



ALBI

La carte géologique à 1/50 000
ALBI est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : MONTAUBAN (N° 218)
à l'est : ALBI (N° 219)

Caussade	Najac	Naucelle
Nègrepelisse	ALBI	Carmaux
Villemur- s-Tarn	Galliac	Réalmont

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

ALBI

par

P. COLLOMB, H. GRAS, M. DURAND-DELGA
B. DELSAHUT, R. CUBAYNES, P. MOULINE, J.P. PARIS



BRGM

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
ALBI À 1/50 000**

par

**P. COLLOMB, H. GRAS, M. DURAND-DELGA,
B. DELSAHUT, R. CUBAYNES, P. MOULINE, J.P. PARIS**

1989

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

— *pour la carte* : PARIS J.P., MOULINE M., DELSAHUT B., DURAND-DELGAM., OLIVIER P., COLLOMB P., GRASH., ROCHE J. (1989) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Albi (932) — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par COLLOMB P., GRASH., DURAND-DELGAM., DELSAHUT B., CUBAYNES R., MOULINE P., PARIS J.P. (1989), 56 p.

— *pour la notice* : COLLOMB P., GRASH., DURAND-DELGAM., DELSAHUT B., CUBAYNES R., MOULINE P., PARIS J.P. (1989) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Albi (932) — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 56 p. Carte géologique par PARIS J.P., MOULINE M., DELSAHUT B., DURAND-DELGAM., OLIVIER P., COLLOMB P., GRASH., ROCHE J. (1989).

© BRGM 1989. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer, ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN 2-7159-1932-8

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	5
<i>GÉOMORPHOLOGIE</i>	6
<i>HISTOIRE DES RECHERCHES GÉOLOGIQUES</i>	7
<i>PRINCIPAUX CENTRES D'INTÉRÊT DE LA CARTE</i>	9
HISTOIRE GÉOLOGIQUE	10
DESCRIPTION DES TERRAINS	16
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES</i>	16
<i>FILONS QUARTZEUX POST-HERCINIENS</i>	20
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES</i>	20
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	36
<i>GÉOLOGIE STRUCTURALE</i>	36
<i>MAGMATISME ET MÉTAMORPHISME</i>	39
OCCUPATION DU SOL	41
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	43
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	43
<i>EXPLOITATION HOUILLÈRE DU BASSIN DE CARMAUX</i>	44
<i>MATÉRIAUX DE CARRIÈRE</i>	47
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRALISÉS</i>	48
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	50
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	50
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	50
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	55
AUTEURS DE LA NOTICE	55

INTRODUCTION

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE

Placés aux confins orientaux du bassin d'Aquitaine et septentrionaux du Haut-Languedoc, le territoire couvert par la feuille Albi se partage en trois ensembles géologiques distincts, ayant entre eux, selon les lieux des rapports simples ou complexes, aux distributions géographiques très inégales quant à leur superficie. La majeure partie de la carte est occupée par une masse de terrains sédimentaires d'origine continentale et d'âge tertiaire. Au Nord et au Nord-Est, cette masse se superpose à des terrains primaires et plus anciens, avec lesquels elle a des rapports de couverture à socle, tandis qu'au Nord-Ouest, elle est légèrement chevauchée par une unité particulière, au Sud des causses jurassiques du Quercy, l'anticlinal de la Grésigne, montrant des termes allant du Permien jusqu'à la base du Jurassique supérieur.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Il n'est point de géologue visitant pour la première fois le Castrais et l'Albigeois qui n'y déplore, avec déconvenue, les très inégales chances d'étudier correctement les couches formant les diverses formations affleurant plus ou moins bien dans ce pays. En effet, la répartition des affleurements de qualité y est fort variable et dépend d'un certain nombre de facteurs indépendants les uns des autres, dont la conjonction ou l'absence de concomitance nous est favorable ou défavorable, selon un mode relativement aléatoire. Le degré d'altérabilité des roches joue, bien sûr, un grand rôle dans les conditions de récolte des informations, mais les facteurs hydrogéologiques ont aussi leur importance. L'absence de rétention d'eau dans une roche entraîne une indigence de végétation, toujours exceptionnelle dans un pays où une partie de l'année le climat est sous la dominance océanique. Les facteurs topographiques aussi jouent un grand rôle, de même que les caprices des réseaux hydrographiques qui entaillent la plupart des formations.

L'ensemble métamorphique, qui constitue le substratum des formations précédentes, n'est visible que dans la vallée du Cérou et les ravins affluents, essentiellement ceux qui viennent du Nord. Les conditions d'affleurement sont généralement mauvaises, les roches étant très altérées. Pratiquement, seules les tranchées de routes et de chemin de fer permettent des observations de bonne qualité, malheureusement fragmentaires, mais suffisantes pour établir la succession lithostratigraphique de ces terrains et se faire une idée de leur structure.

Les rares formations primaires représentées n'affleurent que dans la vallée du Cérou.

Des bancs grésos-schisteux à passées conglomératiques appartenant au Houiller (Stéphanien inférieur et moyen) sont visibles en deux points, sur la rive droite de la rivière, au voisinage des installations industrielles de Carmaux. La petite exploitation à ciel ouvert de la Babinière, a mis provisoire-

ment à nu, sur près de 200 mètres, deux couches de charbon (12 m et 2 m d'ouverture) que recouvraient les argiles à gravier du Tertiaire en faible épaisseur.

Les formations permienes (Autunien) grésos-conglomératiques à la base, grésos-pélitiques au-dessus, sont largement observables le long de la vallée du Cérrou, à l'Ouest de Carmaux, notamment dans les talus de la route et de l'ancienne voie ferrée.

Pour les formations mésozoïques, la lithologie variée et l'inclinaison générale des couches permettent une cartographie assez facile : les barres gréseuses (Trias supérieur) et calcaires (Sinémurien, Domérien supérieur, Dogger) se dégagent bien des dépressions de l'Hettangien dolomitique, et surtout du Domérien et du Toarcien marneux. Le cœur permien de la Grésigne est par contre difficile à observer, du fait de l'importance du couvert végétal, de la forêt en particulier.

Pour le Tertiaire, seules les zones où se multiplient les bancs calcaires offrent les possibilités d'excellentes observations. Celles-ci sont moins bonnes au niveau des argiles à graviers, au Nord de la carte, et des formations molassiques du Sud-Ouest.

GÉOMORPHOLOGIE

La région est drainée par trois rivières :

- la *Tarn*, au Sud, qui après avoir longtemps roulé au fond de gorges profondes, entre la plaine de l'Albigeois où il coule entre des berges terreuses et caillouteuses, serpentant dans la vallée large de 6 à 7 km encadrée de petits causses et de collines molassiques ;
- la *Vère*, plus au Nord dont le cours se déroule entre les collines de Castelnau-de-Montmirail et le dôme de la Grésigne ;
- le *Cérrou*, venu de l'Aveyron, qui baigne Carmaux et Monestiés et passe au bas de cette butte témoin, en forme de cône, couronnée par la citée de Cordes.

Ce réseau hydrographique présente les caractères banals des modes d'érosion et de modelage fluviaux typiques de nos régions où le rôle de la tectonique n'est point absent du tracé de ces divers cours d'eau, et est parfois important dans le détail de leur parcours.

Hors de ces vallées, mises en place, sans doute, à l'aplomb d'accidents profonds, les grands traits géomorphologiques de cet Albigeois sont commandés par la dureté différentielle et le degré d'altérabilité des roches composant les couches monoclinales pour les terrains tertiaires, architecturées d'une manière plus complexe pour les autres et qui, pour les uns comme les autres, arment les reliefs. La forme de ces derniers va varier en fonction de la multiplicité des couches et des faciès.

Pour les terrains tertiaires, les bancs de calcaires au milieu des divers faciès molassiques jouent le rôle de roches dures et leur résistance plus grande a donné au pays ses reliefs tabulaires. Celui structuré par le puissant

niveau de calcaire de Cordes ou celui de Montmiral en sont de beaux exemples. Ces reliefs tabulaires constituent les traits marquant du paysage oriental des causses de l'Albigeois. Aussi y sont développées des cuestas bien marquées. Cependant les molasses interstratifiées entre les calcaires occupent une place considérable dans ces causses de l'Albigeois. Dégagées par les jeux de l'érosion, elles s'altèrent au contact des agents météoriques actuels en donnant des « bad lands » lorsque le pourcentage de carbonates qu'elles contiennent dépasse celui des autres éléments. Ces molasses deviennent de plus en plus puissantes en se dirigeant vers l'Ouest et les reliefs structuraux disparaissent alors par des transitions souvent insensibles. Viennent ensuite, des formes molles faites de croupes douces et de vallonnements.

Pour les terrains anté-tertiaires, deux zones sont à considérer : celle du dôme de la Grésigne et celle du « ségala » du Carmausin, à peine représentée ici.

Le dôme de la Grésigne, avec son cœur permien s'évidant, est ceinturé par une série de reliefs dont les dispositions de détail sont commandées par les jeux de failles qui jouent aussi un grand rôle dans le tracé des petits cours d'eau locaux. La surrection de ce dôme, d'une certaine manière indépendante du basculement des couches tertiaires plus méridionales, fait que cette unité s'est depuis longtemps élevée au-dessus du niveau de base local, permettant ainsi la mise en place de nombreux karsts dans les calcaires mésozoïques.

Le ségala du Carmausin a eu une évolution géomorphologique infiniment plus complexe. Ce que nous en voyons aujourd'hui n'en est que le stade ultime. Les forces géodynamiques externes quaternaires ne font que retoucher faiblement des paléotopographies déjà bien différenciées en creux et bosses au Tertiaire et qui furent ennoyées par les sédiments déposés à cette époque. A l'Oligocène, lorsque cela se produisit, nous avions déjà de vieilles topographies dépourvues des altérites qui ont jadis existé et qui sont connues, fossilisées sous les sédiments tertiaires sur les territoires cartographiés plus au Sud (cartes Réalmont, Revel et Castres).

HISTOIRE DES RECHERCHES GÉOLOGIQUES

Il convient de diviser l'histoire des recherches géologiques sur le territoire de la carte d'Albi en cinq périodes.

La première voit réaliser la cartographie, liée à l'établissement du canevas stratigraphique général de la France, de 1840 à 1848, avec P. Dufrenoy et E. Elie de Beaumont (1841), et, plus localement, avec M. de Boucheporn (1848).

La deuxième période est celle des collectes systématiques des faunes malacologiques et mammalogiques de 1848 à 1874. T. Noulet recueillit, dans les calcaires de Cordes, de nombreux gastéropodes. Il en découvrira même dans des formations peu favorables à de telles trouvailles : dans les faciès bréchiques issus du dôme de la Grésigne, ce sera le fameux gisement

de la gare de Vindrac, visité quelques décennies plus tard par G. Vasseur et qui fournit quelques *Ischurostoma formosum* var. *minutum*.

Pendant cette période, les premières datations sont avancées pour les calcaires à *Brotia albigensis* (*Melania albigensis*) et pour les calcaires de Cordes. Ces derniers seront l'objet de nombreuses publications de R. Tournouer (1868), H. Magnan (1869) G. Bleicher (1870).

La troisième période voit les révisions faunistiques et les levés cartographiques systématiques à 1/80 000 de 1874 à 1905 (Thévenin, Fournier, et pour le Tertiaire, Vasseur et son école). La paléontologie évolutive, qui prend en France son essor, stimule une nouvelle exploitation systématique des principaux gisements français connus. Ceux du Tarn, considérés comme riches, recevront les visites de plus en plus fréquentes des chercheurs. H. Filhol (1876), dans les environs d'Arthès, recueillera des restes de *Palaeotherium magnum*, de *Plagiolophus annectens*, *mutorveni*, d'*Anoplotherium commune*, de *Xiphodon gracile*, de *Cynodictis parisiensis*. A. Caraven-Cachin (1878) récolte dans les environs de la Lavayrie-Cardalou une prémolaire de *Palaeotherium magnum* et un astragale d'*Anoplotherium latipes*. Le même géologue (1898), lors du creusement d'un puits à Cestayrols, recueillera, dans les couches ligniteuses intercalées dans les calcaires de Cordes (*s.l.*) des restes de crocodiles, de tortues, de mammifères, en particulier des débris mandibulaires et dentaires d'*Anthracotheium magnum*. Plus tard cette macrofaune sera complétée par un *Aceratherium albigense* ramassé par un cultivateur des environs d'Itzac et que G. Astre (1964) déterminera.

Les terrains cristallophylliens qui affleurent sur le territoire de la carte n'ont jamais fait l'objet de recherches géologiques poussées. Les premières cartes se contentent de mentionner leur existence, sans essayer d'y faire des distinctions pétrographiques, dans la vallée du Cérrou. Quelques faciès particuliers sont cependant signalés, près de Monestiés, dans les ouvrages de J. Bergeron (1889, p. 19-20) : micaschistes à zoïsite et gneiss à grenat, d'A. Thevenin (1903, p. 10 362) : « schistes » à grenat et tourmaline. La première édition de la feuille à 1/80 000 Albi (Bergeron et Dereims, 1904) considère ces roches comme du Postdamien métamorphisé « sous l'action de filons de quartz très développés... ».

Mais, dès la fin de cette période (1874-1905), tous les éléments de discussion stratigraphique sont connus. Les datations des formations sont en gros arrêtées. Elles sont nuancées par les divers auteurs, plus en fonction de corps de doctrine établi sur des arguments extrarégionaux que par des apports de documents nouveaux. Les diverses appellations stratigraphiques données aux formations varient plus au gré des modes remaniant les échelles stratigraphiques qu'à des rectifications des travaux faits précédemment. M. Richard (1946) réévoquera tous ces fossiles dans son excellent ouvrage de synthèse « Les gisements de Mammifères tertiaires d'Aquitaine ».

Une quatrième période, de relatif abandon des études portant sur les séries molassiques, voit cependant la réalisation des contours des deuxièmes éditions des cartes géologiques à 1/80 000, en particulier dans le Sud du Quercy (feuilles Cahors et Montauban), principalement B. Gèze, qui réalise

en outre d'importantes recherches sur l'hydrogéologie et la paléogéomorphologie tertiaire du Quercy. F. Ellenberger (1937, 1938), livre une excellente monographie du massif de la Grésigne et décrit la « faille de Mazamet » au front nord de la Montagne noire. A. Cavaillé et M. Durand-Delga contribuent à préciser stratigraphie et contours géologiques de la Grésigne. La deuxième édition (Durand et Thorat, 1939) apporte quelques précisions, figurant, au sein de « micaschistes », des bancs de « leptynite » et une lentille d'amphibolite (2 km Nord-Ouest de Monestiés). Ces subdivisions n'apparaissent pas sur la carte à 1/320 000 jointe au mémoire de M. Roques (1941), mais cet auteur fait une distinction zonéographique entre les affleurements situés à l'Ouest (« micaschistes inférieurs ») et à l'Est (« micaschistes supérieurs ») du bassin de Carmaux.

Vient enfin la *période moderne*. Après une interruption de 20 ans, la région connaît une nouvelle phase de recherche, M.P. Mouline entreprend et réalise une étude sédimentologique dynamique du Tertiaire de l'Albigeois, qu'il cartographie dans un esprit nouveau. Le Rouergue (P. Collomb) et l'Albigeois schisteux font l'objet d'investigations, souvent à but métallogénique. En ce qui concerne le Carbonifère, H. Gras (1972-1973) précise les limites du bassin houiller de Carmaux-Albi et en étudie la zone des affleurements pour rechercher des sites propices aux exploitations à ciel ouvert. Enfin, P. Collomb (1970) indique, pour la première fois la présence d'ortho-gneiss acides dans la région de Carmaux, mais en exagérant considérablement l'importance de ces formations. L'étude géologique du Quercy méridional et de la Grésigne est systématiquement reprise, sous la direction de M. Durand-Delga, avec des méthodes modernes : Permo-Carbonifère (Delsahut, 1981) ; Trias gréseux (Grignac, 1983) ; Lias (Cubaynes) ; Dogger (Fabre, 1971), complétant ici les résultats généraux de Delfaud ; Tertiaire des bassins égrenés le long de la faille de Villefranche (Muratet, 1983) ; conglomérats de la Grésigne (El Chellai, 1982 et travaux récents de Viillard, Muratet, Dauch). Toutes ces recherches ont un important support paléontologique : palynologie (Boutet) ; micromammifères (Baudelot et École de Montpellier) ; charophytes (Feist-Castel) ; ammonites (Faure)...

PRINCIPAUX CENTRES D'INTÉRÊT DE LA CARTE

Dans le Nord-Est de la feuille, les cours d'eau ont entaillé la couverture sédimentaire et fait apparaître son socle métamorphique, prolongement méridional des terrains cristallins de Rouergue. Malgré la surface réduite qu'il occupe sur la carte, ce socle mérite attention, du fait des particularités remarquables qu'il présente.

On peut y déceler l'existence d'une surface de chevauchement synmétamorphe hercynienne jalonnée par les leptynites résultant d'un puissant laminage suivi de recristallisation. Ce chevauchement serait responsable du gradient inverse de métamorphisme, celui-ci croissant apparemment du bas vers le haut de l'édifice cristallophyllien. Signalons, à la base de la série chevauchante, l'existence d'un bon exemple de métagranite, dérivant sans doute d'une intrusion laccolitique, dont les leptynites représentent le terme ultime de la déformation.

L'unité allochtone, elle-même, est de nature essentiellement volcano-sédimentaire (série de type leptyno-amphibolique). Elle se prolonge vers le Sud, sous la couverture sédimentaire, où elle est connue par divers sondages et travaux miniers des Houillères du Bassin Centre-Midi : un petit affleurement à Albi (dans le lit du Tarn) et d'autres affleurements à Réalmont (sur la feuille voisine) ; son caractère basique (amphibolites) s'y affirme et sa puissance semble s'accroître considérablement, se traduisant par une forte anomalie gravimétrique positive.

Sous la couverture tertiaire, le Houiller du bassin de Carmaux—Albi est un exemple assez remarquable de gouttière sédimentaire d'allongement N-S, établie sur une zone de cisaillement tectonique synsédimentaire : ces formations, d'âge stéphanien relativement ancien, ne sont presque pas visibles en surface (vallée du Cérrou).

Dans l'angle nord-ouest de la feuille, le massif de la Grésigne représente un exemple d'un important anticlinal, isolé loin de tout orogène. Son jeu a entraîné l'érosion de la partie haute du pli ; le talus conglomératique qui en a résulté a été tardivement chevauché par le Permien et le Mésozoïque, en direction du Sud. Un modèle a été proposé expliquant la formation du pli de la Grésigne par un coulissement en force, vers le Sud, d'un bloc crustal quercynois entre deux grands linéaments convergents : la faille N10° E de Villefranche, du côté oriental ; un « accident ouest-quercynois » exprimé dans le réseau de la Vère N130° E, du côté occidental. Ces phénomènes autrefois datés de l'Éocène supérieur se sont poursuivis jusqu'à l'Oligocène.

Mentionnons enfin que le Lias moyen et supérieur de la Grésigne est, par son développement et la richesse de ses faunes, l'un des plus beaux sites français permettant d'illustrer cette période.

