

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE À 1/50 000

NÈGREPELISSE

par

J.G. ASTRUC, R. CUBAYNES, M. DURAND-DELGA,
S. LEGENDRE, B. MURATET, B. PAJOT,
T. PELISSIÉ, J. REY, B. SIGÉ

NÈGREPELISSE

La carte géologique à 1/50 000
NÈGREPELISSE est recouverte par
la coupure MONTAUBAN (N° 218)
de la Carte géologique
de la France à 1/80 000



Moissac	Caussade	Najac
Montauban	NÈGREPELISSE	Albi
Grenade-sur-Garonne	Villemur-sur-Tarn	Gaillac



MINISTÈRE DE LA RECHERCHE
ET MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



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

par

**J.G ASTRUC, R. CUBAYNES, M. DURAND-DELGA,
S. LEGENDRE, B. MURATET, B. PAJOT, T. PELISSIÉ,
J. REY, B. SIGÉ**

2000

***Editions du BRGM
Service géologique national***

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie à ce document doit être faite de la façon suivante :

-pour la carte : ASTRUC J.G. (2000) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Nègrepelisse (931). Orléans : BRGM. Notice explicative par Astruc J.G, Cubaynes R., Durand-Delga M., Legendre S., Muratet B., Pajot B., Pelissié T., Rey J., Sigé B. (2000), 112 p.

-pour la notice : ASTRUC J.G, CUBAYNES R., DURAND-DELGA M., LEGENDRE S., MURATET B., PAJOT B., PELISSIÉ T., REY J., SIGÉ B. (2000) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Nègrepelisse (931). Orléans : BRGM, 112 p. Carte géologique par ASTRUC J.G. (2000).

© BRGM, 2000. 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 : 2-71 59-1931-X

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ - ABSTRACT	7
INTRODUCTION	9
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	9
<i>CADRE GÉOMORPHOLOGIQUE - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	10
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	10
DESCRIPTION DES TERRAINS	15
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	15
Paléozoïque	15
Base du Cénozoïque et du Mésozoïque	15
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	17
Paléozoïque	17
Mésozoïque	17
Trias-Lias	19
Dogger-Malm	30
Tertiaire	39
Quaternaire	52
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	57
ÉVOLUTION TECTONIQUE	57
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	68
Tardi-Hercynien	68
Trias et Jurassique	68
Crétacé	69
Tertiaire	69
Plio-quaternaire	73
SÉQUENCES DE DÉPÔT ET DISCONTINUITÉS DU JURASSIQUE	73
<i>STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DE LA PLATE-FORME CARBONATÉE</i>	73
<i>SÉQUENCES ET DISCONTINUITÉS SUR LA FEUILLE NÈGREPELISSE</i>	76
<i>LES DISCONTINUITÉS CARTOGRAPHIÉES</i>	77

<i>GEOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</i>	78
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	78
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	81
<i>SUSBTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	89
<i>RISQUES NATURELS</i>	91
<i>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</i>	93
<i>PRÉHISTOIRE - PROTOHISTOIRE - ANTIQUITÉ</i>	93
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRE</i>	101
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	104
<i>CARTES THÉMATIQUES ET OUVRAGES SPÉCIALISÉS</i>	104
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	105
<i>AUTEURS</i>	111

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Coupe synthétique des forages de Nègrepelisse et de la Grésigne	13
Fig. 2 - Ecorché du substratum anté-mésosoïque à la bordure nord-est du bassin d'Aquitaine	14
Fig. 3 - Coupe au droit de l'ancienne exploitation de gypse, 1,5 km au Nord de Larroque	16
Fig. 4 - Coupe de Vaour	18
Fig. 5 - Coupe synthétique de la Formation de Capdenac aux environs de Brian-de-Vère	20
Fig. 6 - Coupe synthétique de Brian-de-Vère	22
Fig. 7 - Coupe de Penne-Château-Granier	24
Fig. 8 - Coupe des Gardettes	26
Fig. 9 - Coupe de Bruniquel	28
Fig. 10 - Coupe de Bruniquel (RD8)	29
Fig. 11 - Coupe d'Amiel	32
Fig. 12 - Coupe de La Bégario	33
Fig. 13 - Coupe du rocher de Biouzac	36
Fig. 14 - Organisation schématique des corps sédimentaires tertiaires au Sud-Ouest de la Grésigne	38
Fig. 15 - Coupe entre Combel Haut et la vallée de la Vère	40
Fig. 16 - Coupe de la Janade	42
Fig. 17 - Coupe du Travers de Bousquet	44
Fig. 18 - Coupe de Pech-Ayrol	45
Fig. 19 - Coupe au Nord-Ouest de Puygaillard-de-Quercy	48
Fig. 20 - Situation structurale de la Grésigne dans le cadre régional	58
Fig. 21 - Schéma structural du massif de la Grésigne	64
Fig. 22 - Le chevauchement de Saint-Martin et le réseau de failles de la Vère	66
Fig. 23 - Dynamique de la sédimentation tertiaire entre les Pyrénées et le Massif central	73
Fig. 24 - Séquences de dépôts et discontinuités d'origine eustatique en domaine de plate-forme	74
Fig. 25 - Hydrogéologie du Jurassique	82
Fig. 26 - Magdalénien de Bruniquel	96
Fig. 27 - Itinéraire géologique	102

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Altérations et sédimentation au Quaternaire dans la basse vallée de l'Aveyron	(hors texte)
Tabl. 2 - Dynamique des dépôts sédimentaires de la feuille Nègrepelisse	(hors texte)
Tabl. 3 - Biochronologie des remplissages paléokarstiques du Quercy	88
Tabl. 4 - Principales curiosités géologiques de la feuille Nègrepelisse	100

RÉSUMÉ

La carte géologique Nègrepelisse, se situe sur la bordure orientale du bassin d'Aquitaine, appuyée aux premiers contreforts du Massif central. C'est une mosaïque de terroirs hérités d'une longue histoire géologique.

Sur la marge orientale de la carte, les terrains affleurants les plus anciens sont d'âge carbonifère, qui forment le cœur du massif de la Grésigne. Les plus récents sont les terrains quaternaires des terrasses de l'Aveyron. Les terrains représentés s'étendent donc sur une période d'environ 250 millions d'années.

Une auréole de dépôts jurassiques enveloppe la Grésigne primaire et constitue la terminaison méridionale des causses du Quercy. L'Aveyron entaille les formations jurassiques, principalement carbonatées, en amont de Montricoux, pour former les très pittoresques gorges de l'Aveyron, qui se prolongent sur la carte voisine de Caussade, jusqu'en amont de Saint-Antonin-Noble-Val.

Au Sud de la vallée de l'Aveyron, les « molasses » tertiaires, sub-horizontales, sont découpées par un réseau hydrographique très dense en une multitude de lanières topographiques étroites, localement appelées « serres ».

Dans l'angle nord-ouest de la carte, entre Albias et Montricoux, l'Aveyron a déblayé les formations molassiques tertiaires et déposé des alluvions en terrasses superposées.

La notice décrit toutes les formations lithologiques ainsi que leur structuration au cours des âges ; elle aborde également la géologie de l'environnement : les ressources en eaux, les substances utiles et les risques naturels. Des documents complémentaires offrent une synthèse des connaissances concernant le karst et l'occupation ancienne de cette région de la Préhistoire à l'Antiquité. Enfin, un itinéraire géologique est proposé autour du superbe site de Puycelci.

ABSTRACT

The Nègrepelisse geological map area straddles the eastern rim of the Aquitaine Basin, covering the first foothills of the Massif Central. Geologically, it is a mosaic of different terranes depicting a varied and long history.

The oldest rocks are of Carboniferous âge, dated at about 250 Ma and forming the core of the Grésigne massif located at the eastern edge of the maparea. The youngest deposits are the Quaternary terraces of the Aveyron.

A halo of Jurassic deposits, forming the southern end of the Quercy "causse" limestone plateau, surrounds the Paleozoic core of the Grésigny massif. Upstream from Montricoux, the Aveyron has cut picturesque gorges of the same name into these Jurassic limestones. These Aveyron gorges continue into the adjoining Caussade map area until just above Saint-Antonin-Noble-Val.

South of the Aveyron valley, a very dense drainage network has dissected the subhorizontal Tertiary molasse deposits into a large number of narrow topographic strips, locally called "serres".

In the northwestern corner of the map area, between Albias and Montricoux, the Aveyron has eroded the Tertiary molasse deposits, depositing the resulting sediment as stacked alluvial terraces.

The Explanatory Notes describe all lithological units shown on the map, as well as their deformation throughout the ages. It also discusses environmental subjects, such as water resources, industrial mineraïls, and natural hazards. Complementary documents provide additional information on karst phenomena and settlements from Prehistoric times to Antiquity. Finally, a geological excursion is proposed around the magnificent Puycelci site.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le territoire couvert par la feuille Nègrepelisse est situé à la bordure orientale du bassin d'Aquitaine. Administrativement, il s'inscrit essentiellement dans le département du Tarn-et-Garonne, seule sa marge orientale appartient au Tarn. Le point culminant (468 m), se localise en Forêt de Grésigne au Pech Montoulieu. La vallée de l'Aveyron, à Albias, est la zone la plus basse, au voisinage de 80 m d'altitude. Les formes du relief permettent de distinguer d'Est en Ouest les cinq unités suivantes :

La vallée de l'Aveyron. En amont de Montricoux, l'Aveyron a sculpté de splendides gorges qui se poursuivent sur la feuille voisine Caussade, jusqu'aux environs de Saint-Antonin-Noble-Val. En aval de Montricoux, la basse plaine et les terrasses étagées supportent des sols fertiles donnant lieu à une intense arboriculture fruitière. Les villes d'Albias, Nègrepelisse et Montricoux qui jalonnent la rivière, ont une activité commerciale et artisanale soutenue par la proximité de l'agglomération montalbanaise.

Les causses du Quercy, occupent l'angle nord-est de la feuille. Ils constituent un plateau calcaire (altitude moyenne 270 m) au relief karstique tarudé par des « cloups » (dolines) et des « igues » (gouffres). Ici, les écoulements sont souvent collectés par des ruisseaux souterrains à l'origine d'émergences - comme les sources d'Amiel ou de La Madeleine - localisées en bordure de l'Aveyron. Entre Penne et Montricoux, ces causses sont entaillées par les gorges de l'Aveyron et par un vallon à écoulements épisodiques, issu de l'émergence de Gabéou.

Le Terrefort, forme une auréole aux sols argilo-marneux liasiques, séparant le causse de Limogne (au Sud), de la Grésigne permotriassique. Il s'étire, en une étroite bande de terrain dominant la rive gauche de l'Aveyron au voisinage de Penne, ainsi que la vallée de la Vère à la périphérie de Puycelci.

Les coteaux de Monclar, au substratum argilo-marneux tertiaire (Oligocène), occupent un vaste territoire, limité au Nord par la vallée de l'Aveyron et au Nord-Est par le massif grésignol. Cette région de coteaux au relief accusé, taillée dans les molasses argilo-marneuses tertiaires, marque la transition entre les causses du Quercy, le massif de la Grésigne, et les vallées de l'Aveyron et du Tarn ; entre les petites vallées, établies dans les marnes oligocènes, ces coteaux s'étirent en lanières étroites et ramifiées, localement appelées « serres ».

Le massif de la Grésigne dépasse largement la limite orientale du territoire de la feuille. Ce massif domine le Bas-Pays montalbanais, séparant les causses du Quercy, de l'Albigeois. Cet anticlinal à cœur permo-triasique¹ évidé est occupé par une forêt domaniale. Sur sa périphérie, les calcaires jurassiques forment une auréole entaillée par les gorges de l'Aveyron au Nord et de la Vère à l'Ouest ; elle est dominée par des buttes témoins supportant les cités médiévales de Bruniquel, Penne et Puycelci. Ces pittoresques bourgades, associées au cadre naturel de la forêt, font de la Grésigne un des principaux pôles touristiques de la région Midi-Pyrénées. En matière d'hydrographie, l'ensemble des cours d'eau appartiennent au bassin versant du Tarn. Au Nord, l'Aveyron qui traverse la feuille d'Est en Ouest, et son affluent la Vère, drainent le massif de la Grésigne et la marge méridionale du causse de Limogne. Au Sud, le Tescou draine les coteaux molassiques de Monclar en direction de Montauban, à l'Ouest.

CADRE GÉOMORPHOLOGIQUE - PRÉSENTATION DE LA CARTE

La surface du territoire représenté sur la feuille Nègrepelisse, a été modelée par l'érosion différentielle plio-quaternaire aux dépens des terrains permo-triasiques, jurassiques et tertiaires, disposés en quatre unités géomorphologiques principales :

- les causses du Quercy, constitués presque exclusivement par des calcaires (Aalénien à Kimméridgien),
- le Terrefort, aux terrains liasiques essentiellement argilo-marneux (Pliensbachien à Toarcien),
- les coteaux de Monclar taillés dans le Tertiaire argilo-marneux (Oligocène),
- le massif de Grésigne, aux sols pélitiques et gréseux (Permo-Trias).

Les alluvions étagées des vallées de l'Aveyron et de la Vère traduisent l'encaissement progressif de cette rivière depuis la fin du Miocène.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les grands traits géologiques de la région de Nègrepelisse apparaissent déjà sur la carte géologique Montauban à 1/80 000 (n° 218), réalisée de 1896 à 1899 par Vasseur, Fournier, Blayac et Répelin. La deuxième édition (1937-1943), coordonnée par B. Gèze, prenait en compte les cartes du

¹ Le faciès gréseux du Trias étant à l'origine du nom de Grésigne.

massif de la Grésigne et de ses abords levées par M. Durand-Delga et F. Ellenberger, ainsi que des travaux inédits de A. Cavaillé. Ce document, qui donnait une bonne description de la géologie grésignole, était de lecture délicate en raison de l'imprécision du fond topographique en hachures.

Programmée depuis une quinzaine d'années par le BRGM, la carte géologique Nègrepelisse est le fruit de l'expérience acquise au cours des levés sur les feuilles voisines, bien que des particularités géomorphologiques aient demandé d'adopter ici un style original pour certains contours.

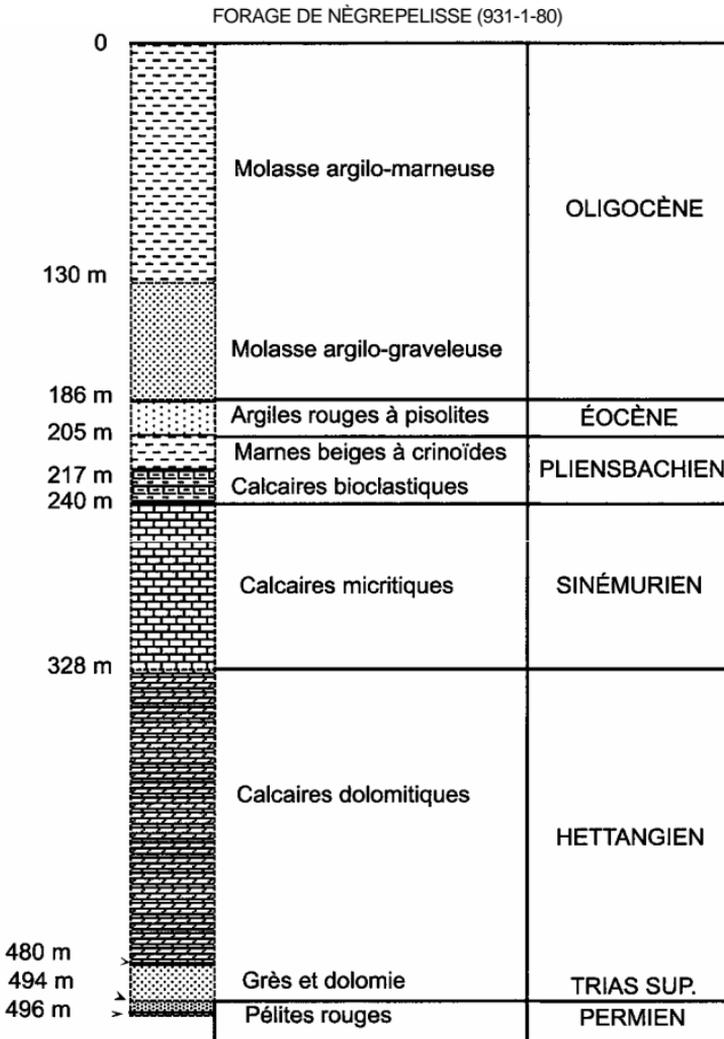
Les progrès accomplis dans la connaissance des successions lithostratigraphiques et dans celle des phénomènes d'altération, sont à l'origine de la multiplication des unités cartographiques. Celles-ci, représentent des unités lithologiques contrastées (membres ou formations), qui ont été cartographiées avec un grand souci de raccordement avec les feuilles voisines.

Un programme de recherches conduit par le BRGM et les Universités de Paris VI, Toulouse et Poitiers, a été lancé pour l'application à la cartographie des discontinuités sédimentaires globales. Le tableau de la succession lithostratigraphique du Jurassique juxtaposé à la carte est le fruit de cette collaboration. En outre, l'observation détaillée des discontinuités du Dogger et du Malm nous a permis de cartographier ces terrains avec une précision comparable à celle obtenue dans les séries du Lias.

Pour la description des terrains tertiaires, nous avons individualisé des unités lithologiques identiques à celles mentionnées sur les feuilles voisines Cahors (n° 881) (Astruc et Pélissié, 1988) et Caussade (n° 905) (Astruc et *al.*, 1998). La découverte de nouveaux sites paléontologiques, étudiés par les universitaires et chercheurs montpelliérains, est à l'origine de modifications apportées aux attributions stratigraphiques.

Dans le cas des falaises en surplomb de la vallée de l'Aveyron, nous n'avons pas figuré les terrains situés à leur pied, mais uniquement ceux qui affleurent au sommet des abrupts. Pour faciliter la lecture de la carte, nous signalons cependant par une notation le terrain le plus ancien observé en pied de falaise.

Les difficultés de différenciation des colluvions et des alluvions dans les vallées secondaires nous ont conduits à les regrouper, avec une notation unique.



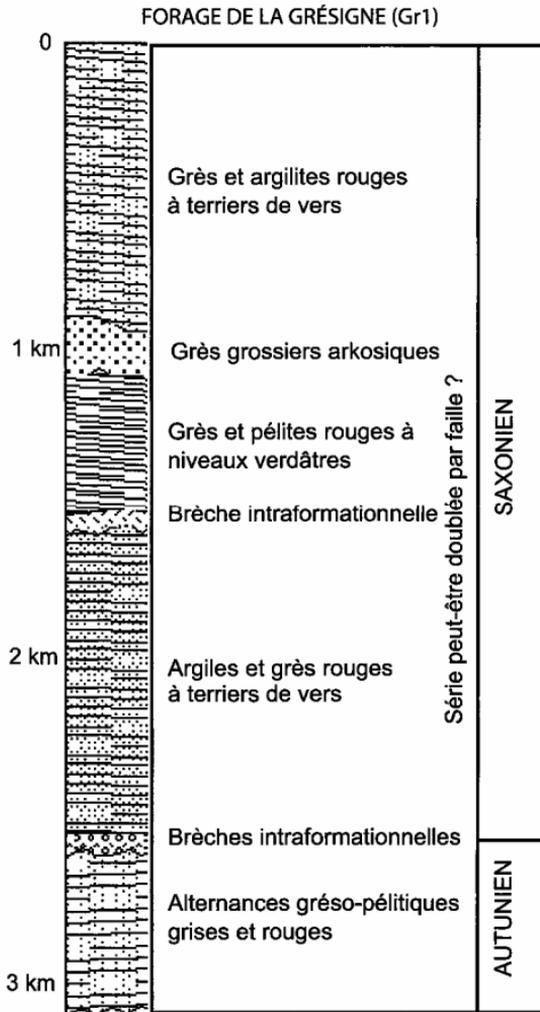


Fig. 1 - Coupe synthétique des forages de Nègrepelisse et de la Grésigne

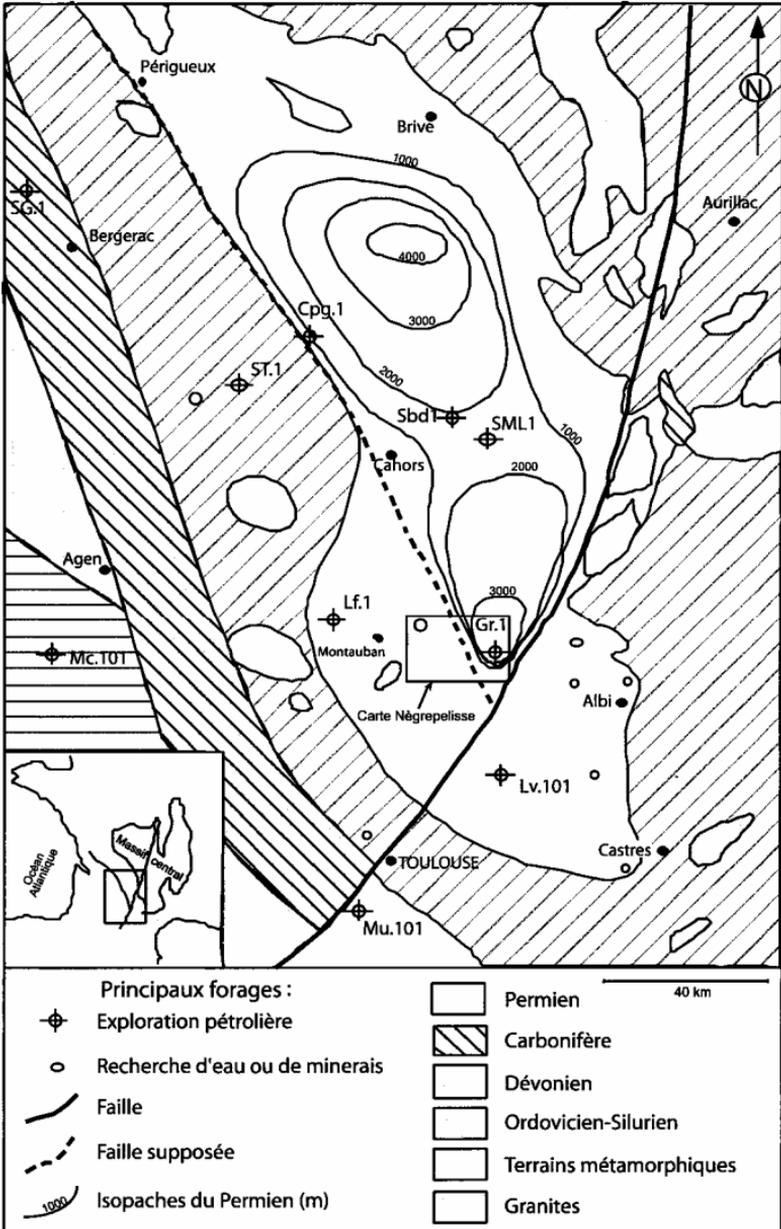


Fig. 2 - Écorché du substratum anté-mésozoïque à la bordure nord-est du bassin d'Aquitaine (d'après C. Dauch et P. Viallard, 1987)

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Les forages de recherche d'hydrocarbures et d'eau effectués sur la bordure nord-est du bassin d'Aquitaine permettent de connaître les terrains situés en profondeur et de connaître leur lithologie, leur milieu de sédimentation et parfois la géométrie des séries traversées. Les principaux sondages sont ceux de Campagnac-les-Quercy, Sauveterre-la-Lémance, Saint-Martin-Labouval, Sabadel-Lauzès, Nègrepelisse et La Grésigne.

Paléozoïque

Le forage d'exploration pétrolière « La Grésigne » (931-4-1) (fig. 1), effectué par la COPEFA (1961-1962), est implanté au lieu-dit la Grande-Baraque, au cœur d'un anticlinal et nous renseigne sur la succession lithostratigraphique des terrains permien non-affleurants :

- des grès et argiles silteuses (pélites) rouges ont été rencontrés jusqu'à un niveau bréchique (vers 2 580 m), qui surmonte une alternance de faciès grésopélitiques gris et rouges jusqu'à 3061 m. Le terme supérieur est attribué au Saxonien et le terme inférieur à l'Autunien (B. Delsahut, 1981). Cet ensemble détritique permo-triasique grésignol, se rattache à une vaste structure subsidente, parfois dénommée « Fossé permien sous-quercynois », et qui se prolonge vers le Périgord, en direction du Nord-Ouest (fig. 2).

Base du Cénozoïque et du Mésozoïque

Le forage « Nègrepelisse » (n° BSS 931-1-80) (fig. 1), est implanté à 10 km à l'Ouest de la bordure de la Grésigne et nous renseigne sur la succession des sédiments post-hercyniens en direction du centre du bassin d'Aquitaine :

- absence des conglomérats de Grésigne ;
- dilatation des formations du Lias inférieur en direction de l'Ouest, principalement marquée dans les faciès confinés de l'Hettangien ;
- réduction du faciès gréseux (Hettangien basal-Trias supérieur).

Ces observations ont été prises en compte pour construire la coupe géologique présentée sur la carte.

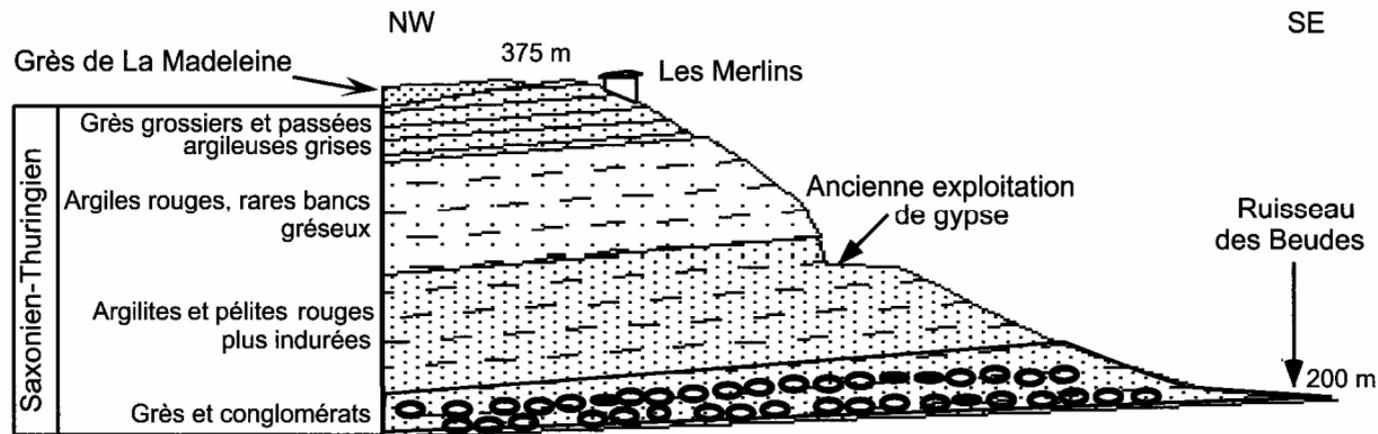


Fig. 3 - Coupe au droit de l'ancienne exploitation de gypse, 1,5 km au Nord de Larroque

TERRAINS AFFLEURANTS

Paléozoïque

Le Paléozoïque affleure seulement sur la marge orientale de la feuille, où il forme le cœur de l'anticlinal de la Grésigne. Pour la description lithostratigraphique et la géométrie de ces terrains, nous avons utilisé les travaux de J. Fabre (1971), B. Delsahut (1981) et de C. Dauch (1988).

r2G. Formation de la série gréseuse rouge (Saxonien) (100 m ?). Cette formation affleure au cœur de l'anticlinal de Grésigne, entre le Pech du Midi et le Pas-des-Bondes. C'est un ensemble lité, à grès fins et pélites de plus en plus indurées vers la base, et avec des intercalations d'argilites rouges.

r2A. Formation de la série argileuse (Saxonien) (200 m ?). Cet ensemble argileux apparaît dans la majeure partie de la Forêt de Grésigne. Plus argileux que le terme inférieur, il est représenté par des argilites et des pélites feuilletées, rouges, assez tendres.

r2-3Cg. Formation de la série grés-conglomératique (Saxonien-Thuringien) (70 m). Au Sud-Est des Merlins (fig. 3) affleure le sommet d'une série grés-conglomératique formant un talus abrupt dans le paysage grésignol. Il s'agit de grès fins à grossiers, à éléments de quartz laiteux et à feldspaths roses ; les éléments de ces crachées conglomératiques peuvent atteindre des dimensions décimétriques.

r2-3A. Formation des argilites rouges à gypse (Saxonien-Thuringien) (250 m). Sur la série grés-conglomératique reposent des pélites et des argilites plus ou moins indurées, en petits bancs décimétriques, finement micacées, formant un talus assez prononcé sous la corniche des Grès de La Madeleine (t-hZ.M). Dans la partie médiane de cette série, se trouve un niveau à gypse anciennement exploité (Gèze et Durand-Delga, 1943 ; Durand-Delga, 1979).

Mésozoïque

Le Jurassique est représenté par des terrains en majorité carbonatés, marins ou lagunaires, d'âge Hettangien à Kimméridgien.

Pour la description des unités lithostratigraphiques, nous avons adopté le découpage en formations proposé par J. Delfaud (1969) et affiné par les recherches récentes de R. Cubaynes et P. Fauré pour le Lias, T. Pélissier pour le Dogger et P. Hantzpergue pour le Malm.

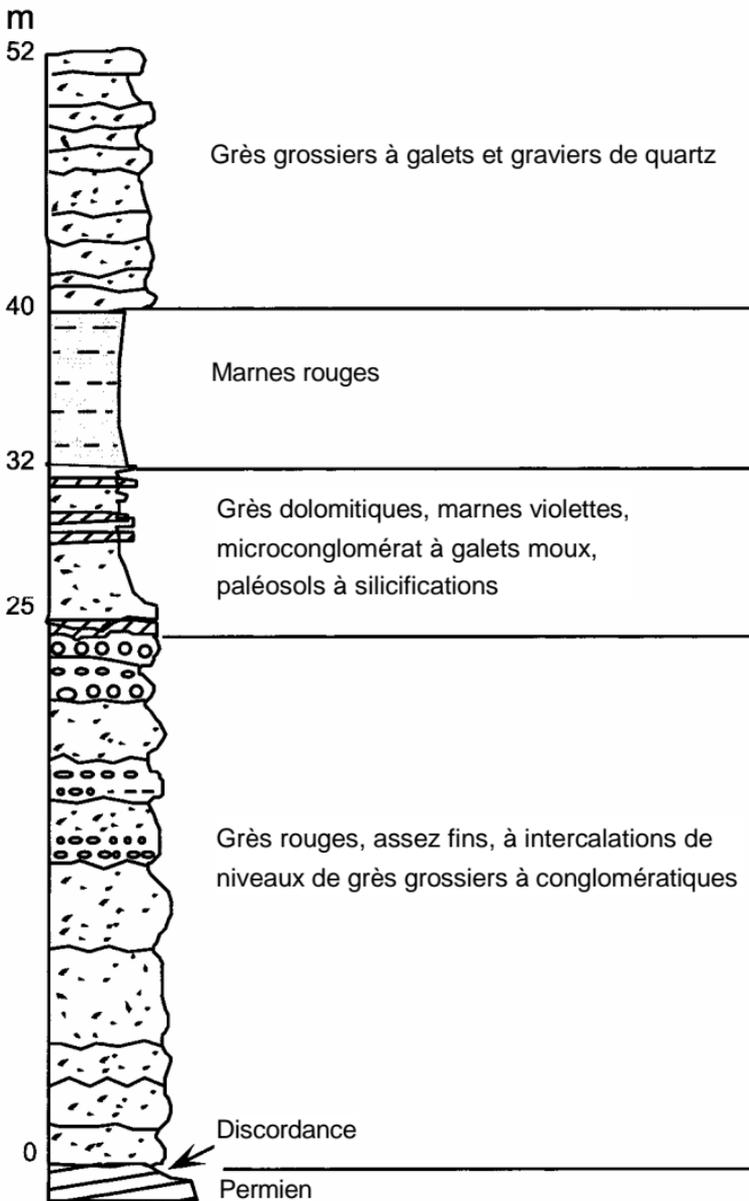


Fig. 4 - Coupe de Vaour (d'après Megeliink-Assenat, 1982)

Enfin, les travaux coordonnés par J. Rey (*in* Cubaynes et *al.*, 1989) suggèrent que les empilements sédimentaires jurassiques sont principalement contrôlés par les variations eustatiques globales et que certaines discontinuités majeures telles que les D1, D2, D3, D4, D5, D6, D7, D10, D12, D14, D15, D17, D18, D22 et D23 sont synchrones à l'échelle du bassin et peuvent être utilisées comme outil de corrélation cartographique. Ces discontinuités qui correspondent à des changements d'unité lithologique sont représentées dans le tableau de la succession lithostratigraphique du Jurassique, sur le côté de la carte.

Les terrains liasiques forment une auréole sur le flanc nord de l'Anticlinal de Grésigne ; le Lias inférieur arme une étroite bande du Causse, intercalée entre la Forêt de Grésigne et la dépression périphérique du Terrefort (Lias moyen et supérieur) qui occupe la rive gauche de l'Aveyron et dans la vallée de la Vère, aux environs de Bruniquel et de Puycelci.

Le Dogger affleure principalement au voisinage de la vallée de l'Aveyron, en amont de Montricoux et sur la rive gauche de la Vère, entre Bruniquel et Larroque.

Trias-Lias

t-11LM. **Formation gréseuse de La Madeleine (Trias et Hettangien basal) (50 m).** La formation de La Madeleine sépare les formations permienes et jurassiques. La cartographie de ce contact met en évidence une discordance de la Formation de La Madeleine sur les terrains permien.

