

# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

## RÉALMONT

par

J. GUÉRANGÉ-LOZES, B. GUÉRANGÉ,  
M.P. MOULINE, B. DELSAHUT

## RÉALMONT

La carte géologique à 1/50 000  
RÉALMONT est recouverte  
par la coupure ALBI (N° 219)  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

|         |          |                     |
|---------|----------|---------------------|
| Albi    | Carmaux  | Réquista            |
| Gaillac | RÉALMONT | St-Sernin-sur-Rance |
| Lavitr  | Castres  | Lacaune             |



**BRGM**

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,  
DE LA POSTE ET DES TÉLÉCOMMUNICATIONS  
BRGM  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

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

**par**

**J. GUÉRANGÉ-LOZES, B. GUÉRANGÉ, M.P. MOULINE,  
B. DELSAHUT**

**avec la collaboration de**

**C. ALSAC, B. CABANIS, G. SENGÈS, J. CORPEL,  
N. DEBÉGLIA,  
N. LENÔTRE, J.C. SOULET, J. GALHARAGUE, A. DAVID,  
C. SERVELLE**

**1996**

**Éditions du BRGM  
Service géologique national**

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

*pour la carte* : GUÉRANGÉ-LOZES J., MOULINE M.P., DELSAHUT B., avec la collaboration de SENGÈS G., GUÉRANGÉ B., GRIGNAC C. (1996) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Réalmont (959). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Guérangé-Lozes *et al.* (1996), 78 p.

*pour la notice* : GUÉRANGÉ-LOZES J., GUÉRANGÉ B., MOULINE M.P., DELSAHUT B., avec la collaboration de ALSAC C., CABANIS B., SENGÈS G., CORPEL J., DEBÉGLIA N., LENÔTRE N., SOULÉ J.C., GALHARAGUE J., DAVID A., SERVELLE C. (1996) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Réalmont (959). Orléans : BRGM, 78 p. Carte géologique par J. Guérangé-Lozes *et al.* (1996).

© BRGM, 1996. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1959-X

## SOMMAIRE

|   | Pages |
|---|-------|
| <b>INTRODUCTION</b>   | 5     |
| <i>PRÉSENTATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE</i>                                      | 5     |
| <i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>   | 7     |
| <b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>   | 11    |
| <i>PALÉOZOÏQUE</i>  | 11    |
| Formations anté- et syn-orogéniques varisques :                                     |       |
| Précambrien (?)—Cambro-Ordovicien   | 11    |
| Roches magmatiques et filoniennes tardi-varisques                                   | 29    |
| Formations post-orogéniques varisques :   |       |
| Carbonifère supérieur—Permien   | 30    |
| <i>CÉNOZOÏQUE</i>   | 31    |
| Paléogène   | 31    |
| Néogène—Quaternaire   | 35    |
| <b>TECTONIQUE, MÉTAMORPHISME RÉGIONAL ET<br/>ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE HERCYNIENNE</b> | 39    |
| <b>GÉODYNAMIQUE RÉCENTE</b>   | 55    |
| <b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>  | 61    |
| <i>OCCUPATION DU SOL</i>  | 61    |
| <i>RESSOURCES EN EAU</i>  | 63    |
| <i>CARRIÈRES</i>  | 64    |
| <i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>  | 65    |
| <b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>   | 69    |
| <i>ARCHÉOLOGIE</i>  | 69    |
| <i>SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES</i>  | 73    |
| <i>BIBLIOGRAPHIE</i>  | 73    |
| <i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>   | 78    |
| <b>AUTEURS</b>  | 78    |
| <b>ANNEXE : GRANDES UNITÉS STRUCTURALES</b>   |       |

## INTRODUCTION

### PRÉSENTATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

Le territoire de la feuille Réalmont à 1/50 000 est situé dans la partie sud-ouest du Massif central, au cœur du département du Tarn. Le 5 février 1790, lorsque ce département fut créé par la réunion des diocèses d'Albi, de Castres et de Lavaur, on voulut d'abord l'appeler « l'Albigeois » mais finalement, trois semaines plus tard, on lui donna le nom de sa rivière principale : le Tarn. Actuellement, le terme « Albigeois » désigne la région qui se situe entre la Montagne noire, au Sud et le Rouergue, au Nord. Après un affrontement entre Castres et Albi, le titre de chef-lieu fut donné par le Directoire à Albi, en 1797. Ainsi « Albige » reprit la place capitale qu'elle occupait à l'époque gallo-romaine.

Le passé de ce département est riche en événements. L'histoire garde le souvenir de la croisade des Albigeois au XIII<sup>e</sup> siècle (prise de Castres par les croisés), puis au XVI<sup>e</sup> siècle, des guerres de religion qui opposèrent Albi, bastion du catholicisme, à Castres l'hérétique.

Le territoire de la feuille se partage en deux grands ensembles géologiques distincts, approximativement de même superficie : la moitié occidentale, occupée par des terrains sédimentaires cénozoïques d'origine continentale, et la moitié orientale occupée par le socle paléozoïque.

#### Paléozoïque

Les terrains anté-orogéniques varisques qui constituent cette région forment avec ceux des monts de Lacaune, au Sud et du Rouergue, au Nord, une même entité géologique d'âge précambrien (*p.p.*) ? à silurien. Ils sont impliqués dans quatre grandes unités lithostratigraphiques et structurales superposées, du Sud au Nord et de bas en haut (voir annexe et schéma structural) : le domaine des monts de Lacaune (auquel appartient, en fenêtre, le territoire compris entre l'Hom et Castagnès, correspondant à la partie septentrionale des monts de l'Ouest de Lacaune), la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance et, au Sud-Ouest, en fenêtre sous les sédiments cénozoïques, 500 m à l'Ouest de Réalmont, le complexe leptyno-amphibolique de Réalmont—Najac.

La mise en place de ces nappes, à déversement sud, est rapportée à un événement tectono-métamorphique tangentiel majeur, daté dans les unités septentrionales du Dévonien moyen à supérieur (380-350 Ma).

Les structures tangentielles sont scellées par des déformations tardives (souples et cassantes) en relation avec la mise en place de granitoïdes d'âge carbonifère supérieur.

À Réalmont, en fenêtre sous le Tertiaire, apparaît un bassin stéphan-permien. Les dépôts du Stéphanien sont les terrains les plus anciens qui scellent la structuration tectono-métamorphique de cette région. Ils sont disposés en petits bassins molassiques, localisés sur de grands accidents hercyniens du socle. Le Stéphanien correspond sur la feuille à une série stérile. Le Permien repose en discordance sur les matériaux cambro-ordoviciens.

## Cénozoïque

Environ deux cents millions d'années séparent la mise en place des derniers dépôts sédimentaires paléozoïques de celle des premiers sédiments tertiaires stockés en Castrais et en Albigeois. Il y a toujours un aspect conjectural dans la genèse, puis le transport, enfin dans la conservation des éléments divers constituant les sédiments formés et mis en place à ces époques (Le Griel, 1991), même si des études récentes apportent des vues nouvelles sur ce qui n'est plus directement observable (Simon-Coinçon, 1989). Il est sûr que, dès les premières érosions tertiaires, les matériaux pédogénétisés au sein des longues phases de climats chauds latéritisants qui ont précédé cette époque, vont être déblayés de leurs lieux de formation et être transportés plusieurs fois dans diverses phases de remaniement. De ces érosions, il ne reste que des traces discrètes : tout comme celles qui, dans la seconde moitié du Mésozoïque, vont cependant dégager un certain nombre de paléotopographies, telles celles de Mont-Roc et autres du même secteur géographique. Mais il faut bien avouer que l'on ne sait pas grand chose avant la mise en place des sédiments bartoniens.

Au Bartonien (37 Ma à 40 Ma), la zone où se stockent avec abondance les sédiments recouvre presque entièrement le Castrais et l'Albigeois. L'Albigeois, comme le Castrais, voit jouer les antagonismes sédimentaires qui naissent des apports venant de cette première source de matériaux et des apports venant de régions plus proches, celles du paléo-Massif central. La sédimentation est, pendant cette période, essentiellement détritique, contrôlée par un climat chaud et aride aux périodes pluviales exceptionnelles mais atteignant une telle importance que les paléo-altérites, les paléosols des reliefs déferlent en coulées plus ou moins boueuses vers les zones en creux. La mise en place des argiles à graviers du Carmausin, de l'Albigeois et du Réalmontais n'a pas essentiellement d'autre origine majeure.

À la limite de l'Éocène et de l'Oligocène (34 Ma), le paysage local changera à nouveau. Les zones à inondations semi-permanentes ont gagné l'Albigeois. De nouvelles topographies se sont différenciées à l'Est comme à l'Ouest de cette région. La sédimentation lacustre calcaire et argilo-carbonatée palustre s'instaure avec ses aléas habituels. Elle débute avec les calcaires de Marssac et se poursuit au Rupélien inférieur. L'évolution paléogéographique du bassin se marque par des déplacements permanents des diverses unités paysagères et qui font que telle zone (la bordure du dôme de la Grésigne, restée relativement haute par l'intervention de la tectonique) a eu de longues

périodes de totale exondation ou de faibles taux de sédimentation, tandis que d'autres (environs d'Albi) ont accumulé une masse sédimentaire relativement importante.

Au Rupélien moyen (vers 30 Ma), l'Albigeois, le Réalmontais, tout comme le Castrais, cessent d'être une zone où se rassemblent les sédiments.

Une grande lacune d'informations existe après les derniers dépôts fluvio-lacustres paléogènes et le Pliocène. Les périodes quaternaires plus récentes sont mieux datées, avec leur raccordement à l'Ouest à des terrasses où faunes et outillages préhistoriques ont été recueillis et bien étudiés ces dernières années (Tavoso, 1978 ; Servelle et Servelle, 1983). Ces temps quaternaires plus récents ont vu peu à peu se dégager le paysage actuel. Il est indubitable que le Pliocène voit dans la région de Réalmont des mouvements tectoniques importants de type distensif avec la création de grabbens. La direction des accidents qui ont joué à cette époque est N20°E, tandis que postérieurement, sans doute au Riss, des décrochements se sont faits selon la direction N120°E.

## TRAVAUX ANTÉRIEURS

### Paléozoïque

On doit de nombreuses informations aux auteurs qui ont étudié cette région.

Selon J. Bergeron (1889), M. Thorat (1935) et J. Durand (1937), l'Albigeois cristallin était considéré comme un grand synclinal schisteux, compris entre le Rouergue et la Montagne noire, constitué d'une série cambrienne azoïque, non différenciée.

A. Demay (1931) associe le métamorphisme régional en Rouergue à une tectonique tangentielle déversée vers le Sud et dont l'âge est compris entre le Viséen et le Westphalien supérieur. Il pense que les gneiss du dôme du Lévézou sont probablement de même origine que les schistes du Tarn et de l'Albigeois.

M. Roques (1941) relève l'existence de grès quartzeux au sein des formations schisto-gréseuses et pressent le rôle que pourraient jouer ces matériaux en tant que niveau repère pour la région. Cependant, aucun levé cartographique détaillé n'ayant encore été effectué, B. Gèze (1949) cite toujours l'Albigeois cristallin comme un ensemble schisteux compréhensif épimétamorphique, d'âge cambro-« silurien » (terme équivalent à l'actuel Ordovicien), dans lequel l'Antécambrien pourrait être représenté ; cet auteur note que les schistes forment un vaste et complexe « anticlinal » d'axe N20°E.

C'est à J.H. Guillon (1963), B. Nicolet (1963) et L. Viallefond (1963) que l'on doit la distinction cartographique de détail des diffé-

rents termes lithologiques qui constituent l'Albigeois cristallin. Ces auteurs établissent une succession des faciès repères, en discutent la valeur lithostratigraphique et tentent des corrélations avec les formations cambro-ordoviciennes des régions voisines. Au point de vue tectonique, la grande voussure anticlinale définie par B. Gèze (1949) reste le trait structural majeur; toutefois, ces auteurs, frappés par la symétrie des faciès schisto-gréseux par rapport à la série des schistes noirs et roches vertes, et par l'observation d'une «disharmonie structurale» au sein de la «série schisto-gréseuse supérieure» (Guillon, 1963), évoquent la possibilité de «perturbations tectoniques d'une singulière ampleur».

B. Durand (1966) envisage également la possibilité de répétition des séries schisto-gréseuses et des «blaviérites» par un phénomène tectonique.

En Albigeois, les travaux qui suivent, réalisés dans le cadre de recherches localisées, apportent des précisions sur la succession lithostratigraphique des terrains (Béziat, 1973; Dechomets, 1978) et surtout mettent en évidence le caractère polyphasé de la déformation (Mauriés, 1970; Delpont, 1973; Dechomets, 1978): deux phases précoces synschisteuses sont identifiées, la «voussuration anticlinale» N-S apparaissant dès lors comme une expression tardive de la déformation globale.

Dans le Sud du Massif central, les études régionales de P. Matte, et C. Nicollet (1976), C. Nicollet (1978), J.P. Bodinier et J.P. Burg (1980-1981) intègrent les concepts géodynamiques permettant d'envisager des charriages majeurs au niveau des marqueurs leptyno-amphiboliques du Lévézou et de Najac.

C. Delor *et al.* (1986, 1987) découvrent dans la klippe de Najac des élogites à glaucophane et des schistes blancs. Ils étudient les contours de cette klippe vers Carmaux et Réalmont, au Sud.

À partir du levé géologique des feuilles à 1/50 000 Saint-Sernin-sur-Rance, Réalmont et Carmaux, J. Guérandé-Lozes et B. Guérandé (1984) identifient et cartographient les nappes de charriage de l'Albigeois.

Pour J. Guérandé-Lozes (1987), les terrains cristallins qui composent les monts de Lacaune, l'Albigeois et le Rouergue méridional forment une même entité géologique et sont impliqués dans des nappes dont la mise en place, à déversement sud, est rapportée à un événement composite tectono-métamorphique tangentiel majeur, d'âge dévonien moyen à supérieur (380-350 Ma). Pour cet auteur, les données acquises conduisent à envisager un hiatus de plusieurs dizaines de millions d'années entre la structuration de ce domaine septentrional et la structuration d'un domaine méridional comprenant le versant sud de la Montagne noire, le massif de Mouthoumet et les Pyrénées, d'âge

namuro-westphalien. La zone d'affrontement se situerait sur la retombeée méridionale de la zone axiale de la Montagne noire.

Une synthèse lithostratigraphique et structurale a été réalisée pour l'ensemble du domaine monts de Lacaune—Albigeois—Rouergue (Guérangé-Lozes et Burg, 1990).

### Cénozoïque

La partie orientale du bassin d'Aquitaine n'a fait l'objet d'études géologiques sérieuses que vers les années 1840. Cependant, les premières considérations connues, sur des objets naturels ou des phénomènes de nature géologique observés dans le Castrais et l'Albigeois, datent de la première moitié du XVII<sup>e</sup> siècle. Elles ont été recueillies par P. Borel en 1641 et sont empreintes de ce naturalisme baroque qui aujourd'hui nous amuse plus qu'il nous enseigne et qui ne laisse que fort tard la place à une vue plus rationaliste des choses. Cette nouvelle manière d'appréhender la nature fut illustrée pour la première fois en Languedoc par M. de Gensanne (1776-1779), naturaliste de l'école française méridionale, où se distingua aussi l'abbé Palassou. Ce dernier, au nom encore célèbre, imposera vers 1775-1780, la réalité du fluvialisme : concept repris ensuite par J. Hutton qui cite ce Français dans son *Theory of the Earth* (1785).