Dans ce que G. Vasseur appelait, en utilisant une expression impropre pourtant en usage jusqu'en 1950, le « Golfe de l'Albigeois », les terrains tertiaires ici sédimentés sont dépourvus de la moindre trace marine. Ils présentent néanmoins un profond intérêt, d'une part pour la richesse de leurs figures et structures sédimentaires, la variété des formes et des formations dues à des diagenèses précoces, des paléooltérations et paléopédogenèses qui s'élaborent fréquemment dans les séries continentales, souvent ignorées des observateurs jusqu'à ces dernières années. Ils présentent d'autre part de bons exemples de venues et de dépôts de produits carbonatés et détritiques, ce qui permet d'illustrer les modalités, parfois d'aspect paradoxal, de la théorie de la biorhexistase d'Erhart.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Histoire anté-permienne

L'histoire géologique de la région couverte par la carte commence certainement par le dépôt des terrains actuellement métamorphiques visibles dans l'angle nord-est de la feuille. Malheureusement, si l'on sait qu'ils sont antérieurs aux formations carbonifères datées du bassin de Carmaux,

aucune espèce de datation ne permet pour l'instant de préciser leur âge et seules des comparaisons, toujours sujettes à cautions, avec des régions voisines suggèrent quelques hypothèses. Ainsi, les porphyroïdes qui affleurent ici à la base de l'édifice, pourraient être assimilées à ceux de Réquista (35 km à l'Est) et représenteraient un épisode volcanique acide datant du début du Cambrien (vers 550 Ma ?). Cet épisode est suivi d'une sédimentation essentiellement détritique, qui serait alors cambro-ordovicienne. D'autre part, la formation volcano-détritique, constituant la partie la plus élevée observable ici de l'ensemble métamorphique, traduit une nouvelle période volcanique, où sont associés des matériaux acides et basiques ; il est tentant, sous toutes réserves, de l'assimiler aux autres séries leptyno-amphiboliques analogues, connues ailleurs dans le Massif central, pour lesquelles un âge ordovicien ou cambrien terminal (500 à 470 Ma) a été proposé. En résumé, donc, le dépôt des séries actuellement métamorphiques daterait en gros du Paléozoïque inférieur ; on y relève deux épisodes volcaniques. Il faut cependant ajouter que la succession observée paraît interrompue à la base des leptynites, la partie supérieure étant probablement allochtone par rapport à la partie inférieure.

Déformations et métamorphisme (sans doute polyphasé) prennent place, bien sûr, après le dépôt de ces séries et avant celui du Stéphanien du bassin de Carmaux. Mais là encore, il est impossible de préciser davantage, sauf à s'appuyer sur des corrélations, souvent insuffisamment étayées et trop lointaines. Tout au plus, peut-on avancer que ces événements appartiennent en totalité à l'orogénèse hercynienne (et non, en partie, à l'orogénèse calédonienne). L'épisode magmatique à l'origine des métagranites se placerait aussi durant cette période, sans doute peu avant le charriage allégué de la série leptyno-amphibolique (peut être entre 375 Ma et 340 Ma, environ).

Trois phases tectoniques hercyniennes tardives ont concouru à la localisation, à la mise en place et aux déformations finales du bassin houiller Carmaux—Albi :

- *tectonique anté-stéphanienne*. Probablement liée aux jeux du grand Sillon Houiller et des accidents majeurs d'orientation N-S qui le prolongent et l'accompagnent (dont la faille de Villefranche), elle s'est traduite, semble-t-il, par des dislocations NW-SE (N140°) qui aboutirent à l'effondrement d'un tronçon de dépression ouverte, inscrite dans le relief du massif ancien affleurant. Les compartiments effondrés, séparés par le horst de Lentin, devinrent dépression réceptrice où s'établit le système lacustre carbonifère ;
- *tectonique stéphanienne*. Les dislocations majeures préexistantes continuèrent de jouer, permettant la subsidence différenciée qui régla la mise en place des dépôts houillers. Des effets secondaires de ces mouvements syn-sédimentaires ont été observés tant au sein de certaines couches de charbon (déformations diverses affectant le mur et non le toit) que des bancs stériles (diaclasses comblées par le matériau déposé au-dessus) ;
- *tectonique post-stéphanienne*. Les dernières déformations se traduisent essentiellement par un réseau dense de dislocations NW-SE (N140°) à rejet direct, généralement à pied sud, affectant le socle, qui compartimentent le gisement. Les miroirs de ces failles présentent souvent des stries obliques ou subhorizontales, témoins de mouvements de translation. Des accidents

secondaires, la plupart parallèles ou sensiblement perpendiculaires aux premiers, accompagnent ceux-ci. Les « boutonnières » y sont fréquentes. Leurs rejets, de faible amplitude sont directs, exceptionnellement inverses.

Enfin, notamment au sein des couches de charbon qui constituent des niveaux assez friables, on observe par endroit la présence de failles plates qui provoquent des laminages locaux et limités.

L'érosion post-stéphanienne a raboté le terrain houiller, réduisant, sans doute de façon sensible, son extension horizontale et verticale, ne laissant subsister que la partie inférieure du faisceau dans la partie sud du bassin.

Époque permienne

Si les dépôts stéphanien s'organisaient dans d'étroits bassins d'étendue modeste, établis dans des compartiments tectoniques limités par des accidents essentiellement méridiens (Carmaux avec, plus au Sud, Réalmont, et plus au Nord Laguépie—Najac), on constate qu'à l'Autunien le panorama a complètement changé. Une certaine influence « marine », comme dans la région de Lodève, correspond à un aplanissement généralisé. L'uniformité de l'organisation lithologique, la régularité de certains niveaux-repères, permettent de penser à un unique grand bassin, à subsidence modérée, ayant largement débordé hors des gouttières carbonifères, ce qui entraîne une « discordance » entre les deux ensembles. Ce bassin autunien de Quercy—Grésigne—Albigeois (traversé en sondage près de Lavaur) pouvait se relier à celui qui occupait, plus à l'Est, la zone des Grands Causses de l'Aveyron. La sédimentation, d'abord conglomératique (100-200 m), de type fluvio-torrentiel, évolue par saccades vers des dépôts fins, caractéristiques d'une plaine inondée par des eaux claires de rivières à méandres divaguants (Autunien inférieur gris, oxygéné) puis plus sèche (Autunien gris et rouge), enfin de tendance fluvatile (Autunien rouge).

La séparation entre Autunien rouge — connu à Najac — et « Saxonien » également rouge, est-elle réelle ou formelle ? En admettant qu'il ne s'agit pas du même cycle et au vu du sondage de la Grésigne, on conclura à un décapage du premier avant le dépôt du second, et donc à une véritable discordance.

Les dépôts « saxoniens » paraissent remplir une large gouttière N-S, avec accumulation de 3 km de grès et pélites rouges, au niveau de la Grésigne. Il est vraisemblable que ce bassin était limité à l'Est par le réseau de failles de Villefranche et à l'opposé par celui de l'accident ouest-quercynois : ces deux zones de fracture étaient donc actives à cette époque.

Le climat au « Saxonien », dans le Sud de l'Europe, montrerait — selon les idées actuelles — des alternances de longues saisons sèches et de courtes périodes à forte pluviosité. Ce milieu semi-aride deviendrait plus sec et probablement désertique, sans végétation, à la partie terminale du Permien rouge, ce qui pourrait expliquer la présence de gypses à son extrême sommet. Quant au matériel détritique, la finesse générale de sa granulométrie montre son origine relativement lointaine, sauf exception comme dans le

cas de la « Formation du Sauze ». Il doit correspondre au remaniement des sols rouges épais, établis sur une topographie adoucie de roches cristallines ou métamorphiques, sous un climat à tendance subtropicale, l'équateur permien se situant, selon R. Van de Voo et J.D.A. Zijdeveld (1969), à quelques centaines de kilomètres au Sud de l'actuelle Grésigne.

Époque triasique

Le comblement des bassins permien de Brive—Grésigne, du « détroit de Rodez » et des Grands Causses (de Millau à Lodève), bassins que séparent des zones hautes sans sédimentation, précède la tectonique « palatine ». Celle-ci amène des basculements modérés de larges panneaux que limitaient des failles. Une érosion aplanissante considérable s'ensuit.

C'est sur cette nouvelle topographie — qui, au Sud-Ouest de l'actuel Massif central, formait un plan doucement incliné vers le Sud-Ouest —, que va s'opérer la « transgression » triasique. Les lagunes germaniques occupant les domaines bas-languedocien, pyrénéens et gascon n'ont pas dépassé au Nord la ligne Agen—Albi ; les dernières traces notables d'évaporites sur le méridien de la Grésigne s'observent sous Lavaur (par sondage). Mais un prisme détritique s'établissait concurremment plus au Nord-Est, pendant le Carnien et le Norien (?) ; on le connaît en Grésigne mais il ne semble pas dépasser vers le Nord la région de Villefranche-de-Rouergue. Des masses d'eaux divaguantes déplaçaient le matériel grossier, qui paraît provenir de l'érosion active de reliefs situés plus au Nord-Est. Le climat était probablement aride, permettant, dans les calmes séparant les crues, une évolution pédogénétique avec horizons carbonatés et formation de concrétions silico-carbonatées, emprisonnant des cristaux d'anhydrite. Ceci permet d'évoquer les paysages des actuels chotts du Sud tunisien.

Époque « infraliasique »

Une brutale reprise d'érosion dans les régions d'où provient le matériel détritique (paléo-Massif central) amène l'accumulation d'une tranche de conglomérats et grès grossiers quartzeux, à la fois au-dessus des grès triasiques précédents (et en apparente continuité avec eux) et dans des zones où ceux-ci ne s'étaient pas déposés, en l'espèce dans le Nord-Est du Quercy. Mais, non moins brutalement, au cours de l'Hettangien, le paysage change : une mince tranche d'eau à peine salée recouvre tout le bassin d'Aquitaine et probablement une bonne partie du « Massif central » d'où ne proviennent pratiquement plus de détritiques, sinon des argiles auxquelles se mêlaient des spores et pollens (association à *Classopollis*).

La sédimentation liasique

Le Lias correspond à l'installation des mers secondaires dans le Nord-Est de l'Aquitaine. Ses dépôts constituent une mégaséquence d'ouverture. Cette transgression marine, franche mais progressive, comporte quatre séquences successives :

— l'Hettangien correspond à une séquence de plateforme interne avec des dépôts d'ambiance évaporitique (dolomies et anhydrites), évoluant vers des faciès bréchiques et vacuolaires (« cargneules ») ;

- l'ensemble Sinémurien–Lotharingien constitue une deuxième séquence de plateforme interne, essentiellement calcaire. Elle se termine par un grainstone oolithique à rares algues dasycladacées, interrompu par un hard ground de valeur régionale : des faciès infralittoraux à oolithes alternent avec des faciès médiolittoraux à stromatolithes («calcaires à microrythmes»);
- l'ensemble Carixien–Domérien (Lias moyen) est la première séquence marine de plateforme externe avec une succession de type klupfélien à «énergie» – c'est-à-dire agitation des eaux – croissante vers le haut. Les marnes et calcaires bioclastiques du Lias moyen représentent des faciès circumlittoraux de type «bassin». Cette séquence est bien définie entre deux grandes discontinuités régionales (hard grounds) : la première d'âge lotharingien supérieur, l'autre d'âge toarcien inférieur au sommet de la «barre à pectens»;
- le Toarcien correspond à une classique séquence klupfélienne : aux faciès circumlittoraux (marnes grises et noires) succèdent les faciès beaucoup plus littoraux de l'«assise à gryphées». Cette séquence se poursuit pendant l'Aalénien, qui – conventionnellement – forme la base du Jurassique moyen. Les dépôts carbonatés de plateforme interne du Bajocien et du Bathonien ne sont pas représentés sur le territoire de la feuille Albi. Les érosions anté-oligocènes y ont en effet déblayé la totalité des dépôts du Dogger et du Malm. Nous ignorons si les mers de cette époque ont envahi sérieusement le domaine situé à l'Est de la faille de Villefranche-de-Rouergue : au-delà de cet accident, les dépôts du Paléogène continental surmontent en effet directement soit le Paléozoïque, soit le Permien, soit le Trias, soit la base du Lias dolomitique (affleurement des Cabannes près de Cordes, sondages de Lavaur et de Buzet-sur-Tarn). En tout état de cause, la mer s'est retirée vers l'Ouest, au cours du Tithonique (Malm terminal).

Époque tertiaire

Une centaine de millions d'années sépare la mise en place des derniers dépôts sédimentaires mésozoïques et celle des premiers sédiments tertiaires stockés en Castrais et en Albigeois. Il y a toujours un aspect conjoncturel dans la genèse, puis le transport, enfin dans la conservation des éléments divers constituant les sédiments. Toute chronique géologique d'un lieu quelconque relate cette alternance de périodes plus ou moins longues ou brèves où aucun sédiment n'est conservé, ou bien, au contraire, où s'accumule une masse énorme de matériaux divers, qui donnent sa physionomie particulière à chaque formation lithologique.

Il est sûr que les premières érosions tertiaires vont déblayer les matériaux pédogénétisés au sein des longues phases de climats chauds latéritisant qui ont précédé cette époque. De ces érosions, il ne reste que des traces discrètes : tout comme celles qui, dans la seconde moitié du Mésozoïque, vont cependant dégager un certain nombre de paléotopographies, telles celles connue des Cabannes (probablement limitée au Nord par une faille E-W anté-oligocène) dans les environs de Cordes, et celles observables au mur des stériles qui recouvrent le bassin houiller d'Albi–Carmaux.

Il faut attendre la **fin du Paléocène** (55 Ma) pour qu'en Castrais les

paléosols arrachés aux reliefs existants ne soient plus exportés hors du Languedoc. A cette époque aussi se manifestent les changements de climats qui rendent vulnérables ces paléosols et permettent cette érosion. Mais la nouveauté réside essentiellement dans la différenciation de bassins prêts à recevoir des sédiments. Ce phénomène est lié à un phénomène plus important, celui de la genèse de cette gouttière empruntée par la transgression ilerdienne, se manifestant au Sud de la Montagne noire.

Au **Lutézien** (49 Ma), les incursions marines se sont dissipées dans cette région, mais les phénomènes tectoniques, qui donnent naissance à ces creux relatifs où sont piégés les sédiments, se manifestent avec puissance au niveau de ce qui est devenu le bord septentrional de la Montagne noire, plus modestement ailleurs, en particulier sans doute au niveau de la faille de Villefranche au Nord de la région cartographiée sur la coupure Albi. En Castrais, la sédimentation est de type palustre et lacustre, à dominante calcaire et contrôlée par un climat devenant de plus en plus aride.

Au **Bartonien** (*s.l.*) (47 Ma à 40 Ma), la zone où se stockent avec abondance les sédiments recouvre presque entièrement le Castrais et l'Albigeois. Elle n'est qu'un bassin sédimentaire parmi tous ceux qui bordent au Nord les massifs paléo-pyrénéens. L'Albigeois, comme le Castrais, voit jouer les antagonismes sédimentaires qui naissent des apports venant de cette première source de matériaux et des apports venant de régions plus proches, celles du paléo-Massif central. La sédimentation est, pendant cette période, essentiellement détritique, contrôlée par un climat chaud et aride, aux périodes pluviales exceptionnelles, mais atteignant une telle importance que les paléoaltérites, les paléosols des reliefs déferlent en coulées plus ou moins boueuses vers les zones en creux. La mise en place des argiles à graviers du Carmausin et de l'Albigeois n'a pas essentiellement d'autre origine majeure. Au Sud du Quercy, restées en relief, les brèches de la Grésigne, contrôlées aussi par des mouvements tectoniques locaux, doivent leur mobilisation, puis leur épandage en glacis, aux mêmes phénomènes dynamiques. Entre deux phases pluviales, se développent des paléosols et des encroûtements carbonatés sur les sédiments ainsi mis en place.

A la **limite de l'Éocène et de l'Oligocène** (37 Ma), le paysage local changera à nouveau. Les zones à inondations semi-permanentes ont gagné l'Albigeois. De nouvelles topographies se sont différenciées à l'Est comme à l'Ouest de cette région. La sédimentation lacustre calcaire et argilo-carbonatée palustre s'instaure avec ses aléas habituels. Elle débute sur la carte Albi avec les calcaires à *Brotia albigenis* et se poursuit au Stampien moyen jusque dans les calcaires de Cordes.

L'évolution paléogéographique du bassin est marquée par des déplacements permanents des diverses unités paysagères. Ces déplacements font que telle zone (la bordure du dôme de la Grésigne, restée relativement haute par l'intervention de la tectonique) a eu de longues périodes de totales exondations ou de faible taux de sédimentation, tandis que d'autres (environ d'Albi) ont accumulé une masse sédimentaire relativement importante.

A la **fin du Stampien moyen** (vers 30 Ma) l'Albigeois, tout comme le Castrais, cesse d'être une zone où se rassemblent les sédiments.

Époque quaternaire

Une grande lacune d'informations existe après les derniers dépôts tertiaires. Elle nous mène à la limite de nos temps actuels (vers 2 Ma). Quelques traces d'altérations et de remaniements pliocènes sont conservés au Sud-Ouest de cette carte. Viennent ensuite les temps quaternaires et les érosions de type fluviatile, ou liées à des dynamiques de modelé périglaciaire. Les temps quaternaires voient peu à peu se dégager le paysage actuel, creusé à la suite de la lente et progressive montée du Massif central, des importantes vallées du Tarn, de la Vère, du Cérou, avec leurs terrasses où se raccordent vallons et thalwegs, aujourd'hui encombrés de colluvions.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

ρλ. Porphyroïdes. La formation qui paraît géométriquement à la base de l'ensemble cristallophyllien, visible sur la feuille Albi, affleure près de la limite nord de la feuille. Il s'agit de roches de type porphyroïde, (Collomb, 1970) qui se développent sur le territoire de la feuille Najac. De teinte claire (blanchâtre ou rosée), elles montrent une foliation assez régulière soulignée par le mica blanc, et des yeux demi-centimétriques de feldspath et de quartz souvent bleuté.

Au microscope, les yeux feldspathiques se présentent comme des individus de microline un peu perthitique et d'albite, tordus et brisés, étirés en amandes couchées dans le feuilletage. Ceux de quartz, également étirés et aplatis dans la foliation, sont d'anciens monocristaux où l'on reconnaît parfois encore des formes « corrodées ». La mésostase, à grain fin, contient essentiellement quartz, albite et mica blanc ; la biotite est rare.

D'après ces caractères, ces porphyroïdes, apparemment interstratifiés en concordance dans la série métamorphique, dériveraient d'une formation contenant du matériel volcanique acide (quartz « corrodé »), sans doute plus ou moins remanié par l'érosion au moment de son dépôt.

ξχ. Micaschistes quartzitiques. Au Sud des porphyroïdes (donc, géométriquement au-dessus, puisque le pendage général des couches semble bien être, en moyenne, vers le Sud ou le SSW), on rencontre un niveau de micaschistes mêlés de quartzites plus ou moins feldspathiques, qui évoque un ensemble schisto-gréseux métamorphique. La roche, de teinte grise plus ou moins verdâtre, plus claire dans les lits quartzitiques, est généralement rubéfiée à divers degrés à l'affleurement.

Bien que la structure planaire des micaschistes soit assez régulière macroscopiquement, le tissu rocheux est fortement microplissé, notamment dans les lits les plus phylliteux.

La composition minéralogique comprend, en proportions variables quartz, mica blanc, chlorite et biotite, cette dernière, peu abondante, paraissant de génération tardive. On peut aussi rencontrer de l'albite.

Les petits affleurements situés en bordure du Cérou et de la voie ferrée, à l'Est de l'extrémité septentrionale du bassin houiller de Carmaux, sont aussi constitués de micaschistes quartzitiques, mais dépourvus de biotite et riches en séricite.