La coupe de Vaour (Magelink-Assenat, 1982,1983) localisée à proximité de la marge orientale de la carte (feuille Albi, n° 932), montre une série de grès à passées argileuses, marneuses et dolomitiques, ne dépassant pas une cinquantaine de mètres (fig. 4).

La base de la Formation de La Madeleine a fourni des microflores continentales, d'âge Norien à *Classopollis* et *Ovalipollis pseudoalatus* (Thiegard) dans le sondage de Nègrepelisse (Grignac, 1983), et d'âge Carnien ? - Norien, à *Camosporites*, *Enzonasporites*, *Ovalipolis*, *Duplicisporites* et *Paracirculina*, dans la base des Grès de la Grésigne (Boutet, 1981).

11 M. **Formation du Maillet : dolomies et argiles vertes (Hettangien basal) (~ 25 m).** Reposant sur une discontinuité notée D1, des dolomies en plaquettes et des argiles vertes, forment une zone de friches plus humides, à la base de l'ensemble carbonaté du Lias inférieur. Cette formation affleure exclusivement sur le flanc nord de la Grésigne, où elle reste difficilement observable. L'épaisseur de cet ensemble, estimée d'après la largeur relative de sa bande affleurante, serait inférieure à 25 m.

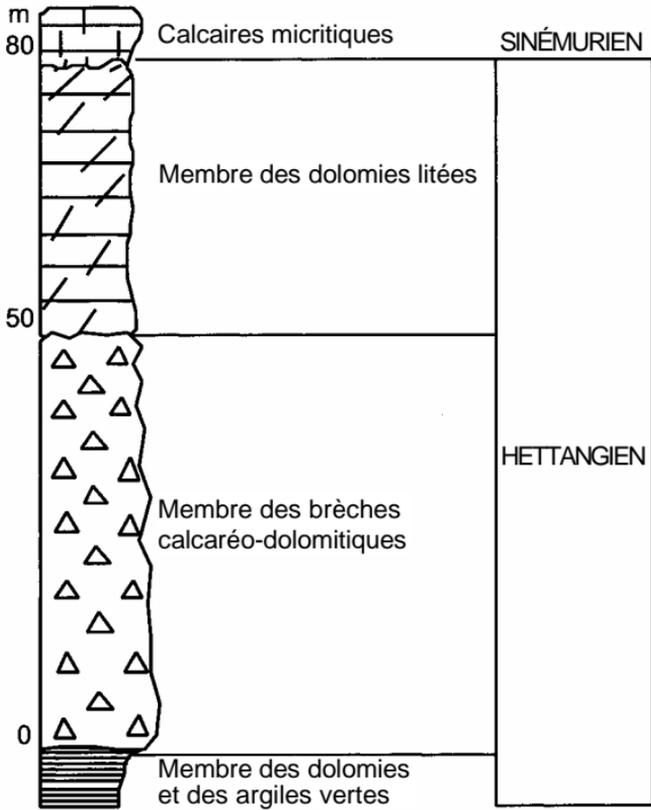


Fig. 5 - Coupe synthétique de la formation de Capdenac aux environs de Brian-de-Vère

C'est une alternance de bancs et de plaquettes centimétriques à décimétriques, de dolomicrites et de lits d'agiles vertes à illites (Mégelink-Assenat, 1982, 1983). Cette sédimentation palustre annonce la transgression à venir, la palynologie montre l'attribution de ces niveaux à l'Hettangien (Châteauneuf, Lefavrais-Raymond, 1974).

hC. Formation de Capdenac : brèches, cargneules et dolomies marneuses litées (Hettangien élevé) (70 à 80 m). Les Formations de Capdenac et de Planioles forment l'ossature du causse liasique, séparant la forêt grésignole, du Terrefort argileux.

La coupe de Brian-de-Vère (x : 546,52 ; y : 192,50), effectuée le long de la route départementale D.664, permet d'observer les deux membres de cette formation (Cubaynes, 1986) (fig. 5).

• **Membre des brèches et cargneules** (30 à 50 m). Vers la base, la Formation de Capdenac est représentée par des cargneules et des brèches calcaréo-dolomitiques : elles correspondent à la dissolution de l'anhydrite en milieu supralittoral. En surface, ce niveau affleure mal et il est très difficile de lui donner une épaisseur : 30 à 50 m ?

Cette formation représente le prolongement du bassin évaporitique qui occupe à cette époque la majorité de l'Aquitaine. Ce n'est que vers 1960 qu'on a vu grâce à des sondages, que l'anhydrite - toujours dissoute en surface - existait en profondeur : le sondage de Theminettes (feuille Lacapelle-Marival, n° 834) a traversé 80 m d'anhydrite.

• **Membre des dolomies marneuses** (70 à 80 m). Au-dessus, des dolomies marneuses litées sont assez souvent visibles en affleurement ; mais leur épaisseur en est aussi très incertaine. La Formation de Capdenac dans sa totalité semble avoir 70 à 80 m d'épaisseur. Son passage latéral au bassin évaporitique (dolomie, anhydrite et sel) d'Aquitaine ne faisant aucun doute, un âge allant de l'Hettangien supérieur à la base du Sinémurien semble acquis.

l2PC. Formations de Planioles et de Cavagnac : calcaires micritiques à microrhythmes, calcaires gréseux (Sinémurien-Lotharingien) (60 m). La Formation de Planioles affleure largement sur le flanc nord-ouest de la Grésigne. Celle-ci est représentée par 55 à 60 m de calcaires micritiques, en bancs bien réglés, gris foncé, à microrhythmes. Dans la partie médiane de la formation, s'observent de remarquables stromatolites.

La limite inférieure de cette formation reste incertaine. Nous avons choisi, pour la fixer, un critère lithologique : le remplacement des dolomies par des calcaires francs. Au sommet, une surface durcie (discontinuité D3) taraudées par de nombreux terriers, constitue la limite supérieure de cette

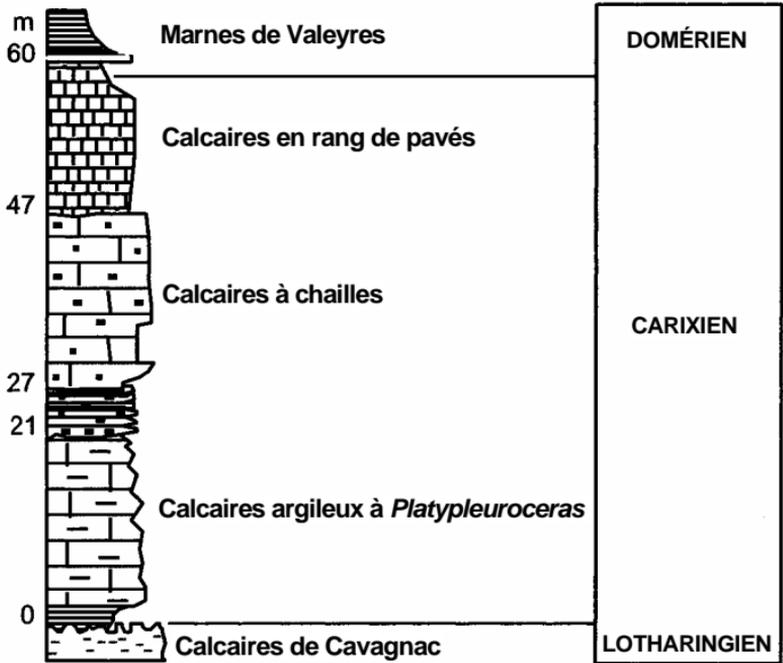


Fig. 6 - Coupe synthétique de Brian-de-Vère

formation. Reposant sur la discontinuité D3, les calcaires gréseux de la Formation de Cavagnac, d'une épaisseur inférieure à un mètre, ont été regroupés sur la carte avec la Formation de Planioles.

Vers le sommet de la coupe de Milhars (feuille Najac, n° 906), deux niveaux argileux ont livré une ostracofaune intéressante présentant plus d'affinités lotharingiennes que sinémuriennes. La limite Sinémurien-Lotharingien se place donc au sein des Calcaires à microrhythmes de Planioles, à quelques mètres sous la discontinuité D3.

I3B. Formation de Brian-de-Vère : marnes et calcaires gris (Pliensbachien inférieur) (55 m). La Formation de Brian-de-Vère (fig. 6), appuyée contre le causse liasique, forme une rupture de pente bien nette dans la topographie. Cette formation est composée, de la base vers le sommet par trois membres.

- **Le Membre des calcaires argileux** à *Platyleuroceras*, reposant sur la surface durcie du sommet des Calcaires de Cavagnac (discontinuité D4). Ce sont des biomicrites et des biopelmicrites, en bancs décimétriques séparés par des lits argileux centimétriques.

- **Le Membre des calcaires à chailles**, disposé en bancs pluridécimétriques, séparés par des couches de marnes grises feuilletées, plus fréquentes et épaisses à la base. Ce sont des biopelmicrites bioturbées, incluant de nombreuses chailles sombres décimétriques.

- **Le Membre des calcaires en rangs de pavés** présente une alternance rythmique de bancs calcaires décimétriques et de marnes. Les calcaires sont des biomicrites pyriteuses. Les fossiles y sont abondants et datent l'ensemble du faciès du Carixien. Le membre basal a fourni une microflore continentale à cheirolépidiacées et à ptéridophytes. Les calcaires à chailles ont donné des ammonites des Zones à Jamesoni et à Ibex et les Calcaires en rangs de pavés de la Zone à Davoei. Des rhynchonelles, des térébratules et de nombreux débris de pectinidés sont visibles au sommet de la formation (Cubaynes, 1986). La coupe de Brian-de-Vère (x : 546,52 ; y : 192,50) permet d'observer l'ensemble de cette formation et ses rapports avec les unités inférieures et supérieures.

I3V. Formation de Valeyres : argilites et marnes noires (Pliensbachien supérieur) (45 à 50 m). La Formation de Valeyres dessine une étroite bande d'affleurement au Nord-Ouest de la Grésigne et dans la vallée de la Vère. Elle est constituée par 45 à 50 m d'argilites et de marnes gris-noir micacées qui affleurent mal. Elles forment le versant boisé ou herbacé des vallées. Les affleurements - de mauvaise qualité - n'offrent jamais de coupe continue et les glissements de terrains sont très fréquents.

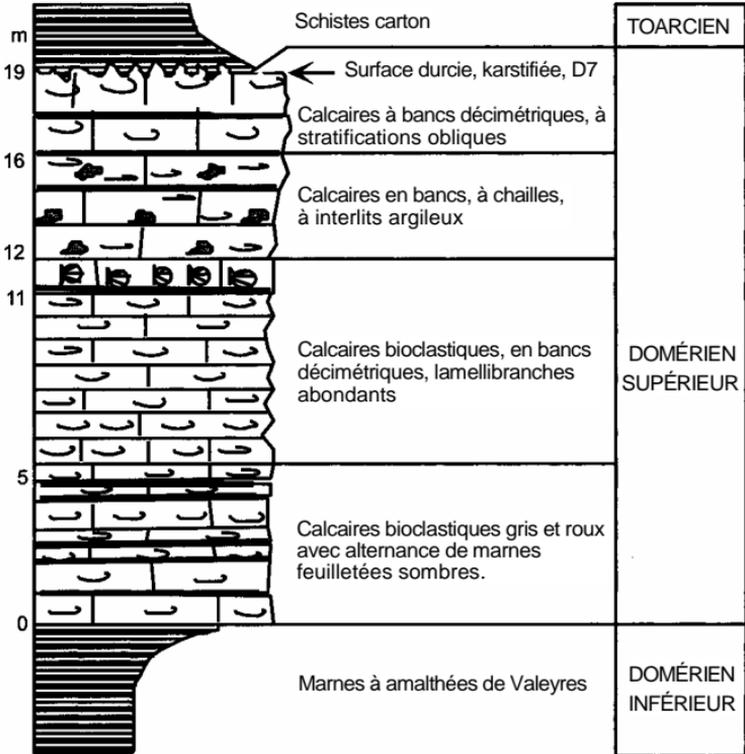


Fig. 7 - Coupe de Penne-Château-Granier

La coupe type effectuée à La Boulbène (x : 395,93 ; y : 195,20), sur le versant nord du vallon de la Merdarié (petit affluent en rive droite de la Vère), permet d'observer la totalité de la formation.

• **Argilites grises.** Dans la partie inférieure, ces argilites correspondent à la Zone à Stokesi avec d'abondantes bélemnites dont *Belemnites clavatus* et de nombreux fragments de crinoïdes (*Chladocrinus* sp., *Balanocrinus* sp.), des gryphées dont *Gryphaea gigantea*.

• **Marnes à taphoséquences.** Dans la partie supérieure et plus gréseuse, elles ont fourni *Almatheus margaritatus* et *A. gibbosus* datant ainsi ce niveau du Domérien moyen : fin de la Zone à Margaritatus. Ces sédiments domériens, avec leurs crinoïdes, suggèrent l'image de vasières circalittorales, parcourues par de faibles courants et peuplées de prairies de crinoïdes et de grandes gryphées. Les mers domériennes seraient les plus profondes de tout le Lias et correspondraient, au moins pour la Zone à Stokesi, à une période d'homogénéisation de tout le bassin quercynois.

l3P. Formation de la « barre à Pecten » : calcaires bioclastiques gris et roux (Pliensbachien supérieur) (20 à 25 m). Cet ensemble, de bancs décimétriques, dessine une petite falaise (barre à *Pecten*), souvent boisée, très caractéristique dans le paysage. Il forme un ressaut dans le Terrefort sur lequel se sont établis, à l'Est de Penne, les hameaux de Belaygues, de Garrissou et de Roussel. La « barre à Pecten » s'étire également vers la base de la vallée de la Vère en amont de Larroque et sur le flanc nord du vallon de Merdarié.

La coupe type (fig. 7) de l'ancienne carrière de Penne-Château-Granier (x : 399,40 ; y : 197,54), montre des calcaires bioclastiques gréseux, riches en lamellibranches (grands *Pseudopecten aequivalvis*), en bélemnites et en brachiopodes (*Lobothyris punctata* et *Lobothyris subpunctata*). Ils représentent des dépôts du domaine infralittoral (sous une tranche d'eau nettement moins profonde que celle du Domérien inférieur). Ils sont interrompus à leur sommet par un fond durci rubéfié et karstifié qui correspond à la discontinuité D7.

Ces calcaires ont fourni des faunes de la Zone à Spinatum (*Pleuroceras solare* en Grésigne, *P. spinatum* à Figeac, *P. hawks erense* à Villefranche-de-Rouergue et Loubressac). Le sommet correspond à l'extrême base du Toarcien et a fourni des *Dactyloceras tenuicostatum* à Figeac et *Paltarpites paltus* à Loubressac et à Penne.

l4P-L. Formations de Penne et de Lexos : « Schistes carton », calcaires, marnes et argiles noirâtres (Toarcien inférieur et supérieur) (80 m). Le Toarcien forme l'ensemble des pentes le plus souvent

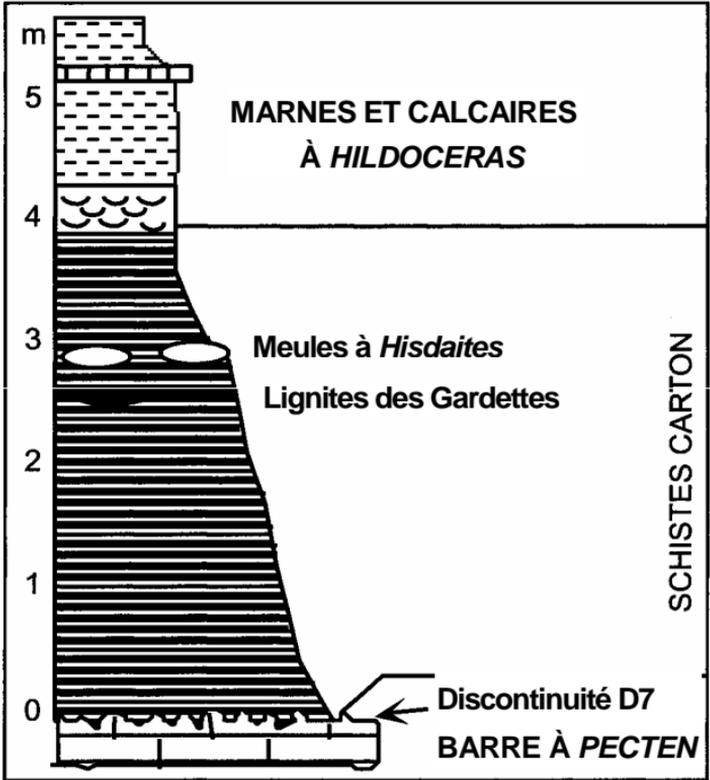


Fig. 8 - Coupe des Gardettes

couvert de prairies qui séparent la falaise domérienne de la corniche du causse. Les sols, généralement argileux, sont affectés de nombreux glissements de terrains.

Comme pour le Domérien, les affleurements, sauf rare exception, sont de mauvaise qualité et ne permettent pas de suivre des coupes continues. L'essentiel du Toarcien correspond à la Formation de Penne ; la Formation de Lexos (5 à 7 m d'épaisseur au maximum) n'apparaît qu'à l'extrême base des falaises du Dogger.

À l'Ouest de Puycelci, plusieurs failles interrompent brutalement la « barre à *Pecten* ». Le rejet pluri-décamétrique de ces failles disparaît à l'approche de la cuesta du Dogger. De part et d'autre de la faille de Pont-Bourguet, les marnes toarciennes ont une épaisseur passant de 80 m sur le panneau ouest, à 100 m sur le panneau est. Ces failles paraissent avoir un jeu synsédimentaire semblable à celui observé dans la vallée de la Bonnette (feuille Caussade).

La Formation de Penne présente, de la base au sommet :

- **Les « Schistes carton »** (~ 3 m) sont bien visibles à la coupe des Gardettes (x : 548,15 ; y : 188,60) (fig. 8). Bien datés par *Eleganticerus elegantulum* (base de la Zone à Serpentinus, Toarcien inférieur) ils présentent parfois un niveau de grandes meules de calcaires dolomités à restes de poissons (*Leptolepis* sp.) et ammonites (*Hildaites* sp.). Ces « Schistes carton » représentent des dépôts d'eaux peu profondes sur des fonds privés d'oxygène (faciès anoxiques) et témoignent d'une nouvelle avancée des mers liaïques (transgression toarcienne) sur le Quercy.

- **Les Marnes et calcaires à *Hildoceras*** (25 à 30 m) : les calcaires qui se débitent en nodules caractéristiques ont fourni : *Harpoceras complanatum* et *Hildoceras bifrons* (feuille Souillac) et de nombreux gastéropodes tels *Procerethium (Xystrella) armatum* et *Amberleya subduplicata* à Saint-Antonin-Noble-Val (feuille Caussade). Ils ont livré toutes les formes des Zones à Serpentinus, Bifrons et Variabilis (Toarcien inférieur et moyen) avec de nombreux *Harpoceras pseudoserpentinum*, *Harpoceras falciferum*, *Hildoceras sublevisoni*, *Hildoceras lusitanicum*, *Hildoceras bifrons*, *Hildoceras semipolatum* (Caylus), *Haugia variabilis*, *H. illustris* (Barry-de-Cas). L'association faunique montre que ce niveau est compris entre la discontinuité D7d (-183,5 Ma) matérialisée par un horizon de condensation d'ammonites avec de grands *Harpoceras pseudoserpentinum* et la discontinuité D7e (- 182,5 Ma) matérialisée, elle, par un double banc (0,20 m) à nombreux *Hildoceras bifrons*.

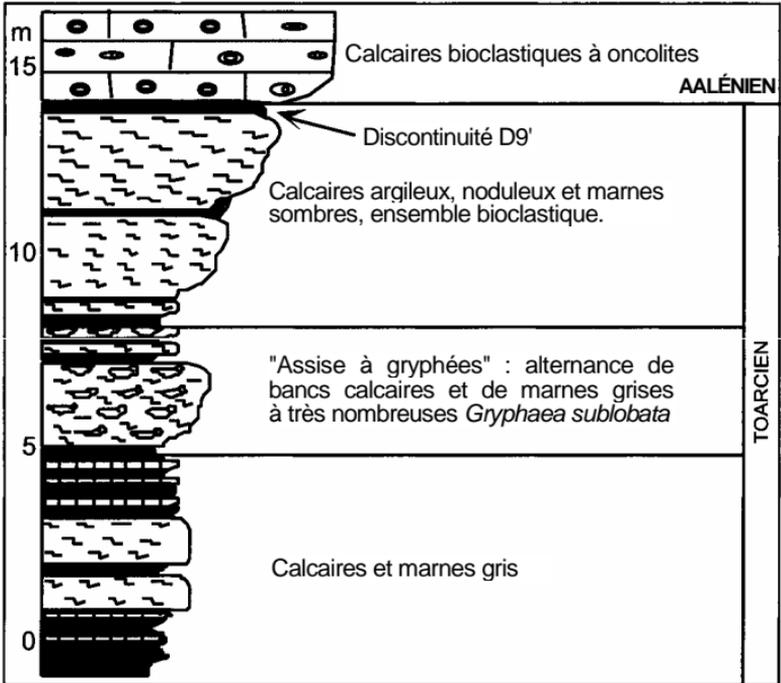


Fig. 9 - Coupe de Bruniquel

ÉTAGES	FORMATIONS	MEMBRES	LITHOLOGIE
BAJOCIEN ?	AUTOIRE	Calvignac	Calcaires oolitiques en bancs centimétriques, à stratifications obliques.
AALÉNIEN		15 m La Toulzanie	<p>← Discontinuité D10</p> <p>Dolosparites massives, rouges, à fantômes d'oolites</p> <p>Dolomies microcristallines à macrocristallines en bancs métriques.</p> <p>Calcaires pelletoides en bancs métriques.</p> <p>Calcaires un peu argileux à oncolites en bancs centimétriques à décimétriques.</p> <p>Calcaires bioclastiques</p> <p>← Discontinuité D9</p>
TOARCIEEN	LEXOS		Marnes sombres à gryphées

Fig. 10 - Coupe de Bruniquel (RD87)

• **Les Marnes noires à *Pseudogrammoceras*** (40 à 50 m) (Zone à Thouarcense) forment une série de 40 à 50 m d'épaisseur sous le Toarcien terminal et l'Aalénien. La coupe de Saint-Antonin-Noble-Val (feuille Caussade) présente une succession stratigraphique comparable à la coupe type de Lexos avec, dès la base, *Grammoceras bingmanni* puis de nombreux *Grammoceras* (feuille Najac).

• **La Formation de Lexos** (10 à 12 m) voit l'apparition des faciès carbonatés et correspond aux Zones à Pseudoradiosa et Aalensis du Toarcien terminal. La coupe de Bruniquel (x : 546,70 ; y : 195,44) (fig. 9) montre 1 à 2 m de marnes à passées calcaires, qui ont fourni à leur sommet dans les niveaux chargés d'oolites ferrugineuses des *Dumortieria* sur les feuilles Brive-la-Gaillarde, Souillac, Lacapelle-Marival et Figeac.

Sur ces marnes repose ensuite un ensemble principalement calcaire où des *Pleydellia* apparaissent dès la base. Très fossilifères, ces bancs bien datés par *Pleydelli subcompta*, *P. mactra* et *P. celtica*, se chargent rapidement sur 2 à 3 m environ en *Gryphaea sublobata*. Outre ces formes et des ammonites, ils livrent aussi des brachiopodes : *Homoeorhynchia cynocephala*, *Lobothyris haresfeldensis* et *Zeilleria* (Z.) *lycetti*. Ces faciès, soulignent le retour à des eaux moins profondes, plus agitées, moins turbides, que celles du Lias moyen (marnes noires) et annoncent le retour aux faciès de plate-forme carbonatée.

Au-dessus 2 à 3 m de calcaires argileux à lits ondulés ont fourni des *Pleydellia aalensis* puis *P. buckman* ; une surface de ravinement (discontinuité D9) clôt cet ensemble.

Dogger-Malm

j1A. **Formation d'Autoire : membre de La Toulzanie. Calcaires bioclastiques à oncolites (Aalénien) (15 à 20 m)**. Le membre de La Toulzanie affleure vers la base de la falaise formant la corniche du Causse de Limogne dans la vallée de l'Aveyron et sur la périphérie des buttes témoins du Terrefort aux environs de Penne.

Sur la coupe de Bruniquel (fig. 10) qui longe la D.87 (x : 546,80 ; y : 195,50), la série qui compose le membre de la Toulzanie débute à 6,5 m au-dessus de l'Assise à gryphées. Cette série se décompose de bas en haut en 5 unités (Lezin, 2000) :

- 4,5 m de calcaires bioclastiques roux ;
- 6 m de calcaires gris-bleu à oncolites et à rares brachiopodes ;
- 5 m de calcaires pelleteoïdes et foraminifères ;
- 5 m de dolomies microcristallines (dolomicrites) à macrocristallines (dolosparites) composées de géodes de calcite ;

- 2 m de dolosparites massives, rouges, à fantômes d'oolites et à géodes de calcite.

Une surface karstifiée (discontinuité D10) limite cet ensemble au sommet. Elle est surmontée par des calcaires oolitiques plus ou moins dolomitisés à stratifications obliques.

À Janoye, les deux premières unités sont datées respectivement de l'Aalénien inférieur par la présence de *Leioceras opalinum* (Reinecke) et de l'Aalénien moyen (zone à Murchisonae) par la présence de *Sphaeroidothyris silicea* (Almeras et Moulan).

Ces 5 unités ont été regroupées dans l'ensemble des Calcaires bioclastiques à oncolites.

j2A. Formation d'Autoire : membres de Calvignac et de Pech-Affamat (Bajocien inférieur ?) (40 m environ). Cet ensemble massif forme le 1^{er} niveau de falaises, du confluent Aveyron-Vère à Amiel ; il affleure également sur le petit causse de Magrou, et les buttes témoins de Penne et de ses environs.

La coupe effectuée en longeant la D. 115 au Sud-Est d'Amiel, montre de bas en haut (fig. 11), reposant sur des dolosparites massives à nombreuses géodes (discontinuité D10), la totalité de cet ensemble :

- **Membre de Calvignac** (37 m). Calcaires oolitiques localement dolomitisés, sparites et dolosparites.
- **Membre de Pech Affamat** (3 m). Brèches, dolosparites et calcites fibroradiées.

Cet ensemble supérieur de la Formation d'Autoire, surmonté par la discontinuité D12, est attribué sans preuve paléontologique au Bajocien inférieur (Pélissié, *in* Cubaynes et *al.*, 1989).

J2-3C. Formation de Cajarc : membres de Larnagol, de La Bouye et de Saint-Chels (Bajocien supérieur et Bathonien) (75 m). La coupe de La Brégarié (Fabre, 1971), 1 km au Nord de Penne a permis de relever la totalité de cet ensemble (fig. 12) qui comprend de bas en haut :

- **Membre de Larnagol** (10 m). Cet ensemble (Membre de Larnagol) est caractérisé par de nombreuses variations de faciès. Il comprend de la base vers le sommet : des calcaires micritiques en bancs, admettant quelques passées oolitico-graveleuses à intraclastes, organisés en nombreuses

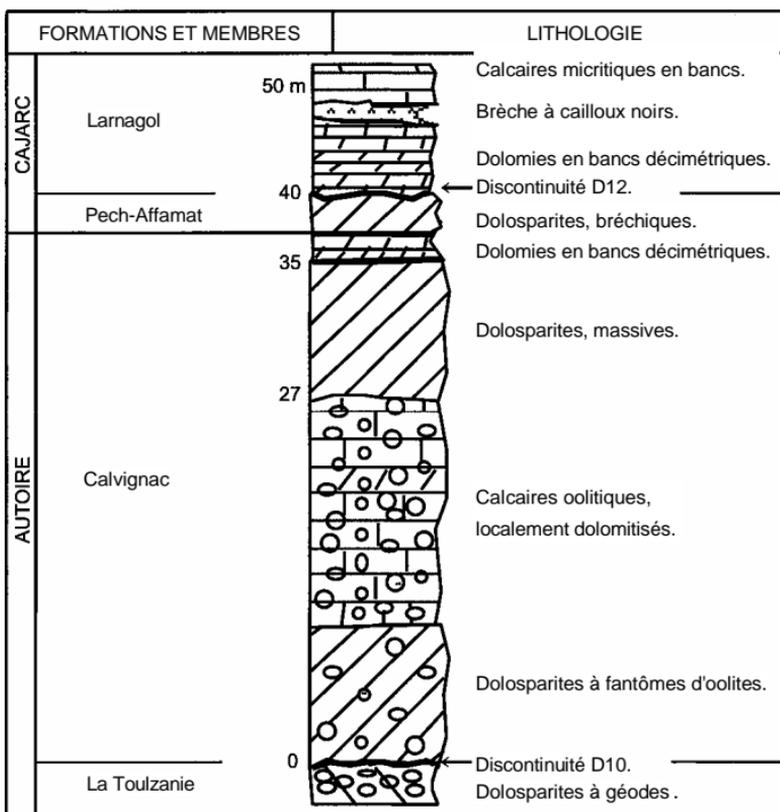


Fig. 11 - Coupe d'Amiel

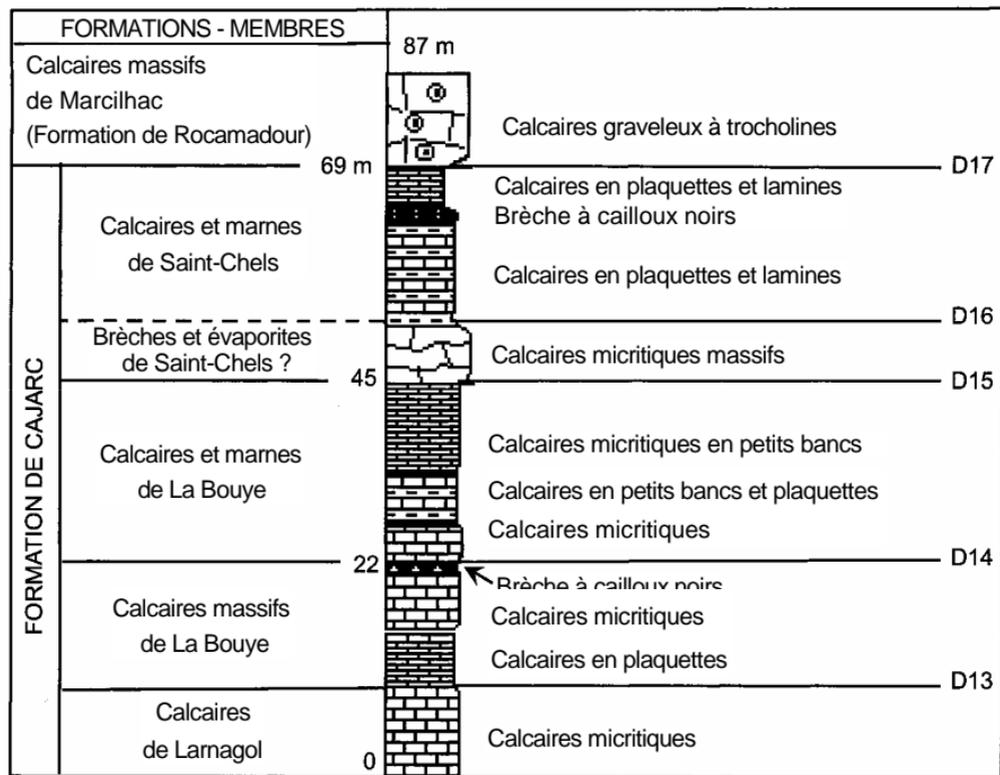


Fig. 12 - Coupe de la Bégario (d'après J. Favre, 1971, modifiée)

séquences décimétriques souvent tronquées par érosion. Au sommet elle est limitée par un fond durci (discontinuité D13 non cartographiée).

• **Membre des calcaires « massifs » de La Bouye** (11 m). Le Membre de Larnagol est surmonté par un ensemble de calcaires essentiellement micritiques, en dalles, séparées par des marnes à laminations millimétriques. Elle présente des faciès micritiques à brachiopodes et échinodermes alternant avec des calcaires argileux à gastéropodes pulmonés et charophytes (Clark, 1976). Au sommet une micro-brèche à cailloux noirs clôture cet ensemble (discontinuité D14).

• **Membre des calcaires et marnes de La Bouye** (25 m). Alternances de calcaires micritiques en bancs et de laminites surmontés par quelques bancs dolomitiques ; cet ensemble est marqué au sommet par la discontinuité D15, qui limitée au seul Quercy est interprétée comme d'origine tectonique.

• **Membre de Saint-Chels** (28 m). Cette unité débute par des calcaires micritiques massifs (6 m) représentant le Membre des Brèches et évaporites de Saint-Chels. Succède ensuite une alternance de calcaires micritiques en bancs (17 m) à passées à oolites ferrugineuses, à pseudomorphoses d'évaporites, surmontés par des brèches à cailloux noirs (1 m). Le sommet de cet ensemble est clôturé par des calcaires micritiques à lamines à faune et flore dulçaquicoles (4 m), à surface ravinée et oxydée, ces indices d'émersion matérialisent la discontinuité D17.

Ces faciès sont semblables à ceux décrits par T. Péliissié à proximité de la vallée du Lot sur les coupes de Larnagol (feuille Saint-Géry) et de La Bouye (feuille Villefranche-de-Rouergue), mais les membres de Larnagol et des calcaires massifs de La Bouye, qui atteignent une épaisseur d'environ 60 m dans la vallée du Lot sont ici plus réduits.

Les calcaires massifs de La Bouye sont datés du Bajocien supérieur par des brachiopodes *Rugitela lingulata* (Buck.) et des nannofossiles. Ils ont livré des échinodermes (*Acrosalenia pustulosa* Forbes).