Nul ne mentionne l'origine lacustre ou fluviale probable des roches constituant les terrains tarnais avant la publication d'un petit annuaire départemental d'un auteur anonyme (1789), datant de la période révolutionnaire. Ce petit annuaire ébauchera une première interprétation paléogéographique des formations géologiques de la plaine tarnaise. Elle sera suivie très vite de remarques paléoclimatiques, induites d'observations paléontologiques. Il faut ajouter que cette argumentation paléocéologique n'était pas neuve. En effet, R. Hooeke attirait déjà, quelque cent ans auparavant, l'attention des amateurs de curiosités naturelles sur cette analogie : les carapaces de tortues issues de certaines roches sont semblables à celles qui peuplent actuellement nos tropiques.

À partir de 1840, une activité scientifique réelle se manifeste autour des formations géologiques cénozoïques de la partie orientale du bassin d'Aquitaine. Les terrains affleurant en Castrais et en Albigeois vont y jouer un rôle important avec leurs gisements de vertébrés fossiles, mais ceux-ci sont pour la plupart à l'Ouest des formations cartographiées sur la carte Réalmon. Il convient de diviser cette recherche en cinq périodes dans l'histoire de la géologie tarnaise :

- une période de premier inventaire cartographique lié à l'établissement du canevas stratigraphique général de la France, de 1840 à 1848, avec P.A. Dufrenoy, L. Élie de Beaumont et M. de Boucheporn ;
- une période de collecte systématique des faunes malacologiques et mammalogiques, de 1848 à 1874, origine d'une floraison de monographies. Les carrières du Prone seront très visitées, en particulier

par T. Noulet dont les études ont un intérêt qui dépasse le cadre régional. Le gros des collections de T. Noulet est conservé à Toulouse. Elles seront suivies des études de V. Raulin et J. Delbosc, d'un premier essai synthétique de L. Roux du Carla sur la géologie du bassin de l'Agout. Si à l'Ouest de Réalmont le Tarn est une région qui intéresse les géologues (de nombreuses notes en témoignent), les formations argilo-graveleuses de la carte Réalmont sont considérées comme sans intérêt. A. Caraven-Cachin (1890) essayera de décrire les argiles à graviers et conglomératiques placées entre le cristallin et le Paléozoïque d'une part, et le fluvio-lacustre molassique et calcaire d'autre part. Faute de ses cartes, disparues ou enfouies dans quelque fonds particulier, on ne peut tirer grand chose de ses observations, souvent non orthodoxes à l'époque, puisqu'elles n'intéressent personne. De plus, aucun travail descriptif solitaire et aux centres d'intérêt trop en avant sur son époque, ne permet l'ouverture d'un nouveau champ de recherche ;

— dans la période qui suivra, de 1874 à 1905, les révisions faunistiques et les levés cartographiques exhaustifs tiennent une grande place. Les géologues, presque toujours paléontologistes, ne s'égarent pas sur la région de Réalmont. Cependant, vers les années 1885, l'établissement d'une couverture cartographique générale de la France à l'échelle du 1/80 000, amène aux quatre coins de notre pays des géologues souvent universitaires, étrangers aux sols qu'ils parcourent, ce que n'apprécient guère les amateurs locaux de géologie. En 1890, les dix-huit feuilles intéressant le bassin tertiaire du Sud-Ouest sont vierges de contours. Les levés de cette région sont confiés à G. Vasseur et ses collaborateurs. Ils vont être les auteurs d'un nombre important de cartes à 1/80 000 et de leurs notices explicatives. Ils feront un usage systématique et novateur de la lithostratigraphie, pour découper les formations continentales en leurs principales unités. Les argiles à graviers de la région de Réalmont seront cependant regroupées en une seule et unique formation, post-lutétienne ;

— une longue période de relatif abandon des études portant sur les séries continentales tarnaises, de 1905 aux environs de 1950, succède à la période d'activité précédente. Le tableau synoptique des formations molassiques, des calcaires dits lacustres, établi par G. Vasseur et synthétisé par J. Blayac, est considéré comme assez satisfaisant pour que toute reprise d'observations minutieuses de ces formations paraisse comme accessoire, même pour L. Mengaud et G. Astre, géologues qui continuent à parcourir le Tarn. Ils ne s'intéressent donc guère au Réalmontais ;

— une période dominée par le développement de la sédimentologie (de 1945 à nos jours). En Aquitaine, certaines formations continentales seront réétudiées dès 1944, sur la base de nouvelles notions. A. Vatan (avec les minéraux lourds) et H. Schoeller commenceront à préciser l'origine du matériel sédimentaire continental stocké sur la bordure ouest du Massif central. La thèse de G. Millot (1964) va faire beaucoup de bruit ; elle porte sur « la relation entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses » et va apporter un corpus d'instruments intellectuels permettant d'aborder sérieusement, pour la pre-

mière fois, les formations argileuses. Une application nouvelle de l'usage des rayons X permet alors de déterminer exactement, la nature des minéraux constituant une argile. La thèse de G. Kulbicki permet de caractériser d'une manière satisfaisante les sédiments sidérolitiques et lacustres du Périgord. Dans le même temps, ailleurs en Aquitaine, des recherches sur les paléoenvironnements et leurs conséquences paléoclimatiques prennent une place de plus en plus importante. En 1957, F. Crouzel publie sa thèse sur les molasses et les calcaires miocènes de la région ouest-tolosane. Les études des formations continentales redeviennent à la mode. P. Birot (1955) et H. Enjalbert (1961) n'ont pas décrit particulièrement les formations tertiaires de la région de Réalmont, mais ils les connaissaient bien et avaient une vue très moderne de leur nature, en particulier celle des argiles à graviers, et de leurs traces paléopédogénétiques qu'ils interprétaient en fonction de leur expérience des pays intertropicaux et arides. Une partie des idées de ces deux grands géomorphologues a été reprise par M.P. Mouline dans sa thèse (1989).

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### *PALÉOZOÏQUE*

#### **Formations anté- et syn-orogéniques varisques : Précambrien (?)—Cambro-Ordovicien**

Quatre unités lithostratigraphiques et structurales majeures, constituées de formations cristallines et cristallophylliennes attribuées à cette période sont superposées; de bas en haut (annexe, fig. 1 et coupes en marge de la carte) :

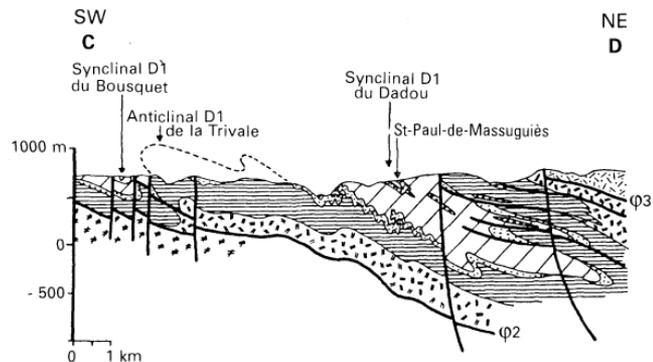
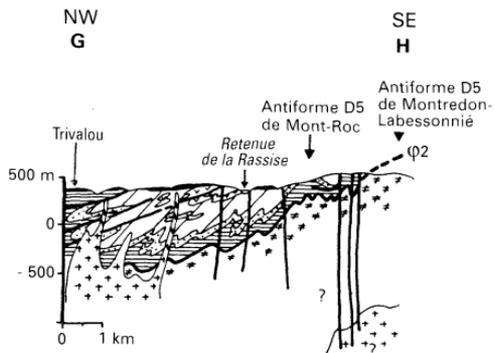
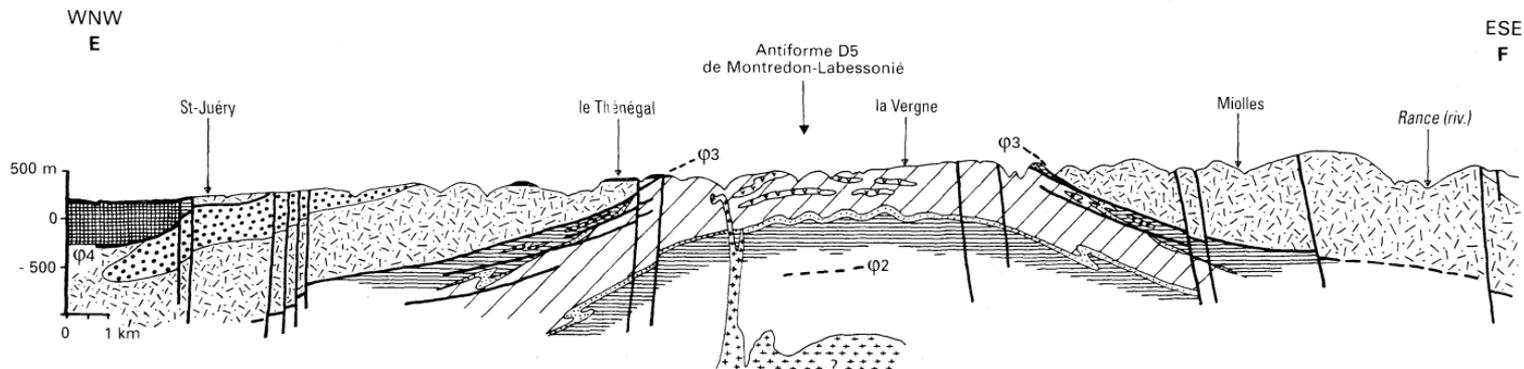
- le domaine des «écailles» des monts de l'Ouest de Lacaune;
- la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès;
- la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance;
- au Sud-Ouest de la feuille, à Réalmont, quelques affleurements appartenant au complexe leptyno-amphibolique de Réalmont—Najac.

La lithostratigraphie est décrite par grandes unités structurales.

#### ***Écailles des monts de l'Ouest de Lacaune***

Sur la feuille Réalmont, les terrains qui composent le substratum de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès appartiennent au domaine des «écailles» des monts de Lacaune, dont ils constituent le secteur le plus occidental (monts de l'Ouest de Lacaune).

Les terrains sont structurés en antiforme (dôme de Montredon-Labessonnié) et formés d'un cœur orthogneissique d'âge 717 ± 83/-55 Ma (Calvez, *in* Guérangé-Lozes 1987), ceinturé d'une enveloppe de micaschistes, elle-même surmontée par des dolomies (feuille à 1/50 000 Castres), puis par une formation schisteuse noire à nodules

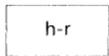


**Fig. 1 - Coupes géologiques**  
Tracé des coupes sur le schéma structural

LÉGENDE

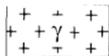


Tertiaire



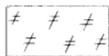
h-r

Bassin stéphano-permien  
de Réalmont



Granite tardi-varisque

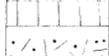
Monts de l'Ouest de Lacaune



k2b2



k2b1



k2a

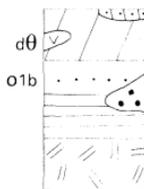


k1ξ



ζγ

Nappe de St-Salvi-de-Carcavès



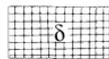
C  
o1c-2  
ρλ  
k6-o1a  
k3-5

Nappe de St-Sernin-sur-Rance



o1c-2  
o1b  
ρλ  
k1

Complexe leptyno-amphibolique  
de Réalmont-Najac



δ

φ2 : base de la nappe de St-Salvi-de-Carcavès  
φ3 : base de la nappe de St-Sernin-sur-Rance  
φ4 : base du complexe leptyno-amphibolique  
de Réalmont-Najac

Les notations sont celles de la carte plus k2a :  
calcaires dolomitiques des "écailles"  
des monts de l'Ouest de Lacaune

phosphatés qui passe à une série schisto-gréseuse, que nous rattachons au Cambrien inférieur.

**ζΥ. Orthogneiss de Montredon-Labessonnié.** La première étude du « granite » de Montredon-Labessonnié a été réalisée par M. Legraye et A. Goffinet (1955). Ces auteurs considèrent celui-ci comme un granite à muscovite, fortement déformé lors de sa mise en place au cours de l'orogénèse hercynienne majeure. Cette interprétation a été reprise par E. Baras (1979).

C'est à L. Viallefond (1963) que l'on doit la première assimilation de ce granite à un orthogneiss, le granite, à ses yeux, étant affecté par une schistosité synmétamorphique postérieurement à sa mise en place.

B. Guérangé (1970) effectue la première analyse structurale détaillée du « granite » et de son encaissant, dans le cadre d'une étude des relations génétiques entre le granite et les minéralisations wolframifères géographiquement associées. Au terme de son étude, cet auteur établit que la mise en place du granite est antérieure à une phase de déformation synmétamorphique précoce, responsable de la transformation de cette roche en orthogneiss, confirmant ainsi l'hypothèse émise par L. Viallefond. B. Guérangé conclut à la nécessité, en premier lieu, de dater le massif « granitique » de Montredon-Labessonnié, cette démarche permettant notamment de trancher entre l'hypothèse d'un granite intrusif précoce et celle d'un « socle ».

Les datations récentes, d'une part du granite (Calvez, *in* Guérangé-Lozes, 1987), et d'autre part de la structuration tangentielle précoce régionale qui l'affecte (Maluski, *in* Guérangé-Lozes, 1987), confirment sans ambiguïté le caractère orthogneissique du « granite » de Montredon-Labessonnié.

Le faciès le plus représentatif est un faciès équigranulaire à grain moyen, localement parsemé de porphyroblastes de feldspath potassique. Un granite à grain fin a été observé en différents points de la bordure du massif et des « filons » de granite fin hololeucocrate à pyrite, mispickel et fluorine, recoupant l'orthogneiss « normal », ont été reconnus, notamment dans la carrière Camp.

La roche porte l'empreinte d'une intense déformation laminaire : elle a acquis une foliation cataclasique et une linéation d'étirement. Son origine granitique ne fait aucun doute.

La texture est en mortier, parfois cloisonnée. De grands cristaux en débris flottent dans un fond finement granulé qui se développe à leurs dépens et cimente leurs cassures. La granulométrie des grands cristaux varie de 4 à 10 mm, celle des cristaux du fond de 0,03 à 1 mm.

De grands cristaux de quartz bleutés et zonés, pouvant atteindre 1 cm, apparaissent au microscope comme des assemblages polycristallins étirés. Un deuxième type de quartz est représenté par de petits cristaux qui composent en partie le fond de la roche et le ciment des fractures des grands feldspaths.

Trois types de feldspath potassique ont été distingués :

- de très grands cristaux automorphes, de taille pluricentimétrique, d'un feldspath potassique non quadrillé, perthitique ; ces grands cristaux, disposés de façon quelconque par rapport à la schistosité, sont fracturés et leurs cassures sont cimentées par des recristallisations de quartz et de muscovite ;
- de grandes plages pœcilitiques, très perthitiques ; l'albitisation est très importante ( $Ab > Kfs$ ) : il pourrait s'agir d'une ancienne orthose sodique démixée et transformée en microline ;
- de petits cristaux xénomorphes dans la mésostase.

Le plagioclase est essentiellement de l'albite ( $An\ 3\ \%$ ). Il se présente soit en grands cristaux subautomorphes, parsemés de séricite, complètement démantelés, à macles tordues et aux fractures cimentées par des cristaux néoformés de quartz, albite et séricite, soit en petits cristaux xénomorphes, non séricitisés, dans le fond de la roche et dans les fractures des grands feldspaths.

La biotite subsiste en reliques. La muscovite est abondante ; elle forme de grandes lames tordues ou brisées, provenant en partie de la muscovitisation de la biotite et se présente également en fines lamelles soulignant la schistosité ou disposées dans les fractures des autres minéraux.