γ^5 . **Gneiss fins.** Au sommet géométrique des micaschistes quartzitiques apparaît un niveau peu épais (quelques dizaines de mètres tout au plus), mais constant, d'une roche à grain fin, brunâtre à l'affleurement, à laquelle une foliation fine et régulière confère encore un aspect micaschisteux, mais que sa richesse en feldspath (bien visible grâce à l'altération) permet de qualifier de « gneiss fin » (cf. Collomb, 1970).

Quartz et plagioclase acide, en petits grains (de l'ordre de 0,1 mm) engrenés, dominant dans la composition minéralogique ; biotite et muscovite soulignent la foliation.

ξ^{2-1} . **Micaschistes.** Au-dessus du niveau de gneiss fins, on retrouve des micaschistes. Mais, nettement moins siliceux, que les précédents, ils ne semblent pas contenir de lits quartzitiques et leur plus grande richesse en biotite leur confère une teinte plus sombre.

λ^3 . **Leptynites.** Les formations précédentes sont surmontées par une leptynite massive, dont l'épaisseur, variable, atteint sans doute plusieurs centaines de mètres. Les mauvaises conditions d'affleurement ne permettent pas de préciser la nature du contact basal de ces leptynites, mais à l'Est (région de Trévien) elles reposent sur des micaschistes, tandis qu'à l'Ouest (au Nord de Saint-Marcel), elles paraissent en contact avec les porphyroïdes. La roche, de grain habituellement très fin sur lequel se détachent éventuellement des éléments feldspathiques millimétriques arrondis, est de teinte claire, blanche ou rosée ; la foliation, soulignée par quelques lamelles de mica, est irrégulière et ne se traduit que par un mauvais clivage, le débit tendant à être parallélépipédique, suivant un réseau de fissures plus ou moins orthogonales.

Au microscope, on constate que le quartz domine dans la composition minéralogique, en grains aplatis dans la foliation (0,3 mm en moyenne dans leur plus grande dimension), parfois associés en minces lames polycristallines. L'albite est abondante, en grains peu maclés, mêlés au quartz et de taille comparable ; elle constitue aussi quelques individus millimétriques paraissant antérieurs à la recristallisation finale du fond. Quelques grains de microcline sont mêlés au quartz et à l'albite. La bonne orientation dimensionnelle de ce tissu quartzo-feldspathique, où toutes les plages sont xénomorphes, suggère l'existence d'un épisode important de laminage dans l'histoire de la roche, mais les grains, polygonaux et de taille analogue, sont pratiquement indemmes de traces de déformation : ils résulteraient de la recristallisation ultérieure d'un tissu mylonitique, les individus millimétriques d'albite représentant des clastes conservés. La muscovite est souvent le seul mica présent, en quelques petits cristaux trapus à contours déchiquetés, bien que non déformés, associés en courts alignements conformes à la foliation : elle résulterait de la recristallisation tardive d'une phyllite primaire étirée.

Le type de leptynite qui vient d'être décrit peut subir des variations locales. En particulier, le nombre et la dimension des clastes peuvent augmenter, conférant à la roche un aspect macroscopique plus grossier. La composition minéralogique peut aussi varier un peu. Ainsi, par exemple, un échantillon prélevé sur la rive sud de la retenue de la Roucarié montre de nombreux clastes, arrondis, de 2 à 3 mm de diamètre, de microcline perthitique, d'albite et de quartz (plus rares et convertis en plages oblongues polycristallines), baignant dans une pâte quartzo-feldspathique en très fine mosaïque, (grains de l'ordre de 20 μm) ; le mica dominant est ici la biotite, faiblement chloritisée secondairement.

Dans le cas de ce dernier échantillon, il paraît raisonnable d'envisager pour la roche, une origine orthodérivée, par broyage suivi de recristallisation, à partir d'un granite très leucocrate (ou d'un microgranite ?). Ceci d'autant plus que le passage des leptynites aux métagranites sus-jacents semble se faire avec des récurrences et l'apparition locale de faciès intermédiaires. Il est tentant d'étendre cette interprétation à l'ensemble de la formation, toutefois, certains faciès locaux, très riches en quartz, ne s'y prêtent que difficilement.

$\zeta\gamma^{2-3}$. **Métagranites.** Des faciès à grain plus grossier apparaissent déjà, en lentilles, dans la formation leptynique ; mais ils se développent largement vers le haut, sur 200 à 300 m de puissance. La roche, de teinte claire, blanche ou rose, est d'aspect massif, la foliation étant irrégulièrement développée selon les affleurements. Le grain moyen est millimétrique, mais on remarque des cristaux feldspathiques, plus ou moins brisés et étirés pouvant atteindre et parfois dépasser le centimètre, ainsi que, parfois, de gros grains de quartz bleuté.

Au microscope, on constate que les grands individus feldspathiques (de taille supérieure au millimètre) sont pour la plupart du microcline perthitique, montrant des fissures cicatrisées par du quartz. Quelques-uns sont de l'albite chargée de paillettes de mica blanc. De grandes plages polycristallines de quartz, plus ou moins étirées en rubans d'épaisseur submillimétrique, paraissent représenter de grands cristaux anciens, déformés puis réorganisés. Ces grands éléments baignent dans un fond souvent peu abondant, fait d'une mosaïque de petits grains de quartz, albite fraîche peu maclée et microcline. De la muscovite, rarement accompagnée de chlorite, est présente en faible quantité ; ses clivages sont souvent chargés de granules opaques, faisant penser qu'elle a pu se développer aux dépens d'une biotite préexistante. Quelques amas phylliteux finement feutrés, évoquant des fantômes de cordiérite, et un peu d'apatite complètent la composition minéralogique.

L'ensemble des caractères observés suggère que la roche originelle, avant déformation et recristallisation, pouvait être un leucogranite en gisement laccolitique ; les leptynites pourraient représenter la base plus intensément laminée de ce même corps granitique.

ζ^{5-9} . **Gneiss à grain fin, albitique, à épidote et amphibole.** La formation la plus élevée visible de la série affleure bien le long de la route D91, entre

Saint-Marcel et Carmaux, et sur les routes secondaires et chemins qui, de là remontent vers le Nord. Il s'agit en fait d'un ensemble passablement hétérogène à l'échelle décamétrique, intensément tectonisé dans le détail. Seules les intercalations, lenticulaires, les plus puissantes d'amphibolites (δ^{11}) et de gneiss fins biotitiques (ζ_b) ont pu être cartographiées individuellement. Mais il existe de nombreuses lentilles d'épaisseur (millimétrique à plurimétrique) et d'allongement variables, les plus minces et les plus allongées apparaissant comme des lits discontinus de la roche ; il s'agit souvent de leptynites (quartz, microcline perthitique, muscovite, biotite chloritisée), plus rarement de gneiss fins, d'amphibolites ou de micaschistes, parfois même de quartzites. De plus, vers la base de la formation, on peut rencontrer quelques minces récurrences lenticulaires du métagranite, sur lequel elle repose ; les conditions d'affleurement ne permettent pas de voir clairement le contact des deux formations, mais il semble qu'il soit *souligné, d'un côté comme de l'autre, par un laminage important* (notamment, réapparition locale de leptynites au toit du métagranite).

La roche dominante est un gneiss, à grain fin quoique irrégulier (différent des « gneiss fins » *s.s.*), le plus souvent fortement microplissé, mais présentant parfois un net rubanement d'ordre demi-centimétrique, par alternance de lits clairs et sombres. Sa couleur, toujours verdâtre, peut varier largement, de presque blanche à très sombre, suivant les lits et aussi les affleurements ; dans les faciès sombres de la RD 91, les lentilles très étirées de leptynites, mentionnées plus haut, donnent naissance à des pseudolits riches en grains roses de feldspath. Il peut alors arriver, localement, que la roche soit chargée de baguettes millimétriques automorphes de tourmaline.

La composition minéralogique est, elle aussi, variable, essentiellement par les proportions relatives des minéraux en présence. La structure fine montre toujours les traces d'une intense cataclase, suivie d'une recristallisation générale. Le quartz est toujours présent, ainsi que l'albite, celle-ci paraît de cristallisation tardive, à l'exception de quelques grains à macles tordues et chargés de paillettes de mica blanc ; elle peut, exceptionnellement, envahir toute la roche pour donner naissance à une véritable albitite ; dans les faciès clairs (ou dans les lits clairs du faciès rubané), il est possible qu'elle représente en fait le terme ultime de l'incorporation à la roche des pseudolits leptynitiques. La muscovite, toujours présente, semble avoir cristallisé tardivement dans la roche, mais peut avoir été un peu déformée lors des dernières déformations. La biotite se rencontre fréquemment dans ces niveaux, mais elle peut être remplacée à divers degrés par une chlorite. Clinozoïsite et grenat, quoique non constants, peuvent être relativement abondants. Un peu de sphène peut aussi être présent. On remarque souvent des sections à peu près losangiques possédant les clivages caractéristiques des amphiboles ; elles sont actuellement occupées par une chlorite peu colorée, mais parfois, l'amphibole primaire, vert clair, est conservée en petits grains relictuels. Il faut encore signaler l'existence de plages phylliteuses feutrées, localement abondantes, analogues à celles des métagranites ; ici aussi il s'agirait le plus souvent de pseudomorphoses de cordiérite (section hexagonale, chlorite jaune), mais dans certains cas cela pourrait être des grains de plagioclase ancien totalement damouritisé. Enfin, on peut noter, rarement, de petites gerbes de fibrolite à peu près entièrement épigénisées par la muscovite. Les minéraux opaques sont essentiellement de la pyrite fortement limonitisée.

Il n'est pas aisé de reconnaître la nature antémétamorphique de cette formation. Cependant, si l'on fait abstraction du matériel leptynique, acide et potassique, plus ou moins intimement mêlé à la « trame » principale, celle-ci apparaît comme relativement pauvre en silice et riche en calcium, peut-être aussi en magnésium et alumine (au moins localement), à l'origine. On peut alors avancer l'hypothèse que l'ensemble représenterait des dépôts volcanodétritiques basiques et acides, peut être alternés, mélangés tectoniquement au cours de leur métamorphisme.

S'il en est ainsi, les **lentilles d'amphibolite** (δ^{11}) représenteraient des épisodes franchement volcaniques (coulées ?) dans la formation. Ce sont des roches de teinte vert sombre à structure planaire peu accentuée et à grain fin. Leur composition minéralogique actuelle semble correspondre à une paragenèse unique appartenant au « greenschist facies », sans relique identifiable d'un état antérieur. On y trouve, en proportions peu variables : une amphibole vert clair (actinote) abondante, un plagioclase généralement non maclé (albite probable) en mosaïque interstitielle, de la clinzoïsite, un peu de biotite, de chlorite (qui n'est pas d'altération) et de grenat, de nombreux granules ovoïdes de sphène et quelques cristaux d'ilménite.

Quant aux **intercalations de gneiss fins** (ζ_b) elles représenteraient au contraire des passages plus franchement détritiques de la sédimentation. La composition minéralogique de ces gneiss fins est sensiblement la même que celle qui a été indiquée plus haut pour les roches analogues situées au-dessous des leptynites ; toutefois, ici, la biotite est presque le seul mica visible. De plus, la foliation est beaucoup moins bien marquée, en général. L'affleurement visible dans le lit du Tarn, près du pont de chemin de fer d'Albi, est essentiellement constitué d'une roche de ce type, où l'on note, de plus, la présence de microcline ; la présence d'amphibolite y a cependant été signalée (Bergeron, 1889).

FILONS QUARTZEUX POST-HERCINIENS

Suivant le réseau de fractures : N 100° E-80° E (directions générales de la « faille du Cérou »), des filons subverticaux de **quartz à barytine**, de plusieurs mètres d'épaisseur, ont été cartographiés. On connaît plus au Nord-Ouest, dans le secteur à l'Ouest de Najac (dôme de Villevayre) des filons analogues traversant le Trias et l'Hettangien gréseux.

On peut y voir l'utilisation par des fluides hydrothermaux du champ de fractures tardi-hercynien.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

Primaire

h5a-b. **Stéphanien (inférieur et moyen). Conglomérats, grès et schistes de Carmaux.** Les rares bancs affleurants se localisent en deux points sur la rive droite du Cérou, à proximité de la zone industrielle. Ils ne représentent

qu'une infime partie de la série carbonifère que cachent les argiles à graviers et la molasse.

En réalité, le bassin houiller occupe une dépression du socle cristallophyllien de 10 km de long pour 3 km de largeur maximale, qui s'étire sur le méridien d'Albi, au Nord immédiat de cette ville. Un haut-fond du substratum (horst de Lentin) détermine deux dépressions marquées bien que reliées l'une à l'autre : cuvette de Carmaux au Nord (la plus vaste), cuvette de Cagnac au Sud (moins étendue et moins profonde). Le Carbonifère qui les comble est pratiquement partout caché par un recouvrement tertiaire argilo-graveleux qui s'accroît de 0 à 200 m entre Carmaux et Cagnac.

La formation houillère débute par un conglomérat très grossier et compact, d'épaisseur indéterminée, composé d'éléments arrachés au socle ancien (amphibolite, gneiss, micaschistes, granite, quartz, barytine). Ce terme de base est localisé aux points bas et au Sud-Est de la cuvette de Cagnac. Il a été longtemps confondu avec le socle.

Un ensemble gréso-conglomératique de 30 à 80 m, fortement micacé, à passées schisteuses dans sa partie supérieure, lui succède.

Au-dessus, se développe le Houiller productif, soit jusqu'à 420 m de sédiments alternés : une vingtaine de couches de charbon gras à courte flamme, cokéifiable (0,50 m à 28 m d'ouverture), totalisant environ 55 m d'épaisseur, des grès plus ou moins fins ou graveleux, des schistes parfois gréseux, des conglomérats essentiellement siliceux. Ces roches s'ordonnent en bancs bien tranchés dans lesquels les micas se raréfient progressivement vers le haut. Une trentaine de gores et cinérites, répartis au sein de sept couches de charbon, constituent des niveaux repères invariables sur toute l'étendue du bassin.

Les dépôts houillers ont commencé dans la cuvette de Cagnac à laquelle se limite l'aire d'extension des deux couches inférieures. La sédimentation y est fort irrégulière : grandes variations d'épaisseur de charbon et de stériles, accolements et décollements, « wash-out »... A partir de la 3^e couche de charbon, les dépôts ont débordé le horst de Lentin (seuil préexistant), transgressant vers le Nord dans la cuvette de Carmaux où se développent régulièrement les couches de charbon moyennes et supérieures du faisceau, tandis que les couches inférieures s'amincissent et se schistifient progressivement vers le Nord. Les affleurements observables appartiennent respectivement à la partie supérieure de la série pour le plus proche de Carmaux et à sa partie moyenne pour le plus éloigné.

La série houillère de Carmaux—Cagnac comprend le sommet du Stéphanien A et la base de Stéphanien B. La liste la plus complète de la flore découverte dans ces terrains a été donnée par J. Doubinger et P. Vetter (1958) :

Pécoptéridées : *Pecopteris* cf. *arborescens*, *P. bioti*, *P. bredovi*, *P. candollei*, *P. cf. clintoni*, *P. (Asterotheca) cyathea*, *P. cyathea* (abondant), *P. daubreei*, *P. feminaeformis*, *P. hemitelioides*, *P. lamurensis*, *P. oreopteridia*, *P. plumosa dentata*, *P. (Acitheca) polymorpha*, *P. polymorpha*, et sa forme *minor*, *P. corsin* (très abondant), *P. waltoni*, *Pecopteris fertiles*, *Gaulopteris varians*.

Aléthoptéridées : *Alethopteris friedeli*, *A. grandini*, *Callipteridium gigas*, *C. pteridium* (fréquent).

Neuroptéridées : *Neuropteris cordata*, *Odontopteris reichi*, *O. minor-zeil-leri*, *Cyclopteris* : formes à bords entiers et formes à bords lacinés, *Linopteris neuropteroides*, *Mixoneura* sp.

Sphénoptéridées : *Renaultia chaerophylloides* (fréquent), *Rhacopteris gomesiana*.

Marioptéridées : *Dicksonites pluckeneti* (abondant), *Pseudomariopteris busqueti*, *P. ribeyroni*, *Mariopteris* sp.

Sphénophyllées : *Sphenophyllum* cf. *costae*, *Sph. emarginatum*, *Sph. oblongifolium* (abondant), *Sphenophyllostachys* sp.

Calamariées : *Annularia sphenophylloides* forme normale et forme plus grande, *A. stellata*, *Asterophyllites equisetiformis*, *Calamites suckowi*, *Calamostachys* sp., *Equisetites* sp., *Macrostachya carinata*.

Cordaïtales : *Cordaites lingulatus*, *Poacordaites linearis*, *Cordaianthus* sp.

Sigillariées : *Sigillaria brardi*, *S. ichtyolepis*, *Sigillaria candollei* (*S. rugosa*), sigillaires cannelées, *Syringodendron stigmari ficoides*.

h5c-r1a. **Autuno-Stéphanien. Conglomérats et grès inférieurs : Conglomérats de Laparrouquial.** Ces terrains reposent en discordance sur les sédiments houillers. Ils sont localisés le long de la faille du Cérou à l'Ouest de Carmaux et sont, lithologiquement subdivisés en trois mégaséquences où alternent les bancs conglomératiques et les minces lits pélitiques. A leur partie inférieure, les conglomérats bariolés sont constitués par des fragments de micaschistes et une matrice argilo-gréseuse, localement rose ou rouge ; à leur partie supérieure, les conglomérats sont blanchâtres, avec des galets de quartz et de phtanite, et matrice gréseuse. L'épaisseur maximale observée avoisine les 180 m en bordure du bassin houiller de Carmaux. La microflore identifiée ici (doc. H.B.C.M.) présente une affinité stratigraphique ambiguë : Autuno-Stéphanien—Stéphanien.

r1b-c. **Autunien. Grès et pélites de Saint-Marcel.** Ces dépôts, dont l'épaisseur est estimée entre 250 et 500 m, reposent normalement sur les précédents et correspondent à une succession de bancs massifs, à grande continuité latérale, de grès gris avec interlits de pélites grises à noires dans la partie inférieure, et progressivement bariolée (verdâtres à rouge lie-de-vin) dans la partie supérieure. A la base, la flore à *Callipteris conferta* et des empreintes de pinnules de *Walchia piniformis* soulignent un âge autunien (Delsahut, 1981). Diverses figures de sédimentation sont observables dans plusieurs bancs de grès : rides, litages obliques et entrecroisés, pseudo-nodules, figures de glissement synsédimentaires, etc.

r1c-2. **Autuno ?-« Saxonien ». Pélites et grès rouges de Salles-sur-Cérou.** C'est un ensemble uniformément rouge, essentiellement argileux mais à intercalations de bancs de grès plus ou moins continus ; son épaisseur atteint au moins 100 m au Sud de Salles. Ces terrains reposent en continuité sur les précédents et s'envoient sous les sédiments tertiaires d'origine continentale.

12. « **Saxonien** ». **Pélites et grès rouges de la Grésigne**. Les pélites argileuses rouges affleurent sur quelques centaines de mètres d'épaisseur dans les deux dômes de Vaour et de Marnaves, ainsi que — surtout — dans le dôme plus occidental (feuille Négrepelisse) de la forêt de la Grésigne. Chargés de fins micas détritiques, ces niveaux présentent un certain feuilletage parallèle aux minces lits gréseux plus grossiers, souvent de teinte plus claire, qui soulignent la stratification. De minces horizons chargés de carbonates, exceptionnellement des imprégnations cuivreuses (Sud-Ouest de l'Arbre de la Plane) sont les seuls accidents sédimentaires notables. Des lacis verdâtres, correspondant à la réduction de l'oxyde ferrique, s'établissent le long des fissures liées à une micro-fracturation.