Au-dessus de la discontinuité D14, à proximité de la vallée du Lot, les alternances marno-calcaires ont fourni des brachiopodes du Bathonien inférieur (Péliissié, in Cubaynes et al., 1989) : *Burmirthynchia termierae* (Rousselle), *Arceythyris veziani* (Rollet et Contini), *Tubithyris whatleyensis* (Walker) et *Millithyris arvierensis* (Almérás). A La Reine (4 km au Nord de Caylus, feuille Caussade), les faciès laminés ont fourni un dent de crocodilien : *Metriorhynchidae*.

Entre les discontinuités D15 et D17, la base de l'ensemble renferme *Alzonella cuvillieri* Bernier et Neumann (Fabre, 1971) et des brachiopodes

dont *Kallirhynchia concinna* (Sow.) du Bathonien moyen (T. Pélissié, *in* Cubaynes et *al.*, 1989) ; le terme supérieur a fourni *Orbitamina elliptica* D'Archiac du Bathonien supérieur (Dépêche, 1967).

J3-4R. Formation de Rocamadour : membres de Marcilhac et de Cabrerets (Bathonien terminal et Callovien basal ?) (100 m).

La Formation de Rocamadour arme la haute falaise bordière du causse de Limogne en rive droite de l'Aveyron et le Rocher de Biouzac (fig. 13) sur la limite septentrionale de la carte.

• **Le Membre de Marcilhac** (25 m) est représenté à la base par des calcaires micritiques en bancs métriques (20 m), à passées oolitico-graveleuses vers la base. Cet ensemble massif est surmonté par des calcaires dolomitiques, à pseudomorphoses d'évaporites et à stromatolites, limités par des lamines dolomitiques et parfois un fond durci attribué à la discontinuité D18 (environ 5 m). Cette discontinuité est peu marquée sur la feuille Nègrepelisse, elle est beaucoup plus nette au Nord de la vallée du Lot (feuille Saint-Géry).

À la base, les calcaires oolitico-graveleux montrent de nombreuses *Trocholina gigantea* (Pélissié et Peyb.) et *Tr. palastiniensis* (Henson). Les calcaires médians ont livré vers leur base des gastéropodes, des lamellibranches, des brachiopodes *Burmihynchia proteiformis* (Laurin), *Ornithella (Digonella) digonoides* (Buckman), *Arceythyris diptycha* (Oppel), *Tubithyris globata* (Sow) et de rares hexacoralliaires, associés à une microfaune variée : *Pseudocyclamina maynci* (Hottinger), *Pfenderina salernitana* (Sartoni et Crescenti), *Lituonella ? mesojurassica* (Maynci), *Trocholina palastiniensis* (Henson) et *Nautiloculina* gr. *ooliuhica-circularis*. Cet ensemble faunistique, observé principalement sur les feuilles Saint-Géry et Cahors, caractérise le Bathonien terminal (Pélissié, 1982).

• **Le Membre de Cabrerets** (80 m) est constitué par un ensemble homogène de calcaires micritiques (80 m), en bancs métriques, à joints de stratification très plats. Dans sa partie supérieure, cet ensemble est marqué par la discontinuité D18.10, bien visible dans la grande falaise du Rocher de Biouzac ; cette discontinuité est matérialisée par une surface durcie, accompagnée localement de petits accidents tectoniques synsédimentaires². Au sommet, un banc dolomitique (0,5 m), annonce le passage progressif avec l'unité sus-jacente (J5G).

Quelques niveaux granulaires ont fourni des *Trocholina gigantea* ; cette unité est attribuée avec réserve au Callovien sur la base de la présence de *Prækurnubia crusei* (Redmond) mais elle pourrait être encore bathonienne.

² Sur la vire du cirque de Bône (feuille Caussade) on observe une flexure décimétrique, accompagnée de brèches, tronquée par la surface ravinante de la discontinuité D18.10.

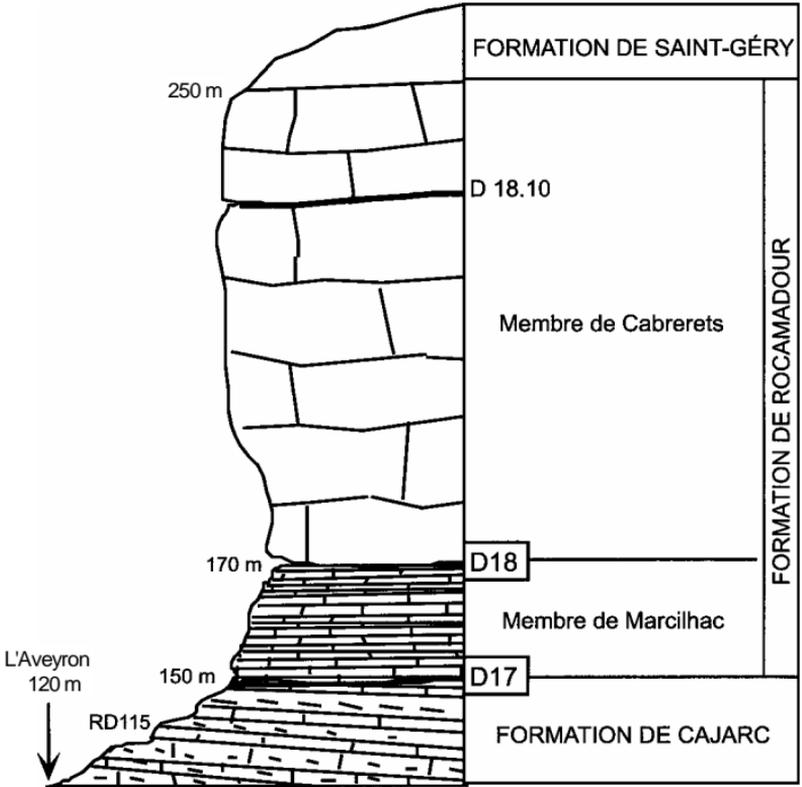


Fig. 13 - Coupe du Rocher de Biouzac

J5G. Formation de Saint-Géry : calcaires oolitiques massifs (Oxfordien ?) (90 m). Les Calcaires micritiques de Cabrerets passent progressivement à un ensemble massif. Ce sont des calcaires principalement oolitiques à passées graveleuses, bioclastiques, à ciment sparitique avec dans la partie basale quelques intercalations micritiques difficiles à séparer des calcaires micritiques sous-jacents de la Formation de Rocamadour. Un niveau dolomitique, présentant souvent de belles bioturbations, marque la discontinuité sommitale (D 18.20) qui s'observe en Quercy jusqu'au Nord de la vallée de la Dordogne. Ce faciès montre des fantômes de terriers (diamètre de 8 à 10 mm) anastomosés, à remplissage ferruginisé, s'intercalant dans les faciès bioclastiques du sommet.

Si la macrofaune est relativement rare et brisée (lamellibranches, brachiopodes, hexacoralliaires, bryozoaires, gastéropodes), la microfaune est extrêmement riche et variée quoique peu caractéristique du point de vue stratigraphique (*Praekurnubia cruse*, *Kurnubia palastiniensis*, *Valvulina lugeoni*, *Chablaisia chablaisensis*, *Trocholina gigantea*, *Siphovalvulina* sp., *Nautiloculina* gr. *oolitica-circularis*, *Coskinobullina socialis*, etc.). Cette association est considérée, avec réserve, comme oxfordienne.

j5V. Formation de Vers : membre des Calcaires à Astartes. Calcaires micritiques (Oxfordien ?) (20 à 30 m). Cet ensemble affleure seulement sur la limite septentrionale de la feuille. Il se compose de calcaires micritiques, à pseudomorphoses, organisés en bancs, passant progressivement vers le sommet à des micrites à laminations parallèles, riches en Astartes et à des dolomies cristallisées.

j5V-6Cr. Formation de Vers : membre des brèches à cailloux noirs (3 à 15 m) ; Formation de Cras : membre des brèches polygéniques (Oxfordien à Kimméridgien basal) (50 à 60 m). L'ensemble des brèches, affleure seulement sur la marge nord de la feuille.

Le membre supérieur de la Formation de Vers débute par un ensemble de brèches et de poudingues polygéniques, à éléments centimétriques (cailloutis anguleux et parfois roulés de micrites noires et brunes, de calcaires cristallisés beiges) dans une matrice argilo-marneuse avec parfois des lits d'argiles vertes ou grises. Ce faciès de base est surmonté par les brèches polygéniques de la Formation de Cras à éléments beaucoup plus gros (décimétriques à métriques), à matrice sparitique. Ce faciès bréchré résulte d'effondrements liés à la dissolution d'évaporites, traduisant l'existence de paléosebkra.

Les brèches à cailloux noirs de la base renferment une faune et une flore d'affinités dulçaquicoles : *Porochara* sp. et des gastéropodes pulmonés alors que le ciment sparitique n'a livré que de rares *Alveosepta jaccardi*

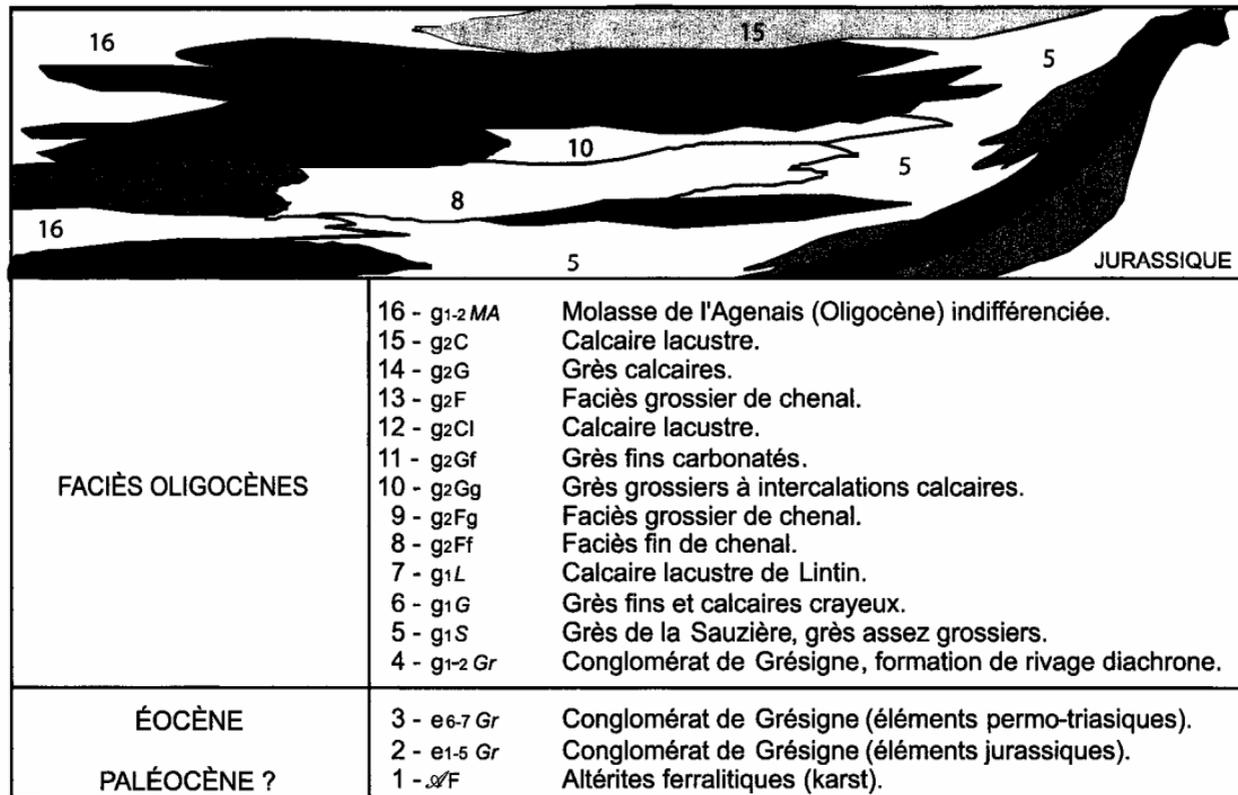


Fig. 14 - Organisation schématique des corps sédimentaires tertiaires au Sud-Ouest de la Grésigne

(Schrodt). Cette tendance émergitive est fréquemment citée en France au passage Oxfordien-Kimméridgien (Enay et *al.*, 1980).

J6Cr. Formation de Cras : membre de Nouaillac. Calcaires micritiques en dalles (Kimméridgien basal) (70 à 90 m). Les calcaires micritiques bioturbés de Nouaillac forment un affleurement restreint sur la marge nord de la feuille (Forêt de La Garrigue).

La coupe du moulin de Nouaillac, levée au Nord sur la feuille Saint-Géry (Pélessié *in* Cubaynes et *al.*, 1987), montre le passage progressif des faciès bréchiqes à une série calcaire, principalement micritique, à galets mous, en petits bancs et en dalles, avec quelques intercalations marneuses. Cet ensemble, qui renferme vers la base des oncolites et *Salpingoporella annulata* (Carozzi) est caractérisé par de nombreuses bioturbations (terriers), bien visibles à la surface des bancs.

La présence d'*Eurasenia aulnisa* Hantzpergue sur la coupe de Roquedure au Nord de la vallée du Lot, permet de dater la discontinuité D23 de la base de la sous-zone à Chatelaillonensis (Hantzpergue, 1989) dans le Kimméridgien basal.

Tertiaire

Le Tertiaire est constitué par des dépôts détritiques continentaux, palustres et lacustres, parfois fluviatiles, d'âge Éocène à Oligocène (fig. 14). Ces formations occupent la majeure partie du secteur méridional de la feuille, au Sud de la plaine alluviale de l'Aveyron.

À la base, des conglomérats (e1-5Gr- et e5-7Gr), et des altérites rubéfiées (AF) mis à l'affleurement par l'érosion, sont localisés dans des zones structurellement complexes, jalonnant le faisceau de failles de la vallée de la Vère, sur la périphérie de l'anticlinal de Puycelci et appuyés à la faille bordière sud de la Grésigne. Cet ensemble inférieur est caractérisé par la présence d'argiles kaoliniques, de fer pisolithique, et par une couleur souvent rouge (faciès sidérolitique) due à une forte teneur en oxydes de fer.

Des formations conglomératiques de rivage (g1-2Gr), témoignent d'une fragmentation épisodique du relief grésignol, sur la frange du bassin molassique, ouverte en direction de l'Ouest.

En bordure du relief grésignol, la molasse tertiaire surmonte le causse secondaire à la faveur d'échancrures d'érosion, parfois multilobées, comblées par des sédiments qui fossilisent parfois des formes typiquement karstiques, comme aux environs de la Devèze et de Camis au Nord-Est de Montricoux.

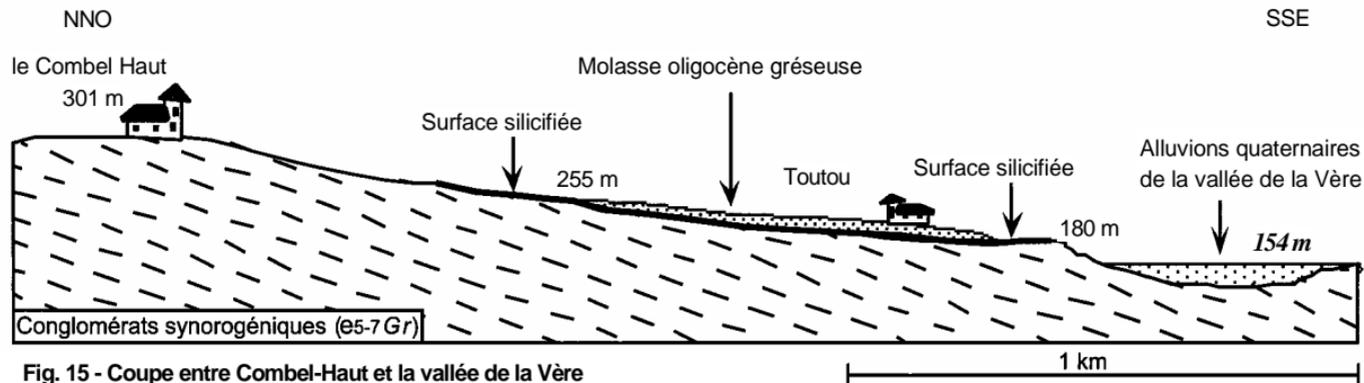


Fig. 15 - Coupe entre Combel-Haut et la vallée de la Vère

La nature des argiles (illite) et la présence de carbonates dans ces dépôts indiquent des paléo-milieux confinés, formés de cuvettes endoréiques entaillées dans les plateaux (Simon-Coinçon et Astruc, 1990). Des croûtes calcaires (Muratet et *al*, 1995) se sont développées sur ces dépôts molassiques et sur les glaciaires en bordure du Bassin aquitain.

L'Oligocène est ici constitué d'un ensemble de terrains détritiques d'origine fluviale, palustre et lacustre. Cette série, progradant du Sud-Ouest vers le Nord-Est, a peu à peu comblé la base des reliefs différenciés hérités de l'Éocène, pour venir ensuite recouvrir les plateaux, fossilisant ainsi la surface du karst à phosphorites. Cette surface, particulièrement bien conservée au Nord-Est de Bruniquel (environs de Moncére), recouvre un ensemble de cavités karstiques en activité durant l'Éocène et au début de l'Oligocène et colmatées par des remplissages argileux fossilifères dont l'âge s'étend de l'Eocène inférieur à l'Aquitainien.

La partie orientale de la feuille est le siège de phénomènes de chenalisation, relevant d'une dynamique fluviale typique ; il s'y intercale des niveaux de calcaires lacustres à raccorder avec le « golfe » voisin de Cordes. La partie occidentale est le domaine des dépôts de plaine d'inondation, plus classiquement connus sur l'ensemble du bassin aquitain.

Les plateaux de l'interfluve Tarn-Aveyron sont couronnés par des altérites (*Ag*) développées aux dépens de l'Oligocène détritique. Elles jalonnent une haute surface antérieure aux incisions quaternaires.

Formations de base de la série tertiaire

Altérites de base

AF. Altérites ferralitiques de la Janade. Argiles peu sableuses rouges (Paléocène ? - Éocène) (0 à 10 m ?). À la Janade (1,2 km au Nord-Est de Puycelci) (fig. 15), des argiles rubéfiées recouvrent le substratum jurassique (Bajocien) ; sur la périphérie de l'affleurement, les anciennes exploitations de fer de Puycelci (Granier, 1978) sont matérialisées par des cavités (profondeur moyenne : 6 m) complètement vidées de leur remplissage.

Les argiles de la Janade, riches en kaolinite, peu sableuses et à nodules ferrugineux, paraissent identiques à celles connues dans le Quercy occidental. Elles ont pour origine des paléosols générés par une altération ferralitique. 100 à 200 m au Sud-Est des anciennes exploitations de fer, la surface karstifiée est colmatée par des conglomérats à éléments jurassiques et matrice à microcodium (e1-5Gr). Au Sud, cette surface karstifiée passe sous les conglomérats à éléments permo-triasiques (e5-7Gr).

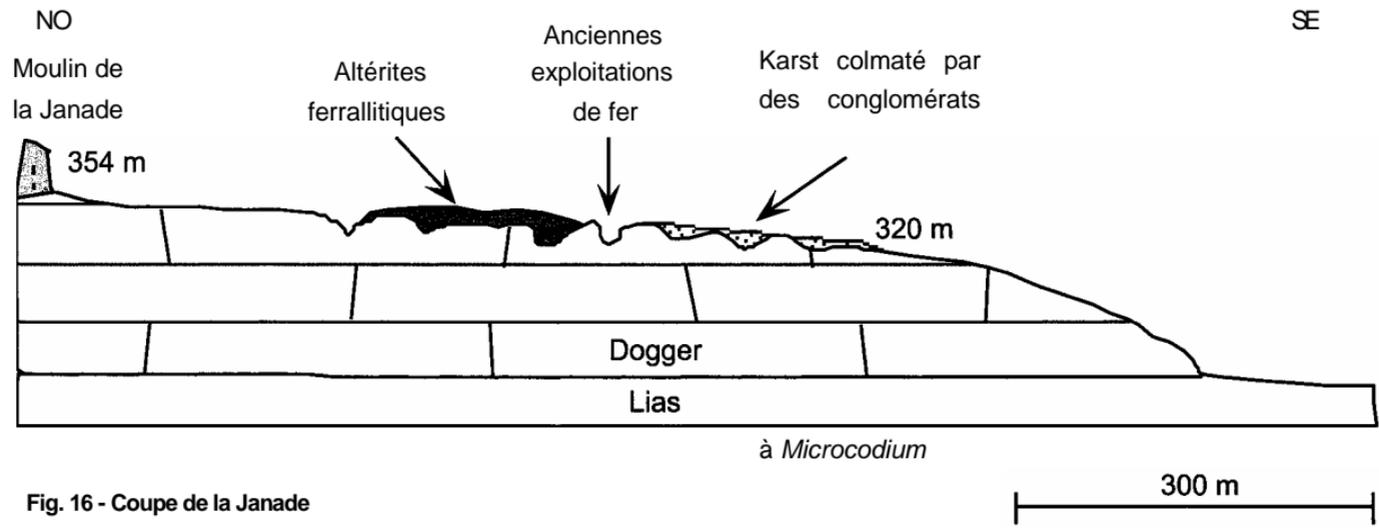


Fig. 16 - Coupe de la Janade

Conglomérats de Grésigne

Des conglomérats, synorogéniques³ et postorogéniques, jalonnent les grandes dislocations qui affectent les terrains jurassiques de la vallée de la Vère et la faille bordière sud-grésignole. Ils affleurent essentiellement du voisinage de la vallée de la Vère à la vallée du Cérou (feuille Albi), c'est-à-dire à l'Ouest et au Sud de la Grésigne. Ils témoignent de l'érosion de la couverture sédimentaire de la Grésigne lors des différentes phases orogéniques.

Les conglomérats synorogéniques forment un cône alluvial dont l'apex s'appuie sur les grandes fractures périphériques. Ceux-ci ont été ennoyés par la progradation molassique oligocène comme le montre les affleurements localisés au Sud-Est de Puycelci à Saint-Martial et Saint-Martin.

Sur les flancs de l'Anticlinal de Grésigne, cette accumulation conglomératique forme un imposant talus séparant souvent la molasse tertiaire fluvio-lacustre, des terrains jurassiques et paléozoïques. Localement, les conglomérats surmontent les formations jurassiques comme on peut l'observer à Brian-du-Causse (2 km au Sud de Bruniquel) et tout autour de Larroque et Puycelci. Ils reposent en discordance sur des formations jurassiques d'âge Toarcien à Callovien.

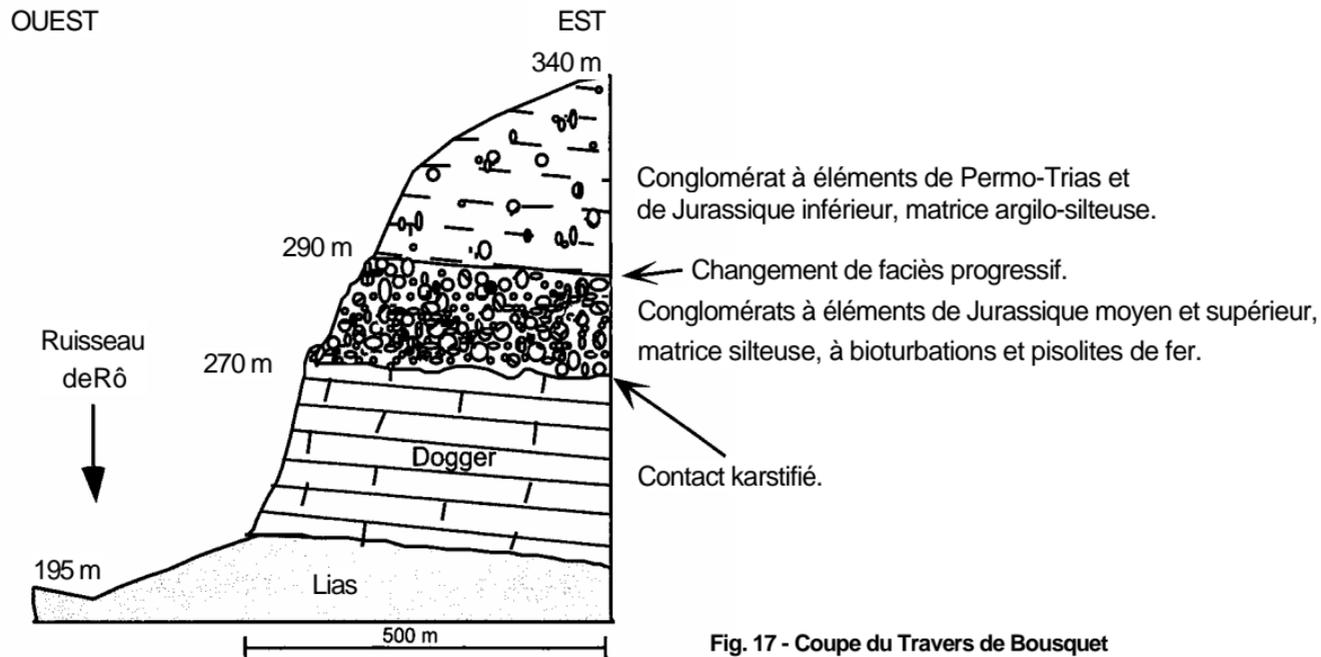
Au Sud-Est de Puycelci (Valès, Saint-Martial, Toutou, etc.), la surface de la zone frontale des conglomérats synorogéniques (e5-7Gr), est érodée et scellée par une phase de silicification. C'est sur cette surface que prograde la Molasse gréseuse de Sauzière (fig. 16).

La lithologie des éléments et de la matrice de ces conglomérats nous a conduit à les grouper en trois ensembles caractérisés par la nature des éléments et par leurs relations avec les autres terrains, soit tertiaires soit jurassiques. On observe ainsi de la base vers le sommet :

e1-5Gr. Un conglomérat syn-orogénique à éléments jurassiques (Paléocène ? à Eocène basal) ;

e5-7Gr. Un conglomérat syn-orogénique à éléments permo-triasiques (Éocène) ;

g1-2Gr. Une formation conglomératique post-orogénique de berge lacustre (Oligocène).



OUEST

EST

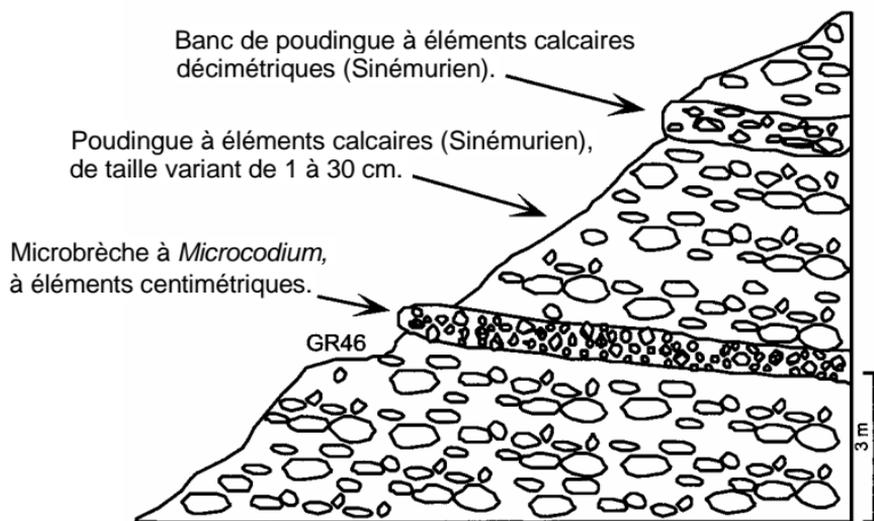


Fig. 18 - Coupe de Pech-Ayrol

e1-5Gr. Conglomérat à éléments jurassiques (Paléocène ? à Éocène basal) (> 150 m). A la périphérie du dôme de Puycelci, les conglomérats à éléments jurassiques affleurent largement. Ils occupent l'intérieur d'un paléo-couloir aux environs de Saint-Martin-d'Urbens (3 km au Nord-Ouest de Puycelci). Au Sud-Est de Puycelci, ils reposent sur une surface d'érosion, entaillant les terrains jurassiques, et inclinée en direction du Sud-Est.

La coupe du Travers-de-Bousquet (fig. 17) (3 km à l'Est de Puycelci) montre, reposant sur une surface jurassique karstifiée, des conglomérats polygéniques, à éléments centimétriques à décimétriques, de calcaires et dolomies jurassiques (Aalénien à Bathonien). La forme des éléments est hétérogène, les éléments subsphériques côtoient des éléments anguleux. La matrice argilo-silteuse, rubéfiée, à pisolites de fer et à bioturbations (traces de racines ?), représente seulement 5 à 10 % de la roche totale. Ils sont couronnés par les conglomérats à éléments permo-triasiques (ei-5Gr).

La base des conglomérats, observée sur la coupe de Pech-Ayrol (fig. 18) 600 m à l'Est de Mespel ; 549,70 X 189,75), est organisée en bancs parallèles, durs, séparés par des faciès plus tendres ; la matrice (< 5 % de la roche totale) carbonatée, rosée, renferme des *Microcodium*⁴ en rosettes.

À la partie médiane, l'organisation en bancs passe progressivement à un ensemble un peu moins compact, la matrice carbonatée, devient plus abondante et des chenaux décimétriques à éléments grossiers peuvent être observés (1,5 km à l'Ouest de Larroque).

Vers le sommet, au Nord-Ouest des Nouais (545,40 X 192,90), de nombreux éléments sont issus du Lias moyen et supérieur.

Aux alentours de Saint-Martin-d'Urbens, l'entaille de la vallée de la Vère n'atteint pas la base des conglomérats, alors que ceux-ci affleurent au sommet des versants, en rive gauche de Meilhuret à Brian-de-Causse ; leur épaisseur à l'affleurement doit donc approcher les 150 m.

A l'intérieur du paléo-couloir de Saint-Martin-de-Vère, la surface des calcaires jurassiques, sur laquelle reposent la base des conglomérats, présente de nombreuses perforations attribuables aux *Microcodium* (Mespel: 549,10 X 190,00).

⁴ *Microcodium* : microstructures filamenteuses anastomosées d'origine bactérienne, perforant la surface des calcaires (biocorrosion). Les calcaires à *Microcodium* correspondent à des sols émergés, bien drainés, où se sont aussi développés des calcrètes à différentes époques, s'échelonnant du Paléocène ? jusqu'à la fin de l'Oligocène. Bien qu'il ne s'agisse pas d'un « fossile » d'intérêt stratigraphique, on voit que ces organismes sont spécialement abondants au Paléocène-Eocène inférieur.

e5-7Gr. Conglomérat à éléments permotriassiques (Éocène) (> 100 m). A l'Est du dôme de Puycelci, des conglomérats polygéniques à matrice abondante, argilo-silteuse, rouge, surmontent les conglomérats « calcaires » de la base (*cf.* fig. 17). Ils forment un corps sédimentaire plus tendre admettant de nombreux chenaux.

Les éléments constitutifs sont hétérogènes, dans leur taille (centimétrique à décimétrique), dans leur nature (dolomies, calcaires, grès et pélites) et dans leur forme (anguleuse et émoussée). Les éléments grossiers sont dominants à l'intérieur des chenaux. La matrice (70 % de la roche) est issue du Permien pélitique dont elle a hérité la couleur et la minéralogie de sa fraction argileuse (kaolinite).

À l'Est de Puycelci, le sommet de ces conglomérats contient de nombreux blocs de silex roux à gris foncé, vestiges probables d'une paléo-surface silicifiée (*cf.* fig. 16).

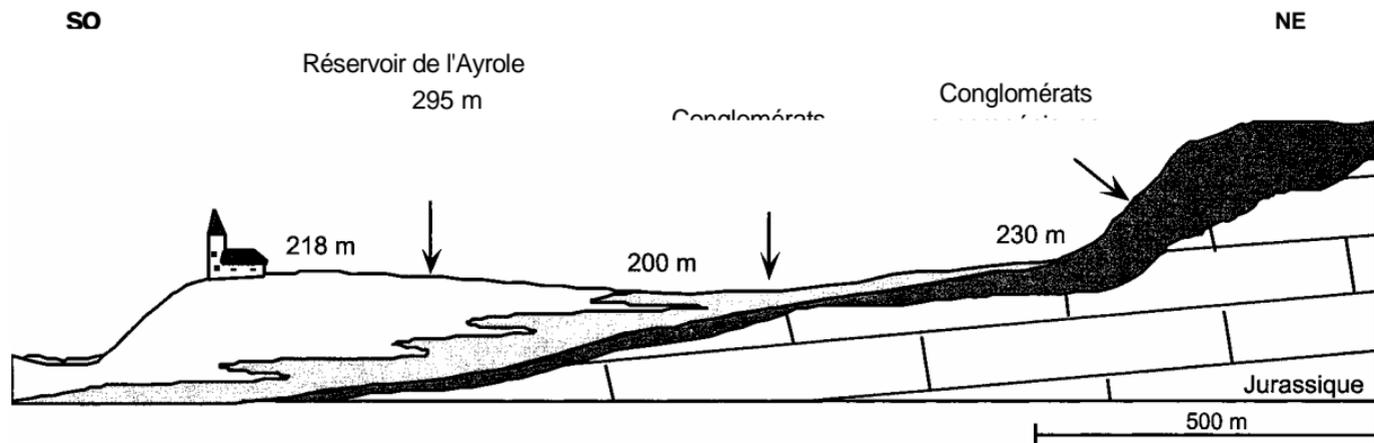
g1-2Gr. Conglomérats post-orogéniques de berge lacustre (Oligocène) (0 à 30 m ?). Au Nord-Est de Puygaillard (fig. 19), la molasse admet localement de gros éléments conglomératiques. Ce sont des blocs descendus par gravité (éboulements) des reliefs formés par les conglomérats syn-orogéniques surplombant la plaine d'inondation. Ces conglomérats post-orogéniques diachrones sont intercalés entre les conglomérats syn-orogéniques (*e1-5Gr*) et la Molasse de la Sauzière (*g1S*).