Les minéraux accessoires sont peu abondants ; on reconnaît l'apatite, le leucoxène, le zircon et des minéraux opaques.

Une datation U/Pb sur zircons a été réalisée par J.Y. Calvez (*in* Guérandé-Lozes, 1987) sur un échantillon du faciès le plus représentatif. L'âge obtenu est  $717 \pm 83 / - 55$  Ma qui, en première interprétation, peut être considéré comme l'âge de mise en place de ce granite. L'orthogneiss de Montredon-Labessonnié constitue donc un fragment de socle précambrien.

Les relations entre le « granite » et son enveloppe de micaschistes ( $k_1\xi$ ) ne peuvent pas être établies au niveau de l'observation de terrain, la structuration tectono-métamorphique éovarisque affectant uniformément ces matériaux (schistosité sD1-2 et métamorphisme régional associé).

L'analyse pétrographique a montré que le granite de Montredon-Labessonnié n'a produit aucune modification minéralogique décelable avec certitude dans les schistes cristallins de son enveloppe, un doute subsistant cependant à propos d'un silicate d'alumine relique.

On peut donc se poser la question de savoir si les micaschistes constituent bien l'encaissant du granite (et dans ce cas, ils seraient, du moins en partie, précambriens) ou s'il n'existe pas entre ces deux formations une relation de socle à couverture. Cette dernière interprétation est cependant la plus plausible, les « micaschistes », par analogie de faciès, pouvant être rapportés aux « Grès de Marcory » (Cambrien basal  $k_1$ ). Dans ce cas, l'orthogneiss de Montredon-Labessonnié serait une écaille de socle impliquée dans les nappes varisques de cette région.

Les muscovites et les biotites néoformées ou recristallisées dans des plans de cisaillement qui recoupent la foliation sD1-2 de l'orthogneiss et des micaschistes de son enveloppe, traduisent un métamorphisme de contact dû à la mise en place d'un granite tardi-varisque sous-jacent.

S. Costa (1990), par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , a respectivement obtenu des âges de  $300,3 \pm 3,1$  Ma et  $302,5 \pm 3,2$  Ma pour les muscovites et les biotites de ce type sur un échantillon carotté dans l'orthogneiss (sondage BRGM de quelques centaines de mètres). Un âge similaire de  $297,9 \pm 3,0$  Ma a été obtenu pour les biotites néoformées de l'enveloppe micaschisteuse (lieu-dit la Frégère). Ces âges d'environ 300 Ma (Stéphanien) datent la mise en place du granite sous-jacent; ils datent également une déformation extensive tardive concomitante, en relation avec la structuration en antiforme de la région de Montredon-Labessonnié, qui est attribuée à la phase de déformation régionale tardive D5 (Guérangé-Lozes, 1987).

k1ξ. **Micaschistes homogènes**, très peu représentés dans l'extrême Sud de la feuille.

k2b1. « **Formation schisteuse noire** » à nodules phosphatés. Puissante de 400 m environ, cette formation est constituée de schistes ampéliteux, riches en matière organique, et de schistes à nodules phosphatés de taille centimétrique (2 à 3 cm) formés de quartz et d'apatite (fluorapatite).

k2b2. **Alternances grès fins micacés—schistes noirs**. Cette formation se superpose en continuité de sédimentation aux schistes noirs k2b1. Elle est constituée d'alternances régulières, centimétriques à décimétriques, de schistes noirs, de grès fins riches en micas flottés et de calcschistes. Dans la partie la plus sommitale, on retrouve localement des lentilles grésophosphatés (1 km à l'Est d'Arifat et au Sud de Verrière).

Par comparaison avec des niveaux identiques des monts de l'Est de Lacaune, cette formation pourrait être l'équivalent de la série argilo-calcaire phosphatée k2b2, avec ici une diminution sensible des carbonates. Cette disparition des carbonates vers le Nord est interprétée comme traduisant un approfondissement du bassin (Donnot et Guérangé, 1978).

Aucune roche volcanique n'a été observée.

### **Nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès**

La structure interne de cette unité, pour l'ensemble du secteur étudié, correspond à une mégasynforme à valeur synclinale (mégasynclinal du Dadou) dont le flanc normal, dans la région de Réalmont, est affecté de replis cartographiques secondaires de même génération

(anticlinal de la Trivale et synclinal du Bousquet). La base de la nappe sectionne ces structures sous un angle faible (fig. 1 et coupes en marge de la carte).

Le flanc inverse du mégasynclinal du Dadou, qui apparaît sporadiquement sous la base de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, présente des particularités lithologiques par rapport au flanc normal.

La nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès est constituée de deux ensembles lithologiques différents : une série verte à dominante schisto-gréseuse, surmontée par une série noire à dominante schisteuse, appelée communément « schistes de l'Albigeois ».

### **Série schisto-gréseuse verte**

La série comprend de bas en haut trois formations lithologiques qui se succèdent en continuité de sédimentation (fig. 2) :

- la Formation de Mandegourc ;
- la Formation du Masnau-Massuguiès—Rayssac ;
- la Formation du Moulin—Mont-Roc.

**k3-5. Formation de Mandegourc : alternances grès verts micacés—schistes verts.** Peu représentée sur cette feuille, cette formation est constituée d'alternances de grès micacés verdâtres et de schistes gris-vert, dont l'épaisseur peut atteindre 1000 m sur la feuille voisine Saint-Sernin-sur-Rance.

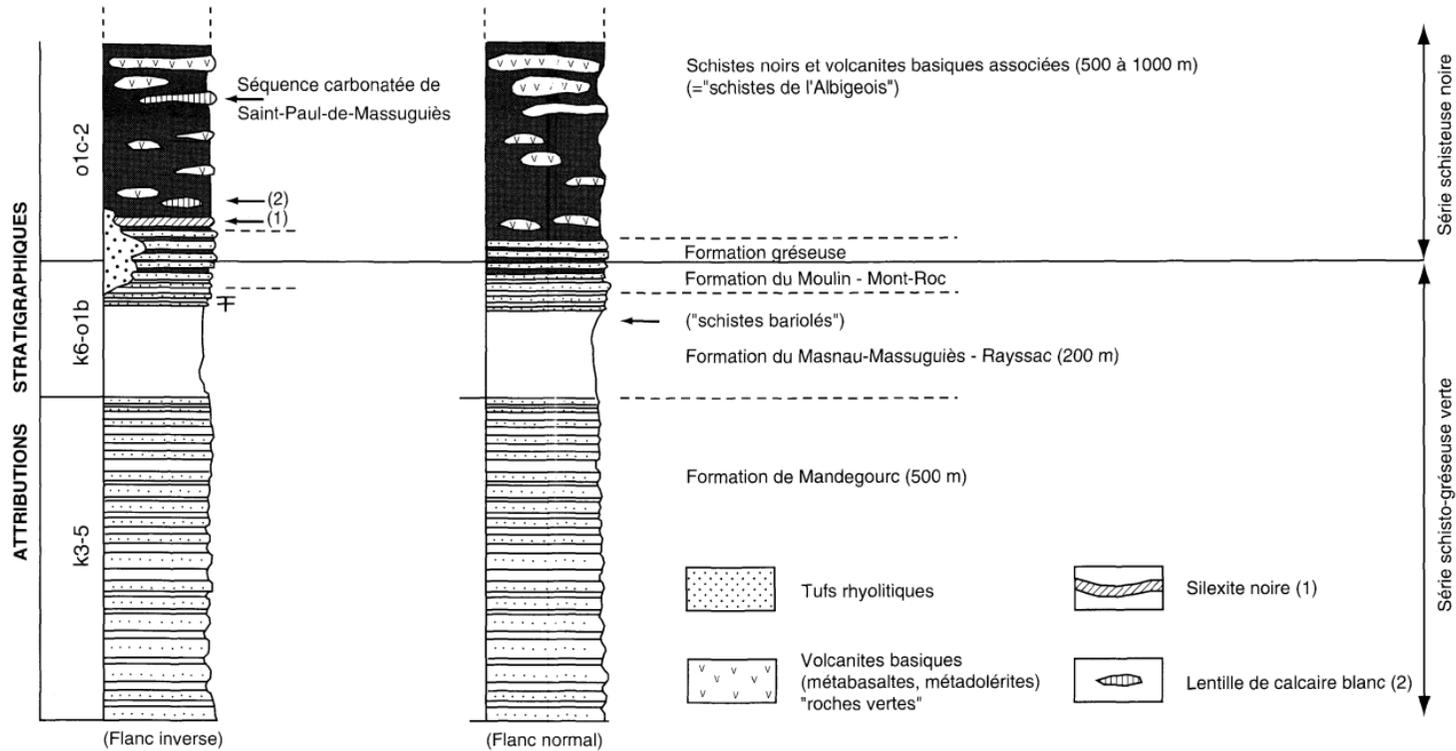
Les niveaux gréseux de cette formation sont formés principalement de grains de quartz détritique, mal classés, associés à de fines paillettes de muscovite, dans une matrice siliceuse ou séricito-chloriteuse ; *les feldspaths sont rares*. Les schistes sont constitués d'une alternance de microlits phylliteux, à trame séricito-chloriteuse très dense, les phyllites étant orientées selon la schistosité sD1-2, et de microlits siliceux dans lesquels on peut distinguer les contours d'anciens quartz détritiques, baignant dans une matrice microcristalline siliceuse et sériciteuse.

Au point de vue géochimique, les grès de cette formation ont une composition très proche des arkoses quartzitiques.

Quelques exceptionnels sills de roches basiques s'observent dans cette formation (région de Saint-Jean-de-Jeannes).

**k6-01a. Formation du Masnau-Massuguiès—Rayssac : schistes homogènes gris à verts.** La Formation du Masnau-Massuguiès—Rayssac (secteurs où elle est le mieux représentée), de couleur grise à verte, est une formation monotone, épaisse de 100 à 200 m environ. Elle succède en continuité de sédimentation à la formation précédente.

Elle se caractérise par des schistes gris, plutôt noirs à la base, contenant de petits bancs millimétriques de grès fins siliceux donnant un aspect souvent rubané aux matériaux. Vers le haut, ces schistes



**Fig. 2 - Lithostratigraphie des formations de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès**  
 (Compte tenu du fort degré de tectonisation de ces terrains, les épaisseurs relatives exprimées sont approximatives)

passent à un ensemble plus homogène de schistes verts et lie-de-vin (« schistes bariolés ») qui constituent un bon niveau repère dans l'Albigeois. Quelques bancs de grès siliceux micacés blancs, de puissance métrique, s'intercalent dans le haut de la formation, annonçant la formation quartzitique qui lui succède.

À l'échelle de la lame mince, ces schistes sont constitués de lithons (séricite et chlorite) disposés à plat, parallèlement aux schistosités sD1 et sD2 souvent confondues dans ces matériaux, et de fins filonnets ou lenticules aplatis de quartz microcristallin.

Au sommet de cette formation ont été observés des nodules décarbonatés et de rares horizons calcschisteux dans lesquels, au Nord de Saint-Pierre-de-Trévisy, a été découvert le premier gisement fossilifère de l'Albigeois, au-dessus de la base de la nappe et immédiatement sous les quartzites blancs. Ce sont des brachiopodes de taille pluricentimétrique, très déformés, auxquels M. Mergl (1991, inédit) attribue un âge cambrien supérieur à trémadocien ; il s'agit probablement de *Billingsella* sp.

**01b. Formation du Moulin—Mont-Roc : grès quartzitiques blancs.** Celle-ci fait la transition entre la série schisto-gréseuse verte et la série schisteuse noire. Elle constitue *le principal repère lithologique de l'Albigeois*.

Au sommet des « schistes bariolés », elle débute par l'apparition sur quelques mètres (3 à 10 m) de petits niveaux de grès blancs micacés ; d'abord très espacés et d'épaisseur centimétrique, ces niveaux gréseux deviennent de plus en plus nombreux et épais vers le haut. La séquence quartzitique proprement dite est constituée d'un ou de plusieurs bancs plurimétriques de grès quartzitiques abondamment veinés de filonnets de quartz, séparés par des lits schisteux de couleur verte et lie-de-vin à la base et devenant noire vers le sommet.

Le passage a été, sur cette feuille, particulièrement bien observé dans la carrière du Moulinal.

Les grès quartzitiques sont formés essentiellement de grains de quartz, sub-jointifs, anguleux à arrondis, pouvant représenter 95 à 98 % du volume de la roche. La séricite, en très faible proportion, se dispose à la jointure des cristaux de quartz ou encore dans la schistosité principale. Le liant est un ciment siliceux et sériciteux microcristallin.

**Particularités lithologiques du flanc inverse de mégasynclinal du Dadou.** Le flanc inverse du mégasynclinal du Dadou se caractérise par la présence de **tufs rhyolitiques** ( $\rho\lambda$ ), témoignant de l'existence d'une activité volcanique acide. Ces tufs s'intercalent dans la partie sommitale de la série verte (formations du Masnau-Massuguiès—Rayssac et du Moulin—Mont-Roc). Ils constituent soit de puissants niveaux métriques à décamétriques, soit un chapelet de lentilles plus ou moins importantes.

Il semblerait que la Formation du Moulin—Mont-Roc soit ici moins puissante que dans le flanc normal. Mais ces formations, situées ici sous la base de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, sont affectées par de nombreux cisaillements tangentiels rendant impossible toute estimation de puissance et pouvant faire disparaître une partie plus ou moins importante des matériaux.

Les quartzites et les tufs rhyolitiques du flanc inverse situés immédiatement sous la base de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, montrent des structures typiques de cisaillement ductile, avec étirement des cristaux de quartz et de feldspath.

### Série schisteuse noire

La série noire surmonte en continuité de sédimentation la série schisto-gréseuse verte ; le passage a été clairement observé à la carrière du Moulinal.

O1c-2. **Grès sombres ; schistes noirs homogènes à intercalations gréseuses (« schistes de l'Albigeois »)**. Cet ensemble montre à sa base, au-dessus du dernier banc de grès blanc de la Formation du Moulin—Mont-Roc, une alternance de bancs de grès phylliteux assez sombres et de lits schisteux noirs. Les grès sont constitués d'abondants éléments de quartz détritiques, non jointifs, assez bien classés et de rares minéraux lourds (zircon, tourmaline et minéraux titanés) ; le liant est un ciment microcristallin siliceux, avec quelques paillettes de séricite qui s'agencent selon deux directions (sD1 et sD2). La faible épaisseur de ce niveau n'a pas permis de le cartographier sur cette feuille.

À cette série essentiellement gréseuse font suite des schistes noirs très homogènes (« schistes de l'Albigeois »), riches en matière organique, contenant de fréquents lits gréseux d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Les lits gréseux sont formés d'éléments jointifs très bien classés : quartz détritiques subanguleux abondants, zircon et minéraux titanés fréquents soulignant le litage et, en faible proportion, des phyllites détritiques ; le liant est tantôt carbonaté, tantôt siliceux et phylliteux. Des fragments d'acritarches, non déterminables, ont été trouvés à la base de petits niveaux gréseux de puissance centimétrique.

Cette formation contient de nombreux sills et coulées de « roches vertes » ( $\sigma\theta$  ; cf. *infra*) d'épaisseur métrique à pluridécamétrique, qui peuvent se placer à différents niveaux dans les schistes noirs. Il s'agit de métadolérites et de metabasaltes plus ou moins spilitisés. D'une manière générale, c'est au cœur de la synforme du Dadou et du synclinal du Bousquet, donc dans la partie sommitale de cette formation, que se situent les sills ou coulées les plus puissants : Peyrebrune, Teillet,...

**C. Formation de Saint-Paul-de-Massuguiès—Rouquairol : calcaires blancs et calcschistes noirs.** Elle affleure seulement au cœur du mégasynclinal du Dadou, et comprend des petits bancs centimétriques à décimétriques de calcaires blancs et des schistes à « miches » calcaires, associés à des calcschistes noirs. Des fragments d'acritarches, non déterminables, ont également été trouvés dans ces matériaux.

σθ. **Sills et coulées de métadolérites et metabasites.** Le volcanisme basique dans l'ensemble de la série schisteuse noire ordovicienne est constitué de sills et coulées de dolérites et basaltes métamorphisés, de puissance métrique à décamétrique, interstratifiés dans les schistes noirs. Ils sont particulièrement abondants dans la partie sommitale de la série.

Les caractères magmatiques de ces metabasites sont typiques d'un volcanisme continental, tholéitique à transitionnel (Marini, 1987). On relève les empreintes d'une différenciation par cristallisation fractionnée et l'hypothèse d'une contamination crustale peut être envisagée. Cette éventuelle contamination aurait pu intervenir soit en profondeur, soit lors de la mise en place des laves dans les sédiments encaissants : les accumulations d'oxydes ferrotitanés des bordures figées montrent l'interaction sill-sédiment encaissant, mais il est difficile d'affirmer qu'elle est seule responsable des variations observées (Alsac *et al.*, 1987).

**Particularités lithologiques du flanc inverse du mégasynclinal du Dadou.** Dans le flanc inverse, vers la base stratigraphique de la série noire, apparaissent en outre des **tufs rhyolitiques** (ρλ) associés à des schistes tufacés, qui peuvent monter assez haut dans la formation, comme à Alban.

Certains possèdent des fiammes (Alsac *et al.*, 1987) encore reconnaissables, indiquant une mise en place de type ignimbritique. Les phénocristaux brisés de quartz et de feldspath potassique ou d'albite flottent dans une mésostase quartzo-sériciteuse. L'albite est limpide et présente le faciès « en échiquier » ; elle peut aussi affecter la mésostase. Accessoirement, on observe du zircon, et parfois des concentrations d'opaques pouvant correspondre à des pseudomorphoses de minéraux ferromagnésiens (biotite). La chlorite et le carbonate sont subordonnés. Le métamorphisme régional et les transformations hydrothermales donnent à ces tufs rhyolitiques des paragenèses de faciès schistes verts (albite ± quartz ± séricite ± carbonate). L'absence de termes basiques et intermédiaires suggère une formation par fusion sialique plus qu'une différenciation ou une hybridation.

Un âge U/Pb sur zircons a été obtenu par J.Y. Calvez (*in* Guérangé-Lozes, 1987) sur un échantillon prélevé à Saint-André (feuille voisine Carmaux). La fourchette d'âges définie se situe dans l'Ordovicien (Arénig—Caradoc) ; la présence de zircons hérités ne permet pas une datation plus précise.

Notons également un niveau plurimétrique de **silexites noires** (Si) suffisamment régulier et constant, dans le flanc inverse, pour servir de niveau repère. Aucun organisme n'a été trouvé dans ces roches.

### **Corrélations avec les monts de l'Est de Lacaune**

L'âge attribué aux brachiopodes découverts dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès a permis de conforter les hypothèses d'attributions stratigraphiques proposées par J. Guérangé-Lozes en 1987, fondées sur des corrélations avec les formations bien datées des monts de l'Est de Lacaune :

- la série schisto-gréseuse verte correspondrait au Cambrien moyen à supérieur et à la partie basale de l'Ordovicien inférieur, la Formation de Mandegourc étant rapportée au k3-5, la formation du Masnau-Massuguiès au k6-01a et la Formation du Moulin—Mont-Roc à la partie supérieure du Trémadoc inférieur 01b ;
- la série schisteuse noire pourrait appartenir au Trémadoc supérieur—Arénig inférieur (01c-2).

Bien qu'il y ait une grande analogie d'ensemble entre ces séries des monts de l'Est de Lacaune et de l'Albigeois, il existe toutefois quelques différences dans le détail :

- en ce qui concerne la série schisto-gréseuse verte, il convient de noter que les « schistes troués » à *Paradoxides* n'ont jamais été observés dans l'Albigeois, aussi bas que l'on puisse descendre dans la formation : soit la série schisto-gréseuse verte est postérieure au Cambrien moyen (« Acadien ») (rabotage basal des schistes à *Paradoxides* ?), soit les « schistes troués » n'existent pas dans ce domaine paléogéographique nord ;
- le Cambrien supérieur n'a jamais été daté dans les monts de Lacaune ; on peut penser qu'il existerait bien, d'après la présence des brachiopodes probablement de cet âge découverts récemment en Albigeois ;
- en ce qui concerne la série schisteuse noire, on note également certaines caractéristiques différentes de son équivalent des monts de Lacaune : absence de nodules siliceux et de calcaires « cone-in-cone », mais présence de silexites noires, de tufs rhyolitiques, de « roches vertes » et de niveaux carbonatés ;
- en ce qui concerne la séquence quartzitique, relevons pour l'essentiel l'apparition du volcanisme acide dans le flanc inverse du mégasynglinal du Dadou de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès.

### **Nappe de Saint-Sernin-sur-Rance**

Cette unité structurale, très complexe, est composée de formations lithologiques différentes, particulièrement affectées par les déformations tangentielles précoces. Ces matériaux, par rapport à ceux qui constituent la nappe sous-jacente de Saint-Salvi-de-Carcavès, ont subi indiscutablement un degré de tectonisation supérieur. Il est impossible

de suivre un banc repère (gréseux, par exemple) au-delà d'une dizaine de mètres, l'espacement des cisaillements internes étant plurimétrique (5 à 10 m). L'établissement d'une succession lithostratigraphique est illusoire dans le détail. Cependant, la cartographie détaillée régionale a permis de distinguer, du Sud vers le Nord, à partir de la base de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, de grands ensembles lithologiques (fig. 3) :

- une formation schisto-gréseuse grise rythmique (Formation de Saint-Sernin-sur-Rance—Condamines), puissante au minimum de 1 000 mètres ;
- une formation de tufs rhyolitiques (Formation de Larroque), puissante de 500 mètres environ ;
- une formation de grès quartzitiques blancs (Formation du Puy-Saint-Georges), de puissance décamétrique ;
- une formation de séricitoschistes (Formation de la Vère).

Aucun passage en continuité de sédimentation d'une formation à l'autre n'a pu être observé, en raison des nombreux cisaillements existants. Cependant, la répartition régionale significative des affleurements de ces quatre formations permet de penser que leur succession est une succession lithostratigraphique normale et non un empilement quelconque d'ordre structural.

Seules affleurent sur la feuille les deux premières formations, les deux dernières étant visibles sur la feuille à 1/50 000 Carmaux.

**k1. Formation de Saint-Sernin-sur-Rance—Condamines : alternances grès gris, fins à grossiers—schistes noirs ou gris.** Cette formation très homogène se caractérise par des alternances régulières de bancs décimétriques à métriques (exceptionnellement décamétriques) de schistes gris ou noirs et de grès feldspathiques immatures.

Les grès feldspathiques ont une granulométrie particulièrement constante, généralement fine à moyenne et exceptionnellement grossière. Les faciès grossiers ont été plutôt observés dans la partie la plus basse connue de cette formation, c'est-à-dire à la base de la nappe ; ces grès se caractérisent alors par l'abondance de cristaux millimétriques de quartz translucides, évoquant des quartz volcaniques. Des niveaux silteux plus épais peuvent exister et trancher cette monotonie.

Les grès feldspathiques sont constitués d'une matrice quartzo-albitique dans laquelle baignent des cristaux de taille millimétrique de quartz et de plagioclase, celui-ci pouvant être localement abondant et constituer alors 10 à 20 % de la roche. Dans ces matériaux, les phyllites sont rassemblées en lits frustes et s'agencent suivant les plans de schistosité sD1-sD2 ; il s'agit de séricite, de muscovite, de chlorite.

La composition géochimique de ces roches les situe dans les arkoses quartzitiques à tendance sodique.

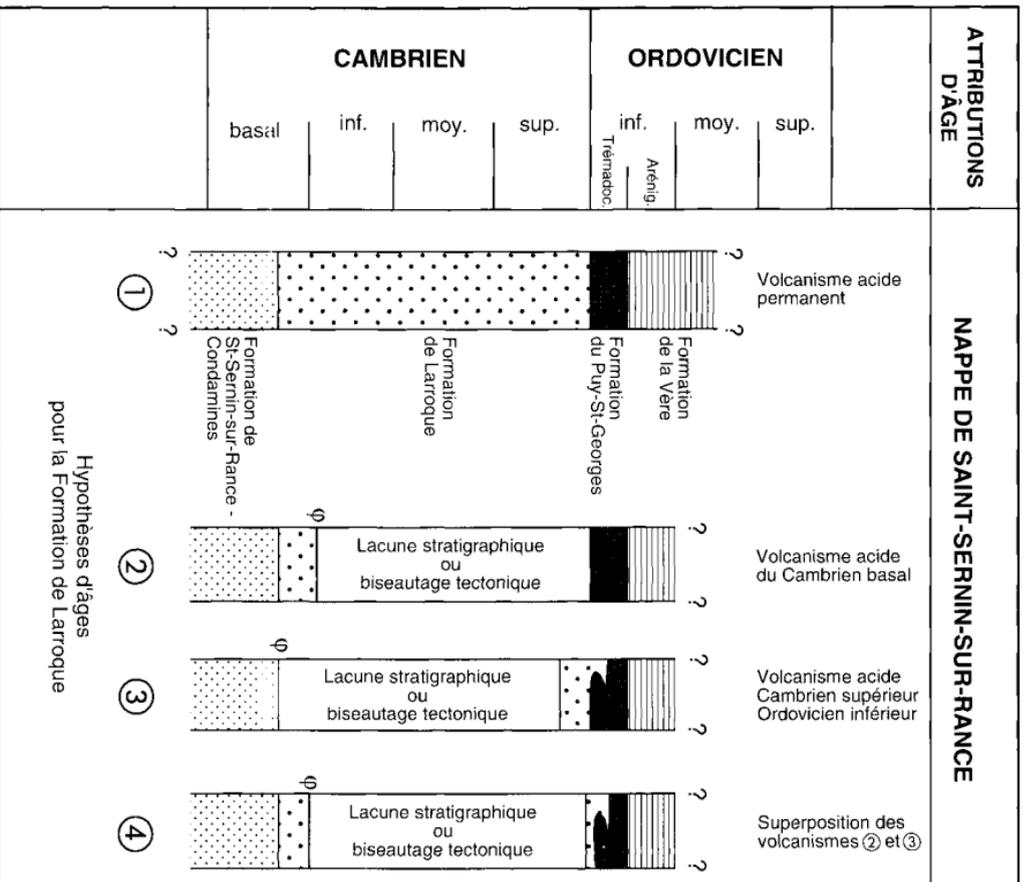


Fig. 3 - Lithostratigraphie des formations de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance.

Cette série schisto-gréseuse témoigne d'une période prolongée de sédimentation détritique, homogène par la nature des apports et constante dans les conditions de dépôt. Elle se différencie de la série schisto-gréseuse verte de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès par sa puissance considérablement supérieure et par la présence constante de plagioclases détritiques.

ρλ. **Formation de Larroque : tufs rhyolitiques.** Cette formation apparaît au Nord-Ouest de la feuille, en fenêtre sous le Tertiaire. Plus au Nord (feuille Carmaux), elle atteint une puissance de 1000 m et « coiffe » cartographiquement la Formation de Saint-Sernin-sur-Rance—Condamines; le passage de l'une à l'autre semblerait stratigraphique, quelques niveaux volcaniques précurseurs ayant été trouvés en intercalations dans la Formation de Saint-Sernin-sur-Rance en de rares endroits.

À l'affleurement, la Formation de Larroque se caractérise par des matériaux très homogènes et œillés, de couleur claire. Dans ces matériaux s'intercalent çà et là, probablement en lames tectoniques (les contacts étant toujours faillés), des passées décamétriques de schistes très noirs, ampéliteux et pyriteux. L'une de ces passées schisteuses contient des bancs de grès noirs, de puissance métrique. De plus, à divers niveaux de cette formation, des esquilles silteuses noires de taille centimétrique à décimétrique ont été observées.

Le faciès dominant des tufs rhyolitiques se caractérise par la présence relativement abondante (environ 10 à 20 %) de phénocristaux de quartz et de feldspath, de taille généralement inférieure au centimètre. Cependant, on peut localement observer des variations dans la fréquence et la taille de ces phénocristaux, les faciès les plus grossiers pouvant comporter des cristaux de feldspath centimétriques (1 à 2 cm); de rares niveaux peuvent en être totalement dépourvus. Épisodiquement s'intercalent des passées métriques, compactes et homogènes, s'apparentant à des coulées rhyolitiques. L'aspect œillé de ces roches est encore accentué par le débit « amygdalaire » dû aux schistosités sD1-sD2.

En lame mince, les tufs rhyolitiques ont conservé des textures volcanoclastiques, malgré la recristallisation métamorphique.

Les phénocristaux de quartz ont des formes automorphes, parfois arrondies à « golfes de corrosion », parfois à cassures esquilleuses. Les phénocristaux de feldspath (émoussés, arrondis ou à golfes de corrosion) sont potassiques (orthose, microcline) ou plagioclasiques (albite-oligoclase). En bordure des phénocristaux, ainsi que dans la zone d'entraînement et la zone abritée, on observe une recristallisation de microcline, d'albite et de quartz.

La matrice, entièrement recristallisée, est constituée généralement de quartz, d'albite, de feldspath potassique et de phyllites (séricite, muscovite, chlorite, et localement petits cristaux de biotite brune). La recristallisation de ces phyllites se fait préférentiellement parallè-

lement à la schistosité sD1 mais également selon la schistosité sD2 ; la cristallisation de biotite apparaît liée à sD2.

Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite, le sphène, le leucoxène et les opaques.

Localement, ces roches ont subi une potassification qui se marque par un remplacement des plagioclases et la présence de fins filonnets de feldspath potassique affectés par les schistosités sD1-sD2.

La puissance de cette formation tufacée et l'extrême rareté des intercalations basiques suggèrent une origine par fusion sialique. Cette interprétation est confirmée par deux observations :

- la présence de phénocristaux corrodés, dépassant deux centimètres de côté, contenant des lattes de plagioclase en texture rapakivi ;
- la présence exceptionnelle de débris lithiques corrodés, constitués de quartz, plagioclase et feldspath potassique, en assemblage à aspect grenu ou granoblastique.

Au point de vue géochimique, ces roches ont une composition rhyodacitique, à caractère plutôt ignimbritique.

Un âge U/Pb sur zircons de  $1766 \pm 124/-115$  Ma a été obtenu par J.Y. Calvez (*in* Guérangé-Lozes, 1987) sur un échantillon de ces tufs rhyolitiques (feuille voisine Carmaux). Cet âge traduit incontestablement la présence de zircons hérités d'âge protérozoïque moyen. L'existence de tels zircons est un élément qui conforte l'hypothèse de l'origine par fusion de croûte sialique des tufs rhyolitiques.

### Âge des terrains

Aucune recherche palynologique n'a été tentée actuellement dans ces terrains, compte tenu du fort degré de déformation. Cependant, par analogie lithologique, ces formations et leur succession peuvent être comparées avec les séries identiques et mieux définies des unités sous-jacentes. La Formation de Larroque semble faire suite à la Formation de Saint-Sernin-sur-Rance et également passer à la Formation de la Vère par l'intermédiaire d'un ou plusieurs bancs de quartzites blancs plus ou moins continus (feuille à 1/50 000 Carmaux).

Cette succession lithologique, ainsi que les caractéristiques propres à chaque formation, permettent de proposer des corrélations avec les formations constituant les unités sous-jacentes (nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès et monts de Lacaune) :

- la Formation de Saint-Sernin-sur-Rance—Condamines pourrait être, de par ses caractères sédimentologiques, sa monotonie et sa puissance, comparée à la formation des « Grès de Marcory » du Cambrien basal. D'autre part, la « signature géochimique » de cette formation est tout à fait comparable à celle des formations homologues, datées du Cambrien basal et prises comme références, des monts de l'Est de Lacaune (écaïlle de Mélagues) et du versant sud de la Montagne noire (nappe du Minervoïis, coupe de la Clamoux = Grès de Marcory *s.s.*);

— les grès quartzitiques blancs (Formation du Puy-Saint-Georges) qui affleurent dans cette unité structurale sur la feuille Carmaux, ont été corrélés avec les grès quartzitiques blancs du Trémadoc inférieur.

Ainsi, pour ce qui concerne la Formation de Larroque, sa situation cartographique entre la Formation de Saint-Sernin-sur-Rance (attribuée au Cambrien basal) et la Formation du Puy-Saint-Georges (attribuée au Trémadoc) donnerait à penser qu'un volcanisme acide permanent se serait substitué ici à une sédimentation schisto-carbonatée, du type de celle des unités plus méridionales, et aurait envahi toute la tranche d'âge entre ces deux étages. Cependant, si l'on ne retient pas l'hypothèse que cet épisode volcanique acide ait duré près de 70 Ma, trois possibilités de corrélations sont alors à envisager (fig. 3) :

— soit avec le volcanisme acide du Cambrien basal (« blaviérites » des monts de l'Est de Lacaune), et dans ce cas, il y aurait lacune stratigraphique ou tectonique de toute la tranche allant du Cambrien inférieur à l'Ordovicien inférieur ;

— soit avec le volcanisme acide du Cambrien supérieur—Ordovicien inférieur de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, et dans ce cas, il y aurait lacune du Cambrien basal et inférieur et du Cambrien moyen ;

— soit avec ces deux volcanismes ; la lacune serait alors réduite au Cambrien inférieur et au Cambrien moyen.

Dans l'état actuel des connaissances, il semblerait que cette formation, de par sa puissance, soit plutôt à rattacher en grande partie au Cambrien basal, auquel s'ajouterait une tranche attribuable au Cambrien supérieur—Ordovicien inférieur. Dans cette hypothèse, les passées métriques à décamétriques de schistes noirs ampéliteux et de grès fins noirs intercalés dans ces tufs, ainsi que les esquilles de schistes noirs, pourraient être les témoins des dépôts du Cambrien inférieur se déposant à proximité.

### ***Complexe leptyno-amphibolique de Réalmont—Najac***

#### **δ. Gneiss à amphiboles et grenats ; intercalations d'amphibolites.**

À environ 500 m à l'Ouest de la ville de Réalmont affleurent, en boutonnière dans le Tertiaire, des gneiss plus ou moins foncés dans lesquels sont intercalés des niveaux décimétriques à métriques d'amphibolites. Faute d'affleurements, aucune relation structurale n'a pu être établie entre cette série et les nappes de Saint-Salvi-de-Carcavès et de Saint-Sernin-sur-Rance.

Les gneiss, massifs, ont des compositions quartzo-dioritiques (ou dacitiques) à gabbroïques (ou basaltiques). Le faciès le plus courant est un gneiss à amphiboles et grenats. Des passées à texture grenue suggèrent une origine plutonique plutôt que volcanique : cette interprétation s'appuie sur les clastes plagioclasiques qui évoquent des cristaux de roche grenue plus ou moins préservés dans une texture en

mortier. La nature originelle des amphibolites est difficile à préciser : les faciès à quartz pourraient correspondre à des termes mélanocrates du massif quartz-dioritique et les faciès plagioclasiques sans quartz et à grain fin, à des corps basiques (dolérites ?).

L'analogie entre ce complexe leptyno-amphibolique et celui du massif de Najac—Laguépie a été proposée par J.L. Bodinier et J.P. Burg (1980-1981) puis P. Collomb (1982). Le prolongement vers le Nord de la série de Réalmont semble confirmé par plusieurs sondages de recherche de houille (mine de Carmaux) qui ont atteint une série amphibolique décrite par J. Thiébaud et P. Vetter (1960).

De plus, la plus spectaculaire des anomalies gravimétriques lourdes (anomalie d'Albi) semble coïncider avec le prolongement du complexe leptyno-amphibolique de Réalmont vers le Nord, où il se raccorderait au massif de Najac—Laguépie. L'anomalie la plus intense localisée à Albi pourrait indiquer soit un épaississement du complexe leptyno-amphibolique, soit la présence au sein de celui-ci de massifs basiques ou ultrabasiques à forte densité (Corpel *et al.*, 1987). Il est important de noter que ce complexe a, au moins dans les régions de Najac et Carmaux, subi un métamorphisme de haute pression dans une histoire précoce (Delor *et al.*, 1986, 1987).

L'âge des complexes leptyno-amphiboliques n'a été établi ni à Réalmont, ni dans son prolongement septentrional de Najac—Laguépie. Cependant, par corrélation des divers groupes leptyno-amphiboliques du Sud-Ouest Massif central, on peut supposer qu'ils ont été structurés de façon identique en chevauchant vers le Sud des séries comparables (Bodinier et Burg, 1980-1981). Ils auraient alors le même âge.

Dans la ceinture du Lévézou, un âge U/Pb sur zircons de 480 Ma a été mesuré par C. Pin et J. Lancelot (1982) sur une leptynite trondjhémite. Cet âge montre qu'à l'image des autres séries leptyno-amphiboliques, et de celle de Marvejols en particulier qui contient un gabbro daté à 482 Ma par les mêmes auteurs, la ceinture du Lévézou résulte pour l'essentiel d'un magmatisme cambro-ordovicien. L'âge de 367 Ma, mesuré plus récemment sur un gabbro de cette ceinture (Pin et Piboule, 1988) suggère aussi le caractère composite du complexe en Rouergue. Il permet aussi d'encadrer le métamorphisme de haute pression entre 480 Ma (puisque la métatrandjhémite a subi ce métamorphisme) et 370 Ma (l'âge du gabbro qui n'a pas subi le métamorphisme de haute pression).

Toutes ces datations s'accordent pour situer la mise en place des divers épisodes éruptifs responsables du groupe leptyno-amphibolique au sens large (dont celui de Réalmont), dans l'Ordovicien basal ou le Cambrien supérieur.

## Roches magmatiques et filoniennes tardi-varisques

Y. **Granite de Peyrebrune.** Le granite de Peyrebrune et les roches apparentées affleurent dans une bande de direction N20°E, large de quelques kilomètres, entre Peyrebrune et Lafenasse. Ils constituent des filons épais de 400 m à quelques mètres qui recoupent les schistes noirs ordoviciens et les laves basiques interstratifiées. Leurs affleurements sont particulièrement bien visibles dans la vallée du Dadou.

Ces roches n'ont fait l'objet d'aucune étude de notre part. Cependant, à partir des données de B. Durand (1966), nous rappelons brièvement les principales caractéristiques de ces granitoïdes.

Il s'agit de granites à grain fin (taille des cristaux inférieure à 2 mm), de granophyres et de microgranites et aplites, montrant une incontestable parenté. La taille du grain est d'autant plus grande que le filon est plus épais. Le granite est constitué d'orthose séricitisée, de plagioclase (andésine-oligoclase) subautomorphe et de quartz, en parts à peu près égales, et de biotite. Le granite de Peyrebrune est un granite calco-alcalin monzonitique à biotite, à tendance granodioritique.

B. Durand a constaté la coïncidence de la direction des filons granitiques avec la direction de l'« anticlinal » de Montredon-Labessonnié—Mont-Roc. Pour cet auteur, « la mise en place de ces granites a été favorisée par la disposition " anticlinale " des terrains encaissants ; de plus ces filons, qui correspondent à des faciès de bordure, sont en relation probable avec un batholite profond ».

Jusqu'au Tarn, dans une bande large de 10 km, de direction N20°E (allant de la vallée du Lézert à l'axe antiforme de Montredon-Labessonnié) ont été observés de nombreux pointements de microgranites et de microgranites leucocrates. Au Nord du Tarn, les mêmes filons se retrouvent dans une bande analogue, mais ici « décalée » d'une dizaine de kilomètres plus à l'Ouest. Certains de ces filons sont incontestablement plissés par la phase tardive D5, de direction N-S. Les biotites d'un de ces filons ont fourni par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  un âge de 295 Ma, considéré comme minimal pour la mise en place du filon (Costa, 1990). Cette datation permet de caler l'âge le plus ancien possible de la déformation D5 (Stéphanien).

Ces filons de granites et de microgranites qui affleurent selon une bande orientée N20°E dans la partie occidentale de l'antiforme D5 de Montredon-Labessonnié sont vraisemblablement, comme le pensait B. Durand, en relation avec un granite caché sous-jacent de même direction.

Cette bande « granitique » qui occupe le flanc occidental de l'antiforme D5 se situe dans une zone faillée N20°E, celle-ci ayant pu favoriser la montée du magma granitique. Cette bande N20°E correspond à une zone à fort gradient gravimétrique (cf. plus loin fig. 5 et 6).

ρ. **Filons rhyolitiques.** Ceux-ci sont peu représentés sur la feuille.

Q. **Filons de quartz «BTH» plus ou moins minéralisés.** Minéralisations tardi-varisques (cf. «Gîtes minéraux»).

Qt. **Filons à tourmaline.** Des fractures de direction N60°E ont été créées lors de la phase D4 tardi-varisque (cf. tabl. 2). Le granite tardi-varisque sous-jacent (phase D5) pourrait être générateur de l'hydrothermalisme et de la tourmalinisation de ces fractures.

### **Formations post-orogéniques varisques : Carbonifère supérieur—Permien**

Les terrains stéphano-permiens du bassin de Réalmont affleurant sur la feuille sont les terrains les plus anciens qui scellent régionalement la structuration tectono-métamorphique du socle.

#### **Stéphanien**

h<sup>5b-c</sup>. **Conglomérats, grès, pélites.** Le Stéphanien qui affleure au Nord de Réalmont, dans la vallée du Blima, est représenté par une série détritique à conglomérats pour l'essentiel, grès et pélites, apparemment sans charbon; son épaisseur est estimée à 80 m environ. La formation débute par une assise bréchique, de l'ordre du mètre, remaniant les éléments du substratum. La taille des éléments centimétriques diminue de la base vers le sommet en même temps qu'apparaît une coloration rosée.

Cette formation renferme des assises fossilifères, des fougères dont *Odontopteris minor*, espèce caractéristique du Stéphanien B-C, et une microflore (*Columinisporites hycleri*, *Pericutosporites potonieii*, *Cheileidonites* sp. et *Potonieisporites* sp.) qui caractérise plutôt la partie supérieure du Stéphanien B (Delsahut, 1981).

Ces terrains, plus récents que ceux du bassin houiller de Carmaux, existent probablement dans la vallée du Dadou où ils auraient été traversés par le sondage de Saint-Genest.

#### **Permien**

Les sédiments permien affleurent à Réalmont, essentiellement dans la vallée du Dadou. Leur épaisseur est supérieure à deux cents mètres. Ces terrains peuvent être séparés en trois ensembles.

r<sup>1a</sup>. **Conglomérats gris, roses et rouges.** À l'Escoudarié, cet ensemble débute par une brèche puissante de 3 m à ciment gréseux beige et à fragments (10 cm) non classés, de quartz et de roches cristallophyllicennes. Un banc de 2 à 3 m de grès clair fait la transition avec un ensemble de séquences détritiques conglomératiques à fragments centimétriques et à liant grésio-argileux rouge, au sommet duquel appa-

raissent des grès arkosiques ocre et de rares passées argileuses grises, parfois roses.

Dans le sondage de Saint-Genest, cette formation épaisse de 120 m, recouvre des sédiments stéphanien. Faute d'arguments paléontologiques, elle doit être considérée comme la base de la série permienne et comme débordant les aires de sédimentation du Stéphanien.

r1b. **Grès micacés et pélites grises à noires.** L'ensemble précédent est recouvert par un ensemble organisé en séquences métriques de couleur noire affleurant à Cantemerle et au Cayla. Il est constitué de grès moyens à fins, très micacés, souvent massifs, surmontés par des pélites grises à noirâtres.

Cet ensemble, qui affleure très mal, est bien individualisé dans le sondage de Saint-Genest où il atteint 60 m d'épaisseur. Les quelques exemplaires de plantes : un *Callipteris conferta*, des pinnules d'*Odontopteris* et des écailles de poisson, permettraient d'attribuer un âge autunien à cet ensemble.

r2-3. **Formation de Réalmont : pélites et grès rouges.** Ces terrains recouvrent en discordance les assises sous-jacentes dans les vallées du Blima et du Dadou. La série débute par des pélites rouges (10 à 15 m) dans lesquelles s'intercalent quelques bancs gréseux, des interlits argileux verdâtres et des bancs carbonatés de 10 à 20 cm d'épaisseur. Puis, sur 10 m, s'intercalent des bancs métriques de conglomérats et d'arkoses rouges où les éléments (quartz et roches cristallophylliennes) sont emballés dans une abondante matrice phylliteuse rouge.

Ces sédiments, à attribuer probablement au Saxonien, pourraient même correspondre à l'ensemble conglomératique de la partie terminale de la formation rouge de la Grésigne, d'âge saxono-thuringien.

## CÉNOZOÏQUE

### Paléogène\*

#### **Faciès à dominante fluvio-lacustre**

e6a-b. **Bartonien inférieur-moyen. Argiles à graviers de Saint-Jean-de-Vals, du Carmausin et de l'Albigeois.** Les argiles à graviers du Carmausin et de l'Albigeois s'étalent vers le Sud sur la feuille Réalmont et le haut de la feuille Castres. Riches en galets de quartz de toutes tailles, accompagnées parfois de débris de schistes, elles sont bien observables dans les environs de Saint-Lieux-de-Lafenasse, Masplo, la Bouriette, la Gare-de-Laboutarié, la Manentié, Montdragon. Elles constituent une série compréhensive azoïque où alternent des séries peu détritiques et des complexes sédimentaires plus graveleux et parfois même conglomératiques. Elles sont très détritiques à l'Est, en devenant,

\* voir coupe résumée (fig. 4).

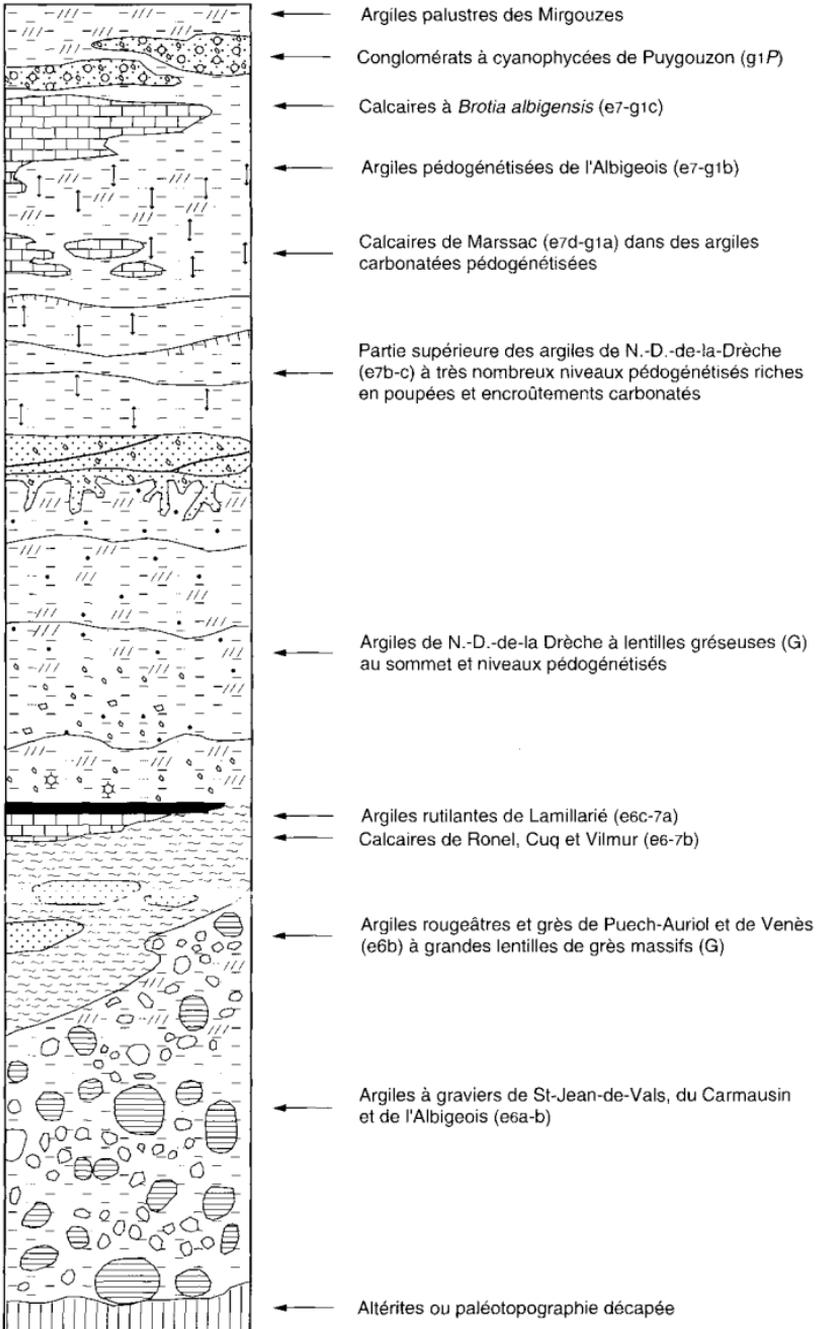


Fig. 4 - Coupe résumée des formations paléogènes

dans cette direction, de plus en plus hétérométriques et à centiles de plus en plus fort volume. Elles passent à l'Ouest à des pélites silteuses et argileuses.

Au sommet de cette formation, quelques niveaux dolomitiques pourraient correspondre à des niveaux d'encroûtements carbonatés passant, dans la région de Labruguière, Saix, Viviers-des-Montagnes, à des niveaux calcaires. Ceux-ci contiennent des gastéropodes : pour les plus anciens *Australorbis castrensis* et *Melanopsis mansania*; pour les plus récents, *Galba castrensis*, associés à des charophytes (*Harrisichara caeciliana*, *Raskyella caliciformis*, *Gyrogona caelata*).

e6b. **Bartonien moyen. Argiles rougeâtres et grès de Puech-Auriol et de Vénès.** Elles passent à leur base (sur la carte Réalmon), à l'Est, à la partie supérieure des argiles à graviers de Saint-Jean-de-Vals, et au Nord (sur la carte Albi), aux argiles à graviers inférieures du Carmausin et de l'Albigeois. D'autre part, au sommet, les argiles et grès de Puech-Auriol et de Vénès, passent aux « argiles rutilantes de Lamillarié ».

Ces argiles, souvent de couleur rougeâtre, et ces **grès massifs en grandes lentilles** (G) sont bien datés à quelques dizaines de kilomètres au Sud et au Sud-Ouest des cartes Lavar et Castres, avec les gisements célèbres de vertébrés de la région de Puech-Auriol, de la plaine de Vénès et de la Boulbène et du Lautrécois : *Adapis parisiensis*, *Hyaenodon nouleti*, *Viverravus angustidens*, *Choeropotamus lautricensis*, *Xiphodon castrense*, *Lophiodon lautricense*, *Propalaeotherium parvulum*, *Anchilophus*, *Palaeotherium* cf. *curtum*, *P. castrense*, *P. pomeli*, *Plagiolophus* cf. *minor*.

e6c-7a. **Bartonien supérieur—Priabonien inférieur. Argiles rutilantes de Lamillarié.** Ces argiles sont associées à des niveaux palustres marmorisés, parfois à des bancs de grès non calcaires couronnés d'encroûtements carbonatés plus ou moins bréchifiés. Elles se retrouvent en profondeur dans les sondages profonds du CEA de la région de Vielmur—Puylaurens, en particulier dans le sondage de la Broque, où elles passent aux calcaires lacustres du Priabonien (= Ludien) inférieur, par la multiplication de dépôts palustres. Ces formations sont azoïques.

g1P. **Rupélien inférieur. Grès et conglomérats à cyanophycées de Puygouzon.** C'est un ensemble conglomératique et gréseux à stratifications obliques et entrecroisées, disposé en grandes lentilles pluridécamétriques. Ces formations ravinent généralement les calcaires argileux et les argiles qui coiffent le sommet des calcaires à *Brotia albigensis*. Elles sont à la base des grès molassiques et argiles palustres des Mirgouzes affleurant sur la carte Albi, dites aussi de Saint-Gauzens inférieur. Ces formations azoïques contiennent de très nombreux niveaux pédogénétisés.

### **Faciès à dominante palustre et lacustre**

e6-7b. **Bartonien—Priabonien inférieur. Calcaires de Ronel, Cuq et Vielmur.** Ces calcaires, de faible épaisseur et à la présence sporadique plus au Sud (cartes Revel et Lavaur), prennent ici leur puissance maximale. Ils sont particulièrement riches en figures de sédimentation montrant leurs conditions de mise en place. Des gastéropodes peuvent y être recueillis : *Ischurostoma formosum* var. *minuta*, *Australorbis castrensis*, *Limnaea longiscata*. Ils sont recouverts et ravinés par des apports fluviatiles constitués de grès déposés dans des chenaux tapissés de revêtements stromatolitiques. Ces grès contiennent quelques ossements de vertébrés, en particulier dans la carrière de la Cape-Haute.

e7b-c. **Priabonien inférieur-moyen. Argiles de Notre-Dame-de-la-Drèche.** Elles constituent un ensemble de formations argilo-graveleuses dont la plupart se différencient nettement d'Est en Ouest et du Nord au Sud, devenant plus argileuses et moins chargées en détritiques vers l'Ouest et le Sud. Elles contiennent de nombreux niveaux d'enrichissements carbonatés, des niveaux à poupées et des horizons encroûtés alternant parfois avec de **grandes lentilles gréseuses** (G) et passant au Sud-Ouest à des formations molassiques. Elles sont azoïques.

e7d-g1a. **Priabonien supérieur—Rupélien inférieur. Calcaires de Marssac.** Les formations précédentes sont couronnées par des niveaux de calcaires, dont le plus puissant a été souvent pris comme repère stratigraphique. Ce niveau de calcaires est connu dans la littérature géologique sous le nom de « Calcaires de Marssac ». Il est rattaché à d'autres unités lithostratigraphiques équivalentes, connues plus au Sud sous les noms de « Calcaires de Saint-Paulet » (carte Revel), de « Calcaires de Damiatte » (carte Lavaur). Depuis la région très méridionale de Mas-Saintes-Puelles, et de Villeneuve-la-Comptal, ce niveau stratigraphique est très fossilifère, riche en vertébrés et en gastéropodes.

e7-g1b. **Priabonien—Rupélien inférieur. Argiles pédogénétisées de l'Albigeois.** Entre les calcaires de Marssac et ceux à *Brotia albigensis* s'intercale une formation argilo-calcaire de plus en plus puissante vers l'Est. Elle est azoïque et généralement riche en encroûtements carbonatés, en niveaux pédogénétisés divers, dont certains contiennent des momies de racines. Ces niveaux pédogénétisés font place parfois à de minces lentilles de calcaires lacustres.

e7-g1c. **Priabonien—Rupélien inférieur. Calcaires à *Brotia albigensis*.** Les calcaires à *Melania albigensis* des anciens auteurs ont fourni les fossiles suivants : *Brotia albigensis*, *Melanopsis mansiana*, *Galba albigensis*, *Planorbarius (Planorbis) cornu*, *Viviparus soricinensis*, *Clithon lautricense*, *Ischurostoma formosum*.

Ces calcaires, très épais au Sud d'Albi, étaient, jusqu'à présent, exploités à Ranteil dont le front des carrières permettait de bien étudier les conditions de dépôt de cette formation. Elle débute par un

niveau dolomitique et contient un certain nombre de lentilles sableuses de grande taille, et parfois des bancs d'argiles dépourvus de tout détritique, mais où surtout sont présents de très nombreux horizons carbonatés accompagnés de niveaux à traces de racines. Celles-ci, parfois de grande taille, sont momifiées par des manchons carbonatés leur donnant un aspect très spectaculaire.

## Néogène—Quaternaire

### *Formations résiduelles polygéniques, épandages*

Il s'agit des formations et formes résiduelles dégagées dans les altérites et au détriment des paléoforces anté-bartoniennes du socle.  
Âge : Pliocène supérieur à actuel.

Re-Fs1. **Débris schisteux et quartzeux**, de genèse ancienne ou récente, associés à des argiles à graviers remaniées d'âge indéterminé.

Fs1-Fy. **Débris schisteux et quartzeux**, de genèse ancienne ou récente, entremêlés et constituant un sol squelettique recouvrant les croupes et les échines filoniennes qu'a généré le dégagement des paléo-altérites anté-bartoniennes.

### *Glacis d'érosion et d'accumulation — Formations alluviales*

#### **Pliocène supérieur terminal—Pléistocène inférieur**

Fs-t; Fu. **Glacis d'accumulation et matériaux résiduels des paléovallées les plus anciennes**. Sur les feuilles Albi, Lavaur et Gaillac, les matériaux altérés, décalcifiés, issus des conglomérats et des grès molassiques tertiaires locaux, se mêlent à des apports allochtones constitués de sables argileux et de matériaux graveleux parfois très grossiers, qui nappent certaines parties hautes des topographies. Sur la carte Réalmont, comme sur les cartes voisines, les buttes-témoins rupéliennes en sont recouvertes, tout comme le revers de la cuesta de Saint-Félix sur la carte plus lointaine Revel. Tous ces dépôts sommitaux, lithologiquement caractéristiques, permettent de reconstituer avec précision les topographies antérieures à la mise en place des vallées encaissées qui marquent, dans cette région, les phases d'érosion intense qui se manifestent dans la suite du Quaternaire. Les analyses sur l'hétérométrie et les centiles de ces dépôts argilo-graveleux montrent que ces derniers étaient organisés au sein de chenaux en tresses dont les divagations ont généré d'abord de vastes glacis d'accumulation recouvrant l'ensemble du Castrais et de l'Albigeois.

Du fait de deux phases d'encaissement, dues sans doute autant à des causes tectoniques qu'à des causes liées à la variation du niveau de base, les lambeaux de glacis pliocènes sont sur deux niveaux emboîtés au sommet des buttes-témoins rupéliennes. Sur la carte

Réalmont, ces nappes de galets et de matériaux argilo-graveleux prolongent deux paliers superposés.

La première phase d'érosion (Fs-t) donne un remplissage général du grabben de Saint-Antonin—Lacalme—Roumégoux et ce premier jeu des divers compartiments met en place des paléodraines repérables par une série de replats qu'ils ont sculptés dans les topographies. Les glacis comme les replats sont recouverts par des sédiments composites d'épaisseurs variables, produits par toute une série de remaniements et de transports en nappes.

Ces premiers ensembles paléotopographiques sont retouchés dans une seconde phase d'encaissements et d'établissement de glacis (Fu). Ceux-ci sont constitués des mêmes matériaux que les premiers : des cailloutis subanguleux et anguleux emballés dans une matrice argilo-graveleuse plus ou moins abondante selon les lieux. Les éléments grossiers du palier inférieur ne diffèrent de ceux du palier supérieur que par des variations de centiles.

### **Pléistocène moyen à supérieur basal**

Fv ; Fv-w<sub>1</sub>. **Alluvions des terrasses moyennes les plus élevées (Tarn et Dadou).** Ces alluvions se situent généralement entre 50 et 75 m au-dessus de la basse plaine. Elles constituent de sporadiques accumulations, confinées sur les abords immédiats de ces deux cours d'eau. Très caillouteuses, ces formations contiennent presque exclusivement des quartz et quartzites patinés, parfois cariés, souvent géli-fractés.

Hors de la vallée du Tarn proprement dite, il y a deux paliers appartenant à cette formation, décalés en altitude de quelques mètres : le palier inférieur (Fv-w<sub>1</sub>) et le palier supérieur (Fv). Ce décalage risque d'avoir plus des causes locales d'ordre tectonique que générales.

Fv-w<sub>1</sub>G. **Glacis se raccordant à la partie supérieure de la basse plaine.** Par place, les paliers supérieur et inférieur du Riss n'existent pas et, dans de tels cas, des glacis, autant d'érosion que d'accumulation, partent au niveau d'un palier supérieur ou inférieur et forment un plan dans lequel les recreusements wurmiens viennent s'inscrire.

### **Pléistocène supérieur**

Ensemble de sédiments détritiques issus d'une part des érosions quaternaires des reliefs amont paléozoïques ou cristallins, et d'autre part du remaniement, au premier ou second degré, d'argiles provenant souvent de la destruction de formations tertiaires plus anciennes. La base de ces alluvions est généralement plus sableuse et plus caillouteuse que leur sommet, recouvert par les limons d'inondations.

FwC. **Glacis de Cunac : gravelles et cailloux quartzeux.** Dans la vallée du Tarn proprement dite, un grand glacis d'érosion et d'accu-

mulation porte les formations graveleuses à caillouteuses quartzes de Cunac. Ce glaciaire, au débouché du Saut-du-Tarn, serait la partie la plus récente du Pléistocène supérieur terminal.

**Fw2. Formations alluviales supérieures à gros galets patinés.** Elles sont constituées de galets de quartz et de schistes, de taille décimétrique, emballés dans une matrice sablo-argileuse. Elles n'affleurent qu'au Sud de Réalmont. Leur absence le long du Tarn pose, pour cette vallée, un problème d'ordre néotectonique justifiant, à cette époque, une telle absence d'une érosion de même type qu'au Sud.

**Fw3. Formations alluviales moyennes.** Ces formations à mélange hétérogène de galets proviennent de remaniements de niveaux supérieurs et des érosions contemporaines à leur dépôt. Uniquement localisées aux alentours de Lafenasse, dans une position se raccordant mal à d'autres niveaux pénécotemporains, ces alluvions reposent le problème de néotectonique évoqué ci-dessus.

**Fw4. Formations alluviales inférieures.** Elles sont composées de mélanges hétérogènes de galets patinés, de galets sans patine souvent subarrondis, de graviers et de sables. Ces matériaux sont distribués d'une manière non aléatoire, image d'anciens méandres et de réseaux en tresses.

## **Holocène**

**Fy. Alluvions de la basse plaine,** sablo-argileuses, à grandes lentilles caillouteuses, dans lesquelles s'insèrent les cours actuels du Tarn et du Dadou.

### ***Formations colluviales***

**RCFy. Holocène. Colluvions des talwegs et des fonds des vallées secondaires.** Tous les fonds de talwegs, tous les bas de pentes sont encombrés de sédiments argilo-sableux, parfois très limoneux, provenant du remaniement de sols entraînés tant par le ruissellement des eaux que par le jeu de la gravité. Ils contiennent selon les lieux des éléments grossiers en proportion variable.

### ***Dépôts anthropiques***

**X. Remblais.** Ceux-ci correspondent pour l'essentiel aux matériaux stériles provenant des carrières d'exploitation de fluorine du Moulinat et de Mont-Roc.

**Tableau I. — Déformations souples dans les monts de Lacaune, l'Albigeois cristallin et le Rouergue (Guérangé-Lozes, 1987, modifié 1992)**

|  | Nappe de Saint-Sernin-sur-Rance   | Nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès  | Monts de Lacaune  |
|--|---|---|---|
| <b>DÉFORMATIONS SOUPLES TARDIVES<br/>REPLISSANT LES NAPPES ET<br/>LES ÉCAILLES DES MONTS DE LACAUNE</b>  | D5 <ul style="list-style-type: none"> <li>2) — <b>plis synschisteux droits</b>, millimétriques à plurimétriques, de direction axiale N-S à N160°E</li> <li>— schistosité de fracture (non différencié de sD5)</li> <li>1) — <b>plis synschisteux droits</b>, à toutes les échelles, de direction axiale N20°E (antiforme de Montredon-Labessonnié), contemporains de la mise en place probable d'un granite subaffleurant</li> <li>— schistosité de fracture sD5</li> </ul>   |   | D5 <ul style="list-style-type: none"> <li>• grandes vous-sures, grosso modo N-S, des écailles (antiforme de Lacaune—Viane)</li> </ul>   |
|  | D4 <ul style="list-style-type: none"> <li>— mégaplis aschisteux NE-SW</li> </ul>  |   | D4 <ul style="list-style-type: none"> <li>• grandes vous-sures de très grande amplitude, de direction N50°E (déformant l'enveloppe du granite du Mendic dans les monts de l'Est de Lacaune)</li> <li>• mégaplis synschisteux NE-SW contemporains de la mise en place du granite du Sidobre dans les monts de l'Ouest de Lacaune</li> <li>— schistosité de strain slip sD4.</li> </ul>   |
| <b>DÉFORMATIONS SOUPLES PRÉCOCES ET CISAILLEMENTS ASSOCIÉS<br/>CARACTÉRISTIQUES DE CHAQUE UNITÉ STRUCTURALE<br/>(NAPPES ET MONTS DE LACAUNE)</b> | <b>Sectionnement de tout le Sud-Ouest du Massif central, à intervalles réguliers (20 à 30 km) par de grands accidents crustaux E-W à N120°E (rejeu ou création d'accidents de cette direction ?)</b>  |   |   |
|  | D3 <ul style="list-style-type: none"> <li><b>Couloir de Rodez (?)</b></li> <li>AU NORD DE LÉDERGUES:                             <ul style="list-style-type: none"> <li>— plissement synschisteux</li> <li>• schistosité de crénulation sD3</li> <li>— plis cartographiques ouverts, de direction NW-SE</li> <li>— <b>large zone faillée</b> allant de Broquiès à Lédergues dans laquelle se situe le <b>cisaillement dextre WNW-ESE</b> (lié à la mise en place du granite du Pinet)</li> </ul> </li> <li>RÉGION DE SAINT-SERNIN-SUR-RANCE:                             <ul style="list-style-type: none"> <li>— plissement synschisteux</li> <li>• schistosité de fracture sD3</li> <li>• plis en chevrons (m à dam) de direction NW-SE, déversés vers le SW</li> </ul> </li> </ul> | D3 <ul style="list-style-type: none"> <li>— ondulations NW-SE</li> <li>— cisaillement dextre (type Laval-Roquezezière)</li> </ul>   | — <b>large zone faillée</b> allant de Graissessac au Sud de Montroc et constituant la bordure nord de la zone axiale de la Montagne noire du col de la Bassine à Murat-sur-Vèbre.<br>— <b>jeu initial (?) de la grande faille</b> allant de Mazamet à la Bastide qui sectionne la zone axiale à 25 km au Sud de la faille Graissessac—col de la Bassine.  |
|  | D2 <ul style="list-style-type: none"> <li>— <b>cisaillement tangentiel</b> (surface de chevauchement basale et nombreux cisaillements internes connexes)</li> <li>et</li> <li>— <b>plissement synschisteux complexe associé:</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>• schistosité de strain slip synmétamorphique sD2 faiblement pentée N</li> <li>• plis à <b>axes courbes</b> de direction NW-SE prépondérante</li> </ul> </li> </ul>   | D2 <ul style="list-style-type: none"> <li>— <b>cisaillement tangentiel basal</b> de la nappe (jeu essentiellement chevauchant), et</li> <li>— <b>plissement synschisteux complexe associé:</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>• schistosité de strain slip synmétamorphique sD2 faiblement pentée N</li> <li>• plis à <b>axes courbes</b> de direction N-S prépondérante</li> <li>• <i>plis d'amplitude au maximum hectométrique</i></li> </ul> </li> </ul> | D2 <ul style="list-style-type: none"> <li>— <b>cisaillement</b> (jeu senestre inverse dans l'écaille de Brusque devenant tangentiel à Murasson) et</li> <li>— <b>plissement synschisteux associé:</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>• schistosité de flux synmétamorphique sD2 à pendage N (sporadique dans l'écaille de Mélagues, se généralisant au NW)</li> <li>• <i>plis d'amplitude au maximum hectométrique</i></li> </ul> </li> </ul> |
| D1 <ul style="list-style-type: none"> <li>— <b>schistosité de flux synmétamorphique sD1</b> (en relique)</li> </ul>                              | D1 <ul style="list-style-type: none"> <li>— <b>mégaplis synschisteux</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>• schistosité de flux synmétamorphique sD1</li> <li>• plis isoclinaux de direction axiale NE-SW à E-W déversés vers le SE</li> <li>• <i>aucun pli d'ordre inférieur n'a été observé.</i></li> </ul> </li> </ul>   | D1 <ul style="list-style-type: none"> <li>— <b>mégaplis aschisteux</b> généralisés à toutes les écailles, de direction NE-SW, déversés vers le SE</li> <li>• <i>aucun pli d'ordre inférieur n'a été observé.</i></li> </ul>   |   |

## TECTONIQUE, MÉTAMORPHISME RÉGIONAL ET ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE HERCYNienne

Les caractères généraux et les relations respectives des déformations précoces et des déformations tardives, plicatives et cassantes, sont résumés dans les tableaux 1 et 2. Ils permettent de distinguer pour les monts de Lacaune, l'Albigeois et le Rouergue, deux grands événements tectono-métamorphiques distincts :

- une structuration tectono-métamorphique majeure, se caractérisant par un plissement polyphasé et une tectonique tangentielle accompagnant la mise en place de grandes nappes ;
- un événement tectonique composite tardif, se caractérisant par des déformations souples de grande amplitude, associées à des déformations cassantes. Il accompagne l'intrusion de granitoïdes.

La structuration majeure tangentielle présente un gradient de déformation croissant du Sud vers le Nord, unité structurale par unité structurale et phase par phase. Le tableau 1 met en évidence cette évolution.

### *DÉFORMATIONS SOUPLES PRÉCOCES ET CISAILLEMENTS ASSOCIÉS*

#### **Domaine des monts de l'Ouest de Lacaune**

La structure des terrains cambro-siluriens des monts de Lacaune apparaît comme le produit de deux déformations successives (tabl. 1) :

- une phase de plissement aschisteux D1 donnant les grands plis cartographiques NE-SW, déversés vers le Sud-Est ;
- une tectonique d'écaillage se superposant à la déformation précédente et caractérisée d'une part par les cisaillements proprement dits, et d'autre part par un plissement associé avec développement d'une schistosité de flux sD2.

Le gradient de déformation croît d'Est en Ouest. À l'approche de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, on note un aplatissement des structures D1 et D2 qui finissent par s'accorder et se coucher vers le SSE (pendage moyen 10 à 15° NNW).

Sur la feuille, **dans la région de Castagnès—Saclas**, on ne distingue plus que la déformation la plus intense, attribuée à la tectonique d'écaillage D2, produisant de nombreux cisaillements mais surtout un plissement isoclinal, couché, synmétamorphique. La schistosité sD2 (strain-slip à flux) est très faiblement pentée, 10 à 20° SW ou SE suivant sa position dans les flancs des mégastructures postérieures qui la déforment. Généralement, à l'affleurement, la schistosité sD2 est parallèle à la stratification. Exceptionnellement, on observe de rares petits plis dont elle est plan axial. Dans cette région, l'aplatissement général de toutes les structures précoces auxquelles se superpo-

sent des déformations tardives bien développées, masque l'identification des plis D1 en tant que tels.

**Dans les micaschistes et schistes enveloppant l'orthogneiss de Montredon-Labessonnié**, la déformation la plus ancienne que l'on observe à l'affleurement se caractérise par une schistosité généralisée à tous les terrains, qui se présente comme un clivage de strain-slip généralement parallèle à la stratification.

La première enveloppe de l'orthogneiss de Montredon-Labessonnié (200 à 300 m) est constituée par des terrains métamorphiques qui ont été décrits par les auteurs précédents sous la désignation de micaschistes résultant soit d'un métamorphisme régional (Guérangé, 1970), soit d'un métamorphisme de contact thermique syncinématique (Baras, 1979).

L'étude des relations entre la cristallisation et la déformation montre l'existence de deux paragenèses successives :

— la première, à quartz-albite-muscovite, apparaît synchronique de la déformation D2 : les phyllites, soit se disposent dans la schistosité de strain-slip sD2, soit dessinent des microplis polygonaux (trace de sD1 ?) entre les joints de schistosité de strain-slip sD2 ;

— la seconde, à biotite néoformée, est postérieure à la déformation D2. Les biotites cristallisent principalement dans les lits micacés (= microstratification) mais sont disposées dans ceux-ci sans aucune orientation particulière. Rappelons que ces biotites ont fourni un âge de  $303,2 \pm 3,2$  Ma (Costa, 1990).

La première paragenèse est attribuable au métamorphisme régional, la seconde correspond à un métamorphisme thermique postérieur à la mise en place de l'orthogneiss et à sa structuration, et probablement lié à l'existence d'un granite tardi-tectonique sous-jacent. Ce granite pourrait être générateur de l'hydrothermalisme (tourmalinisation) et de la minéralisation associée (tungstène et fluorine principalement).

Les schistes du Cambrien inférieur k<sub>2b</sub> présentent la paragenèse à quartz-albite-muscovite, synchronique de la déformation synschisteuse D2. D'après E. Baras, la biotite serait présente dans les calcaires dolomitiques et les schistes noirs (feuille à 1/50 000 Castres).

La complexité structurale due aux déformations tardives, ici très importantes, n'a pas permis de mettre en évidence des traces de la déformation antérieure au strain-slip sD2, dont seule la disposition en « plis polygonaux » des phyllites suggère l'existence. Cette phase D1 serait ici génératrice de schistosité alors qu'elle ne l'est pas à l'Est de Lacaune.

**L'orthogneiss de Montredon-Labessonnié** est affecté par la même phase de déformation synschisteuse et synmétamorphique D2. Elle se traduit par le développement d'une foliation cataclastique. La linéation d'étirement acquise par la roche, de direction N40°E, subhorizontale, est difficilement interprétable par la seule déformation D2. Cette linéation a pu être engendrée par la déformation D1 qui se traduit régionalement par un plissement de direction ENE-WSW. L'orientation actuelle N40°E de cette linéation pourrait résulter de l'interférence

de la déformation tangentielle D1-D2 avec les déformations tardives régionales.

### **Nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès**

La nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès est l'unité la plus méridionale des nappes de l'Albigeois s.s. (annexe et schéma structural). Elle repose en contact anormal sur les unités des monts de Lacaune qu'elle prend en biseau. La surface de cisaillement basale est très faiblement pentée vers le Nord (10 à 20°) à l'échelle cartographique. Le cisaillement ne se fait pas selon un niveau lithologique privilégié puisque diverses formations de la nappe peuvent reposer sur le substratum (monts de Lacaune), lui-même affecté de troncatures sommitales.

La structuration interne montre la superposition de deux phases de déformation précoces, toutes deux génératrices de schistosités peu pentées et synmétamorphiques.

#### **Déformation D1**

À l'échelle de l'affleurement, la phase de déformation D1 est caractérisée par une schistosité de flux sD1 généralement parallèle à la stratification et généralisée à la nappe. La schistosité est soulignée par l'orientation des phyllites néoformées (muscovite et parfois chlorite). Elle apparaît comme plan axial de rares microplis de la stratification.

À l'affleurement, il est très difficile de dissocier la schistosité sD1 de la schistosité sD2, en dehors des charnières de plis D2 où l'on peut parfois observer l'enroulement de la linéation L1 (intersection S0/sD1). Aucune direction axiale significative de la déformation D1 n'a pu être mesurée sur le terrain.

La cartographie géologique régionale a permis cependant de mettre en évidence l'existence de mégastructures d'ordre kilométrique, couchées vers le Sud, auxquelles on peut associer la schistosité (sD1). Ce sont : le mégasyncinal du Dadou (structure cartographique majeure), le méga-anticlinal de la Trivale et le synclinal du Bousquet, plus au Sud. L'axe cartographique déplié de ces structures est orienté N60 à 80°E avec un faible plongement vers l'Ouest.

#### **Déformation D2**

Elle se traduit dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès par une tectonique d'écaillage (D2) très intense qui se superpose à la déformation D1. Les grands plis cartographiques D1 sont sectionnés sous un angle faible par le cisaillement majeur constituant la base de la nappe.

La phase de déformation D2 est caractérisée par un cisaillement

associé à un plissement, avec développement d'une schistosité de strain-slip (sD2).

• **Cisaillements.** À l'échelle cartographique, la surface de cisaillement de la base de la nappe apparaît faiblement pentée vers le Nord (10 à 20°) et plissée par les phases tardives D4 et D5.

L'ensemble des formations est affecté par des cisaillements internes satellites légèrement sécants à sD1-2, toujours faiblement pentés vers le Nord. Leur écartement est en moyenne décamétrique. Des boudins de quartz décimétriques et des schistes broyés soulignent certains d'entre eux.

• **Déformations souples.** Les déformations souples rapportées à la phase D2 se manifestent par des plis d'amplitude au maximum hectométrique, admettant comme plan axial une schistosité de strain-slip généralisée (sD2) recoupant sD1 sous un angle très faible et difficile à dissocier de celle-ci en dehors des zones de charnière des plis (D2) : d'où la dénomination sD1-2 pour désigner la schistosité composite régionale, visible à l'affleurement.

Localement, dans le flanc normal du mégasynglinal du Dadou, dans la série schisto-gréseuse verte, on ne distingue qu'une schistosité de strain-slip serrée, plan axial des plis D2. L'existence d'une première schistosité est ici discutable. On peut penser que la schistosité sD1, quasiment généralisée à l'échelle de la nappe et se développant principalement dans le cœur de la synforme du Dadou (charnière de mégapli), peut toutefois s'amortir localement dans les flancs des grandes structures, les charnières des plis constituant des zones à taux de déformation plus intense. Par ailleurs, dans ces flancs, quand elle existe, la schistosité sD1 est rigoureusement parallèle à la stratification S0 (plissement isoclinal) et, de ce fait, déjà très difficile à déceler.

La géométrie des plis D2 est complexe, leurs axes sont fréquemment courbes et leur orientation axiale naturellement tout à fait variable (N90°E à N-S). Pour l'ensemble de la nappe, les charnières décamétriques observées ont cependant une direction préférentielle N-S. Dans les zones très cisillées, les charnières de plis peuvent être isolées dans des panneaux délimités par des surfaces de cisaillement faiblement obliques à sD2.

Les surfaces de schistosité sD2 portent une linéation d'étirement L2, visible principalement dans les matériaux les plus compétents. Cependant, ces linéations ne semblent pas généralisées à l'ensemble de la nappe mais se marquent principalement dans les tufs rhyolitiques et les grès quartzitiques du flanc inverse du mégasynglinal du Dadou, c'est-à-dire très près et au-dessous de la base de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance. La direction d'étirement est globalement N-S (N170°E à N10°E).

### **Problème de la déformation D3**

Sur le terrain, on observe, dans les grands couloirs de fracturation

N100° à 120°E, des plis tardifs (kind band et plis en chevrons) de direction axiale N100° à 120°E, subhorizontaux, qui replissent les surfaces sD1-2. Nous n'avons pu, sur cette feuille, établir leurs relations avec les phases plus tardives. Cependant, on peut penser que les grands accidents de cette direction qui tronçonnent à maille régulière (20 à 30 km) le Sud-Ouest Massif central (tabl. 1 et schéma structural) sont de même âge que le décrochevauchement dextre lié à la mise en place du granite du Pinet (Rouergue, feuille Réquista) et rapporté à la phase de déformation D3, particulièrement bien exprimée dans cette région et également génératrice de plis en chevrons.

### **Métamorphisme**

Le métamorphisme de basse température ne dépasse pas le faciès « schistes verts ». Les schistes présentent l'association caractéristique : quartz-albite-muscovite-chlorite. Dans cette nappe, la biotite n'a jamais été observée.

La recristallisation métamorphique a commencé pendant la déformation D1 où elle se manifeste par une néogenèse de phyllites se développant dans les plans de schistosité sD1. Le métamorphisme se poursuit pendant la phase de déformation D2, la muscovite recristallisant également dans le strain-slip sD2 (coalescence des phyllites dans les joints de clivage sD2 et cristallisation en arcs polygonaux).

Sous le contact de la base de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, les muscovites ont fourni par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  un âge à  $333,4 \pm 3,9$  Ma (Costa, 1990).

### **Nappe de Saint-Sernin-sur-Rance**

La nappe de Saint-Sernin-sur-Rance est une nappe majeure de l'Albigeois cristallin. Elle repose indifféremment sur les diverses formations de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès et, en particulier, sur n'importe quel terme lithologique du Cambrien moyen à supérieur du flanc inverse du mégasyndinal du Dadou, voire même sur les schistes ordoviciens du cœur de cette unité. La surface de cisaillement basale est très faiblement pentée vers le Nord (15 à 20°), à l'échelle cartographique.

La structuration interne est ici le produit de trois phases de déformation précoces, toutes trois génératrices de schistosités peu pentées vers le Nord, les deux premières, synmétamorphiques, étant corrélables avec les déformations précoces D1 et D2 de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès.

### **Déformation D1**

Comme dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, la phase de déformation D1 est caractérisée à l'affleurement uniquement par l'exis-

tence d'une schistosité de flux sD1. C'est dans la Formation de Saint-Sernin-sur-Rance ( $k_1$ ) que cette schistosité apparaît clairement, en relique dans les bancs de grès, sous forme d'une schistosité de dissolution du quartz. Dans la Formation de Larroque, la schistosité sD1 apparaît aussi nettement ; son intersection avec la schistosité sD2 donne à ces matériaux leur aspect œillé.

Aucun pli associé à cette déformation n'a été reconnu, quelle que soit l'échelle d'observation. D'une manière générale, la schistosité sD1 est transposée par les schistosités sD2 et sD3, sauf localement dans les matériaux ci-dessus.

### **Déformation D2**

Les caractéristiques de la déformation D2 dans cette unité structurale sont identiques à celles de la phase correspondante de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès : cisaillement tangentiel pénétratif associé à un plissement synschisteux d'amplitude au maximum hectométrique. Mais ici, la déformation globale apparaît plus intense, l'espacement des cisaillements internes étant plurimétrique.

Dans la série schisto-gréseuse grise ( $k_1$ ), située au-dessus de la surface de chevauchement basale de la nappe, on peut observer de nombreux plis isoclinaux D2 d'amplitude variable, dont les flancs sont sectionnés par les cisaillements secondaires internes, les charnières apparaissant alors comme des « méga-rods ». Ce phénomène s'observe à tous les ordres de grandeur, depuis la lame mince jusqu'à la structure pluridécamétrique. Le plissement à axe courbe est la règle générale ; on note cependant trois directions axiales principales allant de N90° à N130°E.

### **Déformation D3**

La phase de déformation D3, à l'affleurement, semble spécifique de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance. Cette déformation est bien exprimée dans la Formation de Saint-Sernin-sur-Rance.

Sur la feuille Réalmont, elle est présente mais moins intense que sur les feuilles septentrionales Carmaux et Naucelle, où elle devient importante et se manifeste d'une part par des plis d'amplitude variable pouvant atteindre un ordre cartographique, et d'autre part par des décrochevements dextres de direction N100 à 120°E, contemporains de la mise en place du granite du Pinet.

### **Métamorphisme**

Dans la Formation de Saint-Sernin-sur-Rance, les grès feldspathiques et les schistes présentent des assemblages minéralogiques homogènes comprenant : quartz, albite, chlorite et muscovite. Ces assemblages caractérisent le faible ou le très faible degré du métamorphisme. Les phyllites sont allongées généralement dans les plans de schistosité

sD2. Cependant, la recristallisation métamorphique a coïncidé également avec la déformation D1, comme en témoignent les phyllites orientées dans sD1, lorsque cette schistosité est encore discernable (en relique dans les bancs gréseux). Les conditions de métamorphisme sont restées constantes durant les déformations D1-D2, liées à la mise en place des nappes, traduisant ainsi un continuum tectono-métamorphique.

### **Datation de la structuration tectono-métamorphique tangentielle**

Un âge  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (au moyen d'une sonde laser) de  $380 \pm 10$  Ma a été obtenu pour des muscovites synchrones de la déformation D2 dans la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance (Maluski, *in* Guérangé-Lozes, 1987). Rappelons qu'un âge  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $346 \pm 7$  Ma a également été obtenu sur des micas du granite syntectonique du Pinet (syn [D2]-D3), synchrone des décrochevements dextres WNW-ESE (Maluski et Monié, 1988). Ces âges sont en accord avec ceux de la structuration intra-dévonienne des zones plus internes de l'orogène varisque.

Signalons que S. Costa (1990) a obtenu, par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , des âges bien différents pour la datation du métamorphisme, notamment sur l'échantillon déjà traité par H. Maluski :  $343,6 \pm 3,5$  et  $337,7 \pm 3,4$  Ma.

### **Complexe leptyno-amphibolique de Réalmont**

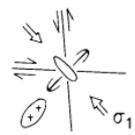
Les matériaux de ce complexe sont affectés par une foliation (sD2) très pénétrative, de direction N10 à 20°E et à faible pendage vers l'Ouest (20°). Cette foliation, qui recoupe une schistosité antérieure (sD1) sous un angle de 30°, peut jouer en cisaillement.

L'analyse microscopique confirme l'existence de ces deux schistosités, la schistosité principale (sD2) étant cataclastique. Dans la série gneissique, le quartz recristallisé en lanières et de grandes lamelles de muscovite et de chlorite matérialisent la foliation sD2. Il semblerait ici que la cristallisation du grenat, des feldspaths et de la biotite soit antérieure au développement de la foliation sD2, et plutôt liée à la première schistosité sD1.

Les affleurements de ce complexe étant ponctuels et peu représentatifs, aucune étude significative du métamorphisme n'a pu être réalisée.

### *DÉFORMATIONS TARDIVES*

Les événements tectoniques tardifs, communs à toutes les nappes et associés à la mise en place de magma granitique, se caractérisent

|   |   |   |   |  |
|---|---|---|---|--|
| <p style="text-align: center;"><b>PLISSEMENT D4</b></p> <p style="text-align: center;">Fini Westphalien-Stéphanien A</p>  | <p style="text-align: center;">Ces deux phases de déformation correspondent à deux épisodes distincts de l'évolution d'un même champ de contraintes (continuum orogénique) dont la direction de compression varie de NNW-SSE à E-W.</p> | <p style="text-align: center;"><b>PLISSEMENTS D5</b></p> <p style="text-align: center;">Stéphanien B et C</p>   | <p style="text-align: center;">Fini Autunien</p>  |  |
|  <ul style="list-style-type: none"> <li>- Amples plis kilométriques NE-SW dans l'Albigeois.</li> <li>- Plis kilométriques synschisteux (sD4 strain slip) NE-SW au SE du Sidobre, à Lacaune plis métriques synschisteux</li> <li>- Plis N 70° à 80° E dans la zone axiale de la Montagne noire.</li> <li>- Edification du dôme orthogneissique de Montredon-Labessonnié.</li> <li>- Mise en place du granite du Sidobre.</li> </ul> |   |  <ul style="list-style-type: none"> <li>- Plis synschisteux N-S à N 160° E d'amplitude millimétrique à décimétrique.</li> <li>- Plis synschisteux droits N20°E à toutes échelles (antiformes de Montredon-Labessonnié et de Viane), schistosité de fracture sD5</li> <li>- Mise en place d'un granite caché.</li> </ul>  | <p>Compression N-S décrite dans l'Albigeois (J.-L. Blès <i>et al.</i>, 1981) le bassin de Saint-Affrique (G. Santouil, 1980)</p>  | <ul style="list-style-type: none"> <li>- Ouverture en extension des fractures N-S à N 20° E : filons minéralisés en barytine (Alban).</li> <li>- Rejeu décrochant dextre des fractures N 140° E à N 160° E</li> </ul>  |
| <ul style="list-style-type: none"> <li>- Fractures N 170° E (à N-S) : jeu décrochant senestre.</li> <li>- Fractures N 100 à 120° E.</li> <li>- Fracture E-W : jeu ou rejeu décrochant dextre ("faille de Lacaune")</li> </ul>   |   | <ul style="list-style-type: none"> <li>- Plissement des filons de microgranites.</li> <li>- Plissement des petits filons de fluorine et ondulation du filon principal de Saint-Jean-de-Jeannes.</li> <li>- Rejeu décrochant senestre des fractures N 140° E.</li> <li>- Ouverture des fractures E-W :             <ul style="list-style-type: none"> <li>- ouverture lente et progressive des fractures E-W avec épisodes successifs de mise en place ....</li> </ul> </li> <li>- tourmalinisation des fractures de Montredon-Labessonnié de direction N60°E</li> </ul> | <p>formation en extension du bassin stéphanien de Carmaux (Stéphanien A et B).<br/>jeu associé aux fractures de tension NW-SE</p> <p>fractures de tension N60°E</p> <p>ouverture de failles NW-SE (à WNW-ESE) existantes (décrochevauchement D3?) : BTH de Viane et Laval-Roquecézière (feuille Saint-Sernin-sur-Rance)</p> | <ul style="list-style-type: none"> <li>- ouverture du bassin de Graissessac (Stéphanien B) -graben</li> <li>- de fluorine { fluorine bleue (filon principal) et fluorine violette tardive.</li> <li>- de silice { trois épisodes, le premier se traduisant par la formation d'une brèche tectonique "BTH"</li> </ul> |

**Tabl. 2 - Essai de corrélation entre les phases tardives de plissement D4 et D5 et les déformations cassantes associées, dans le versant nord de la Montagne noire (monts de Lacaune, Albigeois, Rouergue méridional) (Guérandé-Lozes, 1987)**

par des couloirs régionaux de déformation soulignés par des plis à grand rayon de courbure et une intense tectonique cassante.

Les caractères généraux des déformations tardives plicatives et cassantes associées, ainsi que leur relations mutuelles, sont résumés dans le tableau 2.

Deux phases de déformation plicatives sont distinguées, D4 et D5.

## Déformations souples

### Déformation D4

Cette déformation se caractérise par d'amples plis cartographiques (kilométriques) de direction axiale NE-SW, dont les axes plongent faiblement vers le Nord-Est.

Cette structuration est nette dans la **nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès**, où elle est bien marquée cartographiquement par les quartzites de la Formation du Moulin—Mont-Roc. À l'affleurement, les plis métriques attribuables à cette déformation sont peu nombreux ; quand ils existent, ce sont des plis semblables dont certains admettent comme plan axial une schistosité de fracture sD4 localisée dans les charnières.

Dans **les monts de l'Ouest de Lacaune**, à l'échelle de l'affleurement, les plis correspondant à cette déformation sont particulièrement développés dans la région de Montredon-Labessonnié, dans les micaschistes et les schistes enveloppant l'orthogneiss.

Dans les schistes, les plis D4 sont semblables, d'amplitude millimétrique à métrique. Ils admettent comme plan axial une schistosité de fracture sD4 subverticale. Ces plis ont une direction axiale N40°E avec un plongement voisin de l'horizontale.

Dans l'orthogneiss, la déformation D4 se traduit par le ploiement en dôme de la foliation sD2. Aucun pli de faible amplitude attribuable à cette déformation n'y a été reconnu.

Cette déformation est contemporaine de la mise en place du granite du Sidobre : le plissement D4 et la mise en place du Sidobre seraient induits par une compression NW-SE.

La déformation D4 présente un gradient décroissant du Sud-Est vers le Nord-Ouest, souligné par :

- au Sud-Est du Sidobre, un plissement d'ordre cartographique auquel est associée une schistosité de strain-slip ou de crénulation (Béziat, 1973) ;
- entre le Sidobre et Montredon-Labessonnié, une large voissuration accompagnée de plis secondaires à l'échelle de l'affleurement. Cette voissuration se poursuit au Nord-Est où elle affecte les nappes de Saint-Salvi-de-Carcavès et de Saint-Sernin-sur-Rance ; toutefois, dans ces deux domaines, les plis secondaires deviennent exceptionnels ;



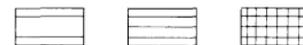
**Fig. 5**  
**Schéma structural**  
**gravimétrique**  
 (Corpel *et al.*, 1987)

Structures gravimétriques lourdes



Densité décroissante  
 ou profondeur croissante  
 ou épaisseur décroissante

Structures gravimétriques légères



Densité décroissante  
 ou profondeur décroissante  
 ou épaisseur croissante

--- Discontinuité gravimétrique

— au Nord d'une ligne passant grosso-modo par les villes Réalmont et Alban, il n'existe plus aucune trace reconnue de la déformation D4.

### **Déformation D5**

Cette déformation, qui se distingue cartographiquement de la déformation D4 sans aucune ambiguïté, apparaît composite.

• **Un premier événement**, prépondérant, est caractérisé par un plissement d'ordre régional de direction NNE-SSW.

À l'affleurement, la déformation D5 se traduit par des plis en chevrons, d'amplitude centimétrique à hectométrique, droits ou déjetés (généralement vers l'Est). À ces plis, d'axe N-S à N20°E plongeant légèrement vers le Nord, est associée une schistosité de fracture subverticale, plus ou moins serrée et disposée en « couloirs » subméridiens. Ces plis gardent les mêmes caractères d'ensemble dans l'Albigeois. Cependant, leur morphologie diffère selon la compétence de la formation affectée. Les schistes sont généralement plus intensément plissés que les formations schisto-gréseuses, et la schistosité associée aux plis est alors plus serrée, prenant l'allure d'un strain-slip.