On n'observe pas, dans la partie de la Grésigne située sur la feuille Albi, la décharge détritique grésio-feldspathique, épaisse d'une cinquantaine de mètres, visible dans l'Ouest du massif, entre le Sauze et les Abrioles. Il doit s'agir d'un faciès local (remplissage d'un macro-chenal ?) puisque les niveaux permien les plus élevés, surmontant cette « Formation du Sauze », et qui montrent à Merlins de petites lentilles gypsifères, trouvent leurs correspondants dans l'Est du massif, là encore près du sommet du Permien : 800 m à l'Est de Marnaves, se situent les anciennes exploitations (« platrières de Sucaillac ») des Seigneurs de la Prune. Dans l'hypothèse où ce gypse serait d'origine lagunaire, on pourrait y voir l'influence lointaine de la « mer du Zechstein » germanique.

L'épaisseur du Permien à l'affleurement ne dépasse guère 300 m mais le sondage* de la Grande-Baraque (G.R.I., C.O.P.E.F.A., 1960-61) emplanté à 3 km seulement au Nord-Ouest de Sainte-Cécile-du-Cayrou, village situé à la limite ouest de la feuille Albi, fournit de précieux renseignements. Débutant à l'altitude 294 m, ce forage a atteint une profondeur de 3 061 m, en restant dans un ensemble permien, ce qui prouve que la zone de la Grésigne faisait partie intégrante du grand fossé permien sous-quercynois, qui va au Nord jusqu'à Brive. Ont été traversés de bas en haut quatre ensembles (coupures de Ligneris, revues par Delsahut, 1981) :

— sur 481 m, ensemble argilo-gréseux inférieur où alternent les couleurs grise et rouge ; les bases des niveaux gréseux sont brunes ou rosées. Le faciès rappelle celui de l'Autunien. Une macroflore, à la profondeur 2 580-2 590 m, ne permet pas de préciser si l'on est dans le Stéphanien ou l'Autunien : *Pecopteris polymorpha*, *P. densifolia*, *P. cf. bioti*, *Sphaenophyllum oblongifolium*, *Procordaites linearis*. Par contre la microflore sporo-pollinique associée (dét. Châteauneuf, BRGM) permet de suggérer un âge autunien (cf. Delsahut, 1981. p. 221) ;

— le deuxième ensemble (env. 1 000 m) débute par une brèche intraformationnelle d'épaisseur métrique (trace de la phase « saalienne » ?), immédiatement au-dessus des argiles à macroflore. Lui font suite des grès et pélites rouges souvent dolomitiques, à fréquentes stratifications entrecroisées. Nombreux terriers de vers ;

— le troisième ensemble (539 m) analogue au précédent, débute par des brèches à éléments centimétriques ;

— l'ensemble supérieur (traversé sur 1 037 m) débute par des grès arkosiques rouges ; plus haut, grès et argiles alternent régulièrement.

* Doc. BRGM n° 931-4-1.

Au total donc, le Permien de la Grésigne dépasse 3 500 m d'épaisseur, dont 500 m (au moins) d'Autunien, en profondeur. On ignore la nature du substratum, gravimétriquement « lourd » (intrusions basiques éohercyniennes).

Secondaire

t-11a. **Trias supérieur - Hettangien basal. Formation gréseuse de Vaour.** Le permien est surmonté, avec une limite lithologique franche et des indices de discordance (ainsi à l'Est du château de Roquereyne), par un complexe gréseux « triasique » qui, en Grésigne, avoisine 50 m d'épaisseur.

La meilleure coupe, un peu à l'Est de Vaour, montre trois termes, qui sont de bas en haut :

- *Grès inférieurs* : alternance de bancs de grès brun rougeâtre à gris, souvent de grain assez fin mais pouvant passer à des conglomérats, et de niveaux d'argilites sableuses et pélites micacées rougeâtres. Sur toute l'étendue de la Grésigne, ce terme montre à sa base une ou plusieurs passées d'argilites très noires, qui ont fourni (Boutet, 1980) des microflores du Carnien et, un peu plus haut, d'affinités noriennes. Cela prouve qu'au Trias inférieur et moyen ne correspond ici aucun dépôt sédimentaire : l'importance de la « phase palatine » est ainsi soulignée.
- *Terme médian*, marnes, grès et calcaires : de teintes bariolées, cet ensemble est caractérisé par une matrice argilo-carbonatée de teintes roses, mauves, verdâtres. Des niveaux carbonatés, calcaro-dolomitiques, forment des bancs ou des concrétions d'origine pédologique, au sein d'anciens sols « marmorisés ». On observe également des niveaux dolomitiques à la partie haute du terme gréseux inférieur, dont le terme médian forme, sédimentologiquement, le sommet logique. On peut donc envisager un âge norien-rhétien (Trias terminal) pour ce second terme.
- *Grès et conglomérats supérieurs* (de l'ordre de 10 m) : décharge grossière, avec des quartz pouvant atteindre 3-6 cm, remplissant des chenaux à stratification obliques, et interlits pélitiques réduits. Il est vraisemblable que ces « grès supérieurs » sont homologues des grès, plus puissants toutefois, de la région entre Saint-Igest et Figeac, qui viennent d'être datés de l'Hettangien par microflores dégagées d'interlits argileux (Grignac et Tougourdeau-Lantz, 1982). Bien que le passage soit rapide, on peut ainsi voir dans cette décharge détritique la base logique de la formation des « dolomies en plaquettes », également hettangiennes, qui marque l'invasion marine du Lias.

11b. **Hettangien (partie moyenne). Dolomies grises en plaquettes.** Des dolomies grises (env. 25 m) à grain fin, en minces dalles (« plaquettes » des auteurs) d'épaisseur décimétrique, succèdent brutalement à la décharge conglomératique, formant la base de l'Hettangien. Toutefois, les premiers lits carbonatés peuvent englober des quartz détritiques : ainsi en est-il au carrefour des routes à 300 m au Nord-Est du château de la Prune.

Les bancs carbonatés, à débit parallélépipédique, sont parfois séparés par des interlits argileux, gris ou verdâtres, exceptionnellement rougeâtres. Des

assises semblables ont fourni autour de Figeac de riches microflores hettangiennes. En Grésigne, le seul point fossilifère connu (Boutet, 1981) se situe au Nord du château de la Prune, à peu de distance sous les « cargneules » : *Classopollis torosus*, *Porcellispora longdonensis*, *Kraeuselisporites reissingeri*.

La grande carrière des Cabannes, à la sortie ouest de Cordes, présente l'ensemble des dolomies en dalles de l'Hettangien : 25 m de calcaires dolomitiques s'organisant en séquences métriques de comblement. Dans la partie moyenne de la carrière, chaque séquence commence par un niveau de haute énergie à larges stratifications entrecroisées et se termine par des laminites mécaniques planes. Ces bancs livrent de nombreux exemplaires de *Pteromya* (récoltes Cubaynes ; dét. Freneix).

Un autre gisement est également connu sur la route Vaour-Belaygue (D 168) à quelque 200 m à l'Ouest de l'église de Vaour : *Parallelodon hettangiensis*, *Pteromya* aff. *wilkesleyensis* cf. *Cuneigervillia rhombiga* (récolte Durand-Delga, Olive 1959 et Fabre 1970 ; dét. Freneix).

12. **Hettangien (partie supérieure). Cargneules, calcaires vacuolaires.** Sur ces dolomies en dalles — ainsi contemporaines de la « dolomie de Carcans » du Bordelais et de la « dolomie cubique » des Grands Causses —, viennent des « cargneules » (entre 20 et 50 m), dont on admet conventionnellement l'âge « hettangien supérieur ». Il s'agit de roches vacuolaires, dont les vides sont séparés par des cloisons calcitiques, et souvent bréchiques. Cette roche doit résulter de l'état ultime d'évolution d'une association primitive de dolomite et d'anhydrite, soit en bancs alternants, soit formant des lits composites : des processus physico-chimiques complexes (cf. Brückner, 1941) en seraient responsables, la bréchification résultant d'un écrasement d'origine hydraulique de la dolomie fracturée et vacuolaire. On sait que, dans les dolomies « en plaquettes » sous-jacentes, on observe des cristaux aciculaires épigénisés en calcite, qui peuvent résulter de la transformation de sulfates, ainsi que des lits vacuolaires qui annoncent le faciès des « cargneules ».

13-4. **Sinémurien (s. l). Calcaires en bancs, cargneulisés à la base, micritiques ensuite, à grains quartzeux au sommet.** Ensemble carbonaté de 70 m. Dans son tiers inférieur alternent des niveaux cargneulisés (récurrentes évaporitiques) et calcaires fins (micrites), en plaquettes ou en minces bancs, de couleur souvent rosée, souvent à minces laminites. Plus haut, les calcaires forment des bancs décimétriques, de couleur claire, blanc grisâtre, jaunâtre ou rosée, avec souvent cassure franche : leur ciment micritique fin (faciès « sublithographique » des auteurs) peut se charger de corps figurés (intraclastes, pseudo-oolithes, oolithes, débris d'organismes triturés). Parfois les bancs sont séparés par des intervalles marneux ; parfois, on a de simples joints durcis, sans dépôt, entre les bancs calcaires ; vers le haut de la formation, on peut observer des concrétions siliceuses (cherts).

Au sommet, les bancs se chargent de détritrus fins essentiellement quartzeux : « calcaires à grains de quartz » des auteurs, dont l'âge sinémurien supérieur (Lotharingien) a été établi.

Le long de la crête dominant le ruisseau de Laussière (au Nord de Pëyra-

lade), le Sinémurien supérieur (Lotharingien) est représenté par 5 m de calcaire grainstone oolithique, chargé de quartz détritique, à *Paleodasycladus barrabei*, interrompu à son sommet par un « hard ground » régional.

Les carrières (commune de Campagnac) au Sud-Ouest de Saint-Salvy, offrent une bonne coupe dans les calcaires sinémuriens avec une succession de séquences métriques de comblement. Chaque séquence débute par un calcaire oolithique à bioclastes d'organismes benthiques (encrines, échinides, gastéropodes) et à grands foraminifères (*Haurania* sp). Elle se poursuit par des niveaux à édifices stromatolithiques. Tout au sommet et au Nord de la carrière, le calcaire gréseux et oolithique du Lotharingien apparaît plus réduit (1,50 m) que dans la région de Vaour.

Lias moyen. Au sein de cet étage complexe, qui correspond à un petit cycle sédimentaire, on distingue de bas en haut trois ensembles lithologiques : calcaires en bancs à lits marneux vers le haut (Carixien et Domérien basal), puis marnes grises (Domérien basal), puis marnes grises (Domérien inférieur et moyen), enfin barre du « calcaire à pectens » (Domérien supérieur).

15. **Carixien. Calcaires gréseux et marno-calcaires à brachiopodes et ammonites (zones à Jamesoni et Davoei).** 40-45 m d'une formation essentiellement carbonatée, formée de bancs compacts, chargée de fins détritiques quartzeux, d'épaisseur pluridécimétrique à sa partie inférieure ; elle s'enrichit vers le haut en niveaux marneux alternant avec des bancs de « calcaires en rangs de pavés », à cassure bleutée.

Les ammonites, assez rares, permettent d'y séparer les zones à Jamesoni, à la base, et à Davoei, au sommet :

– Zone à Jamesoni : les calcaires carixiens affleurent le long de la route D91, 400 m au Nord du dolmen de Vaour. Les bancs décimétriques alternent avec des marnes. Les ammonites restent rares : *Platyleuroceras* gr. *rotundum*, *Uptonia lata*, *U. jamesoni* ; les brachiopodes abondent avec « *Terabratula* » *davisoni*, *Zeilleria* (*Z.*) *roemeri* et *Gibbirhynchia curviceps*. Au Nord de Tonnac, 100 m au Nord du lieu-dit le Peyrou, une bonne coupe des calcaires carixiens, plus marneux qu'à l'ordinaire, livre d'abondantes faunes : *Polymorphites* gr. *bronnii*, *Platyleuroceras rotundum*, *P. oblunum*, *Oxynoticerus* sp., *Metoxynoticerus* sp., *Liparoceras* sp. *Uptonia* gr. *jamesoni*, *Z. (C.) kerastis*, *Chlamys prisca*, *C. textoria*, *Entolium cornelum*, ...

– Zone à Davoei : à leur partie supérieure, les calcaires « en rangs de pavés » (de l'ordre de 10 m) ont livré *Oistoceras figulinum*, *Prodactyloceras davoei*, *Aegoceras capricornu*, *A. maculatum* en abondance.

Le passage Carixien–Domérien est observable, au Nord-Est du dolmen de Vaour, à la faveur de petits chemins encaissés. Il s'observe au sein des calcaires « en rangs de pavés », une alternance rythmique de bancs calcaires décimétriques et de marnes grises (3,5 m) y livre de nombreux exemplaires de *A. stockesi*, *Protogrammoceras occidentale* puis, au-dessus, *P. monestieri* (Domérien basal).

16a. **Domérien inférieur et moyen. Marnes grises** (40 à 50 m). Leur moitié inférieure correspond à la zone à Stockesi (nous avons vu que celle-ci

débute légèrement au-dessous, au sein des calcaires « en rangs de pavés » : 20 m de marnes grises micacées, bien visibles le long de la route au Nord du dolmen de Vaour. Elles sont ferrugineuses et à altération superficielle brunnâtre.

Leur moitié supérieure comporte des marnes grises feuilletées de la zone à *Margaritatus*. Elles livrent des *Gryphaea gigantea* et admettent des miches calcaires et des nodules ferrugineux s'organisant progressivement en bancs. Aux alentours de Mirgat, cette zone présente une succession de séquences métriques de type klupfélien (énergie croissante vers le haut). Chaque séquence débute par un terme marneux à *Gryphaea gigantea* et lits d'encrinnes ; elle se termine par une condensation de nodules calcaires ou par un banc *Pseudopecten aequivalvis*. La forme-guide *A. margaritatus* est assez abondante.

16b. **Domérien supérieur. Calcaire à pectens (zone à Spinatum).** C'est la célèbre « barre à pectens » (18-20 m), ensemble compact de calcaires gris-bleu à gris-roux, lumachelliques, en bancs décimétriques séparés par des intercalations marneuses à la base. Cette barre forme une côte nette dans le relief, au Nord-Ouest de la feuille (Las Touzes), au-dessus des marnes du Domérien inférieur-moyen.

La « barre à pectens », datée à Penne par la présence de *Pleuroceras* gr. *tropescidiformis*, offre une riche faune à *Pecten aequivalvis*, *P. acuticosta*, *Entolium hehlii*, *Chlamys textoria*, *Terebratula punctata*, *T. subpunctata*, *Gryphaea*, *Lima*, *Pinna*, bélémnites et de rares radioles de *Rhabdocidaris* aff. *moralina*.

Dans l'Est de la Grésigne, la partie supérieure des calcaires domériens présente de nombreux nodules siliceux à spicules d'éponges.

17. **Toarcien. Marnes argileuses.** Le Toarcien (Cubaynes et Faure, 1981), essentiellement formé de marnes pyriteuses bleu-noir, comprend deux formations successives séparées par un hard ground régional : la « formation de Penne » à la base, et la « formation de Lexos » au sommet. Dans la partie ouest de la feuille Albi, cet étage n'est représenté que par la « formation de Penne ». Elle montre de bas en haut :

– Zone à *Tenuicostatium* : l'extrême base du Toarcien est à rechercher dans l'extrême sommet de la « barre à pectens » : un horizon de calcaires bioclastiques à *Dactylioceras* (*Eodactylites*) gr. *pseudocrassulosum* est surmonté par un hard ground ferrugineux clôturant la séquence du Lias « moyen ».

– Zone à *Serpentinum* (4-5 m) : un horizon de calcaires grumeleux a livré *D. (Orthodactylitea)* gr. *semicelatum*. Les « schistes cartons » à *Leptolepis coryphaenoides* sont bien développés (2 m) avec de rares exemplaires de *Harpoceratoides strangewaysi* ; ils sont couronnés par un niveau constant de marnes à grosses miches calcaires à *Hildaites serpentiniiformis*. Un mince niveau de condensation à *Harpoceras falciferum*, *Dactylioderas* (*D.*) *athleticum*, *D. (O.) semiannulatum* clôtur la zone à *Serpentinum*, au-dessus de l'horizon à miches calcaires.

– Zone à *Bifrons* : elle est composée d'une alternance de bancs calcaires à

cassure bleutée d'épaisseur décimétrique et de marnes qui livrent de riches faunes à ammonites (*Hildoceras sublevisoni*, *H. crassum*, *H. lusitanicum*, *H. semipolitum*), petits brachiopodes (*Pseudogibbirhynchia jurensis*, *Homoeorhynchia batalleri*, *Sphaeroidothyris dubari*, *Terebratula jauberti*), lamellibranches (*Leda rostralis*, *Astarte* sp., etc.). On trouverait la suite vers le haut et le long de l'Aveyron, dans les régions de Lexos, Saint-Antonin et — au Nord-Ouest de Vaour — autour de Penne.

Tertiaire

e-gBr. **Brèches calcaires du dolmen de Vaour (Paléogène indéterminé).** Sur la bande N-S, longue d'environ 200 m et d'une largeur d'une dizaine, s'observent des brèches polygéniques à blocs, centimétriques à pluridécimétriques, de calcaires du Lias inférieur (paroi ouest de la carrière au Sud-Est de la cote 413), cimentés par une fine micrite qui — au microscope — ne présente aucun caractère marin. Dans le prolongement, 200 m au Sud-Est du dolmen, une dolomie dans les calcaires sinémuriens révèle un amoncellement de blocs de Lias dont les plus récents sont du Toarcien : on peut l'interpréter comme un autre aspect des mêmes brèches. L'interprétation la plus simple est qu'il s'agit d'une zone de fractures N-S ouvertes, décalant une faille décelée (Gèze) sur plusieurs kilomètres en direction SW-NE. Le jeu de ces fractures étant logiquement d'âge paléogène, c'est donc à cette époque que nous rapporterons les brèches du dolmen de Vaour.

e7-g2A. **Argiles à graviers de l'Albigeois et du Carmausin.** L'appellation de cette formation consacrée par G. Vasseur (1896) désigne un ensemble de faciès détritiques plus ou moins mal consolidés, fait d'argiles rouges où sont noyés des éléments clastiques de granulométrie variable.

Cette formation est faite de dépôts continentaux fluviaux à palustres mais aussi d'altérites de socle. Les éléments sont fréquemment des graviers ou des galets de quartz filonien plus ou moins bien roulés, emballés dans une matrice argileuse et silteuse rouge. L'aspect du sédiment est souvent modifié par des phénomènes superficiels quaternaires : cryoturbations, décarbonatations, colluvionnement, développement de sols. Ces argiles dérivent ou sont en continuité avec le « Sidérolithique » du Nord du dôme de la Grésigne. Elles aussi peuvent contenir des débris de cuirasse ou d'encroûtements ferrugineux.

Dans le Nord-Ouest de la carte, cette formation est sous-jacente et passe latéralement au calcaire lacustre ludien de Varen (Muratet, 1983) et s'interstratifie dans les conglomérats de la Grésigne. A Vindrac, cette formation a livré à G. Vasseur une faune de gastéropodes : *Ichurostoma formosum* récemment rapportée par B. Crochet à la variété *minutum* d'âge éocène supérieur (Bartonien).

Des faciès détritiques moins graveleux, chargés de lentilles sableuses, et des horizons carbonatés apparaissent à l'Est de la feuille dans la région d'Albi et Carmaux où ces dépôts passent latéralement et verticalement aux molasses et calcaires stampiens.

Les argiles à graviers qui s'étagent ici de l'Éocène supérieur au Stampien

ont été déposées en climat sec par un réseau hydrographique instable et divaguant, alimenté par des précipitations violentes mais exceptionnelles, en donnant, à partir d'un sol nu et pulvérulent sur de faibles pentes inclinées vers les zones lacustres, des écoulements en nappes ou des coulées boueuses.

e7-g2Br. **Brèches et conglomérats de la Grésigne.** Ces brèches et conglomérats syntectoniques sont répartis sur le pourtour du dôme de la Grésigne. Ils sont le reflet des différentes phases d'érosion et du successif de couverts paléogéographiques mis à nu par ces différentes phases. Très grossiers sur les glacis directement appuyés sur le pli de la Grésigne, ils se mêlent à des faciès plus fins en s'éloignant de cette zone d'apport. La composition de leurs éléments grossiers varie de fragments de Lias et de Dogger à ciment calcaireux à des détritiques permien ou triasiques.

Dans la vallée du Cérou près de Vindrac, les conglomérats passent à une molasse argileuse rougeâtre parfois désignée sous le terme de « formation de Campagnac—Vindrac », englobée ici dans l'ensemble des « argiles à graviers » (cf. *supra*). Cette formation a livré une faune à *Ichurostoma formosum* var. *minutum* d'âge éocène supérieur.

A l'Est de la vallée du Cérou, les conglomérats de la Treyne appartiennent au même ensemble conglomératique. Ces conglomérats à éléments de Lias et à matrice faite soit d'argile rouge, soit de calcaire lacustre vers l'Est et le Nord, se mélangent aux argiles à graviers (Muratet, 1983). Ils se superposent aux calcaires ludien de Varen (cf. *infra*) et, à la Treyne, passent sous un des niveaux de calcaire de Cordes (Muratet, 1983).

Vers l'Ouest, près de la ferme de la Dugarié, un autre niveau calcaire appartenant également à l'ensemble de Cordes, et légèrement ployé vers le Sud d'une dizaine de degrés, semble s'indenter dans le conglomérat.

Ainsi, les conglomérats de la Grésigne ne seraient pas uniquement cantonnés à l'Éocène (El Chellai *et al.*, 1982) mais s'étageraient au moins du Ludien au Stampien moyen (Muratet, 1985).

Ces conglomérats sont à mettre en liaison avec la surrection du pli de la Grésigne qui se poursuit donc durant le Stampien (Viallard, 1985). B. Muratet (1983) les interprète comme traduisant une plaine d'épandage en milieu fluviatile puis lacustre, le transit s'effectuant alors en milieu sous-aquatique sous forme de coulées boueuses. Cet environnement paléogéographique peut être lié à la mise en place du lac des calcaires de Cordes.

e7. **Calcaires de Varen.** Ces calcaires affleurent à l'extrémité nord-occidentale de la feuille dans le fond de vallons entre Marnave et Mouzieys-Panens. Ce sont des calcaires (Muratet, 1983) roux, pseudo-conglomératiques, à passées de lamines d'origine algale, surmontant des calcaires crayeux sus-jacents aux argiles à graviers.

Plus au Nord, à la Colombarié, ces calcaires montrent des biseaux sédimentaires brusques et des remaniements synsédimentaires. On y observe des faciès à plantes, véritables travertins, des calcaires à *Microcodium* et des oncolithes. Les passées conglomératiques contiennent des calcaires du

Lias, certains faciès se chargent en dragées de quartz.

Ces calcaires fluvio-lacustres sont sous-jacents aux conglomérats de la Treyne, ils surmontent et passent latéralement aux argiles à graviers. Ils ont été rapportés par B. Muratet (1983) au Ludien supérieur par corrélation avec les calcaires à faune de vertébrés du Batut (Nord-Est de Varen, feuille Najac).

g2a1(1). **Calcaires de Marssac** ; g2a1(2). **Calcaires d'Albi à *Brotia albigensis*** ; g2a1. **Grès et argiles molassiques des Mirgouzes**. Les argiles à graviers dans la région d'Albi et Carmaux passent latéralement et verticalement aux faciès molassiques. Dans la zone de passage les faciès des argiles sont moins graveleux, ils contiennent un certain nombre de lentilles sableuses, parfois des bancs d'argile dépourvus de tout détritique. On y observe de très nombreux horizons carbonatés accompagnés de niveaux à traces de racines. Celles-ci sont parfois momifiées par des manchons carbonatés leur donnant un aspect spectaculaire. Au fur et à mesure que l'on monte dans cette formation, généralement les encroûtements carbonatés se multiplient. Ils peuvent en devenant coalescents, former de véritables bancs de calcaire. Certains d'entre eux correspondent aux **calcaires de Marssac**, mieux observables sur la feuille Gaillac.

D'autres, placés au sommet de la série, correspondent, même lorsqu'ils n'ont point un caractère de calcaire lacustre franc, aux **calcaires à *Brotia albigensis*** (g2a1[2]). Au Sud-Ouest de la feuille, ces bancs prennent parfois une certaine puissance. Ils constituent les calcaires inférieurs des coupes relevables dans les falaises du Tarn, aux environs des Mirgouzes et du Carla.

Se réduisant très vite au Nord et au Nord-Est du Tarn, ces calcaires sont avant tout développés au Sud de cette rivière, en particulier au lieu-dit Ranteil (feuille Réalmont) où ils sont exploités en tant que pierre à chaux et où ils acquièrent une dizaine de mètres de puissance. Sur la rive droite du Tarn, ils deviennent souvent soit argileux, soit silteux. Des lentilles de grès peuvent même s'intriquer avec eux. Au Nord-Est, ils passent à des encroûtements calcaires qui, d'abord nombreux à la périphérie des zones à sédimentation calcaire proprement dite, deviennent, au sein des argiles à graviers environnantes, plus indigents et discrets.

Les calcaires à *Brotia albigensis* peuvent être considérés comme étant placés à la limite du Ludien supérieur et du Stampien inférieur. Ils contiennent d'une part des *Melanopsis mansiana*, et d'autre part des *Planorbis cornu*, à la limite sud-est de cette carte à Ranteil (carte Réalmont). Les calcaires à *Brotia albigensis* (*Melania albigensis*), ont fourni les fossiles suivants : *Brotia albigensis*, *Melanopsis mansiana*, *Galba albigensis*, *Planorbis* (*Planorbis*) *cornu*, *Viviparus soricinensis*, *Clithon lautricense*, *Ischurosoma formusum*.

Dans la région des Mirgouzes (Labastide-de-Lévis), les **molasses** associées aux calcaires précédents montrent un ensemble de faciès palustres composés d'argiles carbonatées plus ou moins silteuses où s'intercalent des lentilles de grès distribuées sporadiquement ou intriquées entre elles et formant alors de véritables bancs.

Ces couches contiennent un certain nombre de niveaux pédogénésés qui, vers le sommet, s'enrichissent d'encroûtements calcaires. La mise en place de ces horizons précède, en maints endroits, l'apparition des calcaires lacustres francs.

g2a2-b1(1). **Complexe fluviatile de Puygouzon, calcaires de Puech-Armand** ; g2a2-b1. **Calcaires de Bernac et de Cassagne et faciès molassiques qui les accompagnent.** Ravinant généralement les calcaires à *Brotia albigensis* vient un ensemble conglomératique et gréseux à stratifications obliques et entrecroisées : le **complexe fluviatile de Puygouzon**. Cet ensemble appartient à un delta tantôt sous-lacustre, tantôt exondé, divaguant dans des zones palustres. Ce complexe de Puygouzon correspond à la base des molasses de Sainte-Croix de la carte à 1/80 000 Albi. Les plus beaux affleurements permettant d'observer cette formation sont situés sur la feuille voisine Réalmont. Ils apparaissent :

- à Puygouzon où le faciès est conglomératique et où aux sédiments essentiellement quartzeux se mêlent de beaux oncolithes, des moulages de troncs d'arbres momifiés par des stromatolites, des encroûtements algaires divers ;
- à Ranteil au sommet de la carrière et dans les falaises du Tarn, au niveau des Mirgouzes où de très beaux ensembles à stratification entrecroisée sont visibles.

Cet ensemble deltaïque s'étale sur plus de vingt kilomètres en un cône centré sur Puygouzon.

Les faciès deltaïques du complexe de Puygouzon passent verticalement à des faciès plus palustres, constitués d'argiles carbonatées, ornementées de nombreuses marmorisations laissées par les pédogenèses successives. Régulièrement, des phases de sédimentation plus carbonatées se sont développées dans cet ensemble, en particulier dans la région de la Crouzatié, Saint-Sernin-de-Mailhoc, Cagnac-les-Mines. Elles ont été accompagnées par la genèse d'horizons d'encroûtements carbonatés dans les zones de non-dépôt des calcaires lacustres, ailleurs, elles ont donné naissance à des bancs plus ou moins minces à épaissement sporadiques de calcaires palustres et lacustres azoïques. On peut distinguer, de bas en haut, dans la zone où la sédimentation calcaire a régné le plus longtemps, trois niveaux de ces calcaires : les **calcaires de Puech Armand** (g2a2-b1[1]), les **calcaires de Bernac inférieurs** et **supérieurs** (g2a2-b1[2] et [3]), mieux individualisés dans la localité ayant donné son nom à cette formation. Ces calcaires portaient le nom de *calcaires de Bernac* et *Cassagne* dans les publications de G. Vasseur.

Ils montrent, au Nord-Ouest d'Albi, au voisinage de la route de Cordes, des phénomènes de basculement de panneaux synsédimentaires, traduisant peut-être une paléosismicité.

Au Sud-Ouest et à l'Ouest, des niveaux calcaires s'intriquent avec des faciès qui, progressivement, deviennent plus argileux et détritiques, de type « molassique » : ce sont les **molasses de Sainte-Croix** et **Labastide-de-Lévis** (g2a2-b1).

Au Nord et à l'Est, entre ces niveaux de calcaires, s'intercalent divers apports argileux rutilants, remaniements pélitiques de paléaltérites ayant

existé sur le massif cristallin et paléozoïque du Carmausin et du Réalmontais.

g2b2(1). **Calcaires de Larroque et de Naussens** ; g2b2(2). **Calcaires de Cordes et faciès molassiques qui les accompagnent.** Dans la région allant de Bernac à Blaye-les-Mines, le régime de sédimentation palustre ayant permis la mise en place des faciès précédemment évoqués, se perpétue. Il permet l'apparition de nouveaux bancs de calcaires plus ou moins fossilifères qui, parfois, se dédoublent, entrelardés alors par des faciès argileux souvent rutilants, où sont intercalés quelques lentilles complémentaires de calcaires azoïques sporadiques et de faible puissance.

Les calcaires sont généralement riches en hélicidés : *Pseudoleptaxis corduensis*, *Parachlorasa cadurcensis* accompagnant de rares *Planorbarius cornu* et *Galba fabula*.

Les **calcaires de Larroque** et de **Naussens** sont séparés en affleurement des calcaires de Cordes situés plus au Sud-Ouest par des faciès palustres argileux marmorisés où s'insèrent des passées gréseuses, d'autant plus fréquentes que l'on se rapproche du Gaillacois où elles passent à des conglomérats dans les environs de Broze.

Les **calcaires de Cordes** sont, par place, très fossilifères. Les environs de Labastide-Haute et de Blaye-les-Mines en particulier offrirent aux amateurs de fossiles des sources inépuisables des espèces les plus courantes, contenues dans cette formation. Les principales espèces trouvées sont : *Feruxina anomphalus*, *Galba longiscata brongiarti*, *Galba longiscata cornea*, *Galba albigensis*, *Radis fabula*, *Planorbarius cornu*, *Planorbarius crassus*, *Gyraulus basqueti*, *Omphalosagda golfussi*, *Pseudoleptaxis corduensis*, *Parachloraea cadurcensis*, *Parachloraea adornala*, *Leptaxis raulinae*, *Eurystrophe ganthinoïdes*, *Helix lombersensis*.

Ces mêmes formations ont livré quelques vertébrés tels que *Aceratherium albigense*, *Aceratherium filholi*, *Anthracotheium magnum*.

Quelques niveaux marneux, ceux d'Itzac—Delazens, à l'extrême base des calcaires de Cordes ont aussi livré des charophytes et des micromammifères (El Chellaï, 1982) :

— charophytes : *Chara microcera*, *Nitellopsis (Tectochara) meriani*, *Sphaerochara ulmensis*, *Rhabdochara praelangeri* ;

— microvertébrés : des restes de rongeurs : *Issiodoromys* aff. *minor*, *Blainvillimys* aff. *helmeri*, *Archaeromys gracilis*, *Gliravus majori*, *Gliravus* aff. *brujni*, *Bransatoglis* aff. *fugax*, *Eomys*, *Pseudocricetodon montalbanensis*, *Paracricetodon* cf. *dehmi* ; des restes d'insectivores, *Srinitium martele* ; des restes de chiroptères, *Hipposideros* sp.

Dans la région de Blaye et de Saint-Benoît-de-Carmaux, les deux niveaux calcaires de Larroque et de Cordes deviennent coalescents.

Les calcaires de Cordes sont des formations hétérogènes présentant, dans le triangle les Cabannes—Blaye-les-Mines—Cahusac de puissantes assises

bien individualisées de calcaires lacustres. Ailleurs, ils se subdivisent en bancs plus minces, alternant avec des faciès argilo-carbonatés où, parfois, apparaissent des lentilles gréseuses qui deviennent, elles aussi, plus fréquentes vers le Sud de la carte. Une masse de faciès détritiques et argileux, équivalents latéraux de ces calcaires, y pénètre en coin, depuis une zone placée à l'Ouest de Granejous, en direction de Cestayrols. Ces derniers faciès sont accompagnés de dépôts ligniteux plus importants que dans le reste de la série.

Il est à noter que toute la série des calcaires de Larroque et Naussens, comme ceux de Cordes, contiennent des traces plus ou moins abondantes et irrégulières de sapropèles ou de débris ligniteux.

Les calcaires de Cordes sont, de plus, souvent meuliérisés, sur des épaisseurs variables, mais devenant importantes dans la région Bley-Loubers — Cahuzac-sur-Vère — le Verdier (Mouline, 1982). Ces meuliers ont fait l'objet, dans le passé, d'une exploitation intense. La plupart des meules des anciens moulins à vent et à eau du pays proviennent des carrières souterraines du Moulin de Clayrac ou de la Bégoute près d'Amarens. D'autres excavations ont été ouvertes pour le même usage, mais celles-ci furent visiblement vite abandonnées.

Une stratigraphie détaillée aurait pu être mieux traduite cartographiquement si les divers sondages exécutés dans le secteur avaient été intégralement carottés. On distingue cependant, de bas en haut, après les calcaires de Naussens et de la Cruzatié, les calcaires de Blaye et de Carmaux, les lignites de Cestayrols, associés aux calcaires de Villeneuve de Sénouillac et Noailles.

Ces faciès calcaires passent aux argiles calcaires et aux calcaires très argileux, parfois silteux des **molasses inférieures de Fayssac** (g2b2[F]). Ces faciès marneux contiennent de puissantes lentilles de grès à stratifications obliques et entrecroisées, tels les niveaux de grès du Mazart, de la Bourriette et du Verdier. Les molasses supérieures de Fayssac sont semblables aux précédentes.

Les formations calcaires y sont sporadiques et de faible puissance. Deux niveaux cependant ont une relative constance, ceux des **calcaires de la Jarade** et **d'Andillac** (g2b2[3]), où l'on peut distinguer un niveau inférieur et un niveau supérieur. Un ensemble de puissantes lentilles gréseuses riches en structures stratifiées diverses s'intercale entre les deux épisodes plus carbonatés : ce sont les niveaux de **grès de Bois-Brûlé**.

Plus au Sud, ces molasses dépourvues de niveaux calcaires deviennent riches en éléments conglomératiques, apports paléopyrénéens : ce sont les **molasses de Sainte-Cécile-d'Avès** (g2b2[A]).

g2b3-4. **Argiles molassiques, grès et poudingues de Vors et Gradille ; calcaires de Donnazac et de Fontalzanière**. Les faciès palustres développés précédemment dans la partie sud-ouest de la carte Albi recouvrent tout le territoire dès le dépôt des derniers calcaires de Cordes. Aux molasses de

Sainte-Cécile-d'Avès succèdent celles à **grès et poudingues de Vors et Gradille**. Ces faciès, riches en apports détritiques, passent au Nord-Est à des formations plus argileuses où, par places, se multiplient des encroûtements carbonatés et les apparitions de vrais niveaux de calcaires. Parmi ceux-ci on distinguera :

– **les calcaires inférieurs de Donnazac et de Fontalzanère** qui, eux-mêmes, se subdivisent en trois niveaux indépendants (1, 2, 3), s'intriquant d'une manière complexe, et dont le plus important est observable près de Donnazac, à la carrière de Peyrole.

Ces calcaires sont parfois fossilifères, ils offrent : des lymnéidés, des planorbidés (*Planorbarius cornu*), des hélicidés (« *Pseudoleptaxis corduensis* », *Parachloraea cadurcensis*, *Leptaxis raulini*) ;

– **les calcaires supérieurs de Donnazac**, s'insèrent dans les mêmes faciès palustres argilo-carbonatés.

Au Sud-Ouest, au niveau de Castelnaud-de-Montmiral, les calcaires supérieurs de Donnazac reposent sur des séries argilo-gréseuses où se mêlent les venues conglomératiques paléopyrénéennes et de sporadiques et indigentes venues détritiques de paléomassifs voisins. Les calcaires supérieurs de Donnazac peuvent s'observer au lieu-dit Pélégri.

Les anciens auteurs ont signalé la présence de fossiles dans les calcaires supérieurs de Donnazac. Quelques hélicidés ont pu être trouvés : *Leptaxis raulini*, *Pseudoleptaxis corduensis*, *Parachloraea cadurcensis*, accompagnés de lymnéidés et de planorbidés (*Planorbarius cornu*). On ne trouve plus actuellement que quelques restes rares et en mauvais état.

g2b5. **Calcaires de Castelnaud-de-Montmiral**. Les calcaires de la carrière de Pélégri (calcaires supérieurs de Donnazac) s'épaississent vers le Sud. Ils passent à leur sommet, dans les environs de Castelnaud-de-Montmiral, à une puissante formation où lentilles de calcaires et de grès s'intriquent. Plus au Sud et à l'Ouest, ils se résolvent en quelques niveaux de faible puissance, répartis cependant sur une grande surface. Ces calcaires se retrouvent au sommet des formations molassiques affleurant dans le quart nord-ouest de la feuille Gaillac et sur le territoire voisin, situé sur la feuille Villemur.

Quaternaire

F. **Niveaux plio-quaternaires**. Comme sur la feuille Lavour, ces matériaux, nappant les hauts reliefs sont liés à la présence d'un substratum riche en poudingues d'origine pyrénéenne. Les plus hauts niveaux résultent, ici aussi, des premiers modelages géomorphologiques qu'a subi la région.