Molasse de l'Agenais

g1-2MA. Molasse de l'Agenais (Oligocène) (150 m à l'affleurement). Les dépôts molassiques affleurants ont une architecture séquentielle de type positif, composée d'éléments lithologiques superposés du plus grossier, à la base, au plus fin, au sommet.

La coupe type relevée dans le secteur de Castelnau-de-Montmiral (feuille Albi) montre la succession suivante : sur une base érosive, un dépôt de chenal à galets et graviers, un corps sableux composé de dunes hydrauliques, une argile de plaine d'inondation et finalement un calcaire d'eau douce.

Latéralement, ces successions évoluent par remplacement d'un ou plusieurs termes par des successions lithologiques différentes. C'est ainsi que vers le Cordais (feuille Albi), les termes inférieurs disparaissent pendant que les termes supérieurs prédominent pour définir un domaine lacustre exclusif. Vers l'Ouest au contraire, les termes supérieurs s'amenuisent pour laisser place à une sédimentation à dominante chenalisée faisant alterner chenaux grossiers et levées sableuses. Plus à l'Ouest encore, et généralement



dès que l'on s'éloigne du paléorelief de Grésigne, le milieu dominant devient celui de la plaine d'inondation et ce sont des alternances d'argiles et de limons dont la base est soulignée par des graviers et le sommet marqué par un niveau de « macigno » (calcaire crayeux, sablons cimentés par des carbonates montrant des sols de végétation). On définit alors une formation monotone de molasses indifférenciées à dominante argileuse, cartographiée sous la notation gi-2MA

Trois séquences de dépôt successives ont ainsi été mises en évidence sur le territoire de la feuille dont les termes lithologiques se remplacent latéralement et permettent chaque fois d'envisager le passage d'un domaine lacustre oriental à un domaine de plaine marécageuse occidental par l'intermédiaire d'un domaine chenalisé médian.

Formations molassiques lacustres et palustres supérieures

Chacune des séquences identifiées se trouve en continuité avec les niveaux lacustres principaux reconnus de longue date dans le « golfe de Cordes ». On a ainsi identifié :

• **Séquence basale (g1)**. Trois termes lithologiques identifiables (faciès-guides) passent latéralement à la molasse de l'Agenais ; de bas en haut :

g1G. Grès fins à ciment calcaire et calcaires crayeux de la vallée du Gouyre (Oligocène inférieur) (10 m) : calcaires palustres à lentilles et écorces ligniteuses connus vers la base de la série affleurante.

g1S. Grès de La Sauzière (Oligocène inférieur) (25 à 60 m à l'affleurement) : corps de sables parfois grossiers présentant des stratifications obliques, relevant de dunes hydrauliques déposées dans des chenaux.

g1L. Calcaire lacustre de Lintin (Oligocène inférieur) (15 m) : calcaires lacustres homogènes à lentilles d'argiles ligniteuses.

Éléments de **datation**. Gisement de Montclar inférieur, situé dans l'ancienne briqueterie avec : *Rhabdochara stockmansii* (charophyte), *Pseudolynomys major* (rongeur), *Hyenodon exiguus* (créodonte) permettant de dater le Rupélien inférieur (Oligocène inférieur) (Muratet et al, 1992).

Gisement de La Sauzière : *Aceratherium albigenae*, le type de l'espèce ayant été découvert à La Sauzière.

• **Séquence médiane** (g2). Érosive à sa base, les termes lithologiques identifiables (faciès-guides) passent latéralement à la Molasse de l'Agenais ; de bas en haut :

g2Ff. **Faciès fin de chenal (Oligocène supérieur) (1 à 7 m)** : graviers quartzeux dans une abondante matrice argileuse résultant de l'altération totale des sables feldspathiques. La base est érosive et chenalisante, sans remaniements des unités sous-jacentes. La zone de répartition de ce faciès, qui remplace latéralement le précédent et passe latéralement à la molasse indifférenciée, concerne la moitié orientale de la feuille.

g2Fg. **Faciès grossier de chenal (Oligocène supérieur) (5 à 25 m)** : remarquables accumulations de graviers et galets à stratifications entrecroisées déposées dans un chenal majeur. Éléments quartzeux dominants, matrice sableuse feldspathique. La base est érosive sur l'unité sous-jacente dont elle remanie les composantes. La zone de répartition de ce faciès concerne le quart sud-est de la feuille.

g2Gg. **Grès grossiers à intercalations calcaires (Oligocène supérieur) (0,5 à 10 m)** : sables à stratifications obliques, milieu de comblement et de levée latérale de chenal.

g2Gf. **Grès fins carbonatés (Oligocène supérieur) (1 à 5 m)** : en domaine molassique, le faciès précédent passe latéralement à des faciès de grès quartzeux fins carbonatés affectés de figures de pédogenèse.

g2Cl. **Calcaires lacustres (Oligocène supérieur) (2 à 6 m)** : calcaires lacustres très fins, parfois légèrement siliceux. Ce niveau est en continuité d'affleurement depuis l'Albigeois où il se dilate et représente le niveau inférieur des calcaires dits « de Donnazac ».

Éléments de datation. Gisement de Montclar supérieur, situé dans l'ancienne briqueterie avec : *Blainvillimys blainvillei* (rongeur), *Neurogymnurus cayluxi* (insectivore), *Protaceratherium albigenense* (périssodactyle), *Brachitherium curtum* (artiodactyle) permettant de dater le Chattien inférieur (Oligocène supérieur) (Muratet et al., 1992).

Gisement de Belpuech (vallée du ruisseau de Sivens) : *Dremotherium* sp., qui donne une indication comparable quant à un âge chattien (Oligocène supérieur).

• **Séquence sommitale** (g2). Équivalent de la séquence précédente, elle expose un contenu lithologique pratiquement identique.

g2F. Faciès grossier de chenal (Oligocène supérieur) (5 à 25 m) : accumulation de graviers et galets déposés dans un chenal majeur. Éléments quartzeux dominants, matrice sableuse feldspathique. La base est érosive sur l'unité sous-jacente. La zone de répartition de ce faciès concerne le Sud de la feuille.

g2G. Grès carbonatés (Oligocène supérieur) (de 0 à 15 m) : sables à stratifications obliques, milieu de comblement et de beine face au lac de Castelnau de Montmiral. En domaine molassique le faciès précédent passe latéralement à des grès quartzeux fins carbonatés affectés de figures de pédogenèse.

g2C. Calcaire lacustre (Oligocène supérieur) (de 1 à 25 m) : calcaire lacustre bréchique, légèrement dolomitique. Ce niveau, dit Calcaire de Castelnau de Montmiral, est en continuité d'affleurement jusqu'à l'Albigéois où il représente le niveau supérieur des calcaires dits de Donnazac.

Éléments de datation. L'absence de *Wenzia ramondi* (gastéropode) est notable dans les niveaux calcaires de Donnazac, corroborée par l'absence de *Georgia divionensis* (gastéropode) au profit de l'espèce *cadurcensis*, ce qui permettrait d'exclure un âge Chattien récent (Oligocène supérieur) pour ces assises (Muratet et *al.*, 1992). Les mammifères trouvés récemment à Fournalazé (en cours d'étude) au sommet des molasses indiqueraient effectivement un âge chattien moyen. Rappelons que le Chattien supérieur (Oligocène supérieur) est bien caractérisé sur les feuilles voisines de Caussade (Sigé et *al.*, 1995), au Nord, et de Villemur (Muratet et *al.*, 1992), au Sud.

Molasses de l'Agenais

g1-2M4. Molasse de l'Agenais (Oligocène) (150 m à l'affleurement). Voir la description plus haut, dans le chapitre précédent consacré aux Formations de base.

Altérites supérieures

g. **Altérites de la forêt de Sivens : galets à matrice argilo-sableuse (Oligocène supérieur et post-) (jusqu'à 15 m).** Cette formation est installée sur les faciès à galets g2F et sableux g2G de la molasse (Oligocène supérieur). Dans le secteur de la Forêt de Sivens quelques profils d'altération sont conservés in extenso au niveau des lignes de crête et montrent des sols hydromorphes glossiques (Estival, 1985).

Ailleurs, des cailloutis résiduels de ces sols jalonnent une surface, antérieure aux incisions quaternaires. On voit bien en particulier les alluvions anciennes (Fw) s'encaisser dans cette surface à l'Est de Vaïssac.

Aucun matériel exotique n'y est associé et il faut abandonner l'hypothèse d'un paléo-Tarn pliocène dont ce matériel détritique aurait jalonné le trajet.

Il y a lieu de considérer que l'altération a progressé de manière très précoce aux dépens des molasses. Dans le secteur sud-est de la carte, les faciès de grès argilisés plongent sous l'ensemble lacustre sommital. De manière plus générale on note que les niveaux détritiques des molasses ont été altérés de manière très précoce sur l'ensemble de la feuille.

À l'image des meulièrees qui recouvrent les calcaires sommitaux à l'angle sud-est de la feuille (non cartographiées car observées en pierres volantes) les sols glossiques refléteraient une altération météorique débutant de manière extrêmement précoce dans le Tertiaire.

Quaternaire

Formations superficielles quaternaires

E. Éboulis (jusqu'à 40 m). Au Nord-Est de Penne et aux environs de Puycelci, des éboulis formés de très gros blocs issus de la falaise bajocienne, couvrent presque complètement les marnes toarciennes. Souvent des hameaux ont été construits sur les éboulis, comme le village de Roussergue (2 km au Nord-Est de Penne). D'autres éboulis encombrant fréquemment le pied des falaises dans les vallées de l'Aveyron et de la Vère (Bruniquel, Penne, Larroque, etc.), mais leur extension réduite ne permet pas leur cartographie.

SG. Grèzes (appelées localement « castines ») : cailloutis à matrice argileuse, brèches de pente (jusqu'à 5 m). Les grèzes forment des accumulations importantes au pied des versants. Ce sont des éboulis cryoclastiques, généralement meubles, aux éléments anguleux et bien triés, pouvant être localement cimentés par des percolations de calcite (brèches de pente). Elles sont abondantes dans les gorges de l'Aveyron et dans les vallées sèches du causse, mais leur distribution ne permet pas de les cartographier systématiquement. Dans le cadre du lever à 1/50 000 de la feuille Nègrepelisse, nous avons cartographié seulement quelques accumulations spectaculaires de grèzes.

U. Travertins (jusqu'à 5 m). Des accumulations de travertins, à débris végétaux, forment des masses caverneuses très ponctuelles. Ces encroûtements, en relation avec des fronts de cascades des ruisseaux ou des sources parfois disparues, sont formés par la précipitation des carbonates de calcium dissous dans les eaux issues du karst. Sur le territoire de la feuille, la seule accumulation de travertins que nous avons cartographiée est localisée en amont de Bruniquel, à la source de Founpléjo. Des travertins

existent aussi à proximité de la plupart des sources karstiques (Gabéou, etc.), mais ces affleurements sont trop restreints pour être cartographiés.

K. Remplissage des dolines et cailloutis des vallées sèches suspendues : cailloutis à matrice argilo-sableuse (1 à 10 m ?). Un ancien réseau hydrographique existe à la limite orientale du Causse de Limogne : c'est un réseau de vallées sèches, démantelé par des dolines (Clozier, 1940). Ces vallées, qui ont actuellement une évolution principalement karstique, ont un fond plat occupé par des cailloutis semblables aux remplissages de dolines. Ces cailloutis et leurs produits de dissolution, peu roulés, proviennent principalement du remaniement des grèzes ; ils comblent partiellement les vallées sèches et sont lentement soutirés en profondeur. Ce lent transport, essentiellement vertical, est à l'origine de leur notation groupée avec les remplissages de dolines qui ont une évolution identique. Les dolines (appelées localement « cloups ») sont nombreuses sur les calcaires jurassiques dominant la rive droite des gorges de l'Aveyron. Leur remplissage est constitué par des cailloutis à éléments calcaires, subanguleux émoussés, à matrice argilo-silteuse brune renfermant quelques graviers de quartz.

Alluvions et colluvions des vallées secondaires et de l'Aveyron en amont de Montricoux

Fx-C. Alluvions anciennes et colluvions associées : cailloutis à matrice argileuse, limons (Riss, Mindel ?) (2 à 20 m). Cette notation regroupe des lambeaux d'alluvions anciennes situés entre 0 et 50 m au-dessus du lit majeur de l'Aveyron, ainsi que des colluvions issues des hautes terrasses (Fw) qui se bloquent sur la surface de la moyenne terrasse (Fx).

Sur l'Aveyron, ce sont des alluvions semblables dont le matériel est identique à celui du niveau Fx de la basse vallée, occupant des replats d'érosion à flanc de vallée. Les galets de quartz constituent le matériel dominant et sont parfois géli fractés et colluvionnés sur les pentes. Un minuscule témoin de ce niveau a été indiqué dans la haute vallée de la Vère. Ces témoins jalonnent tous le réseau hydrographique du Pléistocène moyen.

Quelques vallées secondaires du bas couloir de l'Aveyron sont pratiquement comblées par un matériel à galets originaire des hautes terrasses (la Brive, le Gouyre) par un phénomène remarquable de solifluxion. Les galets sont emballés dans une argile rubéfiée abondante et très souvent brisés. La banquette Fy s'établit généralement aux dépens de ce matériel dont la mise en place est antérieure. Dans la vallée du Brive ce matériel est venu combler la tête du bassin versant de la vallée d'alors. La surface sommitale de ces colluvions se raccorde en aval au niveau Fx.

En ce qui concerne le Gouyre, ces produits de solifluxion se superposent à l'affleurement au matériel de la moyenne terrasse qu'elles recouvrent. Ils combleraient entièrement une paléo-vallée assez large (1,5 km), vallée d'un affluent de la rivière que l'on doit considérer comme correspondant à un ancien cours du Pléistocène inférieur de la Vère, capturée en amont au niveau de la cluse de Larroque.

L'importance des solifluxions rencontrées est un bon exemple de l'intensité des phénomènes climatiques à l'époque périglaciaire du Riss. Ce phénomène a été assez précisément daté par la découverte en base de solifluxion d'un « trièdre » de l'Acheuléen moyen.

Fy. Alluvions anciennes : cailloutis à matrice argileuse, limons (Würm ancien à Riss) (2 à 4 m). Ces alluvions ont une altitude relative par rapport au cours d'eau qui varie de 5 m dans la vallée du Tescou, à une dizaine de mètres dans la vallée de l'Aveyron. Dans la vallée de l'Aveyron, il s'agit de galets de socle à matrice argileuse. Dans le bassin du Tescou, où seuls des graviers hérités des molasses sont disponibles, l'argile domine.

Dans la vallée de l'Aveyron, ces alluvions jalonnent les versants, généralement sous la forme de petites banquettes, largement colluvionnées, et occupent un remarquable couloir abandonné au Sud-Ouest de Bruniquel. On peut se demander si ce couloir abandonné constitue un ancien lit de la Vère ultérieurement capturée en amont par l'Aveyron, ou bien un ancien lit de l'Aveyron ayant subi une capture karstique.

C. Colluvions et alluvions modernes des vallées secondaires et des ravins : cailloutis à matrice argileuse, limons (Würm récent à Holocène) (2 à 4 m). Ces matériaux meubles constituent le fond plat de nombreuses vallées, souvent sèches ou à écoulement épisodique, et qui entaillent l'ensemble des formations sédimentaires de la feuille. Les dépôts détritiques sont constitués d'éléments issus de l'érosion des formations lithologiques voisines et transportés par les ruisseaux sur de courtes distances.

Dans les vallées secondaires du domaine molassique et sur la Vère en amont de la cluse de Larroque, ces alluvions sont majoritairement argileuses. La rivière coule alors sur ces alluvions. Les apports latéraux dominent sur les apports longitudinaux. Lorsque les vallées sont établies dans des calcaires jurassiques et tertiaires, les alluvions sont composées de galets calcaires, mal roulés, souvent plats, emballés dans une matrice argilo-silteuse ; dans les vallons du terrefort et du Pays de serres, les alluvions, nourries par le colluvionnement des argiles et des marnes du Lias supérieur et de l'Oligocène, sont plus argileuses.

Dans les vallées de certains ruisseaux (Gabéou, au Nord de Bruniquel), des travertins (*U*) forment de nombreux barrages (gours), souvent interstratifiés dans les alluvions ; leur remaniement est à l'origine des alluvions tufacées occupant parfois le fond des vallées en aval des sources karstiques.

Fz. Alluvions de basse plaine : galets et graviers à matrice argileuse (Wiirm récent à Holocène) (0 à 10 m). Ce niveau alluvial occupe dans la vallée de l'Aveyron des banquettes supportées par les formations jurassiques dans lesquelles la rivière s'encaisse. Souvent inondable, il domine généralement de 4 à 5 m le lit mineur. Sur l'Aveyron ces alluvions sont majoritairement composées de galets et graviers de socle avec des fragments calcaires peu émoussés. La matrice est assez argileuse.

Dans la vallée du Tescou, ces alluvions ont 4 à 5 m d'épaisseur et sont composées d'une abondante matrice argileuse englobant des galets et graviers issus des molasses.

Alluvions de l'Aveyron en aval de Montricoux

Alluvions de la basse plaine et des terrasses de l'Aveyron à l'aval de Montricoux. À son débouché des gorges jurassiques, le couloir alluvial de l'Aveyron s'évase dans les molasses. Il développe alors un système de terrasses remarquablement étagé et en continuité spatiale avec les systèmes proches du Tarn et de la Garonne. On a ici conservé la subdivision admise (tabl. 1) au plan régional en : haute terrasse (Fw), moyenne terrasse (Fx), basse terrasse (Fy) et basse plaine inondable (Fz). Un certain nombre de terrasses sont polygéniques, ce qui introduit des subdivisions dans les niveaux principaux, subdivisions qui s'observent aussi sur les feuilles voisines. A la différence des systèmes de terrasses engendrées par le Tarn et la Garonne on n'y rencontre pas de très hauts niveaux (Fu, Fv).

Fw. Alluvions de la haute terrasse : galets et argiles (Mindel ancien) (3 à 6 m). Cette terrasse est polygénique et on peut y distinguer nettement deux niveaux dont le matériel se trouve en partie repris par un phénomène de colluvionnement en un glacis continu où il est parfois difficile de retrouver le talus intermédiaire. Ces alluvions ne contiennent que des galets de quartz, à l'exclusion de tout calcaire, granite ou grès. Ces galets de quartz portent une patine brune d'oxydes de fer en ce qui concerne le palier inférieur, et rouille pour le palier supérieur, témoin d'une altération de type rubéfiant.

Ces alluvions présentaient à l'origine une forte couverture de limons, en grande partie déblayée par le colluvionnement.

À Cattié, au Nord de Léojac, les limons de couverture initiaux se sont accumulés au pied du talus de raccord avec la moyenne terrasse et s'y sont conservés en position « d'ombre de relief ». Leur aspect rubéfié contraste fortement avec celui des limons de couverture de la moyenne terrasse qui sont sous-jacents.

En surface de cette terrasse, on rencontre un sol géli fracté où les galets sont réduits à l'état de fragments anguleux.

Fx. Alluvions de la moyenne terrasse : galets à matrice argileuse et limons argileux en couverture (Riss à Mindel ?) (6 à 7 m). Un talus très net de 50 m sépare cette terrasse de Fy. L'importance de la couverture limoneuse, la disparition complète des éléments calcaires, ainsi que l'altération des éléments de granites et de grès contrastent fortement avec les caractères de Fy.

Cette terrasse présente une couverture de limons qui peut être très épaisse (4 m) aux environs de Saint-Etienne-de-Tulmont. Certains de ces limons contiennent des grains de sables ronds mats dénonçant une origine *pro-parte* éolienne. De même des galets, dont certains ont été taillés par l'homme présentent un poli éolien. Les sols qui se sont développés à la surface de cette terrasse sont de type colmaté à net horizon d'accumulation d'argiles. Le couloir alluvial débute 5 km en amont de celui de la basse terrasse et est orienté N70°E.

Fy1. Alluvions du 2^e palier de la basse terrasse : galets, graviers et sables à matrice argileuse (Riss récent) (5 à 7 m). Parmi les éléments figurés, les galets de calcaire sont blanchis et entourés d'un cortex pulvérulent, mais ni les granites ni les grès ne sont notablement altérés. Le couloir alluvial qui débute à partir de Montricoux est orienté N80°E.

Fy2. Alluvions du 1^{er} palier de la basse terrasse : galets, graviers, sables et limons (Würm ancien) (5 à 7 m). Une couverture de limons d'inondation ne montre encore que des sols bruns peu évolués. Les galets de nature voisine de ceux de Fz ne sont pas notablement altérés. Ces alluvions occupent un large couloir orienté N100°E, débutant brutalement à hauteur de Montricoux où l'on reconnaît bien la trace d'un vaste méandre.

Fz1. Alluvions récentes de la basse plaine : galets, graviers, sables et limons (Würm récent) (2 à 5 m). Ces alluvions contiennent d'abondants éléments de calcaires jurassiques dont la taille décroît très rapidement après le débouché des gorges. Le matériel dominant provient du Rouergue cristallin. Les éléments ne sont ni altérés ni patinés. La couverture limoneuse de la terrasse est affectée de sols bruns modaux.

Fz2. Alluvions actuelles de la basse plaine : galets, graviers, sables et limons d'inondation (postérieures au Gallo-romain) (6 à 8 m).

Régulièrement inondées, ces très basses plaines doivent être considérées comme des formations actuelles. Il n'est pas rare d'y rencontrer divers débris roulés d'époque historique, avec entre autres des fragments de tuiles à rebord gallo-romaines. Ce niveau n'est pleinement développé qu'en aval de Nègrepelisse ; ses équivalents en amont se limitent à d'étroites banquettes de la rivière.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Le tableau 2 décrit les conditions générales de formation des grandes entités géologiques.

ÉVOLUTION TECTONIQUE

Le territoire de la feuille Nègrepelisse est situé vers la fermeture périclinale du vaste synclinorium Charentes-Quercy (Winnock, 1974) d'axe NW-SE et affecté d'ondulations de deuxième ordre. Cette structure majeure est limitée au Sud par le dôme de la Grésigne, à l'Ouest par l'antiforme de Montauban-Moissac et par les brachyanticlinaux jalonnant l'accident Ouest-quercynois (vaste couloir de déformations, matérialisé par des failles N140-160E, traversant le Quercy occidental et se prolongeant en Périgord), et au Nord-Est par la remontée du Jurassique à l'approche du socle cristallophyllien du Massif central dans les secteurs Figeac, Saint-Céré et Terrasson.

Les éléments structuraux observés dans la région de Nègrepelisse s'intègrent dans le cadre tectonique de la plate-forme nord-aquitaine, où les sédiments ont subi un enfouissement assez faible, estimé à 1 500 m dans la vallée du Lot, pour le sommet du Bajocien (Kafa, 1988), traduit par un style tectonique cassant. Les événements tectoniques sont commandés par les jeux du socle hercynien induits par les mouvements des plaques ibérique et eurasiennne.

Structure du massif de la Grésigne

L'anticlinorium de la Grésigne (fig. 20) est allongé grossièrement N 60 à 70°E, au Sud du Jurassique tabulaire du Quercy. Ce pli dissymétrique est accompagné de chevauchements vers le Sud et le Sud-Ouest, phénomène inhabituel loin de l'orogène pyrénéen. L'amplitude verticale du pli dépasse 1 km pour une largeur nord-sud d'une dizaine de km. En fait, il se décompose (Ellenberger, 1937) en plusieurs « dômes » en échelon (Forêt de

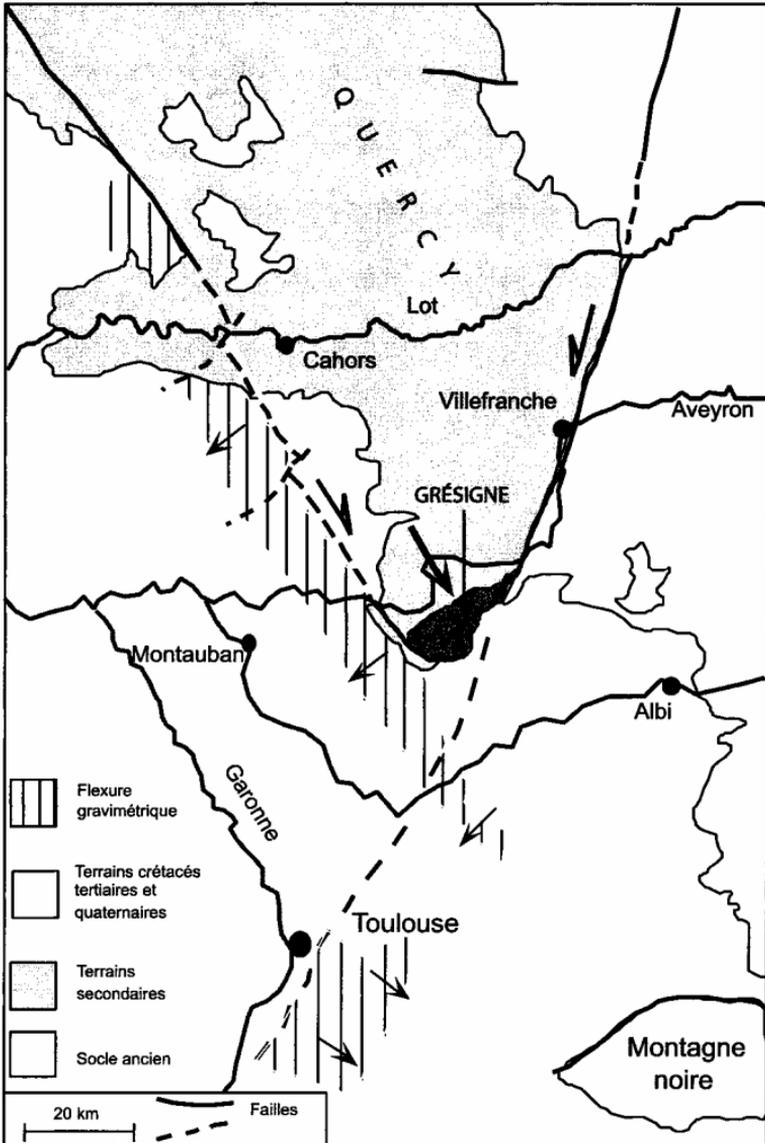


Fig. 20 - Situation structurale de la Grésigne dans le cadre régional (d'après M. Durand-Delga, 1979)

Grésigne, Vaour et Marnaves), séparés par des ensembles transversaux NW-SE. Toutefois les trois structures anticlinales possèdent une retombée septentrionale commune : la couverture liasique, orientée WSW-ESE, plonge doucement vers le NNW.

L'anticlinorium de la Grésigne se localise à la pointe méridionale d'un territoire triangulaire (le Quercy), limité par deux grandes fractures convergentes vers le Sud. Accident oriental : la grande **Faille de Villefranche**, N20°E, sépare le Jurassique du Quercy, affaissé par rapport au socle ancien du Rouergue. Cette faille à rejeu tertiaire prolonge la fracture tardi-hercynienne majeure qui brise le Massif central et le long de laquelle est localisé le **Grand sillon houiller**. Au Sud de l'Aveyron, la Faille de Villefranche se divise en plusieurs accidents, d'abord parallèles puis tournant vers le Sud-Ouest, en « queue de cheval » (Ellenberger, 1937). Elle ne possède pas de jeu post-oligocène sensible plus au Sud-Ouest. Accident occidental : **le réseau faillé de la Vère**, N150°E, est interprété comme élément d'un « accident ouest-quercynois » (Durand-Delga, 1979) qui prolonge lui-même une « discontinuité nord-aquitaine ».

Les deux grandes fractures bordant ainsi le bloc crustal quercynois limitent également le large fossé permien de Quercy-Grésigne. L'actuel massif se superpose à la partie la plus méridionale de ce fossé : le sondage Grl de la Grande Baraque (de Ligneris, 1960-1961) a en effet traversé plus de 3 km de pélites et de grès permien alors que, à peu de distance à l'Est comme à l'Ouest, cet étage est beaucoup plus mince. Paradoxalement, malgré cette accumulation « légère », une anomalie positive gravimétrique coïncide avec la Grésigne et avec son prolongement plus au Nord. Ainsi le fossé permien apparaît-il comme superposé à un socle « lourd » riche en roches basiques (?), alors qu'à l'Est (Rouergue) et à l'Ouest (Aquitaine et zone de Montauban), le soubassement granito-gneissique est plus « léger ».

Déplacement de la couverture sédimentaire et chevauchements

L'étude macrotectonique (Ellenberger, 1937 et 1938) a mis en évidence que le Permien du dôme occidental (Forêt de Grésigne) chevauche vers le Sud les conglomérats paléogènes en bordure du bassin molassique de l'Albigeois. Cette « Faille de Villebrumier », actuellement qualifiée « d'accident sud-grésignol », dessine un arc très ouvert, grossièrement Est-Ouest, à concavité nord. Il se prolonge en tournant vers le Nord-Ouest dans le chevauchement de Saint-Martin-d'Urbens (ex. « de Vère »), où il rejoint le réseau faillé de la Vère. À son extrémité orientale, au-delà de Sainte-Cécile-du-Cayrou, le chevauchement sud-grésignol tourne vers le Nord-Est et se transforme en flexure (Ellenberger, 1938 ; Dauch, 1988) : les leviers prouvent que, contrairement à l'opinion de B. Gèze (reprise par Inglès et *al.*, 1998), cet accident ne se prolonge pas vers l'Est (comme l'indique à tort la feuille à

1/80 000 Montauban). Ainsi, au total, le chevauchement sud grésignol-Saint-Martin d'Urbens dessine un arc d'une douzaine de kilomètres de long, avec une concavité de 8 à 10 km de rayon. Ce chevauchement ne peut donc pas se relier directement à la Faille de Villefranche vers l'Est, alors qu'il est en relation, à l'Ouest, avec le réseau faillé de la Vère.

Rappelons que, sur la feuille Albi, le dôme de Vaour, situé à l'ENE de celui de la Forêt de Grésigne, est limité au Sud par la faille de Saint-Salvy qui, comme l'accident sud-grésignol, a un tracé courbe à concavité nord. Cette fracture a localement valeur de faille inverse. A l'Ouest, où elle s'allonge Ouest-Est, elle affecte le Permien de la retombée nord-est du pli de la Forêt de Grésigne. A l'Est, elle tourne progressivement vers le Nord-Est, traverse d'une manière mal définie le Permien du dôme (demi-dôme en fait) de Marnaves puis se relie à l'alignement des failles de Marnaves et de Villefranche.

Ainsi les parties occidentale et orientale de la Grésigne ne sont pas symétriques et elles peuvent avoir des explications en partie différentes.

Les études microtectoniques (Dauch, 1988 ; Inglès et *al.*, 1998) ont également permis de différencier deux zones de part et d'autre d'un méridien passant grossièrement par le centre de la Forêt de Grésigne. Dans le secteur oriental (feuille Albi), les microstructures sont orientées N60°E, avec une direction principale de raccourcissement N150°E. Cette orientation N60°E est aussi celle des couches liasiques de la remontée septentrionale des dômes de la Grésigne, ainsi que celle des flexures ou des petites failles qui l'accidentent. On peut lier cette disposition à un jeu coulissant sénestre de la Faille de Villefranche, située immédiatement à l'Est. Par contre, le secteur occidental de la Grésigne (feuille Nègrepelisse) voit les microstructures orientées à NW-SE, donc à 40° des précédentes, avec une direction principale de raccourcissement à N10°E. On peut expliquer le fait par un jeu dextre du réseau faillé de la Vère.

La divergence tectonique entre l'Est et l'Ouest de la Grésigne peut être interprétée de deux manières. Certains (Dauch et *al.*, 1989 ; Inglès et *al.*, 1998) ont proposé une analogie entre les jeux du bloc crustal quercynois et du modèle mécanique d'une « cellule en coin de Prandtl-Nadal » en état actif. La divergence des deux directions de raccourcissement observées - supposées contemporaines - serait liée au blocage de la couverture sédimentaire plastique (Permien + Mésozoïque) à la pointe sud, grésignole, du Quercy. En résulterait un épaississement de la série, consécutif aux cisaillements à l'intérieur du Permien, avec un système de failles inverses et de chevauchements frontaux, permis par l'inversion des contraintes principales. Les failles de Villefranche et de la Vère représenteraient ainsi deux accidents conjugués, donc contemporains.

On peut aussi envisager que ces directions différentes de raccourcissement résultent de deux stades successifs de la déformation :

- une poussée initiale dominante NNW-SSE (N150°E), en rapport avec le déplacement vers le Sud du Quercy, guidé par la Faille de Villefranche ;
- une réorientation dans le sens horaire ; la contrainte maximale devenant NNE-SSW (N10°E), ce mouvement pouvant accompagner et surtout suivre le précédent. Ceci serait évidemment lié au jeu coulissant dextre du système faillé de la Vère, qui est proche du secteur affecté.

Quoi qu'il en soit, globalement, le déplacement de Panticlinorium de Grésigne s'est produit du Nord (NNW) vers le Sud (SSE). Les accidents de Grésigne ont la valeur d'une « virgation forcée », au sens d'Argand.

Âge des phénomènes tectoniques

Il est vraisemblable - bien que les preuves manquent - que les mouvements du Crétacé moyen (phase anté-cénomaniennne), dont on connaît les effets près de Cahors et en Périgord et ceux de la limite Crétacé-Tertiaire (avant le Sidérolitique) ont eu un rôle dans la structuration de la région de la Grésigne.

La liaison entre le plissement de l'anticlinorium et son évidement par l'érosion, accompagné de la formation d'un talus de conglomérats à son pourtour méridional, est une évidence : ces dépôts sont syntectoniques. L'âge est celui du début des phénomènes tectoniques essentiels. Il a été très discuté : selon certains (Ellenberger, 1937 et 1938 et implicitement Inglès et *al*, 1998), les conglomérats seraient un faciès latéral de la molasse oligocène ; selon d'autres, ils seraient plus anciens que les conglomérats liés à la Phase pyrénéenne, et leur âge serait donc, soit Éocène moyen supérieur (Gèze et Durand-Delga, 1943 ; Chellaï et *al*, 1982), soit Sannoisien (Gèze et Cavaillé, 1977). Les attributions proposées dans cette notice (J.G A.) amènent à placer la masse de ces conglomérats dans l'Éocène, en les faisant même débiter au Paléocène (?) - Éocène inférieur, ce qui amène à retrouver un parallélisme de la phase tectonique correspondante avec les phénomènes du domaine pyrénéen. Les conglomérats post-orogéniques que l'on observe parfois, liés à la molasse oligocène, résulteraient d'un remaniement superficiel des conglomérats syn-orogéniques éocènes.

Ces derniers sont chevauchés par le Permien et le Trias-Lias au Sud de la Grésigne. L'âge de ce phénomène reste imprécis. Comme, au Nord-Est de ce massif (feuille Najac), les calcaires d'eau douce de Varen daté du Ludien supérieur (Muratet et *al*, 1982) sont ployés en synclinal, on peut placer tous ces mouvements, au plus ancien, à la limite Eocène-Oligocène. Dans l'hypothèse - que nous n'avons pas suivie - d'un âge oligocène de la masse des conglomérats de la Grésigne, le chevauchement sud-grésignol (et celui de

Saint-Martin d'Urbens) serait au moins de l'Oligocène terminal, voire Miocène. La chronologie des événements tectoniques tertiaires s'accorde avec les conclusions des études microtectoniques à la partie orientale de la plate-forme nord-aquitaine :

- compression Nord-Sud à l'Eocène (Bonijoly, 1980 ; Pélissié, 1982) ;
- distension Est-Ouest à l'Oligocène (Bonijoly, 1980 ; Boichard et Drullion, 1982) ;
- compression Est-Ouest au Miocène (Bonijoly, 1980 ; Boichard et Drullion, 1982 ; Dauch, 1988).

Rappelons enfin que les coulissements le long des failles de Villefranche (senestre) et de la Vère (dextre) sont tenus pour responsables du déplacement vers le Sud du bloc crustal quercynois, et donc des chevauchements frontaux du Sud de la Grésigne. Or, ces deux faisceaux de fractures ne semblent pas affecter sensiblement la couverture molassique de l'albigeois. On est donc amené à penser que la tectonique tangentielle principale doit être antérieure au dépôt de la Molasse, datée de l'Oligocène moyen (Chellaï et *al.*, 1982) près de sa base au Sud d'Itzac.

La remontée morphologique de l'actuelle Grésigne s'est prolongée après le dépôt de la Molasse oligocène, et même d'âge aquitainien plus à l'Ouest. Une surface d'érosion, dite « de Vaour » (Ellenberger, 1938), a été définie sur le flanc nord-ouest du pli de Grésigne, aux environs des Abriols, de Vaour et de Roussayrolles. Doucement inclinée vers le Nord, elle se relie à la surface à peu près horizontale du causse d'Anglars, au Sud de Saint-Antonin-Noble-Val. Une surface analogue, mais cette fois inclinée vers le Sud, recoupe les conglomérats paléogènes du flanc méridional du dôme de Vaour (feuille Albi), dans la région de Campagnac. Les sommets de la Grésigne dominent ainsi actuellement cette surface d'érosion post-molassique, probablement polygénique. On peut supposer que le pli de la Grésigne a subi des réajustements à la fin du Miocène (?), et que l'on peut lier à un certain jeu en extension des failles-limites du massif.

L'anticlinal de la Forêt de Grésigne

Les recherches menées à l'occasion du sondage de la COPEFA près de la Grande Baraque (Grl) par G de Ligneris (1960-1961) ont montré que l'axe du pli se place, très excentré, à la partie sud-est du dôme. Il dessine une ligne courbe, avec une direction NE-SW à sa partie orientale tournant à Est-Ouest à sa partie occidentale. Il est de la sorte à peu près parallèle à la courbure du proche chevauchement sud-grésignol. Ceci mis à part, la carte des isogones des pendages dans le Permien indique des plongements faibles et un peu anarchiques, sauf à la bordure sud où ils atteignent la verticale.

Ce sondage a traversé le Permien jusqu'à 3061 m (altitude de départ : 270 m). De haut en bas, le pendage évolue : de l'ordre de 10° (Nord puis Ouest) jusqu'à 892 m, puis atteignant 20 à 30° (Est, puis Nord à Nord-Est, enfin Nord à Nord-Ouest). Ces indications sont en contradiction avec l'impression de quasi-horizontalité des réflecteurs sismiques profonds qui seraient cependant « de qualité et de continuité excellentes ». Un accident entre -840 et -880 m correspondrait à une variation de pendage et à un réflecteur sismique légèrement penté. Cette surface a été reliée au chevauchement sud-grésignol par Dauch (1988) et par Inglès et *al* (1998), et donc interprétée comme un redoublement de la série. Cette hypothèse avait été écartée pour des raisons d'analogie des faciès de part et d'autre de cet accident (Delsahut, 1981). Ce dernier auteur indique aussi une zone faillée importante à -1 530 m. Un ré-examen des carottes de sondage a révélé l'existence (Dauch, 1988), à plusieurs niveaux, de pélites lustrées, broyées et schistosées correspondant à des surfaces de glissement, qui pourraient correspondre à des microchevauchements.

Ceci, ajouté à la puissance exceptionnelle du Permien, permet de penser que la notion de « pli de fond » (Ellenberger, 1937, 1938 et 1954 ; Durand-Delga, 1979) doit être tempérée. Ce qui est sûr est qu'il n'existe pas de « noyau cristallin » sous le pli de la Grésigne. D'autre part, si des décollements doivent exister dans le Permien, on ne possède que des idées théoriques sur la coupe réelle du pli, comme celle hasardée par Inglès et *al*. (1999, fig. 3).

Le chevauchement sud-grésignol

Cette « Faille de Villebrumier » (Ellenberger, 1937), à caractère inverse, a été examinée en détail par Dauch (1988, p. 54-57). Elle présente une forme courbe et un fort pendage vers le Nord, parfois proche de la verticale. Vers Puycelsi, elle met en contact le Dogger (recouvert en discordance par les conglomérats paléogènes) avec le Permien ; la fracture a une composante verticale de rejet de l'ordre de 500 m (fig. 21).

Le compartiment chevauché est évidé par l'érosion dans les environs de Puycelsi, où l'on voit Lias et Dogger plonger vers le Nord-Ouest alors qu'au cœur de ce Dôme de Puycelsi, les couches sont horizontales et brisées par de petites failles d'orientations dominantes N45°E et N160°E.

Le compartiment chevauchant, côté Grésigne, est formé par le Permien. Celui-ci a une structure en éventail : de plus en plus incliné vers le Sud ; il se verticalise et arrive même à se renverser et à plonger fortement vers le Nord. Des lames de Trias gréseux et de Lias calcaire, en série inverse et plongeant donc vers le centre du pli, sont localement conservées le long du contact, généralement en position haute. Elles prouvent une extravasation tectonique de la couverture du Permien : à ce niveau très superficiel, l'accident sud-

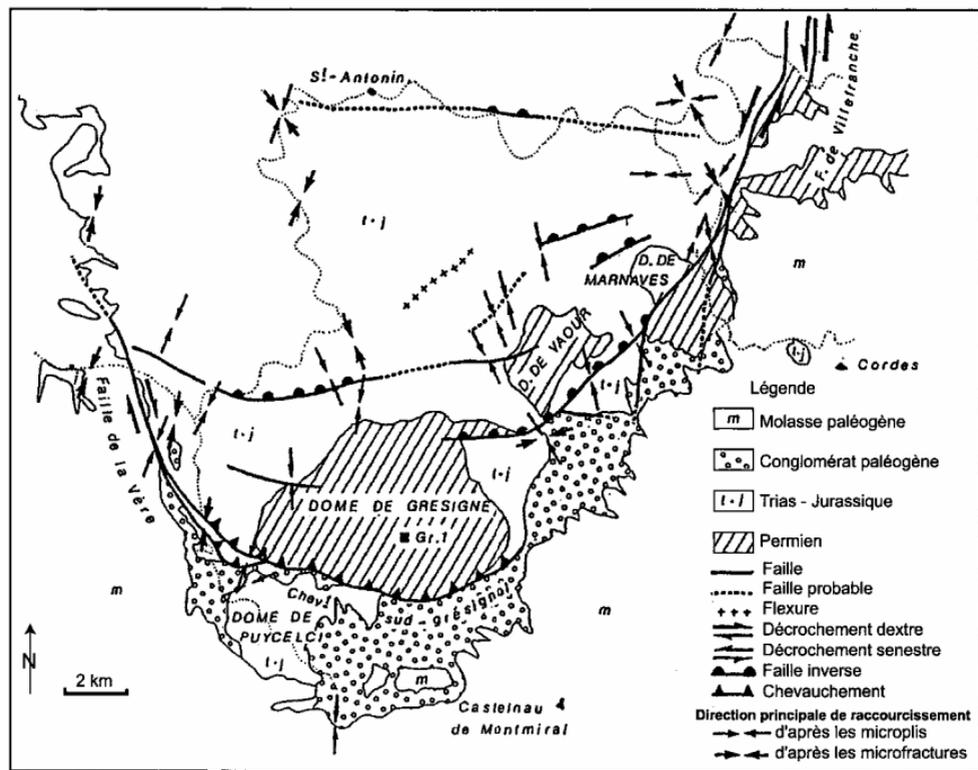


Fig. 21 - Schéma structural du massif de la Grésigne (Dauch, 1988)

grésignol est nettement chevauchant (Dauch, 1988) (fig. 20), ce qu'Ellenberger (1943) interprétait comme un plissement tardif d'une faille antérieure.

La signification de l'accident sud-grésignol a été discutée : soit comme une faille inverse intéressant le socle et superficiellement déformée (Ellenberger, 1943 ; Durand-Delga, 1979) ; soit comme l'apparition en surface de l'une des plus importantes rampes tectoniques à faible pendage dans le Permien, rampes émanant d'un palier de décollement au sein de la partie basse de la succession permienne (Inglès et *al.*, 1998).

Le chevauchement de Saint-Martin d'Urbens

Le chevauchement sud-grésignol s'observe jusqu'au Nord-Est de Mespel (fig. 22), mettant le Permien au contact des conglomérats paléogènes. A ce niveau, l'accident s'oriente brutalement vers l'Ouest et passe ainsi au chevauchement de Saint-Martin. Sur près de 2 km, le Lias de la retombée ouest de la Grésigne surmonte vers le Sud les conglomérats.

Arrivé à Saint-Martin-d'Urbens, le contact anormal se coude à nouveau et prend la direction du NNW, vers la Gautario. Au Nord-Est de Saint-Martin, le compartiment chevauchant se décompose en un certain nombre de plis écaillés qui sont de l'Est à l'Ouest :

-le Genou de Merlins ;

- le Synclinal de Campaudou ;

- un anticlinal rompu par une faille longitudinale (ou faille de la double boucle de la Vère, de Dauch, 1988). Le flanc ouest de ce dernier pli se renverse vers l'WSW. De la sorte, le long de la route D.664, voit-on sous le Toarcien, marneux, avec des traces du faciès à gryphées, reposer avec un faible pendage est sur les calcaires du Dogger, à l'endroit du compartiment occidental autochtone. Ici, le Paléogène conglomératique est absent dans le contact.

Les plis ci-dessus cités peuvent résulter de la combinaison entre une poussée dominante vers le SSW (indiquée par la microtectonique) et un coulissement dextre de la faille de la Vère, orientée NNW-SSE. La couverture liasique aurait été amenée à occuper un espace plus restreint et à se plisser. A leur extrémité sud-est, ces plis, normalement orientés NNW-SSE entre La Gautario et Saint-Martin, se gauchissent et deviennent presque W-E, par torsion anti-horaire. C'est à ce niveau qu'apparaît le spectaculaire chevauchement de Saint-Martin : on peut y voir la réutilisation d'une ancienne faille qui affectait la couverture liasique, en remontant le compartiment nord. Ainsi l'ampleur réelle du chevauchement doit-elle être bien moindre (quelques centaines de mètres ?) que ne paraît l'indiquer le paysage.

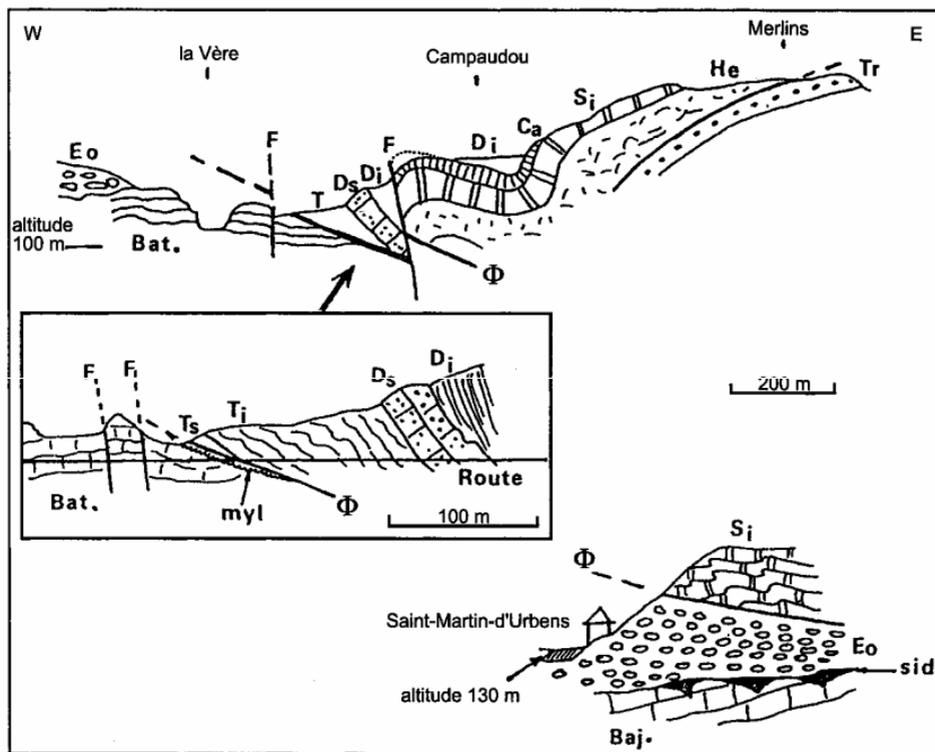


Fig. 22 - Le chevauchement de Saint-Martin et le réseau de failles de la Vère (Durand-Delga, 1979)

- Tr : Trias
- He : Hettangien
- Si : Sinémurien
- Ca : Carixien
- Di : Domérien inférieur
- Ds : Domérien supérieur
- T : Toarcien
- Ti : Toarcien inférieur
- Ts : Toarcien supérieur
- Baj. : Bajocien
- Bat. : Bathonien
- sid : Sidérolitique
- Eo : Éocène
- F : faille
- O : chevauchement

Le réseau faillé de la Vère

Il se manifeste au Nord de Saint-Martin où il se confond avec le chevauchement précédent, et suit le cours de la Vère près de Bruniquel. Généralement subvertical, cet accident à regard ouest montre son rejet maximal (environ 150 m) au niveau de la Gautario, entre le Sinémurien très redressé (à l'Est) et Toarcien (à l'Ouest). Vers le Nord, l'importance du décalage vertical diminue jusqu'à devenir très faible près de Bruniquel.

Ce réseau a eu un jeu polyphasé :

- l'accident a conditionné le déplacement dextre de la Grésigne et le chevauchement de celle-ci vers le Sud ; d'autre part, au Sud de Bruniquel, de petits plis coniques en échelons, N120 à 150°E (Dauch, 1988), se placent en légère oblique par rapport à la faille de la Vère. Leur axe plonge vers le Nord-Ouest, ce qui s'accorde avec un mouvement décrochant dextre de l'accident voisin ;
- entre Saint-Martin d'Urbens et Puycelsi, on peut voir dans quelques petites fractures NNW-SSE la prolongation de l'accident de la Vère. À des jeux relativement tardifs on peut aussi rapporter les stries subverticales sur quelques miroirs de faille entre Bruniquel et l'Aveyron.

Le flanc nord-ouest de l'anticlinal de la forêt de Grésigne

Le plongement moyen des assises est d'environ 20° NNW. On relève quelques flexures, telle celles d'Escourat au Sud-Est de Bruniquel et de Belaygues, entre Penne et Saint-Michel-de-Vax. Un certain nombre de petites fractures s'alignent en dessinant de vagues courbes, très ouvertes, à concavité nord (Gèze, 1954) : ENE-WSW dans l'Est de la Grésigne (feuille Albi), elles deviennent WNW-ESE aux approches de Bruniquel. La faille des Abriols, N100°E, intersecte la limite Permien-Trias. Elle a été diversement interprétée : faille peut-être inverse à fort plongement sud, décrochement dextre éventuel.

Les accidents est-ouest du Pas-de-la-Lignée, au sortir nord de la Forêt de Grésigne vers Penne, correspondent à des plis très serrés (Fabre, 1971), affectant le Trias et le Lias inférieur sur quelques centaines de mètres de long. Qualifiés de « pincées synclinales et anticlinales » (Gèze, 1954), ces plis sub-verticaux sont déversés vers le Sud, ce qui s'accorde avec une poussée sub-méridienne. On peut penser que cette disposition dérive d'une faille antérieure, réutilisée.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

L'étude des forages profonds effectués à Saint-Martin-Labouval (Smll, feuille Saint-Géry), à Campagnac-les-Quercy (Cpgl, feuille Gourdon), à Sauveterre-la-Lémance (Stl, feuille Fumel), à Sabadel-Lauzès (Sdbl, feuille Saint-Géry) et le forage de la Grésigne (Grl) ainsi que les observations sur les affleurements du Quercy oriental, ont permis de reconstituer l'histoire géologique tardi-hercynienne et mésozoïque de cette région (fig. 2).

Tardi-Hercynien

- Issus de l'orogène hercynien, durant le **Stéphano-Permien**, se déposent des sédiments détritiques continentaux (où dominent les grès et argiles rouges) sur de grandes épaisseurs (3 000 à 4 000 m), dans un bassin subméridien NNW-SSE, allant de Brive-la-Gaillarde à la Grésigne (Delsahut, 1981).

Trias et Jurassique

- Au Trias et au début de l'**Hettangien**, la réactivation d'accidents tardi-hercyniens définit un vaste bassin subsident. Des dépôts détritiques forment un épandage fluvial dont les affleurements actuels sont limités approximativement au Nord par la vallée de la Vézère et au Sud par la vallée de l'Aveyron. L'étude des structures sédimentaires et la minéralogie montre que cet épandage a trouvé son origine dans l'érosion du socle du Massif central (C. Grignac, 1983). Rapidement, à l'Ouest du méridien de Cahors, cet ensemble sédimentaire passe latéralement à des formations lagunaires comparables à la Dolomie de Carcans (définie par les pétroliers en Médoc). Ces dépôts argilo-détritiques vont constituer la base d'un super cycle sédimentaire (transgressif / régressif) couvrant tout le Jurassique (cf. tabl. 2).

- De la fin de l'**Hettangien** (-200 M.A.) à la fin du **Lias inférieur** le bassin s'ouvre vers l'Ouest ; il fait partie des marges du Proto-Atlantique. Des vases évaporitiques, puis carbonatées, se déposent dans un environnement lagunaire. Au **Lias moyen et supérieur**, les ouvertures océaniques s'affirment, une mer plus profonde et ouverte s'installe. Cette transgression marine se traduit par des dépôts marno-calcaires à céphalopodes.

- Pendant le **Dogger** (Jurassique moyen) et presque tout le **Malm** (Jurassique supérieur), une grande plate-forme carbonatée proximale s'installe, indiquant un milieu plus ou moins confiné. Vers l'Ouest, une sorte de récif-barrière occupant l'actuel Périgord, l'isolait de l'Atlantique. Au Kimméridgien, se crée une vaste plate-forme marine sans barrière. Vers -145 Ma à la fin du Jurassique, la mer portlandienne est régressive et se restreint au Nord-Ouest du Quercy où elle forme le golfe de Bouriane. Ce déplacement du littoral est à mettre en relation probable avec les manifestations précoces de la tectonique alpine.

Crétacé

• Au **Crétacé inférieur**, la totalité du Quercy est émergée (cf. tabl. 2) ; les brachyanticlinaux de Sauveterre-la-Lémance et de Campagnac s'individualisent. Cette émergence est soulignée par une surface d'érosion et une discordance des terrains du Crétacé supérieur. Cette discordance est soulignée par les calcaires cénomaniens et turoniens qui reposent sur les terrains jurassiques, Kimméridgien inférieur au Nord du Quercy, et du Kimméridgien supérieur et Portlandien au Sud (Astruc, 1988). Cette disposition correspond à la transgression de la mer cénomaniennne qui envahit d'abord les zones basses de la topographie précédente. Avec le **Turonien inférieur** cette transgression s'affirme et les sédiments indiquent un approfondissement de la mer, mais rien ne permet de situer la proximité d'un rivage. À la fin du **Turonien**, la mer régresse et laisse place à une courte émergence. Elle recouvre à nouveau la région au début du Sénonien, comme l'attestent les altérites sableuses⁵ piégées dans le karst au Nord de Souillac et sur la quasi-totalité du causse de Gramat. À fin du Campanien elle quitte définitivement le Quercy.

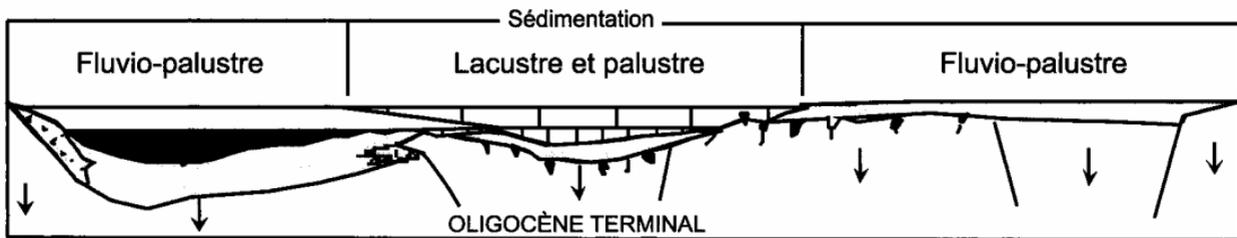
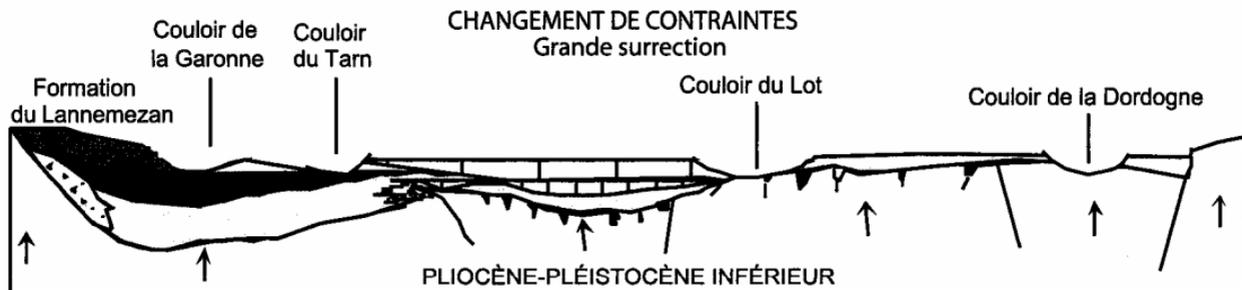
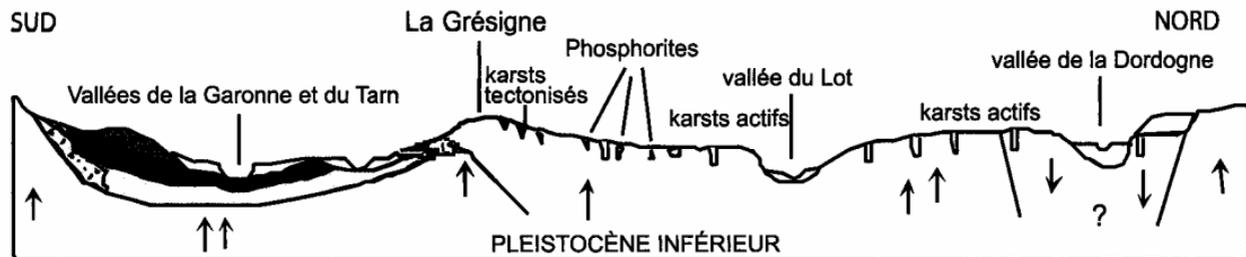
Tertiaire

• Au cours du **Paléocène** et de **l'Éocène inférieur**, les premiers échos de l'orogénèse pyrénéenne vont se traduire par un bombement de la bordure nord-est du Bassin aquitain (fig. 23). Cette tectonique va créer des grabens (appuyés aux grands accidents : Faille de Villefranche, Grand accident bordier armoricain) qui vont fonctionner en bassins endoréiques (Astruc et al, 1995) et accueillir une sédimentation fluvio-lacustre. Au Nord du Quercy, le bassin de Martel, un des plus vastes, va accueillir plusieurs centaines de mètres d'épaisseur d'argiles à graviers. Le littoral est progressivement repoussé au Sud de l'actuelle vallée de la Garonne pour atteindre une ligne approximative Bordeaux-Auch-Muret, alors que le Quercy est soumis à l'érosion et à la karstification (fig. 23).

• A **l'Éocène inférieur**, des karsts vont tarauder les reliefs naissants dans la périphérie de la Grésigne, où ils seront rapidement remplis d'argiles à pisolites de fer. Au pied des Pyrénées et Sud de la Grésigne, l'orogénèse alimente de puissants talus conglomératiques. En Grésigne, les karsts à remplissage ferrifère subissent des contraintes tectoniques et sont recouverts par les conglomérats.

• À **l'Éocène moyen (fini-Yprésien)**, la surrection des Pyrénées entraîne une migration de la mer vers l'Ouest de l'avant-pays nord-pyrénéen.

Ces altérites ont souvent livré des faunes crétacées marines silicifiées.



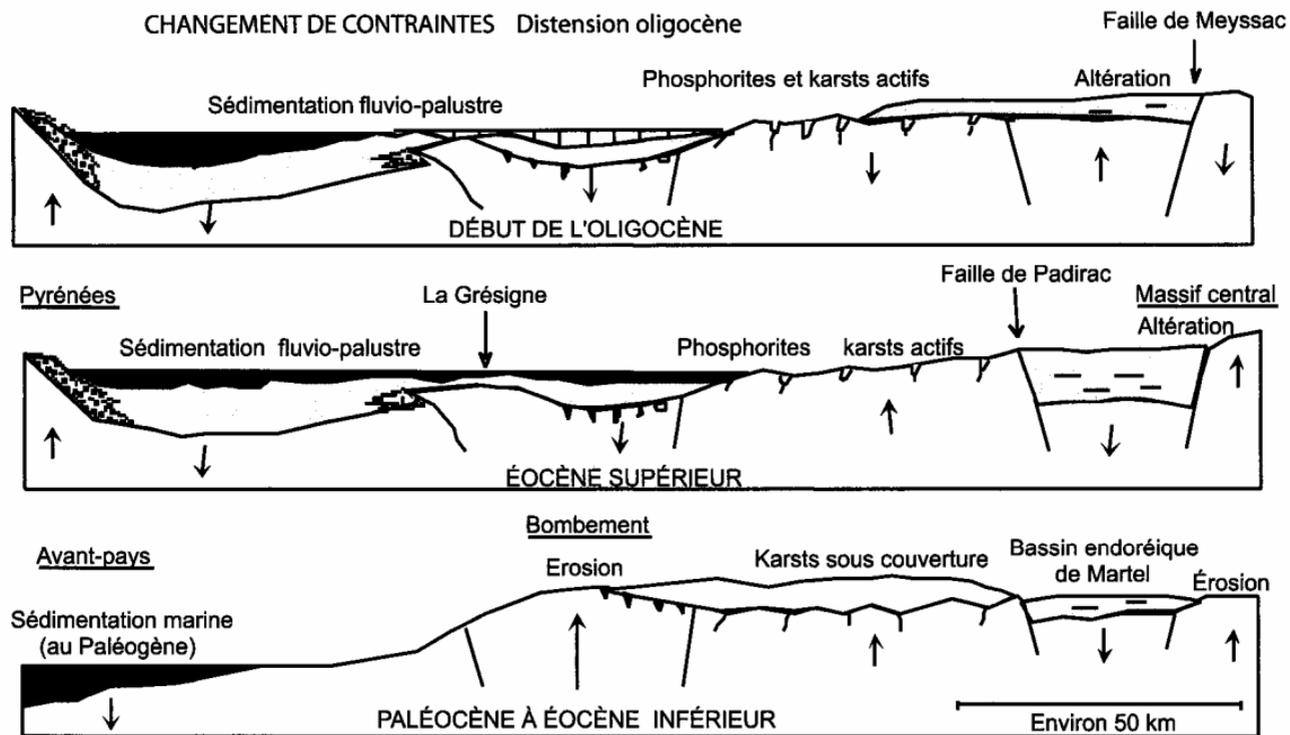


Fig. 23 - Dynamique de la sédimentation tertiaire entre les Pyrénées et le Massif central
(Axe approximatif : Montréjeau - Toulouse - Cahors - Brives)

L'érosion des reliefs en cours d'édification au Sud et de ceux issus de la réactivation des accidents hercyniens bordant le Quercy à l'Est, alimente une sédimentation détritique qui tend à combler le Bassin aquitain. Ce comblement, lié à une subsidence d'ensemble, va se poursuivre jusqu'au milieu du Miocène.

Au cours de cette longue période (Crétacé terminal à Bartonien), un climat tropical humide a contribué à une altération ferrallitique kaolinisante dont les témoins prennent en écharpe les terrains jurassico-crétacés et plus particulièrement les calcaires détritiques du Turonien supérieur et du Sénonien, plus poreux et en conséquence plus karstifiables. En Bouriane, les sondages effectués pour les levés géologiques ont montré que la frange altérée avait une épaisseur souvent supérieure à 50 m. A Fumel, Floressas, etc., les altérites, silicifiées par des fluctuations de nappes et par des circulations paléohydrologiques, forment parfois de véritables cuirasses silico-ferrugineuses.

- À la fin du Bartonien, alors que les plateaux jurassico-crétacés du Quercy sont toujours soumis à l'érosion, les molasses d'origine pyrénéenne progradent vers le Nord. La remontée de niveau de base commence à bloquer les écoulements du réseau hydrographique en direction du bassin ; des lacs et de vastes étendues marécageuses s'installent au pied des reliefs karstiques quercynois ; certaines cavités du karst des phosphorites du Quercy se fossilisent. En Quercy et en Agenais, des argiles sableuses et des marnes vertes riches en smectites, contenant parfois attapulgites et sépiolites s'intercalent entre les cuirasses ferrugineuses et les calcaires lacustres oligocènes. Tout ceci caractérise des climats évoluant vers l'aridité (Trauth et al, 1985).

À cette période, un affaissement du Quercy au Sud de la Faille de Padirac va mobiliser les argiles à graviers du bassin de Martel qui vont alimenter la formation alluviale de Saint-Denis-Catus en ravinant les paléo-altérites ; elles vont s'étaler en direction du Sud, jusque dans le « golfe » lacustre de Cieurac. Au Sud de Cahors, la progradation des molasses pyrénéennes vers le Nord fossilise la Formation de Saint-Denis-Catus.

- À Thédillac (feuille Puy-l'Évêque), des argiles à illite (Kulbicki, 1957) de l'**Oligocène** s'intercalent entre les séquences fluviatiles à galets et graviers ; ces argiles comme le Calcaire des Gunies, et au Nord la Meulière de Bord, témoignent de conséquences liées à l'affaissement progressif du plateau quercynois au cours de l'Oligocène. Tout le Quercy méridional accueille une sédimentation palustre et lacustre couvrant progressivement l'ensemble des plateaux sous des molasses à dominantes carbonatées jusqu'au **début du Miocène** ; le karst est complètement fossilisé.

- A partir du **Burdigalien** (Sigé et *al.*, 1991) des cours d'eau, dirigée par la structuration acquise au Paléogène, s'organisent traversant le Quercy d'Est en Ouest, préfigurant le réseau hydrographique actuel. La première incision par le proto-réseau hydrographique, des formations jurassiques et paléogènes du Nord-Est du Bassin aquitain, a été traditionnellement attribuée au Plio-Villafranchien. Les découvertes récentes, de gisements paléontologiques⁶ associés à des sédiments fluviatiles sur les causses du Quercy (Sigé et *al.*, 1991), conduisent à vieillir le proto-réseau hydrographique, qui aurait commencé de s'installer dès le Burdigalien.

Plio-quaternaire

- Au Pliocène et au Quaternaire, la subsidence graduelle du bassin observée depuis l'Eocène, fait place à un soulèvement qui sera à l'origine de la morphologie actuelle (fig. 23).

L'érosion va dégager plus rapidement le Nord du plateau quercynois où la couverture molassique est moins puissante.

Les karstifications plio-quaternaires débutent donc au Nord du Quercy et sont plus récentes au Sud de cette région.

Ce dégagement plus tardif au Sud est à l'origine de la conservation exclusive du paléokarst à phosphorites dans le Quercy méridional (périphérie du Causse de Limogne), plus longtemps préservé de l'érosion plio-quaternaire par sa couverture molassique. On peut aussi attribuer à ce phénomène l'évolution différenciée des principales vallées, de plus en plus tardive en allant vers le Sud, de la Dordogne au Lot et à l'Aveyron.

SÉQUENCES DE DÉPÔT ET DISCONTINUITÉS DU JURASSIQUE

STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DE LA PLATE-FORME CARBONATÉE

L'influence des variations du niveau marin relatif sur l'évolution sédimentaire d'une plate-forme carbonatée peut être reconnue en appliquant la démarche de la stratigraphie séquentielle (Vail et *al.*, 1984, 1987).

Les roches sédimentaires s'agencent en séquences génétiques de dépôt, chacune engendrée par un cycle de montée puis de baisse des eaux. Sur la

⁶ Ces gisements sont en relation avec un couloir du bassin versant du Celé (au Nord du Lot), couloir dont la morphologie et l'altitude sont relativement proches de ceux du drainage Puylaroque-Réalville.

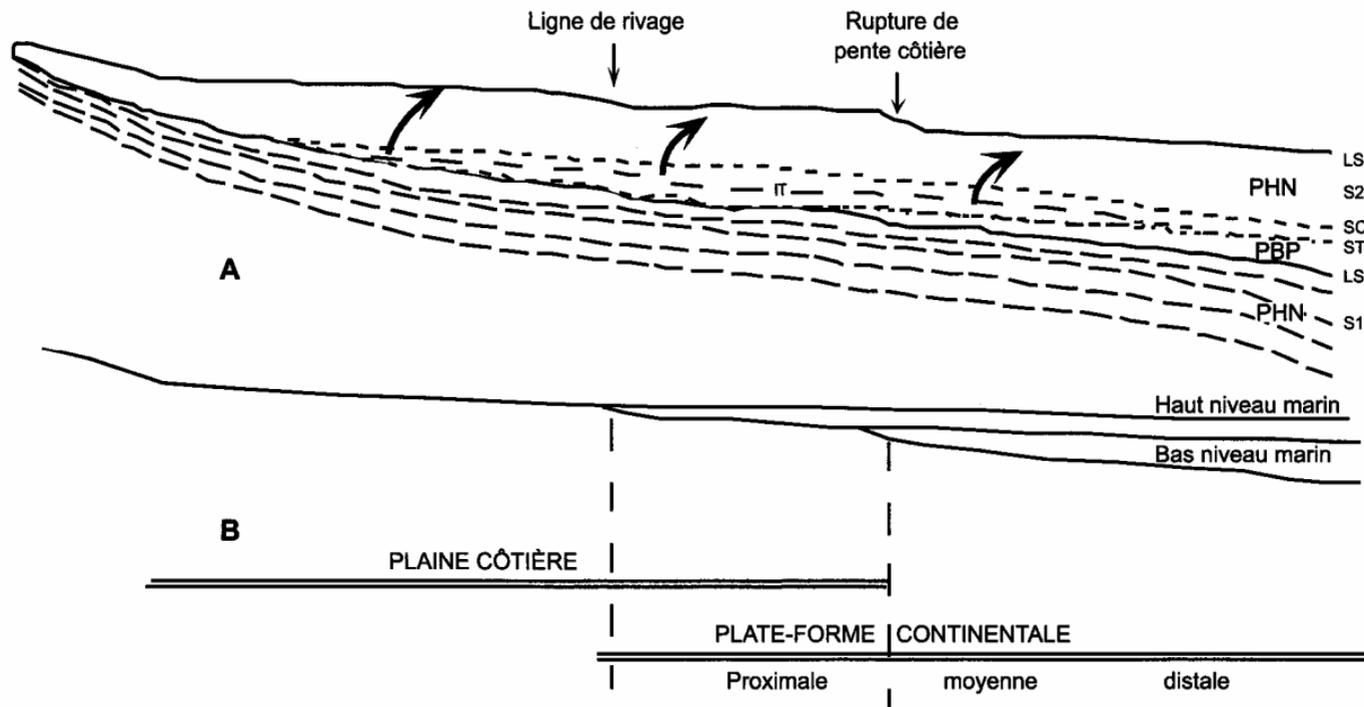


Fig. 24 - Séquences de dépôts et discontinuités d'origine eustatique en domaine de plate-forme (A) et morphologie de la plate-forme continentale (B)

plate-forme carbonatée quercynoise, une séquence se compose de 3 cortèges sédimentaires successifs, superposés et juxtaposés (fig. 24) :

- **le prisme de bordure de plate-forme** (PBP), sédimentée en bas niveau marin dans les parties basses de la plate-forme et sous faible tranche d'eau ;
- **l'intervalle transgressif** (IT), corps sédimentaire agradant (en « onlap »), lié à la montée des eaux. Il s'étend sur toute la plate-forme et montre généralement une tendance à l'approfondissement, par l'intermédiaire de séquences d'ordre inférieur (paraséquences) cycliques ou de comblement ;
- **le prisme de haut niveau marin** (PHN), corps sédimentaire progradant formé en phase de stabilité, puis de baisse lente des eaux. Il couvre l'ensemble de la plate-forme et exprime, dans la superposition de paraséquences de comblement, une diminution progressive de la profondeur. Il est donc représenté, soit par une séquence majeure klupfélienne, allant de faciès de plate-forme ouverte et à des faciès de barrière (au Toarcien-Aalénien, par exemple), soit par une séquence majeure, dite « quercynoise » (Delfaud, 1975) allant d'environnements de barrière ou de lagon à des milieux de lagunes ou de sebkhas littorales (Dogger).

La séquence génétique de dépôt est complète sur la partie distale et moyenne de la plate-forme et aux périodes où la tranche d'eau est importante (Lias supérieur, Kimméridgien). Elle intègre alors le prisme de bordure de plate-forme, l'intervalle transgressif et le prisme de haut niveau marin. Elle est incomplète sur la partie la plus proximale de la plate-forme et aux périodes où la mer est pelliculaire (Dogger). La séquence est alors principalement représentée par le prisme de haut niveau marin, éventuellement superposé à un mince intervalle transgressif.

Les séquences de dépôt sont limitées par des discontinuités qui témoignent d'émersions, totale ou partielle, de la plate-forme. Ces ruptures sédimentaires ou limite de séquence (LS) séparent deux corps sédimentaires formés à faible profondeur et ne sont pas toujours aisément décelables sur une verticale. Seule, la connaissance de l'organisation géométrique des dépôts permet de les localiser avec certitude.

Sur la plate-forme distale, l'intervalle transgressif est séparé du prisme de haut niveau marin par une rupture sédimentaire, la discontinuité de montée rapide des eaux ou surface condensée (SC), qui correspond à une phase de vacuité sédimentaire avec des expressions variées (niveau de condensation, croûte ferrugineuse, horizon glauconieux, lit très bioturbé ou surface durcie ...). Cette discontinuité se localise au point d'inversion du cycle séquentiel, au sein des dépôts signalant la tranche d'eau la plus forte avec des faciès souvent comparables de part et d'autre de la discontinuité. La lacune stratigraphique est d'importance croissante vers le bassin, par accroissement de la durée de la phase de vacuité sédimentaire.

La surface de transgression (ST), comprise entre le prisme de bordure de plate-forme et l'intervalle transgressif, est souvent bien visible dans les colonnes stratigraphiques. Elle se marque généralement par un changement lithologique, une homogénéisation des faciès et un approfondissement marqué.

SÉQUENCES ET DISCONTINUITÉS SUR LA FEUILLE NÈGREPELISSE

Dans la série jurassique de la feuille Nègrepelisse, 33 séquences de dépôt ont été reconnues à ce jour : 3 dans le Lias inférieur (notées HS1 à HS3), 7 dans le Lias moyen (Pli à P17), 8 dans le Lias supérieur (Toal à Toa8), 10 dans le Dogger (Dol à Do 10) et 5 dans le Malm (MI à M5).

Les dépôts littoraux du Lias inférieur, à sédimentation très discontinue et à marqueurs biochronologiques rares et peu précis, se prêtent mal à une identification rigoureuse des séquences. On peut toutefois supposer que sont uniquement présents des cortèges transgressifs et de haut niveau marin.

Les séquences du Lias moyen et supérieur, déposées sur une plate-forme distale suffisamment profonde pour n'être pas émergée en phase de baisse du niveau marin, sont toutes complètes. Elles s'inscrivent dans deux cycles lithologiques à long terme (calcaires - marnes calcaires) de tendance transgressive puis régressive. Le premier date du Carixien-Domérien (Formations de Brian-de-Vère, de Valeyres et de la « barre à *Pecten* ») ; le second est d'âge toarcién (Formations de Penne et de Lexos). Aux maximums de régression à long terme, les séquences de dépôt sont calcaires (ex. : « barre à *Pecten* ») ; aux maximums de transgression, elles sont marneuses (ex. : Formation de Valeyres).

La présence de bonnes coupes stratigraphiques sur cette feuille et sur les feuilles voisines Caussade, Najac et Villefranche-de-Rouergue a permis d'identifier tous les cortèges sédimentaires sur la base de critères géométriques, sédimentologiques et paléocéologiques, et de les caler sur les zones, sous-zones et horizons d'ammonites (de Graciansky et *al.*, 1998). Nous citerons, parmi les cortèges les plus caractéristiques, le prisme de bordure de plate-forme constitué par les Marnes à taphoséquences de pente (séquence P16), le prisme de haut niveau marin, le prisme de bordure de plate-forme et l'intervalle transgressif exprimés dans la « barre à *Pecten* » (séquences P16 et P17), l'intervalle transgressif et le prisme de haut niveau marin des « Schistes carton » (séquence Toal), les intervalles condensés du Double banc à Bifrons (séquence Toa3) et du Banc à Fallaciosum (séquence Toa6), le prisme de haut niveau marin de l'Assise à gryphées (séquence Toa7). Les discontinuités les plus remarquables correspondent,

soit à des limites de séquences (discontinuités D3, D7, D8, D9), soit à des surfaces de transgression (discontinuités D4, D5, D6).

Les séquences du Dogger évoluent toutes dans des environnements de plate-forme interne, depuis des milieux de barrière ou de lagon jusqu'à des milieux de sebkhas et de lagunes saumâtres. La plupart sont de tendance régressive et principalement composées d'un prisme de haut niveau marin (telles les séquences Do3, Do4, Do5, Do7) ; certaines sont cycliques, avec un intervalle transgressif peu développé et un prisme de haut niveau plus épais (séquences Do1, Do4, Do6, Do9). Seule, la séquence Do8 semble complète avec un prisme de bas niveau et un intervalle transgressif bien marqué suivis, comme pour les autres séquences, d'un prisme de haut niveau très développé. Toutes les discontinuités marquent des limites de séquence de dépôt et sont de nature émergitive, généralement soulignées par des surfaces durcies, parfois par des ravinements (D10, D17) ou par des paléokarstifications (D10, D14, D18-10). Certaines (D10, D15, D17, D18-10) sont associées à des phases de tectonique distensive, liées à la réactivation d'accidents hercyniens dont le jeu est particulièrement évident plus au Nord, sur les feuilles Saint-Géry, Gramat et Souillac.

Les séquences M1 à M4 de la partie inférieure du Malm sont difficiles à déchiffrer. Le découpage proposé est très hypothétique dans des formations mal datées, aux variations lithologiques et aux évolutions bathymétriques peu marquées. Il est essentiellement fondé sur l'identification de discontinuités remarquables, signalant des tendances émergitives avec arrêts de sédimentation (D18-20), ravinements et paléokarstifications (D18-30), ou venues d'eaux douces (D19) et constituant autant de limites de séquences. Au Kimméridgien inférieur, la séquence M5 réalisée sur une plate-forme littorale ouverte est probablement complète ; elle associe un prisme de bordure de plate-forme (sommets de la Brèche de Cras), un cortège transgressif et un prisme de haut niveau (Calcaires bioturbés de Nouaillac).

LES DISCONTINUITÉS CARTOGRAPHIÉES

Les discontinuités sédimentaires les plus remarquables ont été signalées dans la succession lithostratigraphique. Cinq d'entre elles ont été cartographiées sur un cartouche séparé : D1, D7, D10, D17 et D22. La discontinuité D1, à la limite des Formations de la Madeleine et du Mailhet, signale la première arrivée d'influences marines, avec la mise en place d'environnements lagunaires au cours de l'Hettangien inférieur. La discontinuité D7, qui sépare la « barre à *Pecten* » des « Schistes carton », est une surface d'émergence représentant une limite de séquence au maximum de régression des eaux entre ces deux cycles transgressif - régressif du Lias moyen et du Lias supérieur. La discontinuité D10, au Dogger, est une limite

de séquence de type 1, accompagnée de dissolutions karstiques et intégrant globalement une importante lacune stratigraphique. La discontinuité D17 est une surface ravinante et oxydée comprise entre les dernières couches à indices d'émersion du membre de Saint-Chels et les premiers bancs plus franchement marins du membre de Marcihac. Elle représente donc à la fois une limite de séquence et une surface de transgression. Il en est de même pour la discontinuité D22 qui précède le retour à des conditions plus marines durant la sédimentation du membre de Nouaillac.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Sols, végétation et cultures

Les sols couvrant le territoire de la feuille Nègrepelisse sont issus de l'altération des roches (Jurassique à Tertiaire), de l'alluvionnement des vallées et des combes par les cours d'eaux et le colluvionnement des versants, parfois enrichis par des apports éoliens. Ces formations superficielles meubles sont le siège d'une activité biologique intense qui participe au maintien du tapis végétal. L'héritage géochimique de la roche mère, principalement la teneur en silice et en carbonates, et l'épaisseur des sols permettent de les diviser en 5 ensembles correspondant approximativement aux grandes unités géomorphologiques :

- le Terrefort ;
- le Causse ;
- les coteaux de Monclar ;
- les vallées et les combes ;
- la plaine de l'Aveyron ;
- la forêt de Grésigne.

L'essentiel du secteur appartient à l'étage collinéen (altitude moyenne 200 m), à la frontière des climats de types atlantique et continental, la pluviométrie annuelle pouvant varier de 600 à 800 mm ; seule la Grésigne et les causses dominant la vallée de l'Aveyron ressentent une influence continentale marquée ou les gelées sont nettement plus fréquentes.

Le Terrefort. L'étroite bande de terrains liasiques argilo-marneux qui sépare le Causse de Limogne du Ségala cristallin donne des sols épais, souvent fertiles et résistants à la sécheresse (Cavaillé, *in* Renault et *al.*, 1978), c'est un pays bocager, verdoyant, aux prairies délimitées par de nombreuses haies. Les affleurements de calcaires domériens, plus arides, sont fréquemment occupés par des bosquets de chênes ; parfois, un épais

manteau d'altération peut dissimuler complètement le substratum ; on est alors en présence d'un sol rouge complètement décarbonaté à végétation silicicole (châtaigniers, fougères et bruyères). Quand l'altération est moins développée et que les argiles de décalcification sont mélangées aux cailloutis, les sols (pH 6,5 à 7,8) sont réservés aux cultures céréalières et à l'arboriculture (principalement noyers, pruniers, pommiers et châtaigniers). Les marnes et argiles toarciennes, domériennes et carixiennes donnent des sols plus argileux (pH 7,4 à 7,8), parfois squelettiques sur les versants, ils sont souvent couverts de prairies utilisées pour l'élevage ovin et bovin.

Le Causse. Cette région occupe l'espace compris entre la vallée de l'Aveyron et la limite septentrionale de la feuille et dans la périphérie du massif de la Grésigne, il présente des sols bruns calciques, généralement peu épais (pH 7,5 à 8). La lithologie des calcaires jurassiques qui s'étirent en larges bandes approximativement Nord-Sud permet de différencier deux ensembles :

- les calcaires granulaires (cristallisés ou oolitiques) de l'Hettangien (MC), de la Formation d'Autoire et de la Formation de Saint-Géry, à forte porosité et très solubles, ont été affouillés et épierrés par le travail de l'homme ; ils donnent des sols de cailloutis mélangés à des argiles de décalcification, favorables aux plantations de noyers et pruniers ;
- les calcaires micritiques du Sinémurien (*12PC*) et des formations de la base de Cajarc (*J2C*) et de Rocamadour (*J3-4R*), et les brèches de la Formation de Cras, forment des zones arides aux sols rocailleux ; seul le fond plat des cloups (dolines) et les calcaires argileux et granulaires du sommet de la Formation de Cajarc possèdent un maigre sol caillouteux permettant quelques cultures.

La couverture végétale est une mosaïque complexe de bois clairs, de landes boisées et de pelouses forestières (Jacob, 1970) formant un ensemble très harmonieux. La végétation arbustive est composée principalement de chênes pubescents auxquels se mêlent le genévrier, l'alisier, le robinier, le cornouiller et l'érable de Montpellier. En fonction de l'exposition ou de la proximité d'une source, des groupes de végétaux d'affinités méditerranéennes et montagnardes peuvent se côtoyer : tel le fragon aux boules rouges et le pistachier térébinthe, faisant le bonheur du botaniste.

La principale ressource sur ces sols arides est l'élevage. Les ovins sont représentés essentiellement par la race Lacaune élevée pour la production fromagère.

Les coteaux de Monclar. Séparant la vallée du Tarn de la plaine alluviale de l'Aveyron, la molasse argileuse, ravinée par de nombreux ruisseaux (bassin du Tescou, Gouyre, etc.) forme un pays très vallonné ou les plateaux en interfluves sont quasiment absents. Les sols bruns

(boulbènes), superficiels limono-argileux sont fertiles et accueillent une agriculture céréalière et fruitière (pêchers, melons, chasselas de Moissac). Les sols argileux peu perméables facilitent par la possibilité la création de réservoirs d'eau collinaires pour l'irrigation des cultures.

Les vallées et les combes. Un réseau de vallées et de combes, souvent secs ou à écoulements épisodiques, entaille l'ensemble des formations jurassiques de la feuille. Leurs fonds, le plus souvent plats possèdent des alluvions et les versants sont parfois couverts par des colluvions et des castines (grèzes : éboulis cryogénique). Ces dépôts détritiques sont constitués d'éléments issus de l'érosion des formations lithologiques voisines et transportés par les ruisseaux sur de courtes distances.

Lorsque les vallées sont établies dans des calcaires, les alluvions sont composées de galets calcaires, mal roulés, souvent plats, emballés dans une matrice argilo-silteuse ; dans les vallons du Limargue, les alluvions nourries par le colluvionnement des argiles et des marnes du Lias supérieur sont plus argileuses. Les sols de ces fonds de vallées et vallons sont généralement limono-argileux avec des lithosols à la base des versants et souvent hydromorphes et tufacés en aval des sources karstiques. Le sol des vallées est utilisé pour les cultures céréalières et fourragères ; lorsque l'exposition est convenable le peuplier, le noyer et les arbres fruitiers sont cultivés ; enfin les tronçons étroits et peu ensoleillés sont occupés par des prairies naturelles et des bois. Sur les versants, les sols de grèzes (castines), profonds, à l'horizon blanc enrichi en calcaire, à faible pourcentage d'argile (Marchand, 1980), sont généralement très instables et couverts de végétation calcicole (noisetier et buis).

La plaine de l'Aveyron. En aval de Montricoux, la basse plaine et les terrasses de l'Aveyron, supportent des alluvions aux sols fertiles qui, unies à un climat plus doux et à la présence d'eau dans son sous-sol, en font depuis des temps reculés une région à vocation agricole essentiellement réservée à la culture fruitière et maraîchère. Les sols de la basse plaine, souvent remaniés par les crues, offrent des sols sablo-limoneux profonds, localement caillouteux ; sur les berges, on trouve de remarquables peupleraies. Sur la terrasse, les sols sont argilo-limoneux, plus gras et à l'abri des inondations ; les cultures sont identiques à celles de la basse plaine auxquelles viennent s'ajouter parfois la vigne. De vastes zones sont aussi consacrées à des cultures fourragères et à l'élevage bovins.

La forêt de Grésigne. Par son altitude et par la nature de ses sols, la Grésigne forme une unité morphologique originale. Ce massif surbaissé qui avoisine les 500 m d'altitude, domine nettement les vallées environnantes. Les argiles rouges et les grès permotriassiques supportent des sols silicicoles couverts d'une végétation forestière où règne le chêne rouvre.

Appuyé au versant ouest à sud de la Grésigne, un très beau terroir, constitué par les conglomérats (e1-5Gr et e6-7Gr), supporte un vignoble qui s'étend de Puygaillard-de-Quercy à Saint-Martin-de-Vère et se poursuit au-delà en direction de Cahuzac-sur-Vère (feuille Albi). Ce terroir produit des vins rouges et blancs appartenant au prestigieux vignoble de Gaillac.

RESSOURCES EN EAU

Hydrogéologie

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

Dans le cadre de la feuille, ces facteurs déterminent deux catégories de réservoirs correspondant à des ensembles lithologiques. On distingue ainsi :

- des réservoirs souvent profonds à porosité de fissures et de chenaux karstiques dans les calcaires : Lias inférieur, Jurassique moyen et supérieur ;
- des réservoirs à porosité d'interstices dans les alluvions récentes des vallées de l'Aveyron et des vallées secondaires, enfin quelques petits réservoirs localisés dans les niveaux graveleux de l'Oligocène.

Ces aquifères ont fait l'objet d'une description détaillée dans le cadre de l'évaluation des ressources hydrauliques du département de Tarn-et-Garonne (Soulé, 1978) et du Tarn (Soulé, 1980).

Toutes les sources principales sont alimentées par les réservoirs à porosité de fissures et de chenaux karstiques dans lesquels l'eau transite sans aucune filtration. Bien au contraire, tout le long de son cheminement souterrain, elle collecte par les fissures des terrains calcaires toutes les pollutions liées à l'activité humaine (assainissement, décharges domestiques et industrielles, urbanisation, épandages agricoles, etc.). Cette constatation nécessite d'observer la plus grande vigilance dans l'application des réglementations visant à la conservation ou à l'amélioration de la qualité de l'eau sur les aménagements existants et projetés sur le bassin versant des sources captées pour l'alimentation en eau potable.

Aquifère du Lias inférieur

Les formations détritiques ou argileuses de la base (Hettangien basal et Trias supérieur) constituent un mur imperméable, cependant des zones fracturées ou des éboulis peuvent constituer de petits aquifères locaux ; l'eau provenant de ces réservoirs est faiblement minéralisée mais les débits très faibles sont < 1 l/s (source de Font-Bonne).

Les dépôts carbonatés de l'Hettangien, du Sinémurien, du Lotharingien et du Carixien constituent un réservoir aquifère à porosité de fissures et de chenaux karstiques. Cet aquifère affleure sur le flanc nord-ouest du massif de la Grésigne et dans la vallée de la Vère en amont de Brian-de-Vère, les sources de Marières (931-3-11) et de Font-Brillière sont les exutoires d'un réservoir aquifère établi dans les dolomies et les calcaires de l'Hettangien et du Sinémurien. Les sources issues de cet aquifère ont un débit assez important de l'ordre de 10 l/s, mais elles sont fortement minéralisées (sulfates). En direction du Nord, le réseau karstique de la Planasse est drainé en direction de la résurgence du Gour de Fénayrols (feuille Najac). En direction de l'Ouest, cet aquifère s'enfonce assez rapidement, sous le Lias moyen et supérieur argilo-marneux, pour constituer un aquifère captif. Ces eaux se minéralisent au contact des évaporites de l'Hettangien.

Il existe également, au sein des formations marneuses du Lias supérieur, un aquifère karstique dans le Domérien supérieur calcaire, vidangé par des sources d'un débit d'étiage généralement < 1 l/s.

Aquifère du Jurassique moyen-supérieur

Sur le causse dominant la vallée de l'Aveyron en amont de Montricoux, le Jurassique moyen et supérieur renferme un aquifère karstique multicouche (fig. 25), scindé en trois par la matrice argilo-marneuse des brèches à cailloux noirs de Vers et les faciès argileux localisés au droit de la discontinuité D17 séparant les formations de Cajarc et Rocamadour. Il est limité au mur par les marnes toarciennes et au toit par les marno-calcaires kimméridgiens (Formation de Francoulès) représentés essentiellement en direction du Nord (feuille Cahors). Des drainances intercouches peuvent localement se produire à la faveur de la fracturation ou de la réduction d'épaisseur des faciès argilo-marneux.

Les séries sédimentaires correspondantes, très épaisses, affleurent largement (feuilles Brive, Souillac, Gramat, Saint-Céré, Lacapelle-Marival, Saint-Géry, Figeac, Cahors et Caussade) où elles forment les causses du Quercy ; à partir d'une zone d'alimentation localisée à l'Est du méridien de Cahors, ce réservoir s'enfonce progressivement vers le Nord-Ouest, sous les séries argilo-marneuses jurassico-crétacées et tertiaires de son toit, pour

constituer un aquifère captif exploité par forages dans l'Agenais (80 km à l'Ouest). La source Bleue de Soturac-Touzac (feuille Fumel) et la Fontaine des Chartreux à Cahors (Astruc et Soulé, 1977), qui possèdent chacune des débits d'étiage supérieurs au m^3/s , sont des exutoires locaux de ce réservoir.

Sur la feuille Nègrepelisse, seuls les réservoirs médian et inférieur de cette aquifère multicouches sont représentés. Dans la vallée de l'Aveyron, la source de la Madeleine est un exutoire de la couche inférieure ($Q \sim 5$ l/s en étiage) et la source de Gabéou de la couche médiane.

Aquifère de l'Oligocène

Les faciès détritiques grossiers gi-G et g2Ff principalement, forment des réservoirs intéressants. La plupart des sources ont un débit d'étiage inférieur à 1 l/s ; elles ne représentent qu'une faible ressource aquifère, utilisée seulement pour l'alimentation individuelle d'exploitations agricoles ou de résidences secondaires.

Aquifère des alluvions de la basse plaine

Les alluvions de la basse plaine de la vallée de l'Aveyron (Fz2 et Fz1) aux environs Nègrepelisse, de Bioule et de Saint-Etienne-de-Tulmont constituent un important réservoir aquifère. Cette nappe est exploitée par de nombreux puits pouvant atteindre des débits d'exploitation > 50 m^3/h .

Aquifère des alluvions de la basse terrasse de l'Aveyron

Les alluvions de la basse terrasse de l'Aveyron (Fy1 et Fy2) peuvent être localement aquifères. Cette nappe est exploitée par des puits pouvant atteindre des débits d'exploitation de 10 à 20 m^3/h . Ces caractéristiques ponctuelles ne sont pas nécessairement représentatives de toutes les alluvions de la basse plaine et de la basse terrasse de l'Aveyron : on connaît en effet des variations locales très importantes de la perméabilité, dues à l'hétérogénéité des sédiments fluviatiles, qui peuvent parfois être entièrement colmatés par des limons.

Aquifère des alluvions des vallées secondaires

Ces alluvions constituent un réservoir médiocre : de composition argilo-limoneuse, elles sont très peu perméables. Dans certaines vallées, quelques accumulations locales de cailloutis calcaires forment des aquifères exploitables pour des besoins locaux. Dans ce cas, des puits ou des excavations qui ajoutent une réserve d'eau à la productivité de l'ouvrage permettent des débits d'exploitation suffisants pour l'irrigation des cultures.

Les phénomènes karstiques

Le Quercy est certainement le lieu privilégié pour l'exploration et l'étude du karst ; en effet, l'histoire géologique de cette région montre que les terrains carbonatés jurassiques ont été soumis à l'érosion et à la dissolution pendant des périodes d'émergence qui ont duré plus de 80 Ma⁷, au Crétacé inférieur et au Tertiaire. Pendant ces longues périodes émergentes, les autres régions françaises ont été protégées des érosions-dissolutions par enfouissement dans les bassins sédimentaires et les géosynclinaux, alors que sur les massifs anciens (Bretagne, Massif central, etc.), les réajustements orogéniques ont provoqué une érosion quasi-continue sur des sédiments jurassiques ou crétacés d'épaisseur réduite.

Dans les causses du Quercy, les phénomènes karstiques sont nombreux et variés (Renault *et al.*, 1992). On peut les classer d'après leur histoire en 3 ensembles :

- *les paléokarsts stricto sensu* (Paléocène à Miocène inférieur, Plio-Quaternaire), cavités entièrement colmatées, pénétrables par l'homme seulement à la suite d'une exploitation du remplissage (sables, argiles, argiles phosphatés, etc.) ;
- *les cavités héritées*, dont le remplissage a été partiellement déblayé, éventuellement pénétrable par l'homme, avec ou sans circulation d'eau ;
- *les cavités récentes* (Quaternaire post-Mindel), souvent pénétrables par l'homme, avec ou sans circulation d'eau.

A la fin du Miocène, l'exhaussement du Massif central a créé sur les causses des conditions nécessaires aux processus de karstification. Des phases de creusement successives se sont échelonnées sur 7 Ma. Le réseau hydrographique aérien a peu à peu creusé les vallées dans la périphérie des causses. Un certain nombre d'écoulements sont devenus alors essentiellement souterrains.

Le karst « quaternaire » au Nord-Ouest de la Grésigne

Les formations carbonatées du Jurassique moyen supérieur encadrant la vallée de l'Aveyron en amont de Montricoux et les calcaires du Lias inférieur appuyés au versant nord-ouest de la Grésigne constitue un karst remarquable.

La vallée sèche de Gabéou, entaille sur une centaine de mètres la masse calcaire du causse de Limogne, elle devient dans sa partie amont plus

Ma : million d'années

difficilement repérables, compte tenu de la désorganisation opérée postérieurement par des dolines.

Les dolines sont assez nombreuses en rive droite de l'Aveyron au voisinage de Moncéry et Garrhan et en rive gauche aux alentours de Martres de Bel-Air. Elles sont moins nombreuses dans les calcaires et dolomies liasiques de la Grésigne.

La structure des formations géologiques permet de différencier deux types de circulations karstiques :

- *des karsts noyés* comme ceux drainés par les émergences de La Madeleine et de la grotte de La Loutré en rive droite de l'Aveyron et l'aval du système Amiel en rive gauche ;
- *des karsts perchés*, sur les flancs nord-ouest et nord de la Grésigne dont les plus remarquables sont l'amont du réseau de La Planasse, exploré sur plusieurs kilomètres et le système de Marières. Ces deux systèmes sont établis dans les calcaires et dolomies du Lias inférieur. Au Sud-Ouest de Penne, les petits karsts Founpléjo et de Roc Aymard traversent les calcaires du Dogger.

Les grandes cavernes, de Pouxets à Bruniquel et de La Pyramide à Penne, sont des cavités héritées, déconnectées des karsts actifs. Ce sont des tronçons de vastes réseaux, creusés au quaternaire ancien, voire au Tertiaire, ils ont été recoupés par les vallées actuelles et déblayées partiellement de leur remplissage.

Le karst des phosphorites du Quercy

• Phénomène général

Les paléokarsts à phosphorite (minéral de phosphate) de la plate-forme jurassique du causse de Limogne, développés principalement sur le territoire des cartes à 1/50 000 Cahors et Caussade, ont leur extension la plus méridionale sur la région du Nord-Est de la carte. Il s'agit de réseaux souterrains formés depuis le début du Tertiaire, puis comblés tout au long du Paléogène par des argiles à pisolites, dans lesquelles se sont développés des encroûtements phosphatés. Recoupés par l'érosion plio-quaternaire ces filons se sont trouvés offerts à l'exploitation minière, jadis pour le fer des amas pisolitiques dans des localités méridionales, plus récemment (dernier quart du 19^e siècle) pour le phosphate sur tout le causse de Limogne et ses extensions.

Les sédiments vadoses des remplissages renferment en nombre des restes de vertébrés terrestres, et les collections constituées lors de l'exploitation du phosphate ont nourri de nombreuses études anatomiques et systématiques (Sigé *et al.*, 1979). De provenance mal repérée, artificiellement mélangées,

elles ne permettaient pas d'interpréter le processus complexe de remplissage des réseaux. Les fouilles conduites depuis les années 60 ont livré de nouvelles collections bien contrôlées dans leur provenance. L'étude de ces dernières révèle que le remblaiement du karst a commencé dès l'Éocène inférieur et s'est poursuivi jusqu'à l'Oligocène terminal, par un processus de remplissages successifs et de reprises de karstification accompagnées de déblaiements plus ou moins intensifs. Le causse a été recouvert à l'Oligocène par les dépôts lacustres du bassin d'Aquitaine, progradants vers le Nord et l'Est et finissant par sceller l'ensemble du karst à l'Oligocène terminal, sauf de rares mîles émergés où l'activité karstique s'est prolongée au Miocène. Des reprises localisées et dépôts associés ont encore eu lieu au début et à la fin de l'intense érosion plio-quadernaire. La chronologie à base mammalogique des remplissages est rappelée dans le tableau 3 (voir aussi les notices des cartes Cahors, Saint-Géry, et Caussade). Les jalons fauniques sont désormais datés par la méthode des âges numériques (Escarguel et *al.*, 1997). Un bilan récent des données relatives aux phosphorites du Quercy est présenté par Legendre et *al.* (1997).

• Aspect méridional

Sur le territoire de la feuille Nègrepelisse, à l'Est de Montricoux, les poches à phosphorite sont représentées de façon partielle, eu égard à la durée géologique du phénomène. Non loin de Moncéry se trouve l'alignement des exploitations de La Cantine, qui conservent peu de remplissage. La poche la plus favorable, La Cantine 2, a livré une faune de micromammifères (Remy et *al.*, 1987) qui est rapprochée du niveau MP 17a, dont le gisement type est celui d'Euzet-les-Bains dans le Gard (Éocène supérieur, Ludien inférieur). Pour quatre riches faunes du Quercy rapportées à ce niveau-repère, les âges estimés vont de 37,97 Ma \pm 0,137 (La Bouffie) à 37,32 Ma \pm 0,192 (Les Pradigues), et La Cantine 2 se place dans cet intervalle ou à proximité.

Vers le bord du plateau dominant l'Aveyron, la poche noyée de Garrhan a pu fournir par son déblai une faune à micromammifères (Remy et *al.*, 1987) rapportée au MP 21, niveau-repère le plus ancien de l'Oligocène. Les rares faunes du Quercy référées à ce niveau ont reçu des âges estimés de 33,46 Ma \pm 0,222 (Aubrelong 1, feuille de Cahors) à 32,05 Ma \pm 0,348 Ma (gisement de Ravet, feuille de Caussade).

Une grande poche à morphologie paléokarstique bien exposée, conservant un remplissage argileux non daté, est celle de Martres-Barsalès, récemment nettoyée et servant à l'entraînement spéléologique. A proximité se trouvent au Sud une poche peu profonde, sans remplissage exploitable, et au Nord, un long et étroit conduit sinueux, peu profond, dont les vestiges de remplissage contiennent d'abondants et gros pisolites de limonite. D'autres sites proches dans la même zone ont été exploités pour le fer

Âge (Ma)	ÉPOQUE	ÉTAGE	MP	LOCALITÉS DU QUERCY	
				Quercy général	Nègrepelisse & confins NE
- 19	MIOCÈNE INFÉRIEUR	BURDIGALIEN		Crémat	
		AQUITANIEN			
- 24	Oligocène SUPÉRIEUR	CHATTIEN	30	La Salle (non karstique)	
			29		
			28	Pech du Fraysse, Pech Desse, Portal	
			27		
			26	Mas de Pauffié	
- 34	Oligocène INFÉRIEUR	STAMPIEN	25	Garouillas, Rigal-Jouet, Belgarric,...	
			24	Lébratières 14	
			23	Itardies, Pech Crabit,...	
			22	Mas de Got, La Plante 2,...	
			21	Aubrelong 1, Ravet Coyrou 1-2 ← Grande coupure	
- 38	Oligocène SUPÉRIEUR	LUDIEN	20	Tabarly	
			19	Escamps, Rosières 2,...	
			18	Sainte-Néboule, Gousnat,...	
			17b	Perrière, Malpérier,...	
			17a	Aubrelong 2, La Bouffie,...	
- 42	Oligocène MOYEN	BARTONIEN	16	Le Bretou, Lavergne,...	
			15		
			14	La Prade	
- 49	Oligocène INFÉRIEUR	LUTÉTIEN	13	Cuzal, Prajoux	
			12		
		YPRÉSIEN	11		
			10	Vielase	

Tabl. 3 - Biochronologie des remplissages paléokarstiques du Quercy

pisolitique. Ces mines sont à rapprocher de celle peu distante de Cazals (feuille Caussade), à remplissage constitué de gros pisolites agrégés par un ciment induré. Ce sédiment a récemment livré un *Lophiodon* de petite taille et un rongeur, *Hartenbergeromys hautefeullei* (Escarguel, 1999). L'âge se place parmi les plus anciens (MP 10, Eocène inférieur) à ce jour reconnus pour l'ensemble des sites paléokarstiques du Quercy. L'extension sur la partie méridionale du causse de tels dépôts, vestiges de remplissages précoces du paléokarst quercynois, est ainsi fortement suggérée par l'évidence sédimentologique et paléontologique disponible.

Les localités à valeur de référence sont portées dans la sous-colonne de gauche, celles de la feuille Nègrepelisse et ses confins nord-est dans la sous-colonne de droite. Les noms en lettres grasses correspondent aux localités types de niveaux-repères de l'échelle MP (mammifères paléogènes d'Europe) (Congrès Biochrom'97, Montpellier).

L'événement fini-éocène appelé la « Grande Coupure » correspond au renouvellement faunique majeur des mammifères d'Europe, (d'après Legendre et *al.*, 1997, fig. 1, modifié).

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Les roches massives

Cal. Calcaire

On désigne par le terme de calcaire, une roche, d'origine sédimentaire, qui renferme au moins 50 % de carbonate de calcium, le plus souvent sous forme de calcite.

C'est sur la base de critères essentiellement géotechniques que l'on différencie dans notre région des calcaires durs et des calcaires semi-durs. Toujours dans notre région, on admet que les calcaires durs correspondent à des formations géologiques du Primaire et du Secondaire et les calcaires semi-durs à des formations du Tertiaire.

Les calcaires durs du Secondaire

On note seulement 4 carrières en exploitation dans ces formations à usage de granulats essentiellement pour la viabilité.

Pour les principales carrières de granulats qui se situent toutes en bordure ouest et nord-ouest du gisement, ce sont des calcaires durs, fins, en gros bancs, en général horizontaux et réguliers. On note des zones faillées et

karstifiées dans les fronts de taille. Les épaisseurs exploitées sont comprises entre 10 et 20 m, parfois plus.

Les duretés correspondent à un Los Angeles de 16 et un Micro Deval de 13 (valeurs d'archives), ce qui indique un bon calcaire utilisable en bâtiment et en viabilité.

On a distingué plusieurs unités qui présentent un inégal intérêt pour l'extraction des granulats. Ces différentes unités sont décrites ci-après. Elles correspondent à des ensembles regroupant parfois 2 à 3 lithofaciès représentés par des formations ou des membres.

Jurassique inférieur. Les calcaires bioclastiques du Domérien supérieur ont été exploités anciennement à l'Est de Penne à la carrière de Château-Granier.

Jurassique moyen et supérieur. C'est l'ensemble calcaire le plus intéressant et le plus largement représenté.

- **La Formation d'Autoire (j1A et j2A)**, est représentée essentiellement par des calcaires oolitiques et dolomitiques massifs. Vers le sommet elle présente des calcaires micritiques en bancs et des dolomies bréchiques. Autrefois, au voisinage de Bruniquel, de nombreuses carrières exploitaient les calcaires dolomitiques en bancs de la partie supérieure. Ces calcaires dolomitiques étaient utilisés comme pierre de parement.

La base de cette formation est actuellement exploitée à Puycelci et le sommet à la grande carrière de Pouxets (2 km au Nord-Est de Bruniquel).

- **La Formation de Cajarc (j2-3C)**, correspond principalement à des calcaires micritiques en petits bancs métriques à passées argileuses admettant localement des calcaires oolitiques et dolomitiques.

- **La Formation de Rocamadour (j3-4R)**, est représentée par des calcaires micritiques en gros bancs (plurimétriques), compacts, gris clair, formant les hautes falaises des gorges de l'Aveyron en amont de Penne. Ce niveau économiquement intéressant n'est pas exploité actuellement pour des problèmes d'environnement.

- **La Formation de Saint-Géry (j5G)**, est caractérisée par des calcaires oolitiques massifs, blancs à beige clair, formant un corps rocheux épais de 90 m, très homogène sur l'ensemble du Causse.

Roches meubles

grz. **Grèzes.** Les grèzes (appelées localement castines) forment des accumulations importantes aux pieds des versants. Elles abondent dans toutes les vallées, mais leur distribution ne permet pas de les cartographier dans le cadre des levés à 1/50 000 ; nous avons seulement noté quelques accumulations remarquables. Ces éboulis cryoclastiques qui sont activement exploités sur tout le territoire de la feuille ne constituent qu'un matériau médiocre réservé à l'empierrement des chemins.

sab. **Sables.** Les alluvions de la vallée de l'Aveyron ont été exploitées par dragage dans la rivière, mais des problèmes d'environnement ont conduit à abandonner ce mode d'exploitation. Des sables d'altération du Permo-Trias ont été utilisés anciennement en Grésigne pour la verrerie.

Fe. **Fer.** Le minerai de fer a été exploité au Nord-Ouest de Penne au Martres-de-Barsalès, et au Nord-Est de Puycelci à la Janade. Il était acheminé aux fonderies de Bruniquel pour la fabrication de rails de chemin de fer. Ces ferruginisations - souvent représentées par des pisolites de goethite - ont imprégné les altérites remaniées formant le remplissage de poches paléokarstiques.

Arg. **Argiles.** Les argiles de la molasse tertiaire ont été exploitées pour la fabrication de tuiles et de briques.

gyp. **Gypse.** Des lentilles gypsifères, situées vers le sommet des formations permienes, ont été exploitées autrefois à Merlins (3 km au Nord de Puycelci).

RISQUES NATURELS

Sismicité

Une activité sismique, faible à modérée, caractérise cette région. Toutefois, dans la période historique (Vogt et *al.*, 1979) on note quelques tremblements de terre importants (1302, 1335, 1490, 1660, 1873, 1923), l'intensité de ces séismes souvent mal observée a été estimée de V à VIII de l'échelle MSK».

Mouvements de terrains

- **Les glissements de terrain et les coulées boueuses** sont généralement localisés dans les secteurs possédant un substratum argileux et un relief avec des pentes supérieures à 10 %. Dans le Terrefort (vallées de la Vère et de l'Aveyron), le versant des vallées entaillant les marnes et argiles du Lias supérieur (Toarcien et Domérien) montrent généralement une grande instabilité ; les glissements y sont très nombreux, particulièrement au voisinage de Penne et de Puycelci.

- **Des laves torrentielles** peuvent se former dans certains vallons et sur des portions de versants très ravinées ; les boues de solifluxion peuvent alors entraîner des matériaux divers (grèzes, végétaux, etc.) ; ce type de mouvement souvent rapide, peut être dévastateur.

- **Les éboulements en masse**, se produisent dans les zones de plus grandes pentes et à proximité des vallées ; ils sont souvent associés à la présence de terrains argileux en pied de falaise.

- **Des éboulements rocheux**, parfois importants aux environs de Penne et de Puycelci (Roussergue, Rouquiès, etc.) menacent les habitations. Les voies de communication et les habitations installées dans les gorges de l'Aveyron, dominées par des falaises en surplomb, sont exposées aux chutes de pierres et de blocs rocheux. Un examen périodique par un géotechnicien serait souhaitable.

- **Les dolines** nombreuses à proximité de la vallée de l'Aveyron possèdent un remplissage argilo-sableux particulièrement instable ; à la suite de fortes précipitations, celui-ci peut être en partie soutiré par des cavités karstiques sous-jacentes.

Inondations

Sur le territoire de la feuille Nègrepelisse, on observe deux types de crues :

- **des crues de débordements** des cours d'eau dans la basse plaine de l'Aveyron, surtout en aval de Montricoux ;

- **des crues torrentielles** dans les vallées des coteaux molassiques de Monclar.

Les inondations sont fréquentes et dévastatrices sur la plus grande partie de la basse plaine de l'Aveyron.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE - PROTOHISTOIRE - ANTIQUITÉ

Paléolithique

Les différentes phases du Paléolithique sont bien représentées. Elles correspondent à des vagues successives d'hominidés : *Homo erectus* pour le Paléolithique inférieur, *Homo neandertalensis* pour le Paléolithique moyen et *Homo sapiens sapiens* pour le Paléolithique supérieur.

Paléolithique inférieur. Il abonde sur les terrasses de l'Aveyron depuis Bruniquel jusqu'à Saint-Etienne-de-Tulmont La majeure partie du matériel récolté provient des stations de surface de la Moyenne terrasse, entre 50 et 70 m d'altitude relative. Quelques pièces isolées sont à signaler également sur la Haute terrasse, entre 80 et 110 m d'altitude relative. Tous ces vestiges apparentés aux industries contemporaines des vallées de la Garonne et du Tarn, illustrent la phase moyenne et récente de l'Acheuléen (de -350 000 à -120 000 ans). C'est à ce faciès que ce rapporte en effet les différents outils que l'on rencontre, le plus souvent en milieu remanié par l'érosion et les labours.

Cet outillage massif est taillé dans des galets locaux. La présence intrusive de quelques quartzites pyrénéens, apportés depuis la vallée de la Garonne, mérite cependant d'être soulignée. Les bifaces et les hachereaux sont les outils les plus évolués. Les bifaces, à talons réservés pour la plupart, sont nettement plus abondants que les hachereaux. Ces deux types d'outils sont associés à de très nombreux galets typologiquement proches de la Pebble culture. Le tranchant de ces galets, choppers et chopping-tools, est obtenu par des enlèvements rudimentaires, unidirectionnels ou bidirectionnels.

Paléolithique moyen. Plusieurs gisements de surface, localisés sur les terrains graveleux associés aux molasses tertiaires entre Tarn et Aveyron, datent du Paléolithique moyen (de -120 000 à -35 000 ans). Quelques silex taillés, dispersés sur les terrasses de l'Aveyron, remontent vraisemblablement à la même époque.

Élaboré principalement sur des éclats, l'outillage lithique s'allège et se diversifie. Le racloir en est l'élément le plus commun. Son tranchant est déterminé par une retouche continue, souvent écailleuse. On trouve également, mais en petit nombre, des pointes, des denticulés, des couteaux à dos, etc. Burins et grattoirs, qui se multiplieront au Paléolithique supérieur, font leur apparition. Les roches locales, principalement le quartz, sont toujours utilisées mais accompagnées de silex en provenance des calcaires lacustres du Stampien de Cordes (Tarn). Le débitage d'éclats Levallois, qui implique une préparation particulière des rognons de silex, s'observe

rarement. Cette particularité, l'absence de petits bifaces triangulaires ou cordiformes fréquent dans le Moustérien de tradition acheuléenne de la région du Verdier (Tarn), et la présence de grattoirs à retouche scalariforme suggèrent un rapprochement avec le gisement de La Rouquerte à Puycelci.

Ce gisement domine la rive droite du ruisseau d'Audoulou, au pied du coteau qui borde les falaises méridionales du Causse de Mespel. Il a été fouillé par A. Tavoso et attribué au Moustérien de type Quina. Son intérêt tient à la présence exceptionnelle dans le contexte local, de nombreux vestiges osseux bien conservés de gibier dépecé et consommé sur place. Les principales espèces représentées sont le cheval, le bison, l'aurochs et le renne.

Toujours au Moustérien, l'homme pénètre dans les profondeurs de la grotte de Pouxets à Bruniquel, où subsistent les vestiges d'une structure édifiée avec des concrétions artificiellement brisées.

Paléolithique supérieur. Avec le Paléolithique supérieur (de -35 000 à -9 500 ans), on assiste à une multiplication des sites, notamment dans la région de Bruniquel. Cette période, qui commence alors que la dernière glaciation pléistocène de Wurm est en cours et qui s'achève avec elle, voit l'arrivée de notre ancêtre direct. C'est encore un prédateur qui s'adonne à la cueillette, à la chasse et à la pêche. Cette stabilité du genre de vie contraste avec des innovations remarquables dans plusieurs domaines. L'outillage se perfectionne et se spécialise. Les groupes humains s'organisent dans des habitats structurés. D'incontestables préoccupations esthétiques et religieuses se manifestent enfin avec développement de l'art mobilier et pariétal. Les principales subdivisions de cette période sont représentées localement, à l'exception du Périgordien inférieur ou Châtelperronien (Pajot, 1969).

L'Aurignacien est attesté par des grattoirs carénés et des burins dièdres sur de modestes campements de surface entre l'Aveyron et le Tarn. On retrouve en stratigraphie avec le Gravettien et le Solutréen dans la grotte du Rouzet à Larroque et sur le site des Batuts à Penne. Des indices aurignaciens et gravettiens ont été signalés également dans la grotte du Cuzoulet près de Bruniquel. Le Gravettien et le Magdalénien se juxtaposent sur le site de Mirande à la confluence du Gouyré et de l'Aveyron (commune de Nègrepelisse).

Ce sont les travaux de l'ancienne voie ferrée de Montauban à Lexos, que remplace l'actuelle départementale 115, qui ont révélé l'existence des célèbres abris magdaléniens de Bruniquel au début de la seconde moitié du 19^e siècle. La grotte voisine du Courbet a été explorée à la même époque. Elle est située sur la commune de Penne, tout comme la grotte des Amiels, d'où provient une série modeste de silex taillés, et celle de La Magdeleine, vidée anciennement de son remplissage. Un gisement magdalénien de plein air a même été signalé

à proximité de celle-ci. Tous ces sites de la basse vallée de l'Aveyron datent du Magdalénien moyen-supérieur (de -15 000 à -9 500 ans). Les plus riches (abris du château à Bruniquel et grotte Courbet) ont livré un abondant matériel lithique et osseux, dispersé dans divers musées en France et à l'étranger, ainsi que des sculptures en ronde-bosse et de nombreuses gravures figuratives ou abstraites sur pierre et os, à l'origine de leur notoriété (Ladier et Welté, 1994).

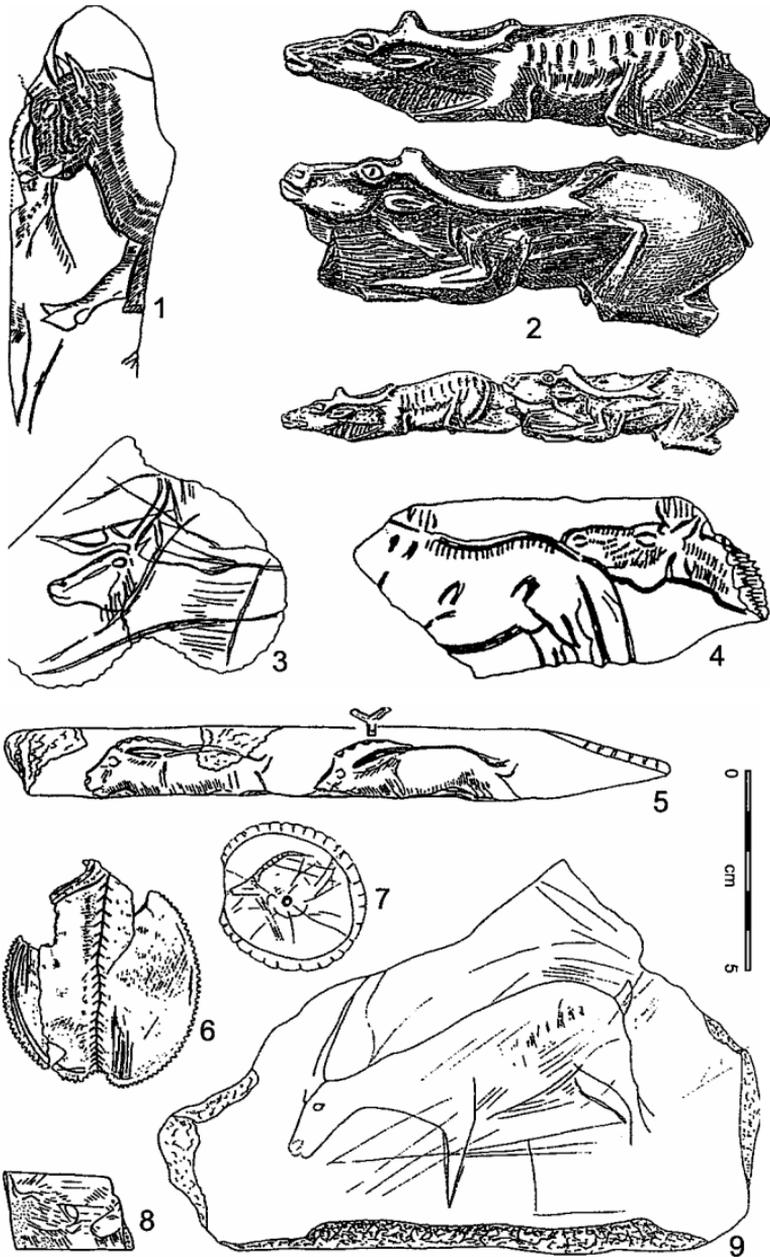
L'art pariétal n'est pas absent (fig. 26). On rattache au cycle aurignaco-périgordien les deux bisons peints de la grotte supérieure de Mayrière (Bruniquel), dégradés en 1992 à la suite d'une opération malencontreuse de nettoyage de la cavité. Deux autres grottes ornées paléolithiques doivent être mentionnées sur la commune de Penne. Si les peintures du Travers-de-Janoye, où subsistent quelques ébauches en noir de représentations animales et de nombreuses ponctuations en rouge, sont esthétiquement décevantes et d'une datation délicate (style III de la classification proposée par A. Leroi-Gourhan), il n'en est pas de même des chefs-d'œuvre incontestables, datés du Magdalénien moyen, qui embellissent la grotte principale de La Magdeleine. Les gravures d'un bison et d'un cheval et deux bas-reliefs de femmes nues, allongées dans une attitude réaliste et nonchalante, occupent les parois de cette cavité naturellement éclairée.

Épipaléolithique

Cette phase (de -9 500 à -8 200 ans) coïncide avec les ultimes soubresauts de la dernière glaciation. Elle voit l'émergence de nombreux faciès régionaux, qui gardent cependant les principaux caractères du Paléolithique supérieur, dont ils sont directement issus. Elle est représentée localement par l'Azilien. On lui attribue la couche 5 de l'abri Montastruc à Bruniquel (fouilles B. Bétirac) et l'industrie lithique de l'abri du Chien à Penne. Ce dernier gisement, localisé à quelques centaines de mètres en amont du hameau de La Magdeleine, renfermerait notamment des grattoirs courts et des pointes aziliennes.

Mésolithique

Le Mésolithique (de -8 200 à -5 500 ans) est caractérisé par la prolifération de minuscules pièces en silex : les microlites. Les groupes culturels que l'on recense alors créent, par leur vitalité et leur dynamisme, les conditions favorables de la future néolithisation. Ils s'adonnent à la collecte systématique de certaines graminées, en particulier les ancêtres de nos céréales, et font l'apprentissage de la sédentarité. La chasse se perfectionne avec l'invention de l'arc et de notables progrès se manifestent dans la conception de l'outil, qui n'est plus façonné d'une seule pièce mais composé d'éléments interchangeables. Cette période n'a pas été identifiée pour l'instant dans l'aire de la feuille Nègrepelisse.



1, 5, 7 et 9, gravures de bouquetins sur os (1, 5, et 7) et sur pierre (9) - 2, rennes en ronde-bosse dans de Tivoire (assemblage à échelle réduite) - 3, renne gravé sur pierre - 4, chevaux gravés sur os - 6, pendeloque (?) en os avec décor barbelé et contour dentelé - 8, têtes affrontées de bovidé et d'équidé sur os (1 à 6, fouilles Pescadeau de l'Isle, British Museum Londres) - 7, fouilles B. Bétirac - 8, récolte H. Teuillères, récolte P. Darasse, musée histoire naturelle de Montauban d'après H. Breuil pour les n° 1 à 5, A. de Mortillet pour le n° 6 et A. Leroi-Gourhan pour le n° 7

Fig. 26 - Magdalénien de Bruniquel. Abri Montastruc

Néolithique

Avec le Néolithique (de -6 000 à -3 000 ans), on assiste à une transformation radicale de l'emprise de l'homme sur le milieu naturel, marquée par l'apparition des pratiques agro-pastorales et l'abandon progressif des activités prédatrices antérieures. De nouvelles techniques, comme le tissage et la poterie se développent. Toutes ces innovations transforment les mentalités et les sociétés.

Si le Néolithique ancien, qui se manifeste au 6^e millénaire dans les régions proches de la Méditerranée, est absent de nos contrées, le Néolithique moyen, qui se confond localement avec le Chasséen (de -4 400 à -3 500 ans), a laissé des traces significatives dans la grotte de la Pyramide à Penne, située à flanc de vallée sur la rive droite du Bombic, petit affluent de l'Aveyron. Les fouilles de J. Lautier ont révélé des poteries caractéristiques, de nombreux silex taillés, des meules dormantes, des broyons, des percuteurs, des haches polies et un bel outillage en os. Les restes osseux des espèces animales élevées (bœuf, mouton et chèvre) ou chassées (sanglier, cerf et chevreuil) gisaient autour des foyers.

Le Néolithique récent (de -3 500 à -3 000 ans), que l'on observe en stratigraphie dans les grottes lotoises de La Perte-du-Cros à Saillac et de La Balme de Marsa à Beauregard, est encore mal connu. Si le genre de vie des populations concernées reste à dominante agro-pastorale, on perçoit une évolution des croyances, dont témoignent les sépultures. C'est à cette époque, en effet, que l'on édifie les premiers dolmens.

Âge du cuivre

L'introduction de la métallurgie du cuivre a été favorisée par la présence de minerais adéquats au voisinage de la Faille de Villefranche-de-Rouergue, les gîtes les plus proches étant situés aux environs de Najac (Aveyron) et de Laguëpie (Tarn-et-Garonne). Cette métallurgie, attestée par de menus objets récoltés pour la plupart en milieu funéraire, se répand en même temps que la culture arténacienne. La construction des dolmens atteint alors son apogée (Pajot, 1988, 1994). La feuille de Nègrepelisse en compte près d'une vingtaine, répartis dans le Tarn (Larroque, Penne, Saint-Beauzile et Sainte-Cécile-du-Cayrou) et le Tarn-et-Garonne (Bruniquel et Montricoux).

Excepté les dolmens de Saint-Beauzile et Sainte-Cécile-du-Cayrou sur les formations gréseuses de la lisière orientale de la Forêt de la Grésigne, ces monuments sépulcraux sont installés sur les plateaux calcaires du Jurassique qui bordent les vallées de l'Aveyron et de la Vère. Tous sont ruinés. Ils comportaient initialement deux éléments architecturaux solidaires : une chambre funéraire, délimitée par deux grandes dalles dressées habituellement

dans des rigoles de fondation, et une structure monumentale en pierres sèches, le tumulus. La table qui recouvrait la chambre est toujours absente ou déplacée. Alors qu'elles apparaissent aujourd'hui au centre d'un éboulis en calotte sphérique, les chambres débouchaient primitivement sur la façade du tumulus et on y accédait de plain-pied. Mis à part les dolmens emboîtés du Rouzet à Larroque, où l'on a pu détecter deux chambres successives et les tumulus correspondants, ces monuments ne présentent qu'une seule chambre à entrée axiale, qui s'ouvre habituellement vers le soleil levant.

Malgré leurs dimensions modestes, ces tombeaux pouvaient contenir un grand nombre d'individus, que l'on évalue à partir de décomptes odontologiques (étude des dents). Les corps étaient déposés à même le sol ou sur un dallage et non enfouis. Les mobiliers d'accompagnement sont extrêmement riches et variés. Les musées d'Albi et de Cordes en exposent de belles séries. La parure est toujours prépondérante, mais aussi on trouve des poteries et divers objets lithiques, osseux ou métalliques. De semblables documents, acquis au siècle dernier par les musées d'Histoire naturelle de Montauban et de Toulouse, proviennent de la grotte funéraire du Mazuc ou Cuzoul d'Armand à Penne.

Enfin les vestiges d'une occupation diffuse, contemporaine de la période mégalithique, ont été découverts aux environs de la ferme de Ladevèze à Montricoux. Sans être numériquement très important, le matériel recueilli comprend quelques pièces intéressantes, notamment des pointes de flèches et des grattoirs. De nombreux éclats non retouchés ont été extraits de nodules de chaille abondants dans les parages, mais de médiocre qualité.

Protohistoire

C'est une période pendant laquelle les cultures préhistoriques de l'Europe occidentale persiste sans écriture, alors que celle-ci est en usage dans les civilisations méditerranéennes contemporaines. Elle englobe les Ages du bronze (de - 2300 à -800 ans) et du fer (de -800 ans à notre ère).

L'Age du bronze. Si la fréquentation des dolmens continue au début de l'Age du bronze (de -2 300 à -1 700), elle s'interrompt ensuite - ce qui n'exclut pas quelques réutilisations ponctuelles - mais la finalité collective de ces tombeaux est alors définitivement oubliée. Avec le Bronze moyen et final, de nouvelles pratiques funéraires s'installent. On assiste notamment à l'émergence de la sépulture individuelle sous tumulus, pendant que se propage le rite de l'incinération.

La grotte de César, qui s'ouvre au sommet de l'éperon de Nidauzel à la confluence de l'Aveyron et de la Vère, a été fréquentée au Bronze moyen, vu la présence d'un fond de vase polypode et de tessons décorés de chevrons

incisés. D'autres tessons de cette cavité datent du Bronze final. Toujours aux environs de Bruniquel et à la même époque, la grotte des Barthasses et la grotte inférieure de Mayrière ont été fréquentées. Parmi les autres gisements qui se reportent au Bronze final, il convient de citer les habitats en grotte de La Pyramide et de La Garenne à Penne et les stations de plein-air du terrain de tennis à Puycelci et de Pech Égos à Penne. L'évolution stratigraphique de ce bronze final a été précisée par les fouilles de J. Gasco et de L. Carozza sur le Pech Egos. La surface de cette butte-témoin, qui domine le hameau de Roussayrolles au Nord-Est de Penne, regroupe effectivement plusieurs habitats structurés. Leur occupation complémentaire s'échelonne du bronze final II, au début du premier Âge du fer.

Les vestiges d'une nécropole à incinération ont été signalés dans la basse plaine de l'Aveyron, sur la rive gauche et à 5 km environ à l'Est de Nègrepelisse (Pajot, 1998). Apparemment les restes incinérés, enfermés dans des jattes surmontées d'un couvercle, reposaient dans de petites fosses creusées dans le sol. Les poteries qui constituent l'essentiel du mobilier, ont été datées du début du 1^{er} Âge du fer (Ladier, 1987), mais leur décor les apparente davantage aux céramiques du bronze final III b de la nécropole du Camp d'Alba à Réalville (feuille Caussade).

L'Âge du fer. On distingue le Premier (de -800 à -450 ans) et le Second Age du fer (de -450 ans à notre ère). Mis à part les vestiges du début du 1^{er} Age du fer de Pech Egos et de la fin du Second Age du fer de la grotte de La Pyramide, la documentation dont on dispose pour ces deux phases est discutable. Par exemple en l'état actuel des recherches, il est abusif de confondre avec des oppidums protohistoriques, voire gaulois, tous les éperons barrés et toutes les buttes ceinturées de murailles et de fossés de la Forêt de la Grésigne. Ces sites défensifs, que l'on peut assimiler à des postes de guet, remontent probablement à l'époque médiévale. En tous cas, le mieux structuré, l'oppidum de Saint-Clément, possède tous les caractères d'une motte féodale. Il en est de même pour l'oppidum de Paillas à Puygaillard, utilisé et aménagé par les Anglais pendant la guerre de Cent ans.

La plupart des tumulus protohistoriques recensés sur la feuille Nègrepelisse n'ont pas été fouillés et on ignore leur contenu. Quelques-uns cependant ont été éventrés et on mentionne ici ou là des restes d'inhumations. D'autres pourraient s'apparenter aux tumulus à incinération de la nécropole du Frau-de-Cazals (Tarn-et-Garonne), datée du 1^{er} Age du fer (Pajot, 1976, 1987) (feuille Caussade).

Période romaine

Elle s'étend du début de notre ère à la chute de l'Empire romain d'Occident, progressivement désorganisé par les invasions barbares. L'abondance des

/ <i>SITES</i>	<i>TYPES - INTERÊTS</i>	<i>SITUATION</i>
Périlhac*	Panorama	4 km au S de Penne
Pas de la Lignée*	Panorama	2,5 km au SSE de Penne
Le site de Penne*	Panorama, géomorphologie	6 km au NE de Bruniquel
Puycelci*	Panorama, géomorphologie	8 km au SSE de Bruniquel
Bruniquel*	Falaises, géomorphologie	5 km à l'ESE de Montricoux
Le belvédère de Larroque	Panorama, géomorphologie	6 km au SSE de Bruniquel
La Magdeleine	Grotte - source	3,5 km au NE de Bruniquel
Vallon de Cabéou	Travertin, grotte - source	3 km au N de Bruniquel
La Gautario (Gauterie IGN)	Tectonique (série renversée)	4 km au S de Bruniquel
Saint-Martin-d'Urbens	Chevauchement	6 km au SSE de Bruniquel
Moncéré	Ancienne exploitation de phosphate	4 km au NE de Bruniquel
La Janade	Ancienne exploitation de fer	2 km au NE de Puycelci

* Site signalé dans le Guide géologique régional : Aquitaine orientale - 1977 - Masson édit.

Tabl. 4 - Principales curiosités géologiques de la feuille Nègrepelisse

vestiges contraste avec les lacunes de la fin de l'Âge du fer. Malheureusement délaissés, les vestiges de la colonisation romaine sont très nombreux. Pas une seule commune n'en est dépourvue.

La plupart des implantations correspondent à de modestes habitats ruraux, où l'on recueille à la surface du sol, des débris de tuiles à rebord, des tessons de poteries communes et sigillées, divers menus objets, voire des tesselles de mosaïques et quelques pièces de monnaies. Ces implantations sont plus fréquentes au voisinage de l'agglomération gallo-romaine de Cosa, située dans la vallée de l'Aveyron sur les communes tarn-et-garonnaises d'Albias et de Lamothe-Capdeville (feuille Montauban).

Deux sculptures antiques méritent enfin une mention spéciale. A Nègrepelisse, rue du Temple, la démolition d'une grange est à l'origine de la découverte fortuite d'une tête féminine en marbre blanc, vraisemblablement réutilisée comme matériau de construction. Elle est pourvue d'une coiffure caractéristique, conforme à la mode du milieu du 1^{er} siècle. D'excellente facture, ce portrait représente la tristement célèbre impératrice Agrippine II, mère de Néron. On peut supposer qu'il agrémentait initialement une riche demeure à l'emplacement du village actuel ou dans le proche voisinage. Sur la même commune, une tête masculine a été identifiée à Sardy en 1979. Plus fruste que la précédente au niveau de l'exécution, elle correspond à un buste funéraire taillé dans un calcaire dolomitique.

Au terme de cet exposé, il convient de préciser que la législation française protège les sites archéologiques, dont les fouilles sont strictement réglementées. Pour tout renseignement et en cas de découverte fortuite, il faut s'adresser au Service régional de l'archéologie (7, rue Chabanon - 31200 Toulouse).

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRE

Les curiosités géologiques - principalement karstiques - sont tellement nombreuses sur le territoire de la feuille Nègrepelisse qu'il est impossible de les décrire toutes dans le cadre de cette notice ; toutefois, le tableau 4, sans être exhaustif permettra d'orienter le naturaliste dans le choix de ses randonnées.

* Site signalé dans le Guide géologique régional : Aquitaine orientale - 1977 - Masson édit.

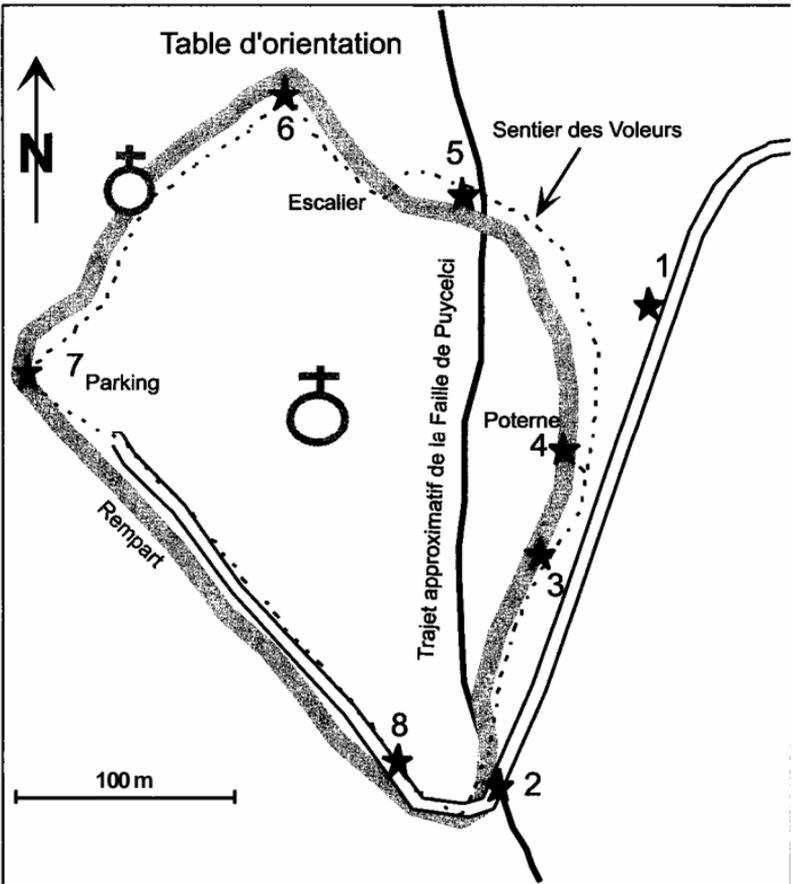


Fig. 27 - Itinéraire géologique

Itinéraire (fig. 27)

En longeant les remparts de Puycelci (trajet 1 km, dénivellation 10 m)

Arrêt 1. À droite, de la rampe d'accès conduisant à la ville, la petite falaise bordant la route, présente le sommet des marnes toarciennes très fossilifères. On observe l'Assise à gryphées : alternance de bancs calcaires et de marnes grises à très nombreuses *Gryphaea sublobata*. Au-dessus reposent les Calcaires argileux à *Pleydellia*. Ces faciès caractérisent une sédimentation marine.

Arrêt 2. Dans le virage, en traversant les remparts, on recoupe la Faille de Puycelci. Cette faille normale, de direction subméridienne, a un rejet supérieur à 50 m. Elle met en contact, la base de la Formation de Cajarc (Bajocien-Bathonien) avec la base de la Formation d'Autoire (Aalénien). C'est le compartiment ouest, dominant la vallée de la Vère, qui est abaissé.

Arrêt 3. Prendre le sentier, dit « des voleurs », longeant la ville à l'Est. Les remparts reposent, jusqu'à la poterne, sur les brèches dolomitiques rouges, très spectaculaires, elles sont caractéristiques du sommet de l'Aalénien. Ces brèches, issues de la dissolution de faciès évaporitiques, montrent que les dépôts du sommet de l'Aalénien se sont formés dans un environnement de sebkha.

Arrêt 4. Sous la poterne, au niveau du Sentier des voleurs, on peut observer des calcaires en bancs, pellétoïdes, à oncolites, surmontés par les dolosparites massives. Une incursion sur le chemin qui passe par la poterne, montre au sommet de l'Aalénien, les dolosparites massives karstifiées (discontinuité D10) surmontées par les calcaires oolitiques, plus ou moins dolomitisés et attribuées au Bajocien.

Arrêt 5. Le passage des faciès dolomitiques rouges aux calcaires oolitiques blancs est brutal lorsque le sentier traverse la faille.

Arrêt 6. L'arrivée à la table d'orientation est surprenante, la falaise « aalénienne », suivie par le Sentier des voleurs, avait une hauteur généralement inférieure à 10 m, et là, brutalement, on domine le paysage au sommet d'une falaise « bajocienne » haute de plus de 50 m. C'est certainement ici, que l'on apprécie le mieux l'importance du rejet de la faille. De ce belvédère, on aperçoit en direction du Nord, de l'autre côté du vallon, le talus des marnes liasiques souvent encombré d'éboulis, surmonté par la cuesta « bajocienne » du Petit causse de Mespel.

Arrêt 7. Le belvédère de la Place de l'Ecole, domine la vallée de la Vère d'une hauteur de 150 m. En direction du Sud, au-delà de la Vère, on voit

vers la base du talus liasique, la petite falaise de la « barre à Pecten » - en continuité dans la topographie depuis Larroque - s'interrompt brutalement au droit du ravin de la Côte-de-Cire ; cette interruption correspond au passage d'une faille N70°E.

Arrêt 8. La muraille des habitations, est supportée par un affleurement de calcaire lité. Ce sont des calcaires dolomitiques et des brèches, présentant une surface durcie, oxydée, à bioturbations, surmontée par des calcaires micrites en bancs, en plaquettes et laminites. La surface durcie séparant les deux faciès, représente la discontinuité sédimentaire D12, utilisée comme repaire cartographique. Elle sépare le sommet de la Formation d'Autoire (Aalénien et Bajocien) de la base de la Formation de Cajarc (Bajocien et Bathonien).

DOCUMENTS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au Service géologique régional Midi-Pyrénées, rue Michel Labrousse, BP 1342 - 31106 Toulouse cedex 1 ; soit au BRGM, Maison de la géologie, 77 rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

CARTES THÉMATIQUES ET OUVRAGES SPÉCIALISÉS

On trouvera des renseignements complémentaires dans :

- la carte des gisements de fer de la France à 1/1 000 000 (1963), par O. Horon ;
- la carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000 (1984). Feuille Bordeaux, coordination par J. Méloux ;
- la carte de la végétation à 1/200 000 (1963). Feuille Bergerac, par D. Lavergne ;
- le Guide géologique régional Aquitaine orientale, par B. Gèze et A. Cavaillé (1977), Masson, Paris, itinéraire 9 : du Bas-Quercy à La Grésigne et à L'Albigeois ;
- l'inventaire minéralogique de la France (1982), n° 10, Lot et Tarn-et-Garonne, par R. Pierrot *et al.*

BIBLIOGRAPHIE

- ASTRUC J.G., SOULE J.C. (1977) - Hydrogéologie du Quercy, inventaire des cavités actives et notice explicative de la carte hydrogéologique du Quercy à 1/100 000. BRGM et Quercy-Recherche, Cahors, 110 p.
- ASTRUC J.G. (1988) - Le paléokarst quercynois au Paléogène, altérations et sédimentations associées. Document BRGM, n° 133, 135 p.
- ASTRUC J.G., PELISSIE T. (1988) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Cahors (881). Orléans : BRGM, 39 p. Carte géologique par Astruc J.G. et Pélissié T. (1987).
- ASTRUC J.G., CUBAYNES R., FABRE J.-R., GALHARAGUE J., LEFAVRAIS-RAYMOND A., MARCOULY R., PELISSIE T., REY J., SIMON-COINÇON R. (1995) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Souillac (809). Orléans : BRGM, 70 p. Carte géologique par Astruc J.G. (1992).
- ASTRUC J.G., CUBAYNES R., JAUBERT J., PAJOT B., PELISSIE T., MARANDAT B., REY J., SIGE B., SIMON-COINÇON R., SOULKIER M. (1998) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Caussade (905). Orléans : BRGM, 84 p. Carte géologique par Astruc J.G. (1998).
- BOICHARD R., DRULLION G (1982) - Genèse et évolution des formations carbonatées granulaires du Bajocien du Quercy : évolution de leurs propriétés réservoirs. Thèse de 3^e cycle, Université de Bordeaux, 347 p.
- BOUTET C. (1980) - Découverte de microflores à la base de Pépandage détritique formant la base du Mésozoïque de la Grésigne (Tarn, Haut Languedoc). *C.R. Acad. Sci*, Paris, t. 280, p. 439-442.
- BOUTET C. (1981) - Étude palynoplantologique du Trias et du Jurassique inférieur et moyen de la Grésigne. Thèse de 3^e cycle, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 161 p.
- CHATEAUNEUF J.-J., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1974) - Stratigraphie et palynologie de l'Hettangien inférieur de la bordure sud-ouest du Massif central : région de Brive. *Bull. BRGM*, série 2, sect. I, p. 37-41.
- CAVILLE A. (1978) - Les sols et les régimes de cultures. *In* Géologie du Quercy ; les suppléments de Quercy-Recherche, Cahors, vol. 4, p. 97-111.
- CHELLAÏ El H. (1982) - Interactions entre la tectonique et la sédimentation continentale du Paléogène autour du massif de la Grésigne (Haut-Languedoc, France). Thèse doct. 3^e cycle, Université de Toulouse, 116 p.
- CHELLAÏ El H., BAUDELOT S., CROCHET B., FEIST M., DURAND-DELGA M. (1982) - Preuves paléontologiques de l'antériorité des conglomérats de Grésigne par rapport à la molasse oligocène de l'Albigeois. *C.R. Acad. Sci*, Paris, 295, p. 683-690.
- CLARK D.N. (1976) - Sedimentology and paleoenvironmental analysis of the Middle Jurassic rocks of the Lot Valley, Southwest France. Thèse Doct. Univ. de Londres, 2 vol., 398 p.

- CLOZIER R. (1940) - Les Causses du Quercy. Contribution à la géographie physique d'une région calcaire. Baillière éd., Paris, 183 p.
- CUBAYNES R. (1986) - Le Lias du Quercy méridional : étude lithologique, biostratigraphique, paléocéologique et sédimentologique. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Paul Sabatier, Toulouse. *Strata*, série 2, vol. 6, 574 p.
- CUBAYNES R., FAURE P., HANTZPERGUE P., LEFAVRAIS-RAYMOND A., PELISSIE T., REY J. (1987) - Le Jurassique du Quercy. Lab. Géol. séd. et Pal, Univ. Paul Sabatié, Toulouse. *Strata*, série 2, vol. 7, p. 1-159, 57 fig., 4 tab.
- CUBAYNES R., FAURE Ph., HANTZPERGUE P., PELISSIE T., REY J. (1989) - Le Jurassique du Quercy. Unités lithostratigraphiques, stratigraphie et organisation séquentielle, évolution sédimentaire. BRGM, *Géologie de la France*, 3, p. 33-62.
- DAUCH C. (1988) - Décrochements et chevauchements dans une zone de plate-forme : l'exemple du massif de la Grésigne (Aquitaine nord-orientale). Thèse de 3^e cycle, Université de Toulouse, 171p.
- DAUCH C, INGLES J., VIALARD P. (1989) - Modèle de déformation d'un coin crustal dans la zone de plate-forme : exemple du bloc Quercy-Grésigne (aquitaine orientale, Sud-Ouest de la France). *C.R. Acad. Sci*, Paris, t. 308, Série II, p. 1017-1023.
- DELFAUD J. (1969) - Essai sur la géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. Thèse Doct. État, Univ. de Bordeaux, 6 vol., 1072 p.
- DELFAUD J. (1975) - Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. *Bull. Soc. géol., Fr.*, (7), XV, 6, p. 643-650.
- DELSAHUT B. (1981) - Dynamique du bassin de Carmaux (Tarn) et géologie du Stéphano-Permien des environs (entre Réalmont et Najac). Thèse 3^e cycle, Univ. de Toulouse, 232 p.
- DEPECHE F. (1967) - Etude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique inférieur et moyen des causses du Quercy. Région de Cajarc (Lot). Thèse 3^e cycle, Univ de Paris, 147 p.
- DURAND-DELGA M. (1979) - Documents sur la géologie de la Grésigne. Pub. Ass. Prof. Bio. Géol., Congr. Toulouse, 32 p.
- DURAND-DELGA M. (1979) - L'anticlinal de la Grésigne (Tarn, Haut-Languedoc), résultat du coulissement d'un bloc crustal quercynois. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 289, série D, p. 9-12.
- ELLENBERGER F. (1937) - Recherches tectoniques sur le massif de la Grésigne. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 71, n° 1-2, p. 195-246.
- ELLENBERGER F. (1938) - Recherches de tectonique et de morphologie tertiaire : Grésigne et Montagne Noire. *Bull Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 72, n° 4, p. 327-364.

- ELLENBERGER F. (1943) - Sur la tectonique de la bordure orientale de l'Aquitaine. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, n° 15, p. 196-197.
- ENAY R., MANGOLD C., CARIOU E., CONTINI D., DEBRAND-PASSARD S., DONZE P., GABILLY J., LEFAVRAIS-RAYMOND A., MOUTERDE R., THIERRY J. (1980) - Synthèse paléogéographique du Jurassique français. Doc. Lab. Géol. Lyon., H.S. n° 5, 210 p.
- ESCARGUEL G. (1999) - Les Rongeurs de l'Éocène inférieur et moyen d'Europe occidentale : systématique, phylogénie, biochronologie et paléobiogéographie des niveaux-repères MP 7 à MP 14. *Palaeovertebrata*, 28, n° 2-4, p. 89-351.
- ESCARGUEL G., MARANDAT B., LEGENDRE S. (1997) - Sur l'âge numérique des faunes de mammifères du Paléogène d'Europe occidentale, en particulier celles de l'Éocène inférieur et moyen. In Aguilar J.-R., Legendre S., Michaux J. (Éd.), Actes du Congrès BiochroM'97, Mém. Trav. EPHE, Inst. Montpellier, n° 21, p. 443-460.
- ESTIVAL P. (1985) - Étude géomorphologique de la formation de Sivens et de substratum molassique. Mém. DES, Univ. de Toulouse-Mirail, 140 p.
- FABRE J. (1971) - Contribution à l'étude du massif de la Grésigne. Thèse doct. 3^e cycle, Univ. de Paris. 138 p.
- INGLES J., DAUCH C., SOULA J.-C., VIALARD P., BRUSSET S. (1998) - Application of the Prandtl-Nadai cell model to a regional scale fault intersection : The grésigne-Quercy block (SW France). *Journal of Structural geology*, vol. 21, n° 4, p. 449-466.
- GEZE B. (1954) - Sur la tectonique des Causses du Quercy. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 6^e série, t. IV, p. 453-466.
- GEZE B., CAVAILLE A. (1977) - Aquitaine orientale. Guides géologiques régionaux. Masson et C^{ie} éd., Paris, 184 p.
- GEZE B., DURAND-DELGA M. (1943) - Observations stratigraphiques sur le Massif de la Grésigne (Tarn et Garonne). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, n° 14, p. 190-192.
- GRACIANSKY (de) P.-C., DARDEAU G., DOMMERGUES J.-L., DURLET C., MARCHAND D., DUMONT T., HESSELBO S., JACQUIN T., GOGGIN V., MEISTER C., MOUTERDE R., REY J., VAIL P.R. (1998) - Ammonite biostratigraphic correlation and early Jurassic sequence stratigraphy in France : comparisons with some U.K. sections. In : P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, M. Farley, P.R. Vail, Ed. Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of western European basins. *Soc. Econ. Paleont. Miner.*, Sp. Pub. n° 60, p. 583-622.
- GRANIER R. (1978) - Les minières de Penne-Puycelci et les forges de Bruniquel (1796-1880). *Revue du Tarn*, 3^e série, n° 91, p. 412-419.

- GRIGNAC C. (1983) - Contribution à l'étude des sédiments détritiques post-hercyniens de la bordure sud-ouest du Massif central (France). Thèse de 3^e cycle, Univ. de Toulouse, 211p.
- JACOB J.-P. (1970) - Entre la Sagne et le Célé : botanique d'été. *Quercy-Recherche*, Cahors, n° 69-70, p. 48-64.
- KAFA J. (1988) - Un modèle d'une plate-forme carbonatée, le Dogger inférieur du Quercy. Sédimentation - diagenèse et évolution de la porosité. Thèse de 3^e cycle, Université de Pau, 419 p.
- KULBICKI G (1957) - Constitution et genèse des sédiments argileux sidérolitiques et lacustres du Nord de l'Aquitaine. *Sciences de la Terre*, Nancy, t. 4, p. 5-101.
- LADIER E. (1987) - La nécropole à incinération (1^{er} Age du Fer) du Tap à Nègrepelisse (Tarn-et-Garonne). *In* : Montauban et les anciens pays de Tarn-et-Garonne. Actes du XLI^{ème} Congrès d'études régionales. Féd. des soc. savantes de Languedoc-Pyrénées-Gascogne, Montauban, juin 1986, p. 5-12, 6 fig.
- LADIER E., WELTE A.-C. (1994) - Bijoux de la Préhistoire. La parure magdalénienne dans la vallée de l'Aveyron. Muséum d'histoire naturelle de Montauban, Muséum d'histoire naturelle de Toulouse, 191 p.
- LEGENDRE S., SIGE B., ASTRUC J.G, BONIS L. de, CROCHET J.-L., DENYS C, GODINOT M., HARTENBERGER J.-L., LEVEQUE F., MARANDAT B., MOURER-CHAUVIRE C, RAGE J.-C, REMY J.-A., SUDRE J., VIANEY-LIAUD M. (1997) - Les phosphorites du Quercy : 30 ans de recherche. Bilan et perspectives. *Geobios*, N.S. 20, p. 331-345.
- LEZIN C. (2000) - Analyse des faciès et stratigraphie intégrée : application aux événements du passage Lias-Dogger sur la plate-forme du Quercy. Thèse de Doctorat de l'Université Paul Sabatier - Toulouse III *Strata*, série 2, vol. 35, 317 p., 138 fig., 9 pl.
- LIGNERIS de G (1960-1961) - Rapport d'emplacement du sondage La Grésigne n° 1 (GR 1). COPEFA, Dépt. Exploration, inédit.
- MARCHAND T. (1980) - Le milieu naturel du causse de Gramat, approche de géomorphologie karstique. Mém. de maîtrise, Université de Tours, 215 p.
- MEGELINK-ASSENAT S. (1982) - Le Trias et le Lias inférieur de la bordure aquitaine du Massif central : fin du remblaiement post-hercynien et modalités d'une transgression dans un contexte pré-atlantique. Thèse Doct. Etat, Univ. Claude-Bernard de Lyon I, 354 p., 139 fig.
- MEGELINK-ASSENAT S. (1983) - Le Lias inférieur de la bordure aquitaine du Massif central français : premières manifestations de l'ouverture de l'Atlantique. *Bull. Centre, Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, vol. 7, n° 1, p. 45-67, 8 fig., 37 pl.

- MURATET B., FEIST M., HARTENBERGER. J.-L., SIGE B., SUDRE J., VIANEY-LIAUD M. (1982) - Un gisement fluvio-lacustre à Vertébrés et Charophytes d'âge éocène terminal à la bordure orientale du Quercy. Implications sur la tectonique tertiaire du Sud-Ouest du Massif central. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 249, sér. II, p. 123-126.
- MURATET B., CAVELIER C. (1992) - Caractère séquentiel discontinu des molasses oligocènes de la bordure orientale du bassin Aquitain ; signification des conglomérats bordiers (Tarn, Tarn-et-Garonne, Sud-Ouest de la France. BRGM, *Géologie de la France*, n° 1, p. 3-14, 4 fig.
- MURATET B., ASTRUC J.G, VIANEY-LIAUD M. (1995) - Nature et âge du glaciais de calcaires continentaux de la périphérie du massif karstifié de Quercy. Datation à Fumel, modèle et implications sur la nature des dépôts tenus pour lacustres de la région. *Strata*, série 1, vol. 7, 55, p. 55, 2 fig.
- PAJOT B. (1969) - Les civilisations du Paléolithique supérieur du bassin de l'Aveyron. Thèse de Doct. de 3^e cycle, Toulouse, Université des Lettres et Sciences humaines. *Trav. Institut d'Art Préhist. de Toulouse*, t. XI, 583 p.
- PAJOT B. (1969) - Les civilisations du Paléolithique supérieur du bassin de l'Aveyron, Thèse Doct. 3^e cycle, Toulouse, Fac. Lettres et Sciences humaines. *Trav. Institut d'Art préhist. de Toulouse*, t. XI, 583 p., 188 fig., 12 tabl., 11 cartes.
- PAJOT B. (1976) - La nécropole protohistorique du Frau (Cazals, Tarn-et-Garonne). Toulouse, Musée Saint-Raymond, 47 p., 20 pi., 4 plans h.t.
- PAJOT B. (1987) - Le rite de l'incinération sur la nécropole du Frau de Cazals (Tarn-et-Garonne). *In* Anthropologie physique et archéologie. Méthode d'étude des sépultures. Act. Coll. Toulouse, nov. 1982, Paris, CNRS, p. 379-388, 5 fig.
- PAJOT B. (1988) - Un monument exceptionnel : le dolmen du Pech de Montgrès (Penne, Tarn). *Bull. Soc. archéol. Tarn-et-Garonne*, t. CXIII, p. 7-24, 8 fig.
- PAJOT B. (1991) - Les premiers cuivres des Causses du Quercy. *In* Découverte du métal, Paris, Picard éd., p. 251-258, 3 fig.
- PAJOT B. (1994) - Le dolmen de La Peyre (Vaour, Tarn). *Bull. Soc. archéol. Tarn-et-Garonne*, t. CXIX, p. 7-27, 15 fig.
- PAJOT B. (1998) - La préhistoire du canton de Nègrepelisse (Tarn-et-Garonne). *Bull. Soc. archéol. Tarn-et-Garonne*, t. CXXIII, p. 209-218, 4 fig.
- PELLISSIE T. (1982) - Le Causse jurassique de Limogne-en-Quercy : stratigraphie - sédimentologie - structure. Thèse doct. 3^e cycle, Univ. de Toulouse, 281 p.

- REMY J.-A., CROCHET J.-Y., SIGE B., SUDRE J., BONIS L. de, VIANEY-LIAUD M., GODINOT M., HARTENBERGER J.-L., LANGE-BADRE B., COMTE B. (1987) - Biochronologie des phosphorites du Quercy : mise à jour des listes fauniques et nouveaux gisements de mammifères fossiles. *Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen A*, t. 10, p. 169-188.
- RENAULT P., GUILLOT P.L., LEFAVRAIS-RAYMOND A., SERONIE-VIVIEN M., CAVAILLE A., CLOTTES J. (1978) - Géologie du Quercy. Éd. Quercy-Recherche, Cahors, 106 p.
- RENAULT P., SIMON-COINÇON R., ASTRUC J.G. (1992) - Problèmes des causses du Quercy. *In* Karst et évolutions climatiques. Ed. Presse Univ. Bordeaux, p. 469-496.
- SIGE B., CROCHET J.-Y., HARTENBERGER J.-L., REMY J.A., SUDRE J., VIANEY-LIAUD M. (1979) - Catalogue des mammifères du Quercy. *In* Westphal F. éd.), *Fossilium Catalogus 1 : Animalia*. Junk, The Hague, t. 126, p. 1-99.
- SIGE B., AGUILAR J.-R., MARANDAT B., ASTRUC J.G (1991) - Extension au Miocène inférieur des remplissages phosphatés du Quercy. La faune de vertébrés de Crémars (Lot, France). *Géobios*, n° 24, fasc. 4, p. 497-502
- SIGE B., AGUILAR J.-R., ASTRUC J.G, MARANDAT B., RIVELINE J., VILATTE J. (1995) - Sur l'âge mammalogique (MP 30 ; Chattien terminal, Oligocène supérieur) du calcaire à *Hélix ramondi* de La Salle (causse du Sud Quercy, Sud-Ouest de la France). *Neues Jb. Geol Paäont. Mh.*, H. 11, p. 697-710, Stuttgart, Nov. 1995.
- SIMON-COINÇON R., ASTRUC J.G. (1990) - Aplanissements et paléotopographies du sud-ouest du Massif central : genèse et marqueurs. *La Terre et les Hommes. Publ Fac. Lett. Sci. hum.*, Univ. Clermont-Ferrand, fasc. 32, p. 45-62.
- SOULE J.-C. (1978) - Etat des connaissances et synthèse hydrogéologique du département de Tarn-et-Garonne. Rapport BRGM, 78 SGN 070 MPY, 34 p., 13 pi.
- SOULE J.-C. (1980) - État des connaissances et synthèse hydrogéologique du département du Tarn. Rapport BRGM, 80 SGN 058 MPY, 29 p., 9 pl.
- TRAUTH N., ASTRUC J.G, ARCHANJO J., DUBREUILH J., MARTIN P., CAULIEZ N., FAUCONNIER D. (1985) - Géodynamique des altérations ferralitiques sur roches sédimentaires en bordure sud-ouest crétacée du Massif central : paysages sidérolitiques en Quercy-Blanc, Haut-Agenais, Bouriane et Périgord Noir. BRGM, *Géologie de la France*, n° 2, p. 151-160.
- VAIL P.R., HARDENBOL J., TODD R.G (1984) - Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. *Mém. Amer. Assoc. Petrol Géol.*, n° 36, p. 129-144.

VAIL P.R., COLIN J.P., JAN DU CHÈNE R., KUCHLY J., MEDIAVILLA F., TRIFILIEFF V. (1987) - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull Soc. Géol Fr.*, Paris, (8), III, n° 7, p. 1301-1321.

VASSEUR G. (1899) - Notice de la carte géologique Cahors à 1/80 000.

VOGT J. et coll. (1979) - Les tremblements de terre en France. Mém. BRGM, n° 96, 248 p., 12 pl., 1 carte.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par Jean Guy ASTRUC, géologue régional au BRGM (Service géologique régional Midi-Pyrénées), avec la collaboration de :

René CUBAYNES, professeur de Sciences naturelles à Albi et chercheur au Laboratoire de Géologie sédimentaire et de Paléontologie de l'Université Paul-Sabatier de Toulouse pour le Jurassique inférieur.

Michel DURAND-DELGA, membre correspondant de l'Académie des Sciences pour la Tectonique.

Bernard PAJOT, chargé de Recherche au CNRS, UMR 150, Centre d'Anthropologie de Toulouse à rédigé le chapitre Archéologie.

Thierry PELISSIE, professeur de sciences naturelles à Villefranche-de-Rouergue et chercheur au Laboratoire de Géologie sédimentaire et de Paléontologie de l'Université Paul-Sabatier de Toulouse pour les terrains jurassiques moyen et supérieur.

Jacques REY, professeur de Géologie à l'Université Paul-Sabatier de Toulouse a rédigé Les séquences de dépôt et discontinuités du Jurassique.

Bruno MURATET, géologue collaborateur extérieur du BRGM, pour les terrains de l'Oligocène, et du Quaternaire.

Bernard SIGÉ et Serge LEGENDRE, chercheurs au Centre de Paléontologie, Sciences de la Terre, de l'Université Claude Bernard de Lyon, pour les remplissages des phosphorites.

Présentation au CCGF : 10 décembre 1999

Acceptation de la carte et de la notice : 27 novembre 2000

Impression de la carte : 2000

Impression de la notice : 2000

	TYPE D'ALTÉRATION	MODIFICATIONS DU COULOIR ALLUVIAL	CHRONOLOGIE
Fz2		Avancée du couloir de 7 km.	Romain
Fz2	Pas d'altération.		Mésolithique Magdalénien Würm supérieur
Fy2	Peu d'altération. Sols bruns.	L'Aveyron abandonne le couloir de Bruniquel, recouplement du méandre de Mayrières.	Périgordien supérieur Würm inférieur
Fy1	Altération des calcaires, sols bruns lessivés.	Rotation dextre du couloir de l'Aveyron de 20°.	Moustérien Interglaciaire Riss-Würm <i>Elephas trogonterii</i> sur la Garonne Riss
Fx	Limons éoliens. Calcaires totalement altérés.	Solifluxion et éolisation intenses. Recul du couloir de 4 km Abandon du cours inférieur de la Vère par capture amont.	Acheuléen moyen Maximum glaciaire du Riss Acheuléen moyen archaïque Riss ancien à interglaciaire Mindel-Riss
Fwa	Rubéfaction, altération totale hors les quartz.	Colluvionnement Fw façonné en glacis.	Interglaciaire Mindel-Riss Paléolithique ancien ? Mindel
Fwb	Rubéfaction intense.	Confluence avec le Tarn aux environs de Fronton.	Interstade du Mindel ? <i>Elephas antiquus</i> sur le Viaur Mindel ou Pré-Mindel

Tabl. 1 - Altération et sédimentation au Quaternaire dans la basse vallée de l'Aveyron

STRATIGRAPHIE		Âge en M.A.	FACIÈS REMARQUABLES	MILIEU DE DÉPÔTS	PALÉOENVIRONNEMENT	ACTIVITÉ TECTONIQUE		
QUATÉRIENNAIRE	HOLOCÈNE		Alluvions des vallées de l'Aveyron, de la Vère.	ÉROSION	GLACIATIONS Colluvionnement Gélification Édification des terrasses Enfoncement des vallées Phases de creusement et de comblement du karst	Distension ? NW-SE		
	PLEISTOCÈNE							
TERTIAIRE	PLIOCÈNE	5	Calcaires lacustres de Castelnaud de Montmirail Grès de la Sauzière Calcaire de Lintin Conglomérats synorogéniques Calcsités à <i>Microcodium</i> Altérites ferrallitiques de la Janade	FLUVIO-LACUSTRE	Fossilisation de nombreuses phosphorites Installation de vastes lacs d'eau douce Installation de marais Formation de cônes fluviaux contre les reliefs Grande phase de creusement du karst Érosion et installation de drainage dans les zones fracturées	Effondrement depuis le Bartonien de la bordure orientale du bassin d'Aquitaine Chevauchement de la Grésigne Orogénie grésignole Surélévation de 100 m environ des causses du Quercy Distension NW-SE		
	MIOCÈNE	23					Début du creusement des hauts couloirs d'érosion : paléo-Aveyron	Distension E-W
	OLIGOCÈNE	35						
	ÉOCÈNE	65						
CRÉTACÉ	SÉNONIEN	95	BERRIASIEN à ALBIEN	ÉROSION	MARNIN	Transgression marine sur la quasi totalité du Quercy septentrional. Érosion du sommet des formations jurassiques		
	TURONIEN	95						
JURASSIQUE	PORTLANDIEN	145	Calcaires micritiques bioturbés Brèches polygéniques Calcaires oolitiques de Saint-Géry Calcaires micritiques de Rocamadour Membres de La Bouye Calcaires oolitiques de Calvignac Calcaires à oncolites Lumachelle à gryphées Marnes et argiles noires toarciennes "Barre à <i>Pecten</i> " Argiles et marnes du Domérien inf. Marnes et calcaires du Carixien Calcaires micritiques du Sinémurien	ÉROSION	MARNIN	Retrait de la mer au Portlandien, installation de lagunes et de sebkhas. Dépôts de 250 m de calcaires et de marnes. La totalité du Kimméridgien s'est déposée, mais au Crétacé inférieur il a été en grande partie érodé. Développement d'une nouvelle plateforme carbonatée proximale, avec généralisation des environnements proximaux confinés. Importantes accumulations d'évaporites au Bathonien et à l'"Oxfordien", succession rapide de faciès : micritiques, oolitiques, laminites, calcaires bioclastiques. Émergence à l'Aalénien Approfondissement de la mer à partir du Carixien, apparition des ammonites, dépôts de 150 m de calcaires, marnes et argiles. Émergence et karstifications au sommet de la "Barre à <i>Pecten</i> " Transgression marine au Carixien fossilisant une surface d'érosion karstifiée lotharingienne.	Réorganisation du bassin sédimentaire au Portlandien. Instabilité tectonique au passage Kimméridgien-Oxfordien Activité de la faille de Saint-Antonin au Bathonien Activité éventuelle de plusieurs failles à Puycelest	
	KIMMÉRIDIEN	152						MARNIN
	OXFORDIEN ?	155						
	CALLOVIEN	157						MARNIN
	BATHONIEN	160						
	BAJOCIEN	170						MARNIN
	AALÉNIEN	178						
	TOARCIEN	180						MARNIN
DOMÉRIEN	180	MARNIN						
CARIXIEN	194		MARNIN					
SINÉMURIEN	194	MARNIN						

Tabl. 2 - Dynamique des dépôts sédimentaires de la feuille Nègrepelisse