qui amène plus au Sud-Ouest l'installation de la sédimentation détritique continentale du bassin de Villeveyrac.

Dès lors, acquise définitivement au domaine continental, la région subit à l'Eocène les effets des phases majeures du plissement Pyrénéo-provençal en compression Nord-Sud.

De peu d'effet sur le bloc cévenol, dont la couverture mince a déjà été fortement entamée par l'érosion, ces contraintes s'expriment en revanche beaucoup plus fortement vers le Sud-Est dans la couverture plus épaisse et largement désolidarisée de son substratum. Elles donnent naissance à l'emplacement des anciens accidents de direction "cevenole" à des coulissages senestres plurikilométriques, à la naissance de plis Est-Ouest parfois déversés vers le Nord et à des rejeux en chevauchement d'anciennes failles inverses.

L'*Eocène* terminal (Ludien) et au début de l'*Oligocène* se manifeste la grande phase tectonique distensive qui voit s'ouvrir à la périphérie du Massif Central les grands bassins d'effondrement des Limagnes, du bassin rhodanien, de Camargue, du golfe du Lion et plus près d'ici, du fossé d'Alès. Les reliefs issus de cette phase alimentent une sédimentation détritique grossière qui a du déborder largement les limites actuelles du petit fossé de Montoulieu où sont conservés des dépôts qui datent ici l'évènement principal de l'*Oligocène* moyen (Stampien).

Dorénavant, l'érosion l'emporte sur la sédimentation et l'aplanissement ébauché dès le départ de la mer au Crétacé moyen sera lentement parachevé au cours du *Miocène* où il paraît avoir atteint son maximum d'évolution. Vers la fin de cette époque, une phase compressive Est-Ouest attestée par des observations microstructurales, traduit vraisemblablement les contre-coups du plissement alpin qui participe en outre aux gauchissements des surfaces d'érosion et à des reprises d'érosion.

MORPHOLOGIE

La grande diversité des unités lithologiques et la complexité tectonique de cette zone charnière entre le socle ancien des Cévennes et sa bordure sédimentaire se traduisent par une morphologie extrêmement variée dominée par le contraste entre les paysages du domaine cévenol du Nord-Ouest et les hautes garrigues du Sud-Est.

Domaine Cévenol. Il est caractérisé par le chevelu dense et peu orienté de vallées profondes et de vallons adjacents à profil en V entaillés dans les formations schisteuses ou granitiques homogènes.

Au Nord et à l'Ouest, les bordures des massifs du Liron et de l'Aigoual s'étagent entre 800 et 1 200 m, tronquées à cette altitude par les restes d'une ancienne surface d'érosion mal conservée à l'exception du secteur du Pic de Barette. Cette surface qui représente peut-être l'ancienne surface antétriasique, est fortement déformée comme en témoigne, d'une part, son plongement rapide au Sud sous la couverture secondaire, et vers l'Est, les lambeaux de Trias disloqués des environs de Lasalle.

En contrebas de ces hauts aplanissements, l'enveloppe des reliefs du socle dessine également une surface irrégulière jalonnée de petits replats d'érosion s'inclinant vers le Sud-Est de 700-800 m à 500 m environ et dessinant à l'emplacement de la vallée de l'Hérault une vague gouttière. Cette surface représente vraisemblablement la trace de la surface polygénique qui s'est élaborée entre le départ de la mer au Crétacé et le Néogène.

Plus bas encore quelques replats s'établissent apparemment liés à des stades précoces de l'installation du réseau fluvial tels ceux qui dominent vers 400 m la vallée du Vidourle entre Saint-Hippolyte et Saint-Roman-de-Codière.

Domaine des hautes garrigues. Dans ce secteur, la grande variété des termes lithologiques et l'intensité des déformations se traduisent par une morphologie extrêmement morcelée où les stades d'aplanissement entrecoupés de rejeux tectoniques, ont laissé des traces multiples mais de trop faible extension pour que la succession puisse en être établie clairement.

De hauts niveaux d'aplanissement peuvent représenter le prolongement de la surface polygénique repérée sur le socle. Les plus élevés tronquent vers 480-500 m les reliefs du bois de Montmel, du Mont Méjean, du Taurac dans la région gangeoise, le Briscard et le pic Raou vers Monoblet.

— Un niveau un peu plus manifeste, nivèle vers 400 m les reliefs hettangiens du Nord-Est de la feuille et forme de beaux replats vers 430 m aux flancs du bois de Montmel et de mont Méjean. A cette surface déformée, peut être également rattachée : une série de reliefs accidentant le synclinorium de Ganges-Pompignan ou ses bordures vers 300-250 m (serre de Vialette, bois de Béjeaunes, puech de Mar, bois de Monnier, sommet de Coutach) plus au Nord, le beau replat de la terminaison nord du bois de Curens et quelques reliefs tronqués vers 300 m au voisinage de Durfort.

— De basses surfaces peu ou pas déformées ont laissé des témoins dans le secteur du synclinorium de Ganges - Pompignan vers 250 m ; au pied du bois de Montmel et de mont Méjean (replats du pont de La Laide, de Montes) ; le long du fossé de Montoulieu (replat de Pradiles La Vielle) ; plus à l'Est avec le

plateau de Grand Bois et les sommets tronqués des pics d'Aguzan et Ceyrac, ainsi qu'au revers du Coutach.

— Un replat important s'établit vers 200 mètres entre Saint-Hippolyte et Sauve, représenté par le plateau des Roches, le bois de Labric : la surface nivelant le Valanginien de la Grand-Terre - la Masselle et le pied oriental du Coutach.

Enfin, des glacis plus ou moins bien exprimés sont visibles dans la partie basse du synclinium assurant le raccord avec les terrasses alluviales du Vidourle, du Gardon et de l'Hérault où un tel étagement permet de reconstituer les dernière étapes du creusement des vallées entre le Riss et l'actuel.

Il faut remarquer que les principaux éléments du drainage issu du socle paléozoïque montrent une remarquable indépendance vis-à-vis des structures ou des accidents de la bordure sédimentaire, en particulier des grands accidents SW-NE qu'ils franchissent perpendiculairement. La plupart des vallées se développent du N.NW au S.SE conformément à la pente générale de l'ancienne surface polygénique.

Il s'agit d'un tracé en surimposition sur des structures nivelées par l'ancienne surface et localement peut être d'antécédence du tracé par rapport à des déformations postérieures (rejeux miocènes ?).

Le Karst

Les phénomènes karstiques se développent largement aux dépens principalement des ensembles calcaires du Lias inférieur, du Dogger et surtout du Jurassique supérieur particulièrement des calcaires massifs du Portlandien. La plupart des formes karstiques de surface sont représentées : *lapiaz* géants de Sauve, du bois des Rochers, du Coutach, *dolines* et *ouvalas* au flanc ouest du Coutach et sur le plateau de Merle, ainsi également que les avens et grottes (tableau n° 1) dont les plus remarquables jalonnent le cours souterrain du Vidourle au Sud-Est et le système hydrologique recoupé par l'aven de l'Olivier entre les pertes du Rieutord et la résurgence des gorges du Taurac.

A ces manifestations de surface répond un important développement des cavités karstiques profondes fossiles ou actives, dont les interactions avec le drainage superficiel de l'Hérault et du Vidourle se manifestent par tout un système de pertes et de exurgences qui soulignent le développement parallèle des deux types de drainage : les développements karstiques qui, dans le détail, peuvent être corrélés avec les directions majeures de fracturation ; les circulations souterraines qui comme les écoulements de surface manifestent une notable indépendance vis-à-vis de la plupart des accidents et structures. Ainsi le réseau souterrain du Vidourle traverse tous les grands accidents du synclinorium de Ganges-Poupignan pour alimenter entre autres la "fontaine" de Sauve, au-delà de la faille de Corconne. Pareillement les pertes du Rieutord en amont de Ganges vont alimenter au delà du Taurac et du fossé de Montoulieu, plusieurs résurgences dont celle du Triadou.

Phénomènes glaciaires.

Les influences glaciaires bien que marginales ne sont pas absentes. Elles participent d'une part à la réalisation des glacis et cône de déjection de la Cadière Giénestou dont le matériel cryoclastique se retrouve également dans les terrasses de l'Hérault. Elle se manifeste également sur le versant nord des Cagnasses et surtout de la Montagne de la Fage tapissée de grèzes et d'éboulis consolidés.

TABLEAU 1 - SOURCES, PERTES ET CAVITÉS NATURELLES IMPORTANTES
(dont les symboles et indices de classement correspondants ont été portés sur la feuille)

N° B.S.S.	Dénomination	N° B.S.S.	Dénomination
4.45	A. du Roc de la Chapelle (-80)	6.35	G. des deux avens (-55 ; 100 m)
4.46	G. de Rouville (110 m)	6.46	A. de la Charbonnière (-54)
4.47	G. du Ranquet (120 m)	6.49	A. de l'Olivier (-40 ; 70 m)
4.55	G. de Rouveirac (250 m)	6.69	P. de la Citerne (-10)
4.58	S. de l'Euzière - imp.	6.81	S. du bois de Fromental - imp.
4.60	A. du Passet (100 m)	6.87	P. du Rieutord - imp.
4.63	S. du Adams (80 m)	6.88	A. de la Fage (- 129)
4.67	S. du Pallier de Lacan - imp.	7. 1	G. du Pont (15 m) St.
4.71	S. de Seyne - imp.	7. 3	G. du Pré et de la Blode (50, 30 et 20 m)
4.77	S. de Rouveirac - imp.	7. 4	A. des Gones et de Banelle (-45 ; 1000 m)
4.78	S. de Moulinas - imp.	7. 8	G. des Camisards (-50 ; 280 m)
4.82	G. de Salindre (160 m) St.	7.18	A. de Salle de Gour (-53)
4.83	G. de Valaurie (250 m)	7.20	G. de Gour (50 m)
5. 1	G. des Camisards (100 m)	7.22	A. de St Chamans (-15)
5. 2	G. de Gourdon (370 m) St.	7.23	G. du Vidourle (100 m)
5. 3	G. des Ours (260 m)	7.26	S. de Cévennes - imp. St.
5. 5	P. de la Mandisse - imp.	7.27	P. du Vidourle - imp.
5. 6	G. de l'Arboussine (110 m)	7.38	G. de Cambo (125 m)
5. 8	G. du Mas des Buis (250 m)	7.47	S. des trois Baumettes - imp.
5.10	S. d'Isis (200 m)	7.51	S. de Baumel - imp.
5.11	S. de Fraissinet - imp.	7.59	P. du Cros - imp.
5.12	P. de la Glippe - imp.	7.60	A. de Gimbert (-50)
5.14	S. et G. du Crès (180 m)	7.61	G. de la Fage (-47 ; 300 m)
5.18	S. et G. de Vézénobres (160 m)	7.64	A. de la Turbine (-10) St.
5.22	A. de Gourdon (-60)	7.67	P. de l'Argentesse - imp.
5.23	Trou fumant de Gourdon (100 m)	8.26	G. du Claris (-80 ; 2700 m)
5.26	S. d'Avèze - imp.	8.34	G. de la Roquette (380 m)
5.28	S. et G. de Bolquinet (75 m)	8.35	G. de la Paulerie (1700 m) St.
5.36	A. de la Fabrègue (100 m)	8.36	G. de Bagnères (250 m) St.
5.64	G. n° 3 des Malines (300 m)	8.42	A. des Cambons (1700 m) St.
5.73	S. du Bédous - imp.	8.44	A. de Sauve (380 m)
5.74	P. du Bédous - imp.	8.45	A. de Coudre (-40 ; 150 m)
5.75	S. du Verdier - imp.	8.50	S. de la Roquette (650 m) St.
5.76	S. du Coularou - imp.	8.52	S. de Bagnères - imp. St.
6. 3	Trou-fumant de l'Olivier (-128 ; 800 m)	8.66	G. de Conqueyrac (450 m) St.
6. 4	A. du Mas Cazalet (-51)	8.67	S. du Palais - imp.
6. 5	G. des écoles de Moulès (115 m) st.	8.69	S. du Sollier - imp.
6. 7	A. du Pas de Madame (-295)	8.74	A. du Frère et de la Soeur (150 m)
6.15	A. du Tremoulet (-75)	8.75	Fontaine de Sauve (600 m)
6.17	A. du Devesde Barral (-75 ; 120 m)	8.76	S. des Oules - imp.
6.18	G. du Mas de la Jarre (200 m)	8.77	P. de la Gardiole - imp. St.
6.19	G. de la Cuillère (300 m)	8.78	P. de Sengla - imp.
6.23	G. du Dugou (70 m)	8.79	P. de la Gravière - imp.
6.26	G. des Mines (250 m)	8.90	P. de Piedmont - imp.
6.28	G. du Roucas (200 m) St.	8.91	A. de Vernassal (-10) St.
6.32	G. du Capelan (50 m) St.	8.92	P. du Crespenon - imp.

S = source. P = perte. G = grotte. A = aven. St = source temporaire. imp. = impénétrable
(Longueur ou profondeur sont indiquées entre parenthèses en mètres, la première étant suivie d'un "m", la deuxième étant précédée du signe -)

SOLS ET VÉGÉTATIONS

Comme c'est souvent le cas dans nos régions, les classes de sol sont liées en premier lieu à la nature lithologique de leur substratum. Les autres facteurs : climatiques, topographiques et humains n'intervenant le plus souvent qu'au niveau des différenciations de deuxième ordre.

SOLS DES TERRAINS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHYLLIENS

Sols superficiels d'érosion dominants sur les pentes fortes des Serres : sols minéraux bruts et peu évolués (rankers).

L'abondance de ces sols en Cévennes témoigne de l'importance des phénomènes d'érosion liée à l'intensité des pluies locales et à la sécheresse estivale. La topographie actuelle accidentée à laquelle ils ont abouti, contribue à entretenir ce processus de rajeunissement permanent des sols. Il s'agit de sols minéraux bruts de roches dures (lithosols sur schistes, gneiss et granite sain) ou de roches meubles (régosols sur arène en association avec des sols peu évolués (rankers); ils se rencontrent, essentiellement sur des pentes moyennes à fortes ou, éventuellement, en situation sommitale, les pentes pouvant alors être faibles à nulles.

Toutefois, le facteur lithologie a un effet non négligeable. Ainsi, les schistes et micaschistes semblent suivre une évolution très différente suivant l'orientation de leur plan de schistosité. Lorsqu'il est parallèle à la pente, la roche apparaît au niveau d'affleurements stériles fréquents. Au contraire, lorsqu'il est recoupé par la pente, la roche évolue superficiellement en broyats de schistes qui sont retenus sur les pentes par des bancs plus durs (quartzitiques) : ils permettent alors la formation de sols plus profonds et évolués (de type brun) où la végétation s'installe plus abondamment. L'importance de ce critère lithologique a par ailleurs été montrée par Dejou *et al.* (1971).

Dans les zones granitiques, l'opposition de versant est moins nette. Les variations de profondeur et d'évolution du sol semblent dépendre beaucoup de la roche-mère, de sa cohésion et de la façon dont elle est diaclasée. L'arène plus ou moins altérée en est le matériau le plus abondant : des sols (rankers) profonds mais très filtrants s'y développent, malgré leur profondeur, ils sensibiliseront la végétation qu'ils portent à la sécheresse estivale et seront, alors, eux-mêmes plus érodibles. En fait, les matériaux granitiques, sains toujours très diaclasés, sont généralement plus favorables à l'implantation des arbres qui peuvent y développer facilement leur puissant appareil racinaire. Il n'en est pas de même du reste de la végétation, en particulier de la végétation herbacée qui s'implante mal sur ces rankers.

Sols profonds, souvent colluviaux dominants sur les versants en pentes faibles et replats discontinus : sols bruns acides et sols bruns acides faiblement lessivés.

L'évolution des sols va, dans le sens de la brunification, en l'absence d'érosion, essentiellement sur pentes faibles et replats. Ces sols profonds, aux horizons peu différenciés se développent soit sur la roche en place, soit sur un matériau d'origine colluviale en situation de pente.

Ces sols sont de bons supports physiques pour l'agriculture (arboriculture fruitière, cultures légumières et prairies) de par leur texture légère à moyenne, la structure favorable qui en découle (polyédrique à grumeleuse, la matière organique étant bien liée aux colloïdes minéraux) et par leur profondeur utile souvent satisfaisante (70 cm à plusieurs mètres), ils ne présentent guère de facteur limitant d'ordre physique.

Sur le plan chimique, au contraire, leurs caractéristiques sont beaucoup moins favorables : ils sont souvent désaturés et acides et les éléments fertilisants y font fréquemment défaut. Leur fertilité potentielle est donc très réduite et l'on doit y remédier par des apports d'engrais et des amendements divers.

En fait, les sols bruns développés sur matériaux remaniés - sol brun colluvial, voire même anthropique (au niveau des versants aménagés en terrasses "faïsses") - s'ils n'ont pas une meilleure fertilité potentielle, présentent des caractéristiques physiques plus favorables (porosité accrue et profondeur souvent importante), cependant, ils nécessitent le recours à l'irrigation pour atteindre une production agricole satisfaisante.

Sols alluviaux profonds des fonds de vallée.

Il s'agit de sols profonds à texture généralement équilibrée (LSA, LAS) qui se sont développés sur des matériaux alluviaux d'origines variables. Ceux-ci sont graveleux essentiellement granitiques, schisteux, voire même partiellement calcaires ou gréseux suivant les rivières. Vue cette variabilité, les sols qui en découlent présentent des caractéristiques physico-chimiques assez diverses mais généralement favorables à l'agriculture.

Sols des croupes et zones sommitales d'altitude : sols à tendances podzoliques.

La formation de ces sols est étroitement liée à des conditions climatiques particulières qui permettent de cerner facilement leur répartition spatiale : ils se situent, en effet, sur les croupes sommitales à des altitudes supérieures à environ 1 000-1 200 mètres qui correspondent aux étages bioclimatiques montagnard (Serre de la Lusette).

En fait, le climat, particulièrement agressif des situations ventées et pluvieuses des sommets, favorise l'accumulation de matières organiques faiblement décomposées en limitant leur minéralisation et la formation de composés humiques agressifs (acides fulviques et humiques) qui président au processus de podzolisation. C'est donc ici le climat et, corrélativement, l'altitude et la végétation qui sont déterminants vis-à-vis des types de sols rencontrés. Ainsi, en se référant à la séquence altitudinale décrite par Warembourg (1969) dans le Mont-Aigoual, il convient de faire la distinction suivante :

- sols bruns acides sous hêtraie,
- sols ocres podzoliques sous hêtraie-callunaie,
- rankers crypto-podzoliques sous landes à Callune et Genêt et sous pelouses pseudo-alpines.

Association de sols des collines et plateaux correspondant aux matériaux sédimentaires siliceux : lithosols, rankers et sols bruns acides.

Sur les poudingues, grès à dragées de quartz se développent des sols sableux acides d'assez faible profondeur (localement plus importante pour le jeu du colluvionnement) qui vont des lithosols et rankers aux sols bruns acides. Leur environnement xérique ont conduit à l'implantation de vastes pinèdes, souvent associées à des callunaias ; dans ce milieu, l'accumulation de matières organiques faiblement décomposées et très acides (tapis d'aiguilles) à la surface de ces sols a, sans doute, contribué à leur évolution tendant vers la podzolisation. Il s'agit alors de rankers crypto-podzoliques.

SOLS DES ZONES CALCAIRES ET DOLOMITIQUES

Les matériaux sédimentaires carbonatés rencontrés dans les Cévennes sont très diversifiés de par leur faciès et leur âge stratigraphique. En fait, la distinction majeure qui se retrouve au niveau pédologique consiste à séparer les matériaux calcaires, marneux et dolomitiques.

Sols développés sur matériaux dolomitiques.

La dissolution différentielle de ses composants (CaCO_3 et MgCO_3) provoque un paysage tourmenté, pittoresque, où entre les reliefs ruiniformes (lithosols) se développent des poches de "pseudo-rendzines", sols inégalement épais à réaction non calcaire, très souvent sableux, à structure particulière avec une incorporation de matière organique très incomplète. Tous les intermédiaires existent entre les dolomies et les calcaires, se traduisant par des variations chromatiques importantes (pseudo-rendzines jaunes à rouges) et avec également l'apparition d'argiles rouges piégées dans certaines diaclases. Ces sols, trop discontinus, xérophiles, portent une pauvre végétation spammophile.

Sols développés sur calcaires durs.

Les sols formés sur des calcaires durs ont une origine souvent polycyclique; ils proviennent d'un ancien héritage de "Terra fusca, Terra rossa", ayant des caractères hérités de paléo-climats chauds (teneur élevée en oxydes de fer, en alumine, d'où leur coloration fortement rougeâtre). Cette évolution du type fersiallitique, s'accompagne souvent d'une décarbonatation; ils proviennent également d'une actuelle "altération pelliculaire", dissolution libérant les impuretés silicatées contenues dans la roche. Ces rendzines rouges associées à des sols fersiallitiques piégés dans les fissures sont discontinues, séparées par d'importants affleurements rocheux souvent situés par des canalicules d'érosion (lapiaz). Ces sols sont relativement stables, car situés sur des plateaux boisés (garrigues), avec une percolation des eaux verticales du type karstique, mais surtout grâce à leur teneur en argile bien agglomérées en agrégats stables.

Sols développés sur roches calcaires tendres. (calcaires argileux et marnes).

Cette évolution présente deux caractères : elle est toujours carbonatée et rapide. En effet, ces roches sont extrêmement altérables en raison de leur abondance en limons et argiles, d'où une tendance aux sols profonds dans les situations de cuvettes ou de dépressions, car cette altérabilité favorise les phénomènes de transports latéraux (colluvions), allant de pair avec une érosion active sur les versants. La très grande quantité de calcium dans la roche explique que ces sols en sont toujours imprégnés, parfois sous une forme de

reprécipitation secondaire. Donc, sur les versants subsistent des régosols ou des rendzines en équilibre instable, tandis que dans les bas-fonds se développent des sols bruns calcaires profonds aux propriétés agronomiques correctes portant l'essentiel des vignes et spéculations végétales des zones calcaires et dolomitiques.

RESSOURCES DU SOL ET DU SOUS-SOL

HYDROGÉOLOGIE

En limite de la haute montagne cévenole et des garrigues nord-montpelliéraines, le territoire couvert par la feuille offre une grande diversité de conditions hydrogéologiques : les principaux facteurs qui influent sur ces conditions (relief, eaux de surface, sous-sol) se révèlent en effet particulièrement variables selon les secteurs de ce territoire.

Les formations cristallines et métamorphiques du socle ancien : granites, quartzites, gneiss, schistes cristallins, sont les plus élevées en altitude (point culminant à 1353 m près du pic de Barrette dans l'angle nord-ouest de la feuille) et elles constituent, à une soixantaine de kilomètres du rivage de la Méditerranée, l'ossature d'une barrière montagneuse qui contrarie fortement l'extension plus au Nord des influences du climat marin. S'agissant d'un relief jeune, formé de roches peu perméables irrégulièrement, mais très abondamment arrosées (moyenne annuelle supérieure à 2 000 mm avec des intensités journalières pouvant atteindre plusieurs centaines de mm : 682 mm à l'Aigoual les 30 et 31 octobre 1963), l'érosion y a développé un réseau hydrographique extrêmement dense dont l'activité est, à l'image des chutes de pluies, sujette à des écarts considérables : de quelques dizaines à quelques centaines de l/s à l'étiage, à quelques centaines de m³/s en période de crue : les profils de la plupart des vallées cévenoles n'y ont pas encore atteint leur stade d'équilibre et les écoulements qui s'y produisent n'y ont mis en place que de très modestes dépôts d'alluvions.

Les zones situées en bordure méridionale des formations cristallines du socle ancien sont également montagneuses mais avec des altitudes moins élevées : elles englobent d'une part, dans l'angle sud-ouest de la feuille, des terrains d'âge Primaire, série sédimentaire non métamorphique du pays vigonais, essentiellement formée de schistes et de dolomies, et d'autre part, suivant une diagonale allant de l'Hérault (en amont de Ganges) jusqu'aux Gardons (dans l'angle nord-ouest de la feuille), des terrains d'âge Secondaire, allant du Trias au Dogger, série sédimentaire sous-cévenole formée d'argiles, grès, marnes, calcaires et dolomies. A cette grande diversité de faciès, structure et fracturation ont ajouté leurs effets et les principaux niveaux perméables s'y trouvent compartimentés en de nombreux systèmes aquifères relativement peu étendus (moins de 20 km²) : écoulements de surface et écoulements souterrains sont plus ou moins prédominants l'un par rapport à l'autre, selon la situation et la nature des formations géologiques sur lesquelles se développe le réseau hydrographique.

Enfin, au Sud de ce contrefort montagneux, se développe une succession de petits reliefs calcaires et de bassins marneux qui forment la partie la plus septentrionale de la région des garrigues nord-montpelliéraines : c'est là que se situent les zones les moins élevées en altitude (entre 150 et 200 m dans les plaines de Ganges, de Mandiargues, de Conqueyrac), les points les plus bas

étant respectivement en limite de feuille, + 140 pour l'Hérault et + 95 pour le Vidourle.

Le réseau hydrographique beaucoup plus diffus que dans les deux domaines précédents n'y est à l'exception de l'Hérault que temporairement actif. L'essentiel du drainage bassins du Vidourle et du Rieutord est assuré souterrainement grâce au développement exceptionnel de la karstification dans les calcaires du Jurassique supérieur aussi bien dans les zones où ils affleurent que dans celles où ils sont recouverts par les dépôts marneux du Crétacé et du Tertiaire.

Les grands accidents (faille de la Séranne, des Cévennes, de Corconne) qui compartimentent en plusieurs bandes, d'orientation générale SW-NE, les terrains du Secondaire et du Tertiaire du domaine des garrigues ont joué un rôle déterminant dans l'organisation de ces écoulements souterrains : sites privilégiés de localisation des pertes et des exutoires, ils constituent des axes de drainage des formations calcaires qu'ils affectent, ne jouant un rôle de barrière que lorsque la poursuite d'un écoulement souterrain à leur aval, se trouve compromise par la présence d'un écran marneux (cas de la Fontaine de Sauve ; 937-8-75).

Ressources en eau et exploitation

Dans les régions cristallines et métamorphiques du socle, les ressources sont liées à l'existence de matériaux d'altération (arènes le plus souvent et éboulis), de zones fracturées ou de filons : elles se manifestent par des sources, qui, particulièrement nombreuses, ont permis une grande dispersion de l'habitat et de satisfaire, malgré la faiblesse relative de leur débit (0,1 à 1 l/s), aux besoins longtemps limités, du fermier et de son bétail. Certaines de ces sources étaient également ou sont encore utilisées pour l'arrosage des prés et de petits jardins : ce sont en général les moins importantes et les plus exposées au risque de tarissement en période de sécheresse prolongée.

L'accroissement des besoins en eau sous l'effet de l'évolution, très sensible ces dernières années, de la vocation de cette région montagneuse, à l'origine agricole et pastorale, aujourd'hui de plus en plus touristique et résidentielle, rend souvent nécessaire le recours à un réseau de distribution public assurant la permanence de l'alimentation en quantité et en qualité. Les communes et syndicats de communes, multiplient ainsi les travaux d'amélioration de captages et de création de nouveaux réseaux, soit directement à partir de sources voisines plus ou moins importantes (Valleraugue, Mandagout, Saint-Martial, Soudorgues, ...), soit par l'intermédiaire de puits, de tranchées ou de galeries drainantes (Cognac, Saint-Jean-du-Gard, ...), soit en dérivant des eaux superficielles avec dispositif de filtration, décantation et stérilisation (Notre-Dame-de-la-Rouvière). Nombreuses parmi ces communes se trouvent en fait contraintes à des captages d'eaux de diverses origines, notamment pour permettre économiquement l'alimentation des écarts provenant parfois de sites relativement éloignés (Lasalle s'alimente ainsi en partie au captage de Rouveirac, en bordure du Gardon). On notera qu'aucun forage n'a jusqu'à ce jour, été exécuté bien qu'il pourrait constituer en certains sites de cette région de socle un moyen de captage avantageux.

Du point de vue chimique, les sources fournissent des eaux peu minéralisées et généralement très agressives : on y remédie par l'immersion de blocs de calcaire dans les bassins de rétention de leur captage.

Dans les régions qui ceignent au Sud la haute chaîne cristalline (pays viganais et bordure sous-cévenole), les dolomies et accessoirement les calcaires du Primaire, du Lias et parfois du Bathonien constituent de très bons réservoirs aquifères tandis que les autres formations (argiles, schistes, marnes et grès) n'offrent que des ressources comparativement plus limitées et assez analogues, quant à leurs conditions de gisement, à celles du socle cristallin (gîtes d'altération superficielle, ou de fracturation, ou filonien) :

● **Dans le pays viganais**, ce sont les dolomies du Géorgien qui alimentent les principales sources. Deux de ces sources sont importantes :

— la source d'Isis (937.5.10), 100 l/s à l'étiage, captée par la ville du Vigan, et dont une partie non négligeable de son alimentation est assurée par des pertes d'eau de surface (Coudoulous, Souls, Rieu) situées sur la feuille de Nant ;
— la source du Verdier (937.5.75) qui avec sa voisine la source d'Avèze (5.26), située en rive droite de la Gleppe écoule 80 l/s à l'étiage. Un temps utilisé pour la vente d'eau embouteillée avec une certaine notoriété, ce groupe de sources fait aujourd'hui l'objet d'un captage très partiel du débit disponible pour l'alimentation en eau d'Avèze et de Pommiers ainsi que des diverses communes du causse de Blandas - Roques - Montdardier.

● **Dans la bordure sous-cévenole**, ce sont les dolomies de l'Hettangien, et secondairement du Bathonien, qui alimentent des sources moins importantes mais plus nombreuses, et dont les débits sont fonction de l'extension de leurs bassins hydrogéologiques respectifs. Parmi les plus importantes il faut citer, issues du Lias ou quelquefois du Trias sous-jacent : la résurgence de Baumel (937.7.51) à, captée à raison de 1.500 m³/j pour Saint-Hippolyte-du-Fort et la Cadière ; la source de Rouveirac (937.14.77), 30 l/s à l'étiage, utilisée pour alimenter Thoiras et Lasalle ; la source du bois de Fromental (937.6.81) captée par Sumène ; la source du Pailler de Lacan (4.67) captée par Vabres ; la source du Palais (937.8.67) captée par Monoblet ; la source de Moulinas (4.78) captée par Corbès.

D'autres sont issues de la dolomie bathonienne et notamment dans les régions de Monoblet (source du Sollier : 937.8.69), de Saint-Félix-de-Paillères (source de Seyne : 937.4.71), captée pour Tornac et Massillargues-Attuech, et de Durfort (source de l'Euzière 937.4.58), qui bénéficie en outre d'une alimentation par forages implantés dans la région de Sallèles (feuille Anduze). Entre cette dernière commune et le Gardon de Saint-Jean, de part et d'autre de Saint-Félix-de-Paillères, de nombreux forages ont été exécutés pour la recherche de minerais ou d'hydrocarbures : ils ont confirmé la présence très générale d'eau dans les dolomies, qu'elles appartiennent à l'Hettangien ou au Bathonien, certains d'entre eux ayant donné lieu à artésianisme avec importantes venues d'eau (937.8.27 et 937.8.28 notamment). De même, entre la Cadière et Cambo un forage (937.7.48) exécuté par la société minière et métallurgique de Pennaroya a révélé la présence d'eau artésienne dans la dolomie du Bathonien à la profondeur de 368 m, soit à 88 m au-dessous du niveau de la mer. Les caractéristiques de cette eau étaient les suivantes : débit 7 m³/h ; température 19°6 ; résidu sec inférieur à 500 g/l (eau douce). Des forages de recherche d'eau ont également été exécutés avec succès dans le bois de Bane qui sont utilisés pour l'alimentation en eau d'un camping, ainsi qu'en bordure du Gardon de Mialet, à Lestancier : dans ces divers ouvrages, c'est l'Hettangien dolomitique qui constitue l'aquifère exploité.

Enfin, les quelques sites alluvionnaires qui jalonnent celles des vallées qui sont empruntées par les écoulements de surface les plus importants (Hérault, Arre, Vis, Gardons) ont permis la création de captages par puits : la productivité et la qualité de l'eau prélevée dans ces ouvrages peuvent être très variables puisque directement liées au régime hydraulique et aux caractéristiques physico-chimiques et biologiques du cours d'eau. Se trouvent ainsi alimentés, pour totalité ou partie, Saint-André-de-Majencoules, Pont-d'Hérault, Ganges, Moulès et Beaucels, Laroque, Saint-Laurent-le-Minier, Saint-Jean-du-Gard, ainsi que de nombreux particuliers (propriétaires privés, exploitants de camping, ...).

● **En bordure sud des deux ensembles** précités apparaissent les formations du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de la partie septentrionale de la zone des garrigues nord-montpelliéraines, surtout développée plus au Sud dans les territoires des feuilles de Saint-Martin-de-Londres et de Montpellier. Constitué en grande partie par des calcaires purs ou par des formations fortement carbonatées, cet ensemble est caractérisé par un développement exceptionnel de la karstification : on y rencontre de très importants réseaux souterrains dont l'origine a été en grande partie déterminée par les conditions physiques et chimiques des écoulements superficiels issus des Cévennes qui contribuent du reste encore à favoriser leur creusement (cas du Vidourle et du Rieutord). En rive gauche de l'Hérault, structure et fracturation permettent de distinguer plusieurs sous-systèmes aquifères dont les relations restent toutefois insuffisamment établies malgré que des traçages et des observations piézométriques aient notablement contribué, ces dernières années, à préciser l'extension des bassins d'alimentation des principales sources pérennes issues de cet ensemble aquifère mais presque toutes situées en dehors des limites de la feuille : Fontaine de Sauve (937.8.75) qui est pour partie la résurgence du Vidourle ; les Sourcettes (feuille de Saint-Martin-de-Londres) qui sont pour partie la résurgence du Rieutord ; la source de la Vernède et les Fontanilles (feuille de Saint-Martin-de-Londres) ; la source du Lez (feuille de Montpellier) et la source de Fontbonne (feuille de Sommières). En rive droite de l'Hérault, l'essentiel du drainage paraît être assuré par la Foux de Brissac (feuille de Saint-Martin-de-Londres). Dans le fossé de Montoulieu, de petites sources localisées dans le Crétacé pourraient également bénéficier d'une alimentation par le Jurassique comme c'est le cas pour les émergences temporaires qui jalonnent le tracé de la faille limitant à l'Ouest le bois de Monnier, au voisinage du cours de l'Alzon.

Dans le territoire de la feuille du Vigan, cet ensemble aquifère n'est encore que peu sollicité pour l'alimentation en eau potable : en dehors de la Fontaine de Sauve (937.8.75), captée depuis longtemps et dont l'état de contamination, constaté à l'époque par E.A. Martel fut à l'origine de la promulgation de la loi du 15 février 1902 sur la protection des aquifères karstiques. Les principaux prélèvements sont opérés par pompage d'une part sur une "cavité regard" de la région de Sauve, l'aven de la Soeur (937.8.74), au profit des communes de Conqueyrac et de Pompignan ; et d'autre part sur un forage exécuté sur le site de la source des trois Beaumettes (937.6.47) au profit de la commune de Montoulieu. Plusieurs autres forages, exécutés entre Saint-Hippolyte et Sauve et dans la région de Ganges pour le compte de particuliers, sollicitent les calcaires jurassiques qui se révèlent aquifères jusqu'à plusieurs dizaines de mètres sous le niveau statique, avec des débits allant de quelques m³ à plus de 30 m³/h. Des possibilités sont ainsi offertes pour la création de nouveaux captages que permet de concevoir l'existence démontrée d'une karstification profonde, mais qui nécessitent une attention particulière pour le choix des

emplacements de forages en raison des risques d'échec. En outre, l'exploitation de tels captages exige, et exigera de plus en plus, que soient renforcées les mesures de protection très inégalement appliquées et insuffisamment observées dans un domaine aquifère aussi vulnérable aux pollutions : la très belle doline lapiazée du bois de Labric qui sert au stockage des ordures ménagères de Saint-Hippolyte-du-Fort, constitue à cet égard un cas exemplaire, autant que celui qu'avait observé Martel il y a près d'un siècle dans la même région, de ce qui ne peut plus être toléré.

SUBSTANCES CONCESSIONNABLES

Le territoire couvert par la feuille le Vigan est riche en gîtes métallifères : plus de 100 gîtes répertoriés, dont quatre réellement importants. La mine des Malines (compris ses extensions récentes), actuellement encore en activité (plus d'un siècle après son démarrage), est de toute première importance. Les mines de la Croix-de-Pallières, les Avinières et Durfort, ont cessé toute activité après avoir livré des contingents plus ou moins importants de métal.

Le classement des gîtes, essentiellement d'après leur support géologique, introduit la distinction classique entre gîtes de couverture et gîtes de socle. Les premiers l'emportent, et de beaucoup, sur les seconds tant en intérêt géologique qu'économique.

Gîtes de la couverture mésozoïque.

Ils appartiennent à l'unité régionale baptisée par A. Bernard en 1958 "Province métallogénique sous-cévenole". Celle-ci consiste en un chapelet de gîtes à Zn-Pb-(Fe)-(Ag)-barytine-(fluorine), s'égrenant au long du linéament cévenol ("faille des Cévennes") sur 190 km de long depuis Clermont-l'Hérault jusqu'à Saint-Péray. Ces gîtes, dont la morphologie est généralement celle de lentilles ou d'amas stratoïdes, sont encaissés, pour l'essentiel, dans les terrains du tiers inférieur du mésozoïque (Trias à Bathonien inclus, soit 60 Ma), transgressif sur le môle hercynien du Massif Central. La plupart d'entre eux peuvent être mis en relation avec l'activité épirogénique, lors même de la sédimentation, de claveaux (panneaux) de socle particuliers, avec comme conséquence, d'une part d'importantes variations sédimentaires, et d'autre part, une fracturation précoce du matériel déposé.

Dans la surface de la coupure du Vigan, trois de ces paléostructures contrôlent effectivement trois gisements économiques et la plus grande partie des indices cités.

La mine des Malines (Société minière et métallurgique Pennaroya) est formée actuellement de cinq quartiers miniers autonomes dans une emprise de 3 x 2,5 km : Vieille mine (n° 75), Sanguinède (n° 77) Quartier 102 (n° 79), la Gardie (n° 78) et Montdardier (n° 76). Cette mine a déjà produit quelques 800 000 t de métal (ratio Zn/Pb = 10 à 12) à quoi s'ajoutent quelques 225 t d'Ag. La recherche persévérante qui y est menée devrait assurer l'avenir proche si l'évolution des cours du métal ne vient pas interrompre une si remarquable "carrière".

TABLEAU 2 - INDICES ET GITES MINÉRAUX DE LA FEUILLE LE VIGAN

Numérotation arbitraire des indices de la feuille					
Numérotation de la Carte des gites minéraux à 1/200.000 (M. Aubague, J.J. Orgeval, M. Soulié)					
		Appellation	Substances	(Azimuts ou grades) Morphologie	Encaissant
1	-	Combe Longue	Zn	Filon	Schistes Paléozoïque
2	333	Goutenadal	Pb - Zn - Ag	Filons 0 et 70	" "
3	334	Les Boissières	As	" 45	" "
4	335	La Puyre	Cu	" 100	" "
5	175	Roque Rouge	As	" ?	" "
6	-	Bousseillos	As	" ?	" "
7	347	La Valette	Pb - Zn - Ag	Filons 0 et 45	Micaschistes - auréole d'un granite
8	348	Les Vieilles	U	Fractures diverses	Granite
9	363	Mandagout	W - As - Fe	Skarns	Contact dolomie Cambrien / granite
10	366	Les 4 Chemins	Cu	Filon 100	Schistes
11	367	Le Cambon	Pb - Cu	Filon 40	Micaschistes auréole granite
12	349	Mas Redonnel	Pb - Zn	Filon 30	Granite
13	350	N.D. de la Rouvière	Cu	Filons divers	"
14	351	Le Bes	Cu	" ?	"
15	-	Triaire	Cu	" ?	"
16	336	L'Abri	Cu - Pb	Filons 135	Micaschiste auréole granite
17	337	La Hierle	Pb - Zn - Ag	" 60	Schistes Paléozoïque
18	352	Les Fosses	Cu	" 45	Granite
19	353	Col de Redares	Cu - Bar	" 130	"
20	343	La Baraque	Cu - Bar	" 120	"
21	-	La Boriette	Cu	" ?	"
22	-	Les Grands Busquets	Cu	" 0 à 25	"
23	-	Camp Bonnet	Cu	" ?	"
24	344	Fuyats	Cu	" 270	"
25	344	Mouziuels	Cu	" 170	"
26	341	Creimas	Cu	" 45	"
27	340	Trescol	Cu	" 150	"
28	339	Mont Brion	Cu	" 45	"
29	338	La Beume	Cu	" 30	Gneiss de Peyrolle
30	342	La Maline	Pb - Cu - Ag	" 130	Faïlle grès Trias / granite
31	346	La Ferrière-le-Serre	Pb - Fe - Zn	Amas stratiforme	Dolomie Hettangien inf.
32	356	<u>La Croix de Pallières</u>	Zn - Pb - Fe	" "	" "
33	355	Nadille I	Pb (Fe)	Disséminé	Arkose Trias inf.
34	358	<u>Mine Joseph</u>	Fe - Pb - Zn	Amas	Dolomie Hettangien inf.
35	357	Le Mas	Pb - Zn - Fe	Fractures - amas, disséminé	Trias - Hettangien
36	358	<u>Roman</u>	Pb - Zn	Amas	Dolomie Lotharingien inf.
37	354	Pallières	Pb - Zn	Disséminé	Trias inf.
38	359	Le Rey	Zn - Pb	Fract. 45 et amas	Dolomie Lotharingien inf.
39	379	Cazalis	Zn - Pb	Amas stratiforme	" " "
40	379	<u>La Coste</u>	Zn - Pb	" "	" " "
41	378	La Grande Vernissière	Zn - Pb (F)	" "	" " "
42	-	Gargory	Zn - Pb (F)	" "	" " "
43	377	Monoblet	Zn - Pb	" "	" " "
44	376	Bonnande	Zn - Pb	Réseau fissures	Dolomie Bathonien
45	383	<u>La Boissière</u>	Zn - Pb	Amas stratiforme	" "
46	382	Cruvelier	Zn - Pb - Fe	" "	" "
47	381	Vedille	Zn - Pb	" "	" "
48	380	Col du lac	Zn - Pb	Fracture 100	Dolomie Sinémurien s.l.
49	375	Cambo	Zn - Pb	Amas sur fracture	Dolomie Lotharingien inf.
50	374	Driolle	Pb (Ag)	Disséminé	Arkose Trias inf.
51	373	Les Combes	Pb	Filon 100	Schistes Paléozoïque
52	372	Saint-Roman-de-Codières	Pb (Ag)	Disséminé	Arkose Trias inf.

— : Exploitation économique d'ampleur moyenne à faible

==== : Exploitation économique de forte ampleur

TABLEAU 2 - INDICES ET GITES MINÉRAUX DE LA FEUILLE LE VIGAN (suite)

Numérotation arbitraire des indices de la feuille		Numérotation de la Carte des gîtes minéraux à 1/200.000 (M. Aubague, J.J. Orgeval, M. Soulié)			
		Appellation	Substances	(Azimuths ou grades) Morphologie	Encaissant
53	396	L'Ubac de Banes	Fe - Zn	Amas stratiforme	Dolomie Bathonien
54	396	Sumène gare	Fe - Zn	Amas stratiforme	Dolomie Bathonien
55	395	Rane de Banes	F	Amas stratiforme	Oxfordien supérieur
56	394	La Crotte	Fe - Zn	Amas sur fract. 50	Contact Jurassique sup./Sinémurien
57		La Lauzière	Fe - Zn	Amas sur fract. 25	Contact Jurassique sup./Sinémurien
58	393	<u>La Grande Tranchée</u>	Zn - Pb - Fe	Fracture 25	Contacts Lotharingien/Jurassique moy./Jurassique sup.
59	397	Bois Madame	Zn - Pb	Amas stratiforme	Dolomie Kimméridgien sup.
60	392	Col de Ferrussac	Fe - Zn - Pb	Amas fract. 60	Dolomie Bathonien
61	392	La Jasse Rouge	Fe - Zn - Pb	Amas fract. 50	Dolomie Bathonien
62	392	Ferrussac 1	Zn - Fe	Amas fract. 50	Dolomie Bathonien
63	392	Ferrussac 2	Ba - Pb	Réseau Fissures	Dolomie Cambrien
64	397	Gangen 1	Fe - Zn - Pb	Amas stratif.	Kimméridgien sup.
65	398	Camp de la guerre	Fe	Amas sur fract.	Kimméridgien sup.
66	397bis	Ganges 2	Sr	Stratiforme	Marno-calcaire Valanginien inf.
67	398bis	Moules	Sr	Stratiforme	Marno-calcaire Valanginien inf.
68	391	La Ribaude	Zn - Pb	Amas stratif.	Dolomie Trias moyen
69	390	Maudesse de Prat	Zn - Pb - Bar	Disséminé	Grès Trias inf.
70	403	<u>Les Avinières</u>	Zn - Pb	Amas stratif.	Dolomie Bathonien
71	408	La Combe	Zn - Pb - Ba	Stratiforme	Dolomie Trias moyen
72	409	Les Falguières	Zn - Ba	Filon 35	Cambrien
73	407	Anjeau	Zn - Pb - Ba	Stratiforme	Dolomie Trias moyen
74	405	L'Arboussine	Cu - Fe	Filon 0	Cambrien
75	406	<u>Les Malines</u>	Zn - Pb - Ba	Amas stratiformes	Cambrien - Trias - Bathonien
76	404	<u>Montdardier</u>	Zn - Pb - Ba	Disséminé + fractures	Cambrien
77	400	<u>La Sanguinière</u>	Zn - Pb - Zn	Amas	Cambrien
78	399	<u>La Gardie</u>	Zn - Pb - Ba	Amas	Cambrien
79	-	Chantier 102	Ba - Pb - Zn	Diss. + amas	Trias + Cambrien
80	384	Mas Seguin	Zn - Pb - Ba	Amas sur faille	Cambrien
81	385	Les Blacouzels	Zn - Pb - Ba	Amas sur fract. 20	Cambrien
82	386	Mas Lacombe	Zn - Pb - Pb	Amas sur faille	Cambrien
83	401	Le Serret	Ba - Zn	Amas	Cambrien
84	387	Fontbouillens	Ba - Zn - Fe	Amas	Cambrien
85	389	La Frabregue	Ba - Cu - Pb	Filon 160	Cambrien
86	369	Mas de Ficou	Fe - Pb - Ag	Filon 90	Paléozoïque
87	371	Les Pougnettes	Pb - Ag - Zn	Filon 100	Schistes Paléozoïque
88	370	Mas Sebastian	Zn	Filon 100	Schistes Paléozoïque
89	368	La Croix (l'Arre)	Au	Néritique	Alluvions
90	365	Le Praysinet	As - Ag - Au	Filon 75	Schistes Paléozoïque
91	361	Col de Mourezes 1	As - Fe	Filon (90 ?)	Dolomie schistes Paléozoïque
92	362	Col de Mourezes 2	U	Fractures	Dolomie schistes Paléozoïque
93	360	Le Frasq (Aulas)	As - Cu - Fe	Filon 70	Dolomie schistes Paléozoïque
94	-	Ceyrac	Sr	Stratiforme	Marno-calcaire Valanginien inf.
95	-	L'Eglisette	Sr	Stratiforme	Marno-calcaire Valanginien inf.
96	-	Le Pin	Sr	Stratiforme	Marno-calcaire Valanginien inf.
97	-	La Cadrière	Sr	Stratiforme	Marno-calcaire Valanginien inf.
98	-	Sumène (Soulanou)	Charbon	Couche	Stéphanien
99	-	Coumessas Puits Huguot	Zn	Amas	Lotharingien, dolomie
100	-	Le Planas	Zn	Amas	Lotharingien dolomie
101	-	Nadille 2	Pb (Zn) Ba - Fe	Amas + fracture	Dolomie Lotharingien inf.
102	369bis	Vezenobres	Phosphate Uranifère	Stratiforme	Dolomie Cambrien localisat.
103	388	Greffuel	Phosphate Uranifère	Remplissage fracture 20	Dolomie Cambrien imprécise

————— : Exploitation économique d'ampleur moyenne à faible

===== : Exploitation économique de forte ampleur

La mine occupe le sommet d'un haut-fond (au modelé complexe) dont l'activité s'est manifestée à plusieurs reprises au cours de l'intervalle Trias-Oxfordien. Il en résulte une vive réduction d'épaisseur de la série (au point apical, le Bathonien repose directement sur le Cambrien) et également une évolution spectaculaire des termes argileux du Trias qui, épais et riches en sulfates de calcium au large du haut-fond, deviennent sur son sommet tout au contraire minces, dépourvus de sulfates de calcium, et, en contrepartie, riches en matière organique et en sulfures.

Les minéralisations sont strictement liées aux zones du haut-fond où le socle cambrien carbonaté est encapuchonné par les argilites noires organosulfurées du Trias. De ce fait, l'essentiel des minéralisations se développe non loin (dessus ou dessous) de l'interface entre le substrat cambrien et le Trias.

Dans ce cadre général, les sulfures Zn-Pb et la barytine associée occupent des sites de détail variés, avec des faciès et des morphologies à chaque fois différents :

— Dans le substratum cambrien, la minéralisation garnit des vides (de toutes dimensions, de la cavité ouverte aux pores intergranulaires) créés par les altérations-karstifications que le substratum cambrien a subi au cours d'une longue émergence permo-carbonifère ou seulement Trias inférieur. Ainsi les pièges de la minéralisation sont antétriasiques mais celle-ci, par contre, est d'âge triasique ou du moins a partie liée avec la transgression des shales noirs organosulfurés du Trias. C'est ce qui justifie que, bien qu'encaissé majoritairement dans le substratum, ce gîte soit porté au compte de la métallogénèse de couverture.

Toute une palette de dispositifs s'est ainsi élaborée :

— grandes poches verticales s'enfonçant dans le massif dolomitique (Obélix, Astérix, Petralba) ; grappe de poches et conduits épousant les intersections de failles plates et d'une tête de pli (Sanguinède) ;
— corps très superficiels ne concernant que la "peau" du massif. Ces derniers présentent des aspects variés : imprégnation plutôt pauvre de sables d'altération en lapiaz (Espérance ; Pomègues) imprégnation intense d'une pellicule métrique d'altération (plaques de Vieille Mine) ; réseau fissural intense dans les 10 m sous-jacents à l'interface (Montdardier) ; mégabrèche de collapse (Ratonnau) ; brèche tectonique synsédimentaire d'âge liaisique (Florence), etc...

Les dissolutions karstiques antétriasiques peuvent même s'effectuer aux dépens de lithologies batardes où les carbonates sont chargés de pélites (calcschistes de la Sanguinède) ou de grès (quartier des grès de la Sanguinède).

Il importe de mentionner la découverte récente par les travaux souterrains de minéralisation pyritoblendeuses réellement stratiformes et anté-tectoniques au sein des dolomies cambriennes.

Ce minerai "ZERO" d'âge Cambrien, pourrait être le père de toutes les minéralisations "triasiques" par érosion-altération-mobilisation des métaux de ce minerai et son piégeage, sur le même site, par les argilites euxiniques du Trias.

L'ensemble des minéralisations exploitées dans le substratum cambrien représente approximativement 500 000 t métal, soit nettement plus de la moitié du gisement total.

Dans le Trias : Les conglomérats (il en existe à plusieurs niveaux) comportent des sulfures disséminés dans le ciment carbonaté qui lie les blocs ; les lentilles dolomitiques qui apparaissent, sur le flanc du haut-fond, au sein des argilites noires, peuvent servir de support à des imprégnations plutôt pauvres (Alby Fontbonne).

Dans le Bathonien enfin, les minéralisations largement oxydées mais riches, forment de grands corps plats lenticulaires ; exploitées avant 1934, très difficilement accessibles aujourd'hui. Leur mise en place demeure énigmatique ; elles représentent pourtant un stock métal important, 250.000 t, soit près du tiers du gîte total et furent à l'origine d'une période assez faste de l'exploitation.

Sur l'exploitation à ciel ouvert des Avinières (N° 70), on n'a guère de renseignements précis. Entre 1873 et 1911, elle a produit approximativement 40.000 t de métal (ratio Zn/Pb = 15).

Complètement oxydées et donc sous forme calaminaire, les minéralisations sont encaissées dans les dolomies de la partie supérieure du Bathonien qui affleurent dans l'étroite lanière des failles bordières orientales du horst de Roquedur. Elles s'organisaient sur un réseau de fractures N.NE et E.SE avec beaux amas aux intersections.

L'environnement géologique du site n'est pas sans rappeler celui des Malines : la série sédimentaires y est fortement réduite puisque le Bathonien repose directement et en discordance sur le Trias. Ces faits témoignent de l'existence d'un haut-fond, aujourd'hui déchiqueté par la tectonique tertiaire et pour une bonne part érodé ; malheureusement le Trias sous-jacent n'est minéralisé que de façon insignifiante.

La mine de la Croix de Pallières (n° 32) Société des mines et fonderies de zinc de la Vieille Montagne, s'est arrêtée en 1971 après avoir produit environ 100 000 t métal (Zn/Pb = 4) avec 22 t d'Ag, 520 t de Cd et 28 t de Ge.

Elle est accrochée au flanc ouest d'une structure remarquable, le horst de Pallières-Généralgues, dont l'état actuel relève de la tectonique tertiaire, mais qui est aussi une structure épirogénique précoce pendant le Trias et encore plus à la fin de l'Hettangien. Si, au Trias, on assiste aux différenciations désormais classiques (séries minces non sulfatées passant latéralement à des séries épaisses sulfatées), l'épisode paroxysmal Hettangien, lui, a pour conséquence une érosion presque intégrale de l'Hettangien sur le sommet de la structure avec superposition anormale de Sinémurien ou Lotharingien directement sur le Rhétien. L'activité épirogénique du claveau (panneau) est régie par les accidents bordiers du horst, au premier rang desquels la faille occidentale.

Le gîte se compose de quatre corps, dont deux encaissés dans les dolomies de l'Hettangien et deux par les dolomies sinémuriennes.

L'amas "principal", 73 % du métal total, est situé à la base de l'Hettangien, tout contre le Rhétien.

L'amas inséré dans l'Hettangien moyen représente 8 % du cumulé métal, le corps inséré dans le Sinémurien basal pèse 10 % tandis que le 4ème est négligeable.

Tous sont stratoïdes et très curieusement appartiennent chacun à un panneau tectonique différent sans qu'il y ait, pour autant, de minerai dans le plan des failles qui fragmentent ainsi le gisement.

L'amas principal, le plus proche de la grande faille bordière du horst, est très bousculé et redressé par le jeu coulissant de cette dernière au Tertiaire. Aussi la projection horizontale du gîte tient-elle dans une toute petite surface de 9 ha, ce qui laisse augurer de la difficulté de trouver de telles concentrations sous couverture stérile.

Les minerais sont riches, très riches même en ce qui concerne le "principal". On y relève d'abondantes structures litées-rubannées ou en cocardes ou bréchiques qui témoignent de phénomènes de dissolutions/cristallisations franchement épigénétiques. D'autres arguments (état thermique de la matière organique, spectres géochimiques, paragénèse) contribuent à l'hypothèse d'une genèse par des fluides chauds et ascendants, nettement après la lithification, au Bathono-Callovien peut-être, période d'ascension des isogéothermes. Les amas correspondraient pour le "principal" à un décollement mécanique entre la masse rigide des dolomies hettangiennes et les assises plus plastiques du Rhétien-Keuper ; quant aux amas supérieurs, ils sont accueillis par des barres dolarénitiques à bonne porosité intergranulaire.

Sur le faite du horst, des minéralisations existent également. Les unes consistent en dissémination de galène (et pyrite) dans les arkoses quartzitiques de la base du Trias (n° 33) et sont, on le saisit sans peine, comparables à celles de Saint-Sébastien-d'Aigrefeuille (sauf en ce qui concerne les teneurs qui sont franchement faibles). Les autres d'ampleur modeste concernent l'Hettangien ou le Lotharingien inférieur dolomitisés : quartier Joseph particulièrement pyriteux (n°34), quartier Roman (n°35) et carrière du Col du puits n° 1 (n° 101).

La mine de Durfort (quartier Lacoste n° 40) a été fermée, après quelques années de reprise d'activité par la Société des mines et fonderies de zinc de la Vieille Montagne, en 1971, en même temps que la mine de la Croix de Pallières.

Elle prend place sur une structure anticlinale, appelée dôme de Durfort, édifiée au Tertiaire, mais qui se surimpose à un bombement d'âge Lotharingien. Les dépôts du Lotharingien inférieur y sont en effet plus épais mais surtout nettement plus dynamiques (calcarénites, calcaires oolithiques ou subbréchiaux) que dans les dépôts de même âge périphériques à la structure. De plus ils sont dolomitisés en raison d'un bref épisode émerusif qui précède la transgression des faciès marno-calcaires noirâtres (parfois intensément silicifiés à la base) du Lotharingien supérieur.

Les minéralisations s'organisent en amas stratoïdes, situés à quatre niveaux différents et en gros superposés, au sein des 80 m de dolomies du Lotharingien inférieur : les structures internes du minerai et des sédiments associés (sables entrecroisés, laminites, shales noirs sulfurés et slumpés, brèches) plaident clairement en faveur de phénomènes karstiques liés à l'inconformité intra-Lotharingienne. Les teneurs étaient assez faibles (5 à 6 % sans métaux

annexes valorisant) et n'avaient pu être rentabilisées que par mélange avec le minerai riche de la Croix de Pallières. Le gisement pèse, globalement, dans les 30 000 t de métal (ration Zn/Pb = 5).

Plusieurs indices du voisinage, certains avec anciens travaux, se rattachent au même contexte paléogéographique : Cazalis (n°39), la Grande Vernisière (n° 41), Gargory (N° 42), le Planas (n° 100) et Monoblet (n° 43).

En sus de ces quatre concentrations économiques, on peut citer :

— **le secteur des deux Jumeaux** entre Ganges et Sumène, où la discordance du Bathonien sur le Lotharingien est très spectaculaire. Il présente 2 types de minéralisation :

— sécantes, hébergée par les failles de la lanière cévenole, avec des minéralisations oxydées à Fe-Zn-Pb (n° 53, 54, 56, 57, 58, 60, 61, 62, 65). L'une d'elles (Grande tranchée n° 58) a donné lieu à une petite exploitation ;

— stratoïdes, au niveau d'une inconformité intra-kimméridgienne traduisant une (ultime ?) pulsation de la flexure cévenole.

Les minéralisations, à pyrite dominante mais très oxydées (vers Ganges n° 64) ou celles à blende - galène mieux conservées (Bois Madame n° 59), sont encaissées par des dolomies riches en matière organique sapropélique déposées dans un environnement infratidal supérieur. Elles n'ont donné lieu qu'à de petites exploitations.

— **le secteur de Saint-Hippolyte-du-Fort** où les minéralisations en Zn-Pb se présentaient en "filon-couche" interstratifié dans la partie inférieure des dolomies du Bathonien ici exceptionnellement chargées en silice cherteuse. L'exploitation dans les années 1913-1916 aurait, au quartier de la Boissière (n° 45), fourni quelques 3 000 t métal (ratio Zn/Pb = 12).

Des minéralisations de type comparable, mais nettement plus riches en fer, sont connues autour de Cruvellier (n° 46).

La couverture secondaire recèle enfin quelques occurrences d'une substance moins connue : la strontianite. Elles sont localisées entre Ganges et Sauve dans le pays Valanginien (n° 66, 67, 94 à 97). Elles se présentent en cristaux et plaquettes fibreuses, en nodules, ou en ciment de biocalcarénites, toutes formes de concentration attribuables à la diagénèse tardive. Les sédiments porteurs sont marneux, marno calcaires, plus largement calcaires. L'événement strontium est connu sur toute la bordure cévenole de Ganges aux Vans; c'est la signature des modifications importantes du paysage qui interviennent au passage jurassique - crétacé, modifications soulignées également par le fait qu'avec le Jurassique disparaît toute occurrence des substances (Pb - Zn, pyrite, barytine, fluorine) de la métallogénèse triasico-jurassique. Peut-on y voir l'effet d'une nouvelle flexuration des bordures cévenoles, le pays amont portlandien s'exhaussant et se dolomitissant (migration de quantités considérables de strontium à partir des calcaires en voie de dolomitisation) tandis que le pays aval accueille une sédimentation marine carbonatée qui bloque le Strontium apporté ?

Gîtes du substratum antétriasique.

Ce substratum comporte pour l'essentiel : du matériel cambro-ordovicien, épimétamorphique au nord du batholite granitique du Saint-Guiral-Liron, non métamorphique par contre au Sud de ce batholite, mais acceptant des intercalations de laves et de produits volcanodétriques ; le batholite granitique daté de 290 Ma., enfin le sillon houiller W-E des Cévennes méridionales avec les deux petits bassins stéphaniens de Molières-Cavaillac et de Sumène-Soulanou.

Les gîtes du socle, considérés dans leur ensemble, sont peu nombreux. Ils désertent quasiment le batholite granitique. Ce sont les cornéennes de contact et les assises carbonatées paléozoïques qui, indiscutablement contrôlent la meilleure partie d'entre eux. On distinguera quatre types essentiels :

— les *occurrences* appartenant à la période préorogénique de l'hercynien sont peu nombreuses : le minerai ZERO des Malines déjà décrit et une couche de phosphates uranifères dans le Cambrien du horst de Roquedur (Vézénobres n°102 et Greffuel n° 103) ;

— les *gîtes de départ acide* sont représentés par le seul gîte du château de Mandagout (n°9) : skarn à scheelite au contact entre le granite de Saint Guiral et une bande de carbonates cambriens ;

— les *gîtes filoniens postectoniques* ;

● Endobatholitiques ; deux groupes de filons à cuivre sont connus au sein du massif du Liron, l'un près de Soudorgues (n° 20 à 29), l'autre à Notre-Dame de la Rouvière (n° 13). Objets d'anciens et petits travaux. Ils ne présentent, de nos jours, aucun intérêt.

● Exobatholitiques ; une partie d'entre eux est contrôlée par de grands accidents régionaux W-E, probablement crustaux. Tel est le cas de la faille méridionale des Cévennes avec les trois indices à mispickel (hélas pratiquement pas aurifère !) proches du Vigan (n° 90, 91 et 93) et ceux à Zn-Pb-Ag-Fe à l'Ouest de Pont d'Hérault (n° 86 et 88). Tel est le cas également de la faille de la haute vallée de l'Hérault (prolongation orientale de la faille de Camprieu - col de la Sereyrede) avec quelques indices à mispickel (n° 3 et 6) ou à Cu-Pb (n° 4 et 16).

Les autres sont contrôlés par les fracturations tardihercyniennes SW-NE ; ainsi en est-il des filons plombargentifères de la Valette : leur appréciable module d'Ag (150 ppm) ne suffit pas à compenser l'étroitesse et l'irrégularité des colonnes minéralisées.

— les *gîtes pseudofiloniens* : il s'agit là d'une guirlande d'indices spécifiques au horst de Saint-Bresson et peut être liés au domaine métallogénique des Malines. Ils sont encaissés soit dans les dolomies (dites de Saint Bresson - terminologie J.G. Michaud 1970), à proximité immédiate du plan de chevauchement (à fort pendage nord) de ces dolomies sur les schistes bleus ardoisiers et les grès schisteux dits de Saint-Laurent le Minier, soit dans le plan de chevauchement lui-même. Dans le premier cas, les minéralisations surtout barytiques parfois plombo-zincifères, fréquemment associées à des carapaces silicieuses, forment des amas et des remplissages fissuraux qui s'étranglent très vite vers le bas. Dans le deuxième cas, c'est une brèche tectonique silicifiée qui porte les sulfures Pb-Zn (plus abondants que précédemment) et la barytine ; elle tend à se stériliser en profondeur. Il est

plausible que ces minéralisations soient à porter au compte de la métallogénèse triasique du district des Malines à qui les dolomies fracturées-karstifiées et la brèche du plan de chevauchement ont offert de bons pièges ; la surface d'érosion antétriasique semble en effet passer peu au-dessus des indices en question.

SUBSTANCES NON CONCESSIONNABLES

Le gypse a été exploité dans les niveaux du Trias supérieur à Pailhès, près de Monoblet, jusque vers 1975, pour amendement des sols et fabrication de plâtre. D'anciennes exploitations ont également existé dans les mêmes niveaux près de Saint-Jean-du-Gard. Les possibilités sont toutefois trop limitées pour satisfaire aux exigences d'une exploitation moderne.

Les sables et graviers sont extraits sporadiquement et en petites quantités dans le lit vif ou les très basses terrasses de l'Hérault en amont de Ganges (Saint-Julien-de-la-Nef, Pont-d'Hérault), du Vidourle (Conqueyrac). Le matériau, d'origine cévenole, est de bonne qualité mais les réserves sont limitées.

Les alluvions des anciennes terrasses de l'Hérault, d'extension trop limitées et situées dans des zones à sévères contraintes d'urbanisme et d'environnement, ne peuvent représenter qu'un potentiel très réduit.

Les roches calcaires ou dolomitiques qui ont donné lieu à de petites exploitations artisanales pour moellons de construction ou matériaux de viabilité ou granulats à béton ne comportent aujourd'hui qu'une seule exploitation de dimension notable sur la commune de Thoiras, en aval de Saint-Jean-du-Gard. Une importante carrière est ouverte dans les dolomies hettangiennes concassées pour la fabrication de granulats et ballasts.

Malgré la rareté des exploitations, les possibilités dans ce domaine des roches calcaires sont illimitées et les qualités très diversifiées.

Les granites du massif du Liron et de ses dépendances sont exploités artisanalement près de l'Estréchure pour la confection de moellons destinés aux murs de soutènement routiers.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et un itinéraire d'excursion dans le **Guide géologique régional : Languedoc méditerranéen, Montagne noire**, par B. GEZE, 1ère Edition, 1979, Masson Paris :
— itinéraire 10 : Nord de la région montpelliéraine.

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES

Lors de la parution de cette carte, près de 200 forages effectués sur son territoire ont été répertoriés et leurs résultats conservés au Service Géologique National au titre de l'article 131 du Code Minier.

TABLEAU 3 : COUPE RÉSUMÉE DES PRINCIPAUX SONDAGES

Référence d'Archivage au B.S.5	Appellation d'origine (maître d'oeuvre)	Nature et profondeur des assises traversées (80,3 cote finale)
93	1 - 1 5 sondages S1 à S5 (E.D.F.)	Eboulis (5 m) ou alluvions (10-12 m) Schistes paléozoïques (10 - 15 - 15 - 18)
4 - 69	Lacans 2	Alluvions 3 - Hettangien-Rhétien 80,3
4 - 70	Lacans 3	Hettangien 51,5 - Rhétien 53
6 - 1	Sumène 1 (BRGM)	Alluvions 17,9 - Oxfordien moyen 42,5 - Callovien 47,7 - Bathonien 134,45 - Bajocien-Aalénien 176,3 Lias marneux 212,8 - Carixien-Lotharingien 359,50
6 - 2	Sumène 2 (BRGM)	Oxfordien moyen 11,15, Bathonien 122,7, Bajocien Aalénien 169,2 - Lias marneux 191,41
6 - 72	2 Jumeaux 2 (BRGM)	Oxfordien sup. 31 - Oxf. moy. 77,7 - Callovien ? 80,4 - Bathonien 153,1 - Bajocien - Aalénien 176,6
6 - 73	Montmejean 1 (BRGM)	Portlandien 42,3 - Kimméridgien 208,05
6 - 74	2 Jumeaux 1 (BRGM)	Oxfordien sup. 13,5, Faille. Sinémurien 45,00
6 - 75	2 Jumeaux 3 (BRGM)	Bathonien 33,85 - Lias marneux 49,9 - Lias moyen dolomitique 152,40 - Faille. Hettangien 155,75 Rhétien 179,3, Trias sup. 236,4, Trias moyen 287,5, Trias inf. 295,2, Cambrien 306,7
6 - 78	Bois Madame (BRGM)	Kimméridgien calcaire et dolomie 51,9
7 - 42	(D.D.A.)	Eboulis 2. Hauterivien 16.
7 - 48	S.01	Oxfordien sup. 91,25 - Oxfordien moyen 232,7 - Callovien 277,3 - Bathonien 510,25
7 - 49	S'.1	Bathonien 84,2 - Lias marneux 151,6
7 - 50	S'3	Callovien 37,05 - Bathonien 261 - Bajocien - Aalénien 302, 20
7.6.8	SHF1 Total	(en cours d'exécution - résultats à venir)
93	8 - 27 Durfort 1 (SNPLM)	Hettangien 293 - Rhétien 344 - Trias 419 - Schistes paléozoïques 542,7
8 - 28	Durfort 2 (SNPLM)	Hettangien 278 - Rhétien 312 - Trias 379 - Schistes paléozoïques 552
8 - 29	Durfort 3 (SNPLM)	Toarcien 14,5 - Carixien 88,5 - Sinémurien 282 - Hettangien 504 - Rhétien 532 - Trias 924 - Paléozoïque 927,83
8 - 30	Durfort 4 (SNPLM)	Rhétien 27 - Trias 853,5 - Paléozoïque 927,83

La plupart de ces forages effectués aux fins de la recherche minière, sont concentrés dans la surface très réduite de principaux périmètres de recherche (Les Malines, Pallières, Durfort). L'échelle de la présente carte ne pouvant se prêter à une localisation précise et lisible de ces ouvrages, on n'a fait figurer ici que les ouvrages isolés.

Chaque ouvrage est désigné par un indice de classement comprenant :

- le Numéro de la carte géologique : 1/50 000 (Le Vigan : 937)
- Le Numéro (1 à 8) du huitième de cette coupure où se situe l'ouvrage.
- Le Numéro (1 à ∞) d'entrée au fichier du Service Géologique National.

L'implantation et les données communiquées par les maîtres d'oeuvre de chacun des ouvrages, sont consultables au siège du Service Géologique Régional Languedoc-Roussillon à Montpellier (sous réserve pour certains d'entre eux des restrictions de confidentialité).

Le tableau 3 donne les coupes résumées des principaux ouvrages.

BIBLIOGRAPHIE

ALABOUVETTE B. *et al.* (1982) - Géologie et hydrogéologie dans la partie méridionale de la feuille "Le Vigan". *Ann. Soc. Hort. Hist. Nat. Hérault* vol. 122, fasc. 1, pp. 25-30.

ALARDO J. (1973) - Quelques observations en bordure des Cévennes aux environs de Ganges et Saint-Hippolyte-du-Fort. *Ann. Soc. Hort. Hist. Nat. Hérault*, vol. 113, fasc. d, pp. 89-91.

ARRONDEAU J.-P. (1982) - Etude sédimentologique du Lias carbonaté du seuil caussemard et de ses abords (Languedoc). Thèse 3ème cycle, Nantes.

ATROPS F. (1982) - La sous-famille des Ataxioceratinae (Ammonitina) dans le Kimméridgien du Sud-Est de la France. *Documents Lab. Géol. Lyon*, n° 83, 462 p., 45 pl.

ARTHAUD F., SEGURET M. (1981) - Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lyon (Sud de la France). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t. XXIII, n° 1, p. 51 à 63.

AUBAGUE M., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1974) - Lias et Dogger de la bordure cévenole (Gard). Implication paléogéographique. *Bull. BRGM* sect. 1, n° 2, pp. 49-64.

AUBAGUE M., L'HOMER A., SUREAU J.-F. (1982) - Recherche de guides de prospection pour les gîtes Pb-Zn liés aux strates en environnement dolomitique. *Chron. Rech. Min.* n. 466, pp. 41-59.

AUBAGUE M., ORGEVAL J.J., SOULIE M. (1977) - Les gîtes minéraux de la terminaison méridionale du massif central et de sa bordure languedocienne. *Bull. BRGM*, 2e série, sect. II, fasc 3, p. 139.

BAULIG (1923) - Carte géologique Alais, 2ème édition, de la carte géologique détaillée de la France à 1/80 000.

BERNARD A.-J. (1958) - Contribution à l'étude de la province métallifère sous-cévenole. Thèse Nancy.

BERNARD F., (1950) - Etude géologique de la région de Ganges, Brissac, Saint-Bauzile-de-Putois. D.E.S. Univ. Montpellier.

BERNIER P. (1968) - Le "Portlandien" de la bordure méridionale des Cévennes (montagne de la Séranne - montagne des Cagnasses). *Géobios*, n° 1 103 p., 8 fig., pl. 15-17.

BERNIER P. (1967) - Etude géologique du Jurassique moyen et supérieur au Sud des Cévennes. Thèse 3ème cycle, Paris.

BERNIER P., MACQUAR J.-C., MICHAUD J.-G., PALUT. J.-P., ZISERMAN A., (1970) - Contribution à la recherche de gisements métallifères cachés (district des Malines - Cévennes), *Bull. BRGM* (2), 2, n° 1, 97 p., 1 carte à 1/25 000.

BODEUR Y. (1976) - Evaluation de l'amplitude du décrochement cévenol par le décalage des faciès récifaux des environs de Ganges (Hérault) *C.R. Acad. Sc.*, pp. 961-963.

BODEUR Y. (1976) - Le complexerécifal Jurassique supérieur au Sud des Cévennes. Architecture sédimentologique. *C.R. Acad. Sc.*, t. 282, pp. 835-837.

BODEUR Y. (1979) - Esquisse d'une synthèse sédimentologique du Jurassique supérieur cévenol. Symposium "Sédimentation du Jurassique ouest européen". *Public speciale Assoc. sédimentologistes fr.*, n° 1, pp. 219-226.

BRUN P. (de) (1900-1901) - Essai de minéralogie du département du Gard. *Bull. Soc. Et. Sc. Nat. Nimes*,...

BRUN P. (de), VEDEL P. (1909 à 1937) - Etude géologique et paléontologique des environs de Saint-Ambroix. *Bull. Soc. Et. Sc. Nat. Nimes*, t. XXXVII à XLVII et *C.R. Som. Soc. Géol. Fr.*, 1937, fasc. 16.

CALEMBERT L. (1957) - Structure et minéralisation de la Montagne de Pallières. *Ann. Soc. belg. Liège*, LXXXI, pp. 39-68.

COULET E. (1975) - Morphologie des plaines et garrigues du Languedoc Méditerranéen. Thèse doct. lettres. Inst. Géog. Montpellier.

COUREL L., FINELLE J.-C., REY M. (1980) - Données nouvelles sur le Trias cévenol : chronologie, sédimentologie, implications métallogéniques. *Chron. Rech. Min.*, n° 457.

DEMANGEON P. (1959) - Contribution à l'étude de la sédimentation détritique dans le Bas-Languedoc pendant l'ère tertiaire (Thèse. *Naturalias Mospeliensia*. Série géologie. mém. n° 5, 394 p.

DREYFUSS M. (1936) - Feuille du Vigan ; quelques observations sur la vallée de la Vis. *C.R. Som. Soc. Géol. Fr.*, n° 16, pp. 269-270.

DREYFUSS M. (1938) - Observations sur les feuilles du Vigan et de Montpellier, *C.R. Coll. SCGF*, n° 197-199.

DREYFUSS M., GOTTIS M. (1948) - Succession des phases de déformation en Bas-Languedoc. *C.R. Acad. Sc.*, T.CCXXVII, pp. 1388-1390.

DREYFUSS M., MAINGUY M., MAUGUY V. (1947) - Présence de Muschelkalk fossilifère en bordure des Cévennes près de Lassalle (Gard). *C.R. Acad. Sc.*, t.CCXXIV, pp. 1292-1293.

DUMASE E. (1875-1877) - Statistiques géologiques, métallurgiques et minéralogiques du département du Gard. Bertrand, Paris, 284 p.

FOGLIERINI F. (1958) - Le gisement des Malines. *Ann. Mines*, Paris, n° 260, 59 p.

GOGUEL J. (1936) - Le Bord Cévenol. *C.R. Acad. Sc.*, pp. 1079-1081.

GOTTIS M. (1957) - Contribution à la connaissance géologique du Bas-Languedoc. Thèse Montpellier, 344 p.

GOTTIS M. (1962) - Architecture tertiaire en Bas-Languedoc. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, (hors série), II, pp. 383-395.

GOTTIS M., TINTANT M. (1947) - Le Jurassique supérieur en Bas-Languedoc. *Rev. Inst. Fr. Pétr.*, n° 3, pp. 76-82.

JEANJEAN A. (1882) - Etudes sur les terrains jurassiques des basses Cévennes, *Mém. Acad., Nîmes*, 7^e série, tome V, 287 p.

LEENHARDT R. (1972) - Le gîte plombozincifère de la Croix des Pallières. *Bull. BRGM*, 2^eme série, sect. II, fasc. 3, 1 p.

LE HEGARAT G. (1973) - Le Berriasien du Sud-Est de la France. *Thèse*. Lyon.

LE STRAT P. (1976) - Le contexte géologique des minéralisations du Jurassique supérieur dans la basse Vallée du Rieutord, entre Sumène et Ganges (zone sous-cévenole). *Thèse 3^eme cycle*. Nantes.

MARTIN C. (1963) - Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique du Trias dans la région des Causses et des bordures cévenoles. D.E.S. Montpellier.

MATTEI J., ELMIS., MOUTERDE R., TINTANT M., GABILLY J. (1967) - Le Domérien dans quelques régions du Centre et du Sud de la France. Colloque du Jurassique. *Mém. BRGM Fr.* n° 75, pp. 567-580.

MATTAUER M., PROUST F. (1963) - Sur la tectonique de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire en Languedoc. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, Vol. 5 fasc. 1, pp. 5-11.

MACQUAR J.C. (1968) - Contribution à l'étude géologique et métallogénique de la bordure méridionale des Cévennes. Le Trias de la région des Malines (30). Relation entre les minéralisations Pb-Zn, la lithologie et la structure. Thèse 3^eme cycle. Paris.

ORGEVAL J.-J. - Contribution à l'étude des minéralisations plombo-zincifères du socle carbonaté cambrien de la mine des Malines (Gard - France). Les relations de la minéralisation avec des structures paléokarstiques et l'environnement marno-dolomitique bitumiteux triasique. Thèse Montpellier.

PALOC H. (1961) - Hydrogéologie de la région viganaise. D.E.S. Montpellier.

PALOC H. (1967) - Carte hydrogéologique de la France. Région karstique Nord Montpellier. Notice explicative. *Mem. BRGM* n° 50. 230 p.

PETIT J.P., BOUSQUET J.C., MATTEI J. (1973). Glissement synsédimentaire et trancature basale de blocs hettangiens du Bord du Causse du Larzac entre Arboros et Salces (languedoc). *C.R. Acad. Sc.*, t. 277, p. 1113.

POIDEVIN J.-L. - Etude métallogénique de la partie orientale du massif granodioritique du Saint-Guiral-Liron et de son encaissant métamorphique (Cévennes méridionales). Thèse 3ème cycle, Montpellier.

RICATEAU R. (1959) - Contribution à l'étude géologique du massif du Coutach et de la région de Pompignan. D.E.S. Montpellier.

ROMAN F. (1897) - Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le Bas-Languedoc. Thèse *Ann. Univ. Lyon*, t. XXXIV, 366 p.

ROMAN F. (1903) - Contribution à l'étude des bassins lacustres de l'Eocène et de l'Oligocène du Languedoc. *Bull. Soc. géol. Fr.* (4) t. III, pp. 546-616.

SEGURET M., PROUST F. (1965) - L'évolution tectonique post-hercynienne de la bordure mésozoïque des Cévennes méridionales entre Alès et Ganges. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), VII, n° 1, 85 p.

STCHEPINSKY V. (1937) - Le Lias de Durfort (Gard). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. VII, pp. 596-614.

TEISSIER DU CROS (1956) - Résidus d'érosion crétacique et tertiaire dans la région de Saint-Hippolyte-du-Fort (Gard). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, N° 13, pp. 235-237.

THIERY P. (1919) - Nouvelles observations sur le système d'accidents géologiques appelé Faille des Cévennes. *C.R. Acad. Sc.*, t. CLXVIII, pp. 902-904.

TINTANT H., MAINGUY M. et GOTTIS M. (1946) - Lacunes dans le Callovien et l'Oxfordien au Sud des Cévennes. *C.R. Acad. Sc.* t. 223, pp. 814-815.

TINTANT H., GOTTIS M. (1947) - Les variations de faciès du Callovien et de l'Oxfordien entre les Cévennes et la Méditerranée. *C.R. Acad. Sc.* vol. 224, 1293 p.

TORCAPEL A. (1875) - Note sur la géologie de la Lunel au Vigan. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. IV, pp. 15-27.

VERRAES G. (1983) - Etude monographique du district minier des Malines et des environs (Province sous cévenole, France). Thèse Montpellier.

ROMAN F. (1897) - Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le Bas-Languedoc. Thèse *Ann.Univ. Lyon*, t. XXXIV, 366 p.

ROMAN F. (1903) - Contribution à l'étude des bassins lacustres de l'Eocène et de l'Oligocène du Languedoc. *Bull. Soc. géol. Fr.* (4) t.III, pp. 546-616.

SEGURET M., PROUST F. (1965) - L'évolution tectonique post-hercynienne de la bordure mésozoïque des Cévennes méridionales entre Alès et Ganges. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), VII, n° 1, p. 85.

STCHEPINSKY V. (1937) - Le Lias de Durfort (Gard). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. VII, pp.596-614.

TEISSIER DU CROS (1956) - Résidus d'érosion crétacique et tertiaire dans la région de Saint-Hippolyte-du-Fort (Gard). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, N° 13, pp. 235-237.

THIERY P. (1919) - Nouvelles observations sur le système d'accidents géologiques appelé Faille des Cévennes. *C.R. Acad. Sc.*, t. CLXVIII pp. 902-904.

TINTANT H., MAINGUY M. et GOTTIS M. (1946) - Lacunes dans le Callovien et l'Oxfordien au Sud des Cévennes. *C.R. Acad. Sc.* t. 223, pp. 814-815.

TINTANT H. GOTTIS M. (1947) - Les variations de faciès du Callovien et de l'Oxfordien entre les Cévennes et la Méditerranée. *C.R. Acad. Sc.* vol. 224, pp. 1293.

TORCAPEL A. (1875) - Note sur la géologie de la Lunel au Vigan. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. IV, pp. 15-27.

VERRAES G. (1983) - Etude monographique du district minier des Malines et des environs (Province sous cévenole, France). Thèse Montpellier.

YIN T.H. (1931) - Etude de la faune du Tithonique coralligène du Gard et de l'Hérault. *Trav. Géol. Lyon*, fasc. XVII, mém. XIV, 197 p. et 18 pl.

ZISERMAN A. (1964) - Etude géologique et métallonégique de la région Alzon-Le Vigan (Gard). Thèse d'Université Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

La notice a été rédigée par B. ALABOUVETTE, Ingénieur géologue au BRGM avec la collaboration de :

- F. ARTHAUD, Professeur à l'U.S.T.L. Montpellier pour le domaine hercynien.
- Y. BODEUR, Assistant au laboratoire de Géologie Historique de l'Université de Nantes pour les terrains des Malines.
- M. AUBAGUE, Ingénieur au BRGM pour la gîtologie.
- H. PALOC, Ingénieur géologue au BRGM pour l'hydrologie.
- J.-P. BARTHES, Assistant Ingénieur INRA/Montpellier, pour le texte se rapportant aux sols et à la végétation.

L'appui paléontologique a été fourni par :

- J. MAME de l'U.S.T.L. Montpellier.
- R. BUSNARDO (Université C. Bernard - Lyon).
- D. CONTINI (Faculté des Sciences de Besançon).
- F. ATROPS (CNRS. Lyon)
- D. FAUCONNIER (Laboratoire de palynologie BRGM Orléans)
- G. FARJANEL (Laboratoire de palynologie BRGM Orléans)
- J.-J. CHATEAUNEUF (Laboratoire de palynologie BRGM Orléans)
- Y. LENINDRE (Laboratoire de sédimentologie BRGM Orléans).