Fx. **Alluvions des terrasses moyennes de la vallée du Tarn et du Cérrou**. Ces alluvions se situent généralement entre 50 et 75 m au-dessus de la basse plaine. Ils constituent de sporadiques accumulations confinées sur les abords immédiats de ces deux cours d'eau. Très caillouteuses, ces formations contiennent presque exclusivement des quartz et quartzites patinés, parfois cariés, souvent gélifractés. Ils seraient d'âge mindélien.

Fy. **Alluvions des basses terrasses du Tarn**. De composition lithologique

proche des alluvions de la basse plaine du Tarn, ces alluvions des basses terrasses contiennent, par places, au Sud d'Albi, une certaine proportion de débris cryoclastiques calcaires issus des calcaires à *Brotia albigensis*. Le reste des matériaux de cette basse terrasse se réduit à des quartz ou des quartzites, intégrés au sein d'une matrice plus ou moins rubéfiée. L'âge probable de cette basse terrasse est wurmien.

Rc-Fy. **Formations de pentes, colluvions anciennes et modernes des topographies post-mindéliennes.** Le pays est disséqué par de très nombreuses petites vallées et thalwegs. Ils sont encombrés, en leur fond, d'une plus ou moins épaisse couche de divers produits de solifluxion, des éboulis divers (GP), des grèzes (E) en région de Causse. Si l'on excepte le premier mètre à partir de la surface du sédiment, on peut considérer que le reste de cette formation est wurmien.

Fz1. **Alluvions de la basse plaine du Tarn (palier supérieur) ; Fz2. Alluvions de basse plaine du Tarn et du Cérou (paliers moyen et inférieur).** Ensemble de sédiments détritiques issus d'une part des érosions quaternaires des reliefs amont paléozoïques ou cristallins, et d'autre part du remaniement au premier ou second degré d'argiles provenant souvent de la destruction de formations tertiaires plus anciennes.

La base de ces alluvions est généralement plus sableuse et plus caillouteuse que leur sommet, recouvert par les limons d'inondations actuels ou subactuels.

La présence de très nombreux paliers emboîtés les uns dans les autres, au sein de cette basse plaine, montre que celle-ci a été modelée par une construction polygénique continue. La multiplication de ces paliers en des sites particuliers pose le problème de l'existence de mouvements néotectoniques.

Pz. **Glacis d'accumulation se raccordant à la basse plaine du Cérou.** Ces glacis contenant des matériaux remaniés des « brèches de la Grésigne » et des « argiles à graviers » sont relativement anciens et peuvent être antérieurs aux derniers dépôts des alluvions de la basse plaine dont la partie supérieure les recouvre.

Jz. **Cônes de déjection raccordés à la basse plaine du Cérou.** Ces cônes de déjection, placés au débouché des thalwegs et des ruisseaux affluents du Cérou, ont morphologiquement marqué car ils ont accumulé, du Würm à l'Actuel, des sédiments détritiques grossiers provenant du remaniement des argiles à graviers qu'ils érodent en les traversant.

Fz3. **Alluvions actuelles et modernes des rivières secondaires et des ruisseaux.** Ces alluvions, dont le dépôt a débuté au Würm, sont composées de plusieurs niveaux. Ils s'intriquent sur les bords des vallons avec les colluvions provenant de leurs flancs. On peut noter, dans un certain nombre de coupes atteignant le substratum tertiaire, entre celui-ci et la surface actuelle sur laquelle repose le sol arable, deux principaux apports de grèzes (GP) pavant tout le fond des vallons, séparés par des niveaux de sédiments plus

terreux, argileux et même parfois légèrement ligniteux où un certain nombre de paléosols peuvent être observables.

X, Xh. **Dépôts anthropiques.** Il s'agit généralement des sériles issus de l'exploitation houillère. Nous avons figuré sur la carte l'emprise des futurs remblais issus des morts-terrains enlevés pour creuser les fosses d'exploitation à ciel ouvert de Carmaux. Le remblai en cours d'édification au Sud de la fosse Sainte-Marie donne déjà une idée du volume du dépôt qui sera mis en jeu par cette exploitation (290 millions de m³ de terre).

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Le substratum anté-stéphanien n'affleure que dans les profondes vallées et dans les paléo-reliefs qui, au Nord de la vallée du Cérou, appartiennent déjà au Rouergue.

Ce vieux socle (Précambrien et Paléozoïque) a subi une tectonique hercynienne complexe dont on analyse mieux les effets sur les feuilles voisines Najac et Carmaux.

En apparence, la structure générale, mégascopique du socle cristallophyllien, dans le Nord-Est de la feuille, est simple, monoclinale d'aspect. Les formations lithologiques se succèdent du Nord vers le Sud, affectées d'une foliation principale sensiblement concordante avec la lithostratigraphie. Le pendage de cette foliation, très fort dans la partie septentrionale, s'adoucit vers la vallée du Cérou et se fait en général vers le Sud ou le SSW ; on note cependant des pendages Sud-Est, tout à fait à l'Est de la feuille.

Dans le détail (à l'affleurement et en lames minces), les choses sont plus complexes. Dans la série inférieure, paradérvée (micaschistes quartzitiques, notamment), l'élément structural le plus ancien décelable est la stratification, soulignée par les minces lits quartzitiques, quand elle n'est pas totalement oblitérée par les événements ultérieurs. Une première phase de déformation, contemporaine de la conversion des sédiments en séricitoschistes, transpose cette stratification à peu près parallèlement à une schistosité de flux S1. Celle-ci se trouve fortement microplissée, selon un axe à peu près NNW-ESE, lors de la naissance de la foliation principale, S2, qui est généralement de type « strain slip cleavage ». Ensuite recristallisent chlorite, muscovite et éventuellement biotite. Dans la formation volcano-sédimentaire supérieure, on ne peut reconnaître une histoire tectonique antérieure à la foliation principale, car celle-ci résulte d'un puissant laminage qui a pratiquement détruit toute structure plus ancienne, imbriquant les uns dans les autres les différents constituants pétrographiques, sous forme de pseudolits et de lentilles de dimensions variables. Cette déformation se traduit aussi par un microplissement d'axe WNW-ESE. Pratiquement tous les minéraux actuels de la roche ont cristallisé (ou recristallisé) pendant et après cet épisode tectonique majeur. Dans les amphibolites, seulement, on remarque une linéation plongeant au SSE, qui paraît être d'étirement.

Les métagranites et les leptynites ne montrent clairement que la phase de laminage correspondant à la foliation principale, accompagnée d'une linéation d'étirement dirigée au SSE ; ici, cependant, il est permis de penser que cette déformation est bien la première à avoir affecté la roche magmatique initiale, grenue (ou, localement, microgrenue).

L'événement tectonique principal, enregistré par l'ensemble des formations cristallophylliennes, semble donc bien être l'épisode de laminage associé à la naissance de la foliation principale. Il est particulièrement marqué dans la série supérieure, volcano-détritique, et même exacerbé à la base de cette série, dans les leptynites, que l'on peut sans doute considérer (au moins pour la grande partie) comme le terme extrême de la déformation des métagranites. Une telle disposition s'expliquerait en supposant que les leptynites jalonnent une surface de contact anormal séparant la série volcano-détritique, considérée comme allochtone, de la série paradérivée (contenant les porphyroïdes), autochtone relatif : on aurait là une structure analogue à celle décrite plus au Nord, dans la vallée du Viaur (feuille Najac), par Bodinier et Burg (1981). Le fait que les leptynites reposent, suivant les points, sur des niveaux variables de la série inférieure est en accord avec cette hypothèse ; il en est de même des particularités du métamorphisme, qui seront exposées plus loin.

Des épisodes de déformation post-métamorphiques, essentiellement casants, affectent par la suite l'ensemble de l'édifice.

Le plus ancien, sans doute, de ces épisodes, semble être contemporain de l'ouverture du bassin houiller de Carmaux. L'un des mécanismes envisagés par Delsahut (1981) pour cette ouverture fait intervenir un coulissement senestre le long d'une fracture subméridienne : un tel mouvement serait en accord avec la torsion vers le Nord-Est de la foliation, constatée dans l'Est de la feuille et qui dessine la limite ouest d'un S couché, dont l'autre branche s'observe plus à l'Est sur la feuille Carmaux. Quelques plis métriques d'axe ENE, au Nord-Ouest de Carmaux, peuvent aussi se rapporter à cet épisode.

Deux familles de failles, la principale de direction E-W à WNW, l'autre subméridienne, affectent le socle métamorphique et sa couverture permocarbonifère, mais sont antérieures au recouvrement tertiaire.

Il y a environ 290-300 Ma, la fracturation tardi-hercynienne se superposa aux effets tectono-métamorphiques des phases éo-hercyniennes et hercyniennes. C'est à cette époque que commença à jouer clairement le linéament fondamental qu'est la faille de Villefranche N 20° E, le réseau complexe permettant la formation des bassins de Carmaux (allongé N-S, mais affecté de fractures NW-SE) et de Réalmont. A ces accidents s'associent des fractures E-W, parallèles à celles du « détroit de Rodez ».

Rappelons les effets de la « phase palatine », qui explique la discordance, systématique mais légère, du Trias gréseux sur le Permo-Carbonifère, de la phase « autrichienne » entre la fin du Jurassique et le Cénomanién marin qui envahit le Nord de Quercy (aucune trace n'en est plus perceptible dans l'Albigeois), et des phases du début de l'Éocène.

L'anticlinal de la Grésigne, allongé WSW-ENE, se forma à l'Éocène moyen (?) - supérieur, à la pointe sud du bloc crustal triangulaire que limitent faille de Villefranche et accident ouest-quercynois (réseau de la Vère). Un enlèvement NW-SE, traduisant peut-être une fracture du socle de même direction, sépare les dômes de la forêt de Grésigne du dôme de Vaour. Celui-ci est limité au Sud par une flexure-faille à tendance inverse (faille de Saint-Salvy) où le Trias gréseux se trouve amené à affronter les conglomérats paléogènes.

Quant à la faille de Villefranche, elle est relayée au Sud par la faille Marnaves, dont on perd la trace au Sud de ce village, au sein du Permien. Toutefois elle paraît se séparer en deux branches : l'une WSW-ENE de Roquereine à Caquioul (faille de Saint-Salvy), l'autre SSW-NNE (faille de Maraval-Tonnac). Celle-ci met en regard le Lias, à l'Ouest et – à l'Est – les conglomérats paléogènes reposant directement sur le Permien : ceci prouve le jeu multiple de l'accident, le second jeu abaissant le compartiment ouest. Cette grande fracture doit se poursuivre vers le SSW, bien que l'Oligocène calcaréomolassique ne paraisse pas sérieusement affecté. On sait par sondages et par études géophysiques que l'accident se poursuit vers le SSW sous Toulouse et Muret pour réapparaître dans la cluse de la Garonne à Boussens.

La retombée de l'anticlinal de la Grésigne vers le Nord-Ouest se fait suivant un plan incliné en moyenne à 20° NNW. Des accentuations locales de pendage se produisent le long de flexures WSW-ENE, limitant au Nord le dôme de Vaour, et d'une fracture ouverte N-S à hauteur du Dolmen. On remarquera que cette dernière fracture recoupe un remarquable pli cylindrique déversé au Sud-Est, bien visible dans la carrière voisine.

Mentionnons enfin la « faille de Vaour », E-W, qui – au Sud immédiat de cette localité – met en regard les dolomies hettangiennes sur lesquelles Vaour est bâti (au Nord) et les grès du Trias-Hettangien basal portant les ruines de la Commanderie des Templiers (au Sud). On peut l'interpréter soit comme une faille normale rompant le périclinal nord-ouest du dôme de Vaour, avec un rejet vertical de l'ordre de 50 m, soit comme un décrochement dextre, d'un rejet horizontal de l'ordre de 300 m. Sa continuation latérale n'est pas claire.

La formation du pli de la Grésigne est pluriphasée. Elle précède et accompagne la décharge (Lutétien supérieur-Oligocène) des conglomérats de la Grésigne.

Enfin, après le dépôt de l'Oligocène, des mouvements amènent et la montée de reliefs grésignols : localement les calcaires stampiens de la Dugarié sont inclinés de 20° vers le Sud-Est (carrefour de la D8 et du chemin de la Barthe au Nord-Est de la Dugarié). L'altitude actuelle du massif (point culminant, 523 m, à l'Arbre de la Plane) – qui domine de quelque 200 m le pays environnant – peut d'ailleurs s'expliquer par la continuation de sa lente montée.

Hormis sur la bordure du dôme de la Grésigne, le Paléogène de l'Albigeois n'est affecté que très peu par la tectonique. Il plonge de quelques

degrés vers l'WSW. L'interface socle—Paléogène passe ainsi, suivant une direction NE-SW, de l'altitude + 160 (au niveau de Saint-Juéry) à - 275 m sous Graulhet et à 700 m sous Lavaur, ce qui donne une pente moyenne de 2° vers le Sud-Ouest. Ce léger pendage contraste avec la pente, dans la même direction, de la surface d'érosion post-oligocène, probablement plio-villafrancienne, disséquée par l'érosion quaternaire. Cette surface passe de l'altitude + 350 (région au Nord d'Albi) à l'altitude + 290 (région au Nord-Ouest de Gaillac). Elle paraît se retrouver dans la « surface de Vaour » (Ellenberger, 1938) qui, de 290-300 m autour de Cordes, monte à 390 m au Nord-Ouest de Campagnac et autour de 500 m sur l'axe de l'anticlinal de la Grépine. Cette déformation probable d'une surface relativement plane à l'origine tendrait à prouver un jeu quaternaire à hauteur de ce pli.

Enfin, l'allure rectiligne N-S de la limite socle—Paléogène à l'Est d'Albi — avec le singulier gradin du Saut-de-Sabo (Saint-Juéry) — donne à penser qu'un accident vertical se place là.

On a également signalé, un peu au Sud d'Albi, un groupe de petits accidents N 120°E (« faille de Gédoul » de Servele, 1979), entre Assou et Dadou, qui abaisse une dizaine de mètres le compartiment oriental.

MAGMATISME ET MÉTAMORPHISME

Les seuls événements magmatiques enregistrés dans les terrains de la feuille Albi sont liés à la genèse du substratum métamorphique. En particulier aucune manifestation volcanique n'accompagne ici l'ouverture du bassin houiller.

Trois épisodes sont repérables dans l'ensemble cristallophyllien (voir description des formations) : un volcanisme acide, rhyolitique ou ignimbritique, d'où sont issus des porphyroïdes intercalés à la base des micaschistes quartzitiques de la feuille ; une période volcanique comportant des émissions acides et basiques, à l'origine de la série volcano-sédimentaire supérieure ; une intrusion laccolitique de leucogranite (localement microgrenue ?), représentée maintenant par les métagranites et les leptynites (au moins *pro parte*). L'état actuel des connaissances ne permet pas d'apporter davantage de précisions. Notamment, on ne peut fixer avec certitude les âges de ces épisodes ; tout au plus, grâce à des comparaisons peu sûres avec des régions parfois assez éloignées du Massif central, peut-on suggérer que le premier daterait du Cambrien inférieur (peut-être vers 550 Ma), le second de la fin du Cambrien ou du début de l'Ordovicien (500 Ma à 470 Ma) et le troisième du Dévonien supérieur (entre 375 Ma et 340 Ma ?). Cela repose, entre autres, sur l'assimilation, plausible mais non démontrée, de la série volcano-sédimentaire supérieure avec les complexes leptyno-amphiboliques décrits, par exemple, dans le Lézou, dans la région de Marvéjols ou dans le Limousin.

Pour l'ensemble des formations métamorphiques de la feuille, les paragenèses dominantes observées appartiennent toutes au « greenschist facies ». Les principales sont les suivantes, de bas en haut de l'édifice actuel :

- quartz-albite-muscovite-(biotite rare), dans les porphyroïdes ;
- quartz-(albite)-chlorite-muscovite-(biotite rare), dans les micaschistes quartzitiques ;
- quartz-albite-muscovite-biotite, dans les gneiss fins ;
- quartz-muscovite-biotite, dans les micaschistes ;
- quartz-albite-microcline-muscovite-biotite (en voie de chloritisation)-clinozoïsite-(grenat), dans la série volcano-sédimentaire, avec quartz-albite-muscovite-biotite, dans les pseudo-lits leptynitiques ;
- actinote-albite-clinozoïsite-chlorique-biotite, dans les amphibolites, et quartz-albite-biotite-muscovite, dans les intercalations de gneiss fins.

On constate que, si l'on excepte les leptynites et les métagranites, les formations les plus élevées (géométriquement) contiennent systématiquement de la biotite en quantité notable, tandis que ce minéral est rare, ou même absent, dans les niveaux inférieurs : il semble que l'intensité du métamorphisme croisse du bas vers le haut.

Ces paragenèses sont dues à la phase de métamorphisme la plus récente, essentiellement postérieure à la phase de déformation responsable du développement de la foliation principale (en partie contemporaine, aussi). Mais on observe des reliques, en état de conservation variable, de paragenèses plus anciennes, différentes selon les formations.

Dans les niveaux paradérivés de la partie inférieure du bâti, le stade antérieur était représenté par des séricitoschistes. Dans la série volcano-sédimentaire, on relève la présence de pseudomorphoses de fibrolite, témoins d'un épisode de métamorphisme plus ancien, au moins mésozonal. Dans les métagranites et les leptynites, on ne décèle que la nature grenue (ou microgrenue localement ?) de la roche initiale. Il faut signaler encore l'existence des fantômes de cordiérite probable dans les métagranites et la série volcano-sédimentaire. La cristallisation de ce minéral prend place, nécessairement, après l'épisode de laminage intensif (foliation principale) puisque les fantômes sont souvent presque automorphes, mais aussi avant la cristallisation finale de muscovite, qui peut se développer aux dépens du feutrage phylliteux.

On peut donc dire que la différence de faciès métamorphique initial, entre les formations sous-jacentes aux leptynites et celles qui recouvrent les métagranites, *suggère fortement une allochtonie relative de ces dernières par rapport aux premières*. Un tel charriage, analogue à d'autres décrits ailleurs dans le Massif central (région de Najac, Marvéjols), serait contemporain de l'acquisition de la foliation régionale, la cristallisation de la paragenèse « greenschist » débutant en même temps que lui et se terminant un peu après. La superposition d'une lame chaude (volcano-sédimentaire méso- à catazonal, plus granite) au substratum froid (épizonal) provoque la croissance prograde de muscovite et biotite dans le substratum et, au contraire, une rétro-morphose de l'allochtone ; dans un premier stade, la température restant encore élevée alors que la pression a fortement baissé et que la pression partielle d'eau est un peu plus faible que la pression totale, la cordiérite se développe (mais ce n'est possible qu'après la fin du laminage pénétratif) ; ensuite, l'eau (en provenance du substratum) et la baisse continue de température provoquent la déstabilisation de la cordiérite, en même temps que

le quartz continue à recristalliser et que se développent les autres constituants de la paragenèse définitive.

OCCUPATION DU SOL

Préhistoire et archéologie

La basse vallée du Tarn et ses abords immédiats sont riches en stations du Paléolithique inférieur et supérieur de plein-air. Elles sont presque toutes liées aux gisements naturels des roches utilisées comme matière première dans la fabrication des outils (silex du calcaire de Cordes, galets de quartz des formations détritiques continentales tertiaires et quaternaires ; Tavoşo, 1976), mais sur la carte à 1/50 000 Albi sont notables les ateliers célèbres du Verdier ; leurs sites, surtout moustériens, fournissent des outils datés depuis l'Acheuléen par les labours, le sont encore depuis un siècle par les pillages répétés des amateurs de curiosités naturelles au grand dam des préhistoriens scientifiques ; ils ne permettent plus, en particulier, aucune étude statistique. Il peut arriver hors du site du Verdier que l'on trouve çà et là quelques éclats et parfois un objet de belle facture sans que l'on puisse en préciser l'origine exacte. En ces temps où les scolaires sont jetés d'une manière inconsidérée à la chasse des pierres taillées qui peuvent aussi bien provenir de leur abandon originel que du désintérêt prompt du fouilleur d'un jour.

Il faudrait ajouter à l'inventaire de ces gisements celui d'un certain nombre de menhirs et dolmens en particulier entre le Cérou et la Vère. Mais cela devient hors de notre propos. Il convient cependant dans un tel chapitre de signaler aussi diverses trouvailles, déjà anciennes, d'objets celtiques aux environs de Cordes, de Castelnau-de-Lévis, divers sites gallo-romains parmi lesquels il convient de citer l'atelier de céramiques à Alayrac, les restes d'établissements au lieu-dit la Ville au Montels et à Granejouis à l'emplacement de la voie de chemin de fer Tessonnières—Lexos.

Hommes et paysages

Malgré leur côté parfois un peu « rebedech », l'accueil des hommes du terroir que l'on peut rencontrer dans la région cartographiée sur la coupure Albi au 50 000^e, est généralement chaleureux et vous attache définitivement au pays. Les paysages que l'on peut découvrir en le parcourant restent souvent attirants.

Comme partout, les ressources agricoles reflètent les qualités du substratum. Les aléas historiques, ici si souvent dramatiques, et les variations socio-économiques ont certes, au cours des âges, fait évoluer les pratiques agricoles et les grands traits de ce paysage, mais ces données humaines n'apportent aucune exception à la règle énoncée en début de paragraphe : le sous-sol albigeois a toujours contraint ce qui le recouvre à s'adapter à lui. Les physiocrates tarnais en firent, au dix-huitième siècle, l'exaspérante expérience lorsqu'ils voulurent introduire des cultures nouvelles dans le pays.

Même s'il est parfois difficile de se faire, pour la plupart d'entre nous, une idée exacte de certains sites de terroirs tarnais du passé, du patrimoine paysager aujourd'hui disparu : nulle trace ne demeure par exemple de la culture du lin et du chanvre là où elle pourrait être, ou de l'anis dit d'« Albi » en région gaillacoise et dont les seuls vestiges demeurés encore ces dernières années sont pâtisseries et culinaires avec les « jeannots », les « gimblettes » et « échaudées »...

Même s'il faut un bel effort de recherche documentaire et d'imagination, pour reconstituer l'allure du paysage des champs de garance vers Cordes ou Castelnaud-de-Lévis, ou ceux de safran dont il ne reste que rares pieds devenus sauvages. On plaçait autrefois, ces derniers, dans les zones colluvionnées regardant le Sud, dans les terres de consistance et d'humidité moyennes...

Même si quelques alignements mités de lavandes dégénérées épars sur les plateaux cordais, si quelques allées reliques de mûrier disséminées dans la plaine alluviale permettent quelques reconstitutions paysagères bien datées, mais hypothétiques...

...les profondes altérations du cadre paysager de ce pays, en ces dix dernières années ne sont pas tellement dus à des modifications des pratiques agricoles.

Certes les temps où il avait en moyenne 98 moutons au kilomètre carré ont disparu et même si le cheptel des ovins est remonté dans le Tarn aux environs de 335 000 têtes, les modes d'élevage, comme les modes de cultures, font qu'aujourd'hui ceux-ci ont un autre impact sur l'environnement que ceux d'autrefois.

Mais la physionomie paysagère du dôme de la Grésigne reste celle d'un pays de forêt auquel s'ajoute aujourd'hui un élevage relativement prospère.

Mais l'Albigeois des plaines alluviales, s'il vit maintenant de la polyculture à base céréalière et accessoirement de l'élevage, demeure un espace foncièrement agricole, traversé par sa large rivière bordée d'arbres.

La région gaillacoise qui a vu, ces dernières années, son vignoble prendre de l'extension au détriment de la polyculture continue à vivre de l'une des plus traditionnelles richesses du Tarn : celle qui découle de l'élaboration de bons vins, ceux des côteaux de Gaillac et du pays cordais. Si l'on prend pour bon témoignage les mosaïques décorées de ceps, de pampres entrelacées et de grappes découvertes dans la villa gallo-romaine de Granejous, on peut alors dire que cette tradition est millénaire et qu'elle s'est poursuivie sans discontinuité jusqu'à nos jours. En attestent les preuves historiques des envois réguliers des vins du Tarn faits vers l'Angleterre au Moyen Âge. Cette tradition faite d'un savoir-faire, allié à la qualité des terrains, est telle qu'elle donne généralement des vins de grande franchise de goût, ayant du corps et étant généreux et dont la dégustation se poursuit parfois par une somptueuse queue de paon.

Et ce dernier pays, fait de plateaux et collines entrecoupées de vallons, conserve ses petits cours d'eaux aux abords ombragés.

Mais qu'est-ce donc ce qui aux yeux de ceux qui connaissent depuis longtemps cette région, en altère maintenant les paysages ?

Paysages où les travaux miniers, malgré leur importance, sont restés jusqu'à présent, peu visibles, cantonnés généralement au fond des vallées et n'altèrent en rien leurs caractères premiers.

La disparition d'un certain nombre d'écrans végétaux de type bocager avec les remembrements et l'implantation de nouvelles cultures ont bien modifié l'allure de certains sites de terroirs tarnais.

Mais est-ce cela qui choque l'œil du voyageur ? Dans le Tarn en particulier il y a eu l'apparition de nouvelles couleurs dominantes placées à d'autres saisons qu'autrefois. Le jaune des colzas en fleur à Pâques, s'étendant parfois à perte de vue, est une donnée paysagère nouvelle et les secteurs où l'on plante du sorgho prennent, au moment de sa maturité, des couleurs d'ombre brûlée inconnues jadis. Mais doit-on regretter ces nouveaux apports ?

Quelle donnée a donc désagréablement perturbé l'évolution paysagère de cette région ? (évolution qui aurait dû intégrer des traditions poursuivies dans les évolutions de notre temps et qui conféraient à l'Albigeois une certaine beauté agreste originale).

En ces temps de mutations économiques d'une échelle autre que celle du passé, cette donnée est l'absence d'une politique locale paysagère, d'une prise de conscience collective sur cet élément d'identité régionale et d'une réflexion sur l'intégration des cadres bâtis dans leur contexte rural. C'est l'oubli qu'un paysage plait dans la mesure où il y a une harmonie entre les formes, les qualités du terrain et leur usage par les hommes. Les brassages de population, l'aculturation de nombreux tarnais de vieille souche, un esprit de spéculation à courte vue, une absence de sensibilisation aux problèmes paysagers, ont ainsi permis la banalisation de maints décors rustiques par un mitage anarchique et dépréciateur. La recherche sur une restauration de ces paysages reste à faire et engagera un travail pluridisciplinaire de longue haleine. La géomorphologie et la géologie auront leur mot à dire.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Les **terrains anciens** qui affleurent sur la carte Albi, essentiellement constitués par des gneiss, grès et schistes métamorphiques, n'offrent que peu de ressources aquifères. Les sources qui apparaissent ont des débits faibles. Cependant, des structures particulières, telles que filons ou contacts faillés, peuvent fournir des débits plus importants.

Les **calcaires du Lias et du Jurassique** affleurent dans le dôme de la Grésigne. Ils sont le siège de phénomènes karstiques, mais n'offrent ici que peu de sources intéressantes. Citons toutefois les sources résurgences de Marnaves. Ces calcaires mésozoïques s'étendent sous la molasse tertiaire seulement dans la partie ouest de la feuille où ils peuvent renfermer un aquif-

fère captif. Cet aquifère peut être sollicité par forages mais nous ne possédons que peu d'informations sur ses capacités de production.

A la **base des formations continentales tertiaires**, latéralement à ces assises, existent des terrains de faciès variable :

- les conglomérats à éléments calcaires qui forment une auréole locale autour du dôme de la Grésigne ne sont pratiquement pas aquifères ;
- les argiles à graviers qui affleurent au Nord et à l'Est de la feuille ne peuvent pas être considérées comme aquifère, tout au plus permettent-elles l'alimentation très ponctuelle d'une habitation. Cette formation s'étend sous la molasse sur la plus grande partie du territoire couvert par la carte. Toutefois, vers l'Ouest, les assises banales deviennent argilo-sableuses puis sableuses et peuvent devenir aquifères. Au Sud de la feuille, cette nappe infra-molassique a été captée par plusieurs forages (Gaillac—Graulhet). Elle peut constituer une ressource en eau et calories. En particulier leur température constante, 15 à 25° selon la profondeur, est un élément fort appréciable pour les fermentations (mégisserie ou d'autres usages).

Les **formations molassiques** sont dans leur ensemble imperméables. Toutefois, des lentilles détritiques sableuses ou sablo-graveleuses peuvent être rencontrées dans la molasse. Ces faciès peuvent constituer de petits niveaux aquifères parfois exploitables.

Les **calcaires lacustres** tendres, peu fissurés, qui s'intercalent à différents niveaux dans les terrains argileux continentaux, ont une trop faible extension pour permettre la formation d'aquifères karstiques aux ressources abondantes. Les sources issues de ces calcaires sont peu nombreuses et elles sont de faible débit et souvent temporaires.

L'**alimentation en eau potable** des communes situées sur le territoire de la feuille est assurée soit par des barrages (Roucarié—Rassise), des captages en rivière ou des puits formés dans les terrasses alluviales près des rivières. Ces *alluvions aquifères* constituent le plus souvent des bandes étroites. Dans la vallée du Tarn, seule la basse plaine et les basses terrasses constituent des aquifères exploitables car les niveaux supérieurs, très altérés, renferment un fort pourcentage de limons et d'argile et ont une perméabilité très faible. Dans cette vallée, le niveau alluvial le plus bas n'est pratiquement jamais en contact avec la rivière qui s'est enfoncée dans le substratum molassique. La nappe aquifère qu'il recèle est alimentée par la pluie de son propre impluvium et par les sources et ruisseaux issus des terrasses ou des terrains supérieurs. Les débits extraits par captage de ces alluvions sont de l'ordre de 20 à 30 m³/h.

EXPLOITATION HOUILLÈRE DU BASSIN DE CARMAUX

Le gisement

La série carbonifère d'âge stéphanien affleure dans la vallée du Cérrou. Cette série est partout ailleurs recouverte par les terrains tertiaires. Elle s'étend sur une bande Nord-Sud d'environ 10 km de long sur 3 km de large.

La série houillère du bassin de Carmaux s'étend en profondeur jusqu'au socle ancien composé de roches cristallophylliennes, le point le plus profond se situant à 520 m de la surface. L'épaisseur de la couverture tertiaire varie entre 0 et 200 m de puissance.

La topographie du socle incite à distinguer dans l'ensemble du gisement deux cuvettes séparées par un haut-fond : le horst de Lentin dans lequel l'épaisseur des terrains carbonifères est quasi nulle :

- la *cuvette de Carmaux* au Nord, la plus vaste, la plus profonde, la plus riche est celle dans laquelle la sédimentation est la plus régulière ;
- la *cuvette de Cagnac*, plus irrégulière, ne comprend que la partie inférieure du faisceau de veines, celles-ci sont souvent très épaisses.

L'ensemble du gisement est haché par une série de failles très denses qui morcellent les panneaux à exploiter. A cet inconvénient il faut opposer les aspects favorables du gisement, la nature du charbon cokéifiable, l'épaisseur, la qualité et la densité des veines, la profondeur relativement faible, le caractère non grisouteux et peu aquifère du gisement.

Historique et exploitations en souterrain

C'est dans la zone des rares affleurements mis à nu par le Cérou que les premières exploitations ont commencé, dès le Moyen Age, de façon artisanale. Un décret de 1245 fait état d'un droit de péage pour la traversée du pont d'Albi par le « charbon de terre ». Peu à peu, les fouilles et petits puits ou « creux » se multiplient. L'exploitation s'enfonce et progresse à la fois vers le Nord, où les travaux butent sur la faille bordière, puis vers le Sud. Dès 1750, sous la direction du Chevalier de Solages, des puits de plus en plus importants sont foncés. L'exploitation, qui se limite à la cuvette de Carmaux, se développe. Une extraction de 100 000 t/an est atteinte vers 1865. A cette époque, est fondée la Société des Mines de Carmaux dont l'essor constant repose initialement sur 4 sièges : Ravin 1, Ravin 2, Sainte-Barbe, Grillatie.

En 1882, un ingénieur albigeois, Émile Grand, découvre, par sondage, le prolongement du bassin houiller au Sud du horst de Lentin. En 1886, la Société des Mines de Carmaux ouvre les sièges de la Tronqué et de Sainte-Marie. La production des deux sociétés ne cesse de croître. Elle dépasse, au total, 1 200 000 t/an lors de la première guerre mondiale et 1 500 000 t/an lors de la seconde.

En 1946, intervient la nationalisation. Les deux sociétés concurrentes de Carmaux et Albi fusionnent et deviennent le groupe Tarn des Houillères du Bassin d'Aquitaine (H.B.A.). On procède alors au creusement d'ossatures importantes reliant tous les travaux souterrains et permettant leur concentration notamment : grand roulage à voie métrique, fendues centrales et usine-fond. La production s'accroît encore. Elle atteint son point culminant en 1964 avec 1 569 902 t d'extraction nette. A partir de 1966, date de la fermeture du siège de la Grillatie, la production décroît de façon importante et continue. En 1968, les H.B.A. deviennent Houillères d'Aquitaine, dépendantes des Houillères du Bassin du Centre et du Midi (H.B.C.M.).

L'équipement des houillères en engins d'abattage de type « Alpine » permet d'augmenter très sensiblement la productivité.

Les installations de surface de Sainte-Marie, puis de Cagnac, sont successivement abandonnées en 1972 et 1978. Au 1.1.1979 toute l'exploitation souterraine est concentrée sur la Tronquié (siège unique).

L'ensemble de la production est remontée au jour par des convoyeurs implantés dans une fendue de 692 m de longueur pentée de 31 % entre la surface et la cote - 180. Les 2 puits principaux de la Tronquié ne servent qu'à la circulation du personnel du transport de matériel et à l'aérage. Trois des neuf autres puits de la concession, équipés de ventilateurs, sont utilisés comme retour d'air.

L'extension de la méthode d'exploitation par chambres soutirées avec Alpine et chargeur sur pneus télécommandé, puis des courtes tailles en cul-de-sac (ESA), permet d'améliorer la récupération du gisement, difficile en raison de la densité du réseau de failles et des risques de feux.

Depuis l'origine, on peut chiffrer à cent millions de tonnes nettes l'extraction réalisée dans le bassin houiller de Carmaux—Albi dont les limites sont maintenant partout reconnues.

La production actuelle atteint près de 420 000 tonnes nettes par an au fond. Quelques petites exploitations en découverte, récemment entreprises dans la zone des affleurements, ont permis, en outre, de récupérer des tonnages appréciables de charbon dans des champs anciens incomplètement déhouillés.

Il reste encore à exploiter de 2,6 millions de tonnes par le fond. Mais l'avenir du bassin houiller réside dans la mise en œuvre de grandes découvertes, permettant, seules et avec un taux de récupération élevé, de déhouiller les zones de protection de certains puits et installations de surface désaffectés.

Exploitation en découverte

Avec la mise en chantier de la « Grande Découverte », la plus importante mine de charbon à ciel ouvert de France, c'est une nouvelle page de l'histoire minière du Carmausin qui est tournée. De la première fosse, dite « fosse de Sainte-Marie », les premières tonnes de charbon sont sorties dès 1987. A raison de 700 000 tonnes/an, en régime de croisière, il sera extrait de cette fosse 5 millions de tonnes, puis, une nouvelle fosse dont les travaux devraient débuter en 1994, permettra de produire 10 millions de tonnes supplémentaires.

Après une première phase qui consiste à aménager les infrastructures (terrassements, alimentation en énergie, déviations de routes et de lignes électriques, construction de pistes, ...) il faut ensuite procéder à l'enlèvement des « morts-terrains », c'est-à-dire des terres qui recouvrent le gisement. On utilise pour cela, d'imposantes « roues-pelles » aux lieu et place

des classiques pelles hydrauliques. Les terrains enlevés sont ensuite acheminés par bande transporteuse vers le remblai de Cagnac (une zone d'effondrements qui sera ainsi comblée) et vers un teruil situé au Sud de la fosse.

Le remblai de Cagnac occupera une surface au sol de 100 ha et le volume de dépôt sera de 40 millions de m³. Le teruil sud occupera lui une surface au sol d'environ 180 ha. La cote du plateau supérieur sera voisine de 375 NGF, le volume de dépôt sera là d'environ 100 millions de m³.

Pour donner une idée de l'importance des travaux, il faut savoir qu'il va être nécessaire de dégager 290 millions de m³ de terre.

Une fois le Houiller atteint, l'exploitation se fera par pelles et camions qui prendront le relais des roues-pelles.

MATÉRIAUX DE CARRIÈRE

Matériaux naturels et habitat traditionnel

La région est riche en matériaux de construction. Les divers niveaux d'argiles à graviers et certains niveaux molassiques ont toujours fournis assez de terriers pour que les tuileries donnent l'essentiel des produits réfractaires nécessaires à la couverture comme à la construction des maisons et des ouvrages plus importants. La cathédrale Sainte-Cécile d'Albi est une forteresse faite presque exclusivement de briques.

Très souvent, dans les Causses calcaires, c'est le substratum même qui fournit aux constructeurs leurs matériaux. Ils édifièrent des fermes et bâtiments de cette pierre, blanche vue de près, qui change de couleur par les jeux de la lumière au gré des heures du jour qui passe. Ce même calcaire fournissait la chaux devenue, ces dernières décennies, d'un usage uniquement agricole.

Au Nord de la carte, ce sont autrefois les grès triasiques qui étaient exploités. Les façades de la haute ville de Cordes, — comme en région de Brive, celles de Collonge-la-Rouge —, doit aux qualités de ce matériau leur extraordinaire beauté, leur longévité, leur étonnante qualité statuaire. Néanmoins, le lecteur s'étonnera sans doute en apprenant que l'on est allé chercher du « calcaire à astéries » à Saint-Macaire en Gironde, pour restaurer certaines sculptures d'une des plus célèbres maisons cordaises ; « calcaire à astéries » que l'on a teint ensuite en rouge, au lieu d'aller prélever les grès originels qui affleurent à moins de dix kilomètres, près de la bourgade de Salles qui a donné son nom à ces grès.

Exploitations

Sables et graviers. C'est dans la vallée du Tarn que se localisent les exploitations de matériaux. Ceux-ci sont extraits soit de gravières ouvertes sur les terrasses alluviales, soit par dragage. Actuellement, sables et graviers sont exploités dans la ville d'Albi à Catepau et plus en aval au lieu-dit Lasbordes.

Argiles à tuiles et briques. Les niveaux argileux de la molasse sont exploités. Comme les « argiles à graviers » supérieures ont été autrefois intensément exploitées dans la région d'Albi où les dernières exploitations, situées à Marssac et Labastide-de-Lévis, n'ont en 1983 fourni qu'un très faible tonnage d'argile.

Calcaires. *Les calcaires jurassiques* : ils sont actuellement exploités pour l'empierrement et la construction aux Cabannes près de Cordes. Au Sud de Vaour, près de l'ancien moulin de Roumégouse, ces calcaires du Sinémurien étaient extraits pour l'empierrement.

Les calcaires lacustres : autrefois exploités comme moellon pour la construction dans de multiples petites carrières, sont actuellement exploités près de Villeneuve-sur-Vère et Cagnac pour la chaux hydraulique et agricole. Il faut citer aussi les anciennes carrières souterraines de Bégoute et du Moulin de Clayrac, où étaient autrefois exploités les calcaires de Cordes meuliérisés qui servaient à la fabrication des meules des moulins à vent et à eau de la région (cf. § Tertiaire).

Grès. Les assises gréseuses du Permien et du Trias, autrefois utilisées (cf. *supra*) pour la construction, sont encore exploitées par quelques petites carrières dans la vallée du Cérou près de Salle et de Saint-Marcel. Le matériau est actuellement utilisé pour le dallage et le parement.

GÎTES ET INDICES MINÉRALISÉS

Seulement trois sites d'indices minéralisés à cuivre et barytine peuvent être signalés, dont deux ont fait l'objet de travaux miniers de reconnaissance.

Indice de Vaour. Dans les pélites du Permien existe, à l'Est du village de Vaour en bordure de la D91 au Sud du signal de l'Arbre de la Plaine, un indice cuprifère. Cette minéralisation dispersée est représentée par des enduits bleuâtres d'azurite et des placages verdâtres de malachite dans les fissures des pélites.

Indice de Saint-Marcel. Deux indices à cuivre et barytine ont fait l'objet de travaux de reconnaissance sur la structure faillée filonienne quartzreuse de direction N45 qui affleure de part et d'autre du village de Saint-Marcel :

— le premier indice dit du « *Roc du Roi* » se situe sur le bord de la D91. La minéralisation est localisée dans le filon de quartz encaissé dans les micaschistes au contact des terrains permien. Des recherches par galeries y ont été entreprises. Les minéraux les plus fréquemment rencontrés sont la goëthite en masses informes ou fibreuses, la pyrite en cristaux automorphes, du rutile en petits cristaux microscopiques disséminés dans la gangue. On y trouve également de la chalcopryrite, azurite, malachite. La barytine en masses lamellaires est rare, comme la blende que l'on y trouve associée en petites plages microscopiques à la pyrite ou en cristaux dans les géodes ;

— le deuxième indice dit de « *Laboual* » se localise dans le thalweg entre le village de Saint-Marcel et la ferme du Muret. Il s'agit d'un filon quartzeux de direction N 160 sécant sur le filon N 45. Il a été reconnu pour la barytine par une petite tranchée ayant donné 60 t de barytine. La barytine est abondante,

TABLEAU 1 – PRINCIPAUX INDICES ET GÎTES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de Classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Arbre de la Plaine Vaour	1.4001	Cu	Azurite Malachite	Disséminé	Pélite	Visible dans le talus de la route et dans le lit du ruisseau
Roc du Roi	3.4001	Cu, Zn	Quartz, Barytine, Pyrite, Goethite, Blende, Bornite, Chalcopyrite, Chalcosite, Covellite, Malachite	Filon 45°	Micaschiste Amphibolite Grès	Petite recherche par galerie
Laboual	3.4002	Ba	Quartz, Barytine, Goethite, Limonite, Pyrolusite, Psilomélane, Hollandite	Filon 20° Pendage 90° Puissance : 0.5 à 1 m	Micaschiste Amphibolite Grès	Petite carrière, travers-banc et galerie de 150 m. De 1958 à 1961 production de 230 t de barytine titrant : 97.61 % BaSO ₄ , 0.33 % Si O ₂ , densité = 4.53
La Grillatie	4.4001	Cha	Houille	Stratiforme	Grès, schiste Conglomérat	2 puits 209 et 315 m, reliés par travers-bancs autres puits du siège. Puits 1 : 3 recettes, puits 2 : 5 recettes. Le plateau de la mine est démantelé et les puits remblayés.
La Tronqué	4.4002	Cha	Houille	Stratiforme	Grès, schiste Conglomérat	Projet de carrière, à ciel ouvert, ovale de 1 500 x 1 000 m, profondeur prévue 260 m. Réserve 10 M/t. Production annuelle 0.6 à 0.7 M/t/an.
Sainte-Marie	4.4003	Cha	Houille	Stratiforme	Grès, schiste, Conglomérat	Découverte circulaire de 1 000 m de diamètre, profondeur de 280 m. 5 M/t de houille à enlever.
Siège de Cagnac	8.4001	Cha	Houille	Stratiforme	Grès, schiste Conglomérat	3 puits remblayés, travers-bancs, dessertes, galeries. En 1958 le roulage au fond est étendu au gisement de Carmaux. Désaffectation du puits 3 en 1979. Démantèlement en 1980.

en masses lamellaires avec un faciès crêté dans les géodes. On y trouve également goethite, limonite, pyrolusite avec des traces de psilomélane et de hollandite.

Les principaux indices et gîtes minéraux de la feuille ont été recensés dans le tableau 1.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Dans la série des **Guides géologiques régionaux** (Masson éd.), le guide d'**Aquitaine orientale** (Gèze et Cavaillé, 1977) pourra guider le promeneur, géologue ou non à travers la feuille Albi.

BIBLIOGRAPHIE

ASTRE G. (1964) — *Aceratherium albigense* Rhinocéridé à Itzac (Tarn) dans le complexe des calcaires de Cordes. *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 266-267.

ASTRE G. (1965) — Nouvelle découverte d'une mutation ancienne d'*Elephas antiquus* au viaduc du Vaur (Aveyron). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 100, p. 404-408.

BERGERON J. (1980) — Étude géologique du massif ancien situé au sud du Plateau Central. 1 vol. in 81 362 p., 10 pl. et 1 carte. Thèse, Paris, Masson.

BERGERON J., DEREIMS A. (1904) — Carte géologique de la France, au 1/80 000, feuille d'Albi (terrains cristallins et paléozoïques). Service carte géol. France, Paris.

BODINIER J.L., BURG J.P. (1981) — Évolution métamorphique et tectonique des séries cristallophylliennes du Rouergue occidental : mise en évidence d'un chevauchement dans la région de Najac (Aveyron). *Bull. BRGM*, (2^e s.), section 1, n° 4, p. 315-339 ; 11 fig., 1 carte h-t, 1 pl. photo.

BOUTET C. (1980) — Découvertes de microflores du Carnien à la base de l'épandage détritique formant la base du Mésozoïque de la Grésigne (Tarn, Haut-Languedoc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 280, série D, p. 439-442.

BOUTET C. (1981) — Étude palynoplantologique du Trias et du Jurassique inférieur et moyen de Grésigne — Sud Quercy. Thèse 3^e cycle, univ. Paul Sabatier, Toulouse, 161 p.

BRGM, ELF-RE, ESSO-REP, SNPA (1974) — Géologie du bassin d'Aquitaine. Éd. BRGM, atlas de 27 planches, avec texte, carte et documents annexes.

CARAVEN-CACHIN A., GRAND E.(1886) – Nouvelles recherches sur la configuration et l'étendue du bassin houiller de Carmaux. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, p. 527.

CARRÈRE M. (1963) – Sur l'âge et les conditions de sédimentations des formations détritiques de base de la série secondaire entre le Lot et l'Aveyron. *Mém. BRGM*, colloque Trias (1961), p. 321-338.

CHELLAI EL H., BAUDELLOT S., CROCHET B., FEIST M., DURAND-DELGA M.(1982) – Preuves paléontologiques de l'antériorité des conglomérats de la Grésigne (Éocène supérieur) par rapport à la molasse oligocène de l'Albigeois (Tarn). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 295, série II, p. 583-690, 1 fig., 1 pl.

COLLOMB E. (1871) – Sur le diluvium de la vallée du Tarn. *Bull. Soc. géol. Fr.* (2), XVIII, p. 92.

DEBRAND-PASSARDS S., GREBER C. (1975) – Bassin houiller de Carmaux. Rapport BRGM 75 SGN 396 GÉO.

DELSAHUT B. (1981) – Dynamique du bassin de Carmaux, géologie du Stéphano-Permien des environs. Thèse 3^e cycle, Toulouse.

DESROUSSEAUX J. (1938) – Bassins houillers et lignifères de la France, Mém. annexe à la statistique de l'Industrie Minérale, Paris.

DOUBINGER J., VETTER P. (1968) – Sur la flore fossile du bassin houiller de Carmaux. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 246, p. 1884-1886.

DURAND J. (1939) – Carte géologique à 1/80 000, feuille d'Albi (N^o 219).

FOURNIER E. (1899) – Le dôme de la Grésigne. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n^o 66, t. IX.

GAND E. (1913) – Monographie des mines d'Albi, 1881-1904, Albi.

GÈZE B. (1937) – Étude hydrogéologique et morphologique de la bordure sud-ouest du Massif central. *Ann. Inst. nat. agron.*, t. 29, 81 p.

GÈZE B. (1949) – Carte géologique à 1/80 000, 2^e éd., feuille de Montauban.

GÈZE B. (1954) – Sur la tectonique des Causses du Quercy. *Bull. Soc. géol. France*, 6^e s., t. IV, p. 453-466.

GÈZE B., CAVAILLÉ A. (1977) – Aquitaine orientale. Guide géol. rég., éd. Masson, Paris, 184 p., 122 fig.

GÈZE B., DURAND-DELGA M. (1943 a) – Observations stratigraphiques sur le massif de la Grésigne (Tarn et Tarn-et-Garonne). *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 190-192.

GÈZE B., DURAND-DELGA M. (1943 b) – Observations tectoniques sur le massif de la Grésigne (Tarn et Tarn-et-Garonne). *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 198-200.

GÈZE B., DURAND-DELGA M., CAVAILLÉ A. (1947) – Cycles sédimentaires et épisodes tectoniques d'âge secondaire dans les Causses méridionaux du Quercy. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 224, p. 133-136.

GÈZE B., DURAND-DELGA M., CAVAILLÉ A. (1951) – Carte géologique de à 1/80 000, 2 éd., feuille de Cahors.

GRAS H. (1973) – Éléments relatifs à la tectonique du bassin houiller de Carmaux (Tarn). *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 176 ; p. 3 269-3 272.

GRAS H. (1978) – Contribution à l'étude de l'extension et de l'histoire géologique du bassin houiller de Carmaux. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 287 ; p. 1179-1182.

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

GUIOLLARD C. (1981) – Les mines du bassin houiller d'Albi-Carmaux. *Lithos*, n° 3, 4, 5.

LAROMIGUIÈRE J. (1890) – Bassin houiller de Carmaux, *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, 24, p. 69-83.

MANES M. (1836) – Mémoire géologique et statistique sur les terrains de grès avec houille qui, dans les départements du Tarn et de l'Aveyron, couvrant la partie occidentale du Plateau primitif de la France. *Ann. Mines*, 3^es. X, 147-191.

MASSOL (1818) – Description du Tarn.

MEGELINK-ASSENAT S. (1982) – Le Trias et le Lias inférieur et la bordure aquitaine du Massif central. Thèse doct. État, univ. Claude Bernard, Lyon.

MELOUX J. – Carte des gîtes minéraux de la France, 1/500 000, feuille Marseille.

MEUNIER, STAN (1985) – Sur un dépôt de source provenant de Carmaux (Tarn). *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. C, p. 665.

MOULINE M.P. (1973) – La sédimentation calcaire dans les complexes fluvio-lacustres entre le dôme de la Grésigne et la Montagne Noire. *Bull. centre de rech. SNPA*, Pau, 207-238, 7 fig., 5 pl.

MOULINE M.P. (1974) – Environnement géologique et paléogéographique

des complexes fluviolacustres développés entre le dôme de la Grésigne et la Montagne Noire. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, S.D., t. 278, p. 1329.

MOULINE M.P. (1975) — In « Du cône torrentiel au grand fleuve » Sédim. Nice et Institut de Géodynamique Bordeaux, 108 p.

MOULINE M.P. (1977) — Principaux caractères des argiles à graviers recouvrant la bordure occidentale du Massif central, entre le dôme de la Grésigne et la Montagne Noire. Actes du 102^e Cong. nat. Soc. sav., Limoges, Sciences, II, p. 71-81.

MOULINE M.P. (1978) — Les épandages conglomératiques de l'Éocène inférieur à l'Oligocène dans le Castrais et l'Albigeois : l'importance de l'orographie et ses conséquences climatiques dans les principales manifestations de la rhexistasie paléopyrénéenne d'origine tectonique. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XX, 2, p. 215-219.

MOULINE M.P. (1979) — Évolutions paléogéographiques, évolution tectonique et analyse séquentielle dans les formations continentales d'Aquitaine. 7^e R.A.S.T., Lyon.

MOULINE M.P. (1980) — L'analyse séquentielle dans les formations continentales tertiaires d'Aquitaine. 24^e Congr. géol. intern., Paris, vol II, p. 524.

MOULINE M.P. (1982) — La place des accidents siliceux dans les séries calcaires des formations continentales du Castrais et de l'Albigeois. 9^e R.A.S.T., Paris, p. 458.

MOULINE M.P. (1982) — L'enregistrement probable des phases paroxismales de l'activité sismique tertiaire dans les sédiments continentaux d'Aquitaine, Colloque « Les événements exceptionnels et leur enregistrement dans les séries sédimentaires » 22-23 novembre 1982 — résumés Publ. sp. A.S.F., p. 28.

MURATET B., FEIST M., HARTENBERGER J.L., SIGE B., SUDRE J., VIANEY-LIAUD M. (1981) — Un gisement fluvio-lacustre à Vertébrés et Charohyptes d'âge Éocène terminal à la bordure orientale du Quercy. Implications sur la Tectonique tertiaire du SW du Massif central. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 294, série II, p. 1217.

MURATET B. (1983) — Géodynamique du Paléogène continental en Quercy-Rouergue. Analyse de la sédimentation polycyclique des Bassins d'Asprières (Aveyron) Maurs (Cantal) et Varen (Tarn-et-Garonne). Thèse de 3^e cycle, Toulouse, 188 p photocopiés.

MURATET B., CROCHET J.Y., HARTENBERGER J.L., SIGE B., SUDRE J., VIANEY-LIAUD M. (1985) — Nouveaux gisements à mammifères de l'Éocène supérieur et leur apport à la chronologie des épisodes sédimentaires et tectoniques à la bordure sud-ouest du Massif central. *Bull. BRGM, Géol. Fr*, n° 3, p. 271-286.

PIERROT *et al.*, (1976) – Inventaire minéralogique de la France, N° 6, Tarn.

PI-RADONDY M. (1968) – Étude palynologique du bassin de Carmaux. Thèse doct. Sc., univ. Strasbourg, 180 p.

PI-RADONDY M. (1971) – Remarques au sujet de l'étude palynologique statistique des séries houillères de Carmaux (Tarn). C.R. 7^e Congr. inter. strat. géol. Carbon., Krefeld, 4, p. 111-119.

REY-LESCURE (1883) – Note sur une carte géologique du Tarn. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), XI, p. 371.

REY-LESCURE (1887) – Notice explicative sur la carte géologique du département du Tarn. Assoc. fr. pour avanc. Sc., sess. Toulouse, p. 422, avec carte.

REY J., PEYBERNES B., FAURE P. (1981) – Les stromatolites du Lias inférieur aquito-pyrénéen. *Arch. Sc.*, Genève, vol. 34, fasc. 2, p. 181-190.

RICHARD M. (1946) – Contribution à l'étude du bassin d'Aquitaine. Les gisements de Mammifères tertiaires. *Mém. Soc. géol. France*, t. 24, n° 52, 380 p.

ROCHE J. (1976) – Département du Tarn. Ressources en eau profonde. Compte rendu des travaux de sondage de reconnaissance à Gaillac. Synthèse des connaissances sur la formation détritique infra-molassique. Rapport BRGM 76 SGN 055 MPY, 21 p, 6 pl. h.t.

ROCHE J., VERNET R., VULTAGGIO A. (1981) – Reconnaissances géologiques sur la bordure Nord-Est du Bassin Aquitain (Bas Quercy—Gaillacois, Albigeois, Castrais). Rapport BRGM 81 SGN 805 MPY.

ROQUES M. (1941) – Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif central français. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*

SERONIE-VIVIEN R.-M., MAGNE J., MALMOUSTIER G. (1971) – Le Lias des bordures septentrionale et orientale du bassin d'Aquitaine. *Mém. BRGM*, Coll. Lias français, p. 757-791.

SERVELLE C. (1979) – Le rôle géomorphologique de la faille de Gédoul (près de Réalmont, Tarn). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 115, p. 197-208, 3 fig.

SOULÉ J.C. (1980) – Évaluation des ressources hydrauliques de la France. État des connaissances et synthèse hydrogéologique du département du Tarn. Rapport BRGM 80 SGN 058 MPY 44 p. 9 pl. h.t.

TAVOSO A. (1976) – Les civilisations du Paléolithique moyen dans le bassin du Tarn. *In* la Préhistoire française I - Les civilisations paléolithiques et mésolithiques de la France. (3^e partie). CNRS, Paris. p. 1041-1047.

TAVOSO A. (1976) – Les civilisations du Paléolithique inférieur des Pyrénées et du bassin de la Garonne. *In* la Préhistoire française I - Les civilisations paléolithiques et mésolithiques de la France (3^e partie). CNRS, Paris, p. 893-904.

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

THIÉBAUT J., VETTER P. (1960) – Les amphibolites du bassin houiller de Carmaux. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 95, p. 181-191.

VETTER P. (1962) – Les niveaux-repères dans le bassin de Carmaux : gores et tonsteins. *Ann. Soc. géol. Nord.*, t. LXXXII, p. 161-171.

VETTER P. (1971) – Le Carbonifère supérieur et le Permien du Massif central. *In* Symposium J. Jung, Clermont-Ferrand, p. 169-213.

VIALARD P. (1965) – Hypothèse sur la polarité des déformations alpines aux marges « pyrénéennes » des plaques Europe et Ibérie. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 300, série II, n° 20, p. 1019-1024.

VIALARD P., DAUCH C. (1986) – Problèmes du rapport socle couverture dans le NE de l'Aquitaine : le cas du Massif de la Grésigne. 11^e RAST, Clermont-Ferrand, mars 1986, p. 47.

YANATCHOV K. (1972) – Contribution à la connaissance des séries infra-hettangiennes (Trias et Rhétien) de la bordure occidentale du Massif central. Thèse doct. Univ., univ. Bordeaux, 136 p.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces documents peuvent être consultés au Service géologique régional Midi-Pyrénées, avenue P.G. Latécoère, 31400 Toulouse, ou bien au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Cl. Bernard, 75005 PARIS.

AUTEURS DE LA NOTICE

Cette notice a été rédigée par :

P. COLLOMB, professeur à l'université de Bordeaux III, pour les terrains ante-stéphaniens.

H. GRAS, ingénieur aux Houillères du bassin Centre-Midi, pour le Houiller.

M. DURAND-DELGA, professeur à l'université Paul Sabatier, B. DELSAHUT et R. CUBAYNES, pour les terrains permien à jurassiques du dôme de la Grésigne.

P. MOULINE, maître de conférences à l'université de Bordeaux III, pour les terrains tertiaires et quaternaires.

J.P. PARIS, ingénieur géologue au Bureau de recherches géologiques et minières, pour la coordination des textes, la rédaction ou les compléments de rédaction de certains chapitres : ressources naturelles et description des formations paléogènes (conglomérats de Grésigne, argile à graviers, calcaire de Varen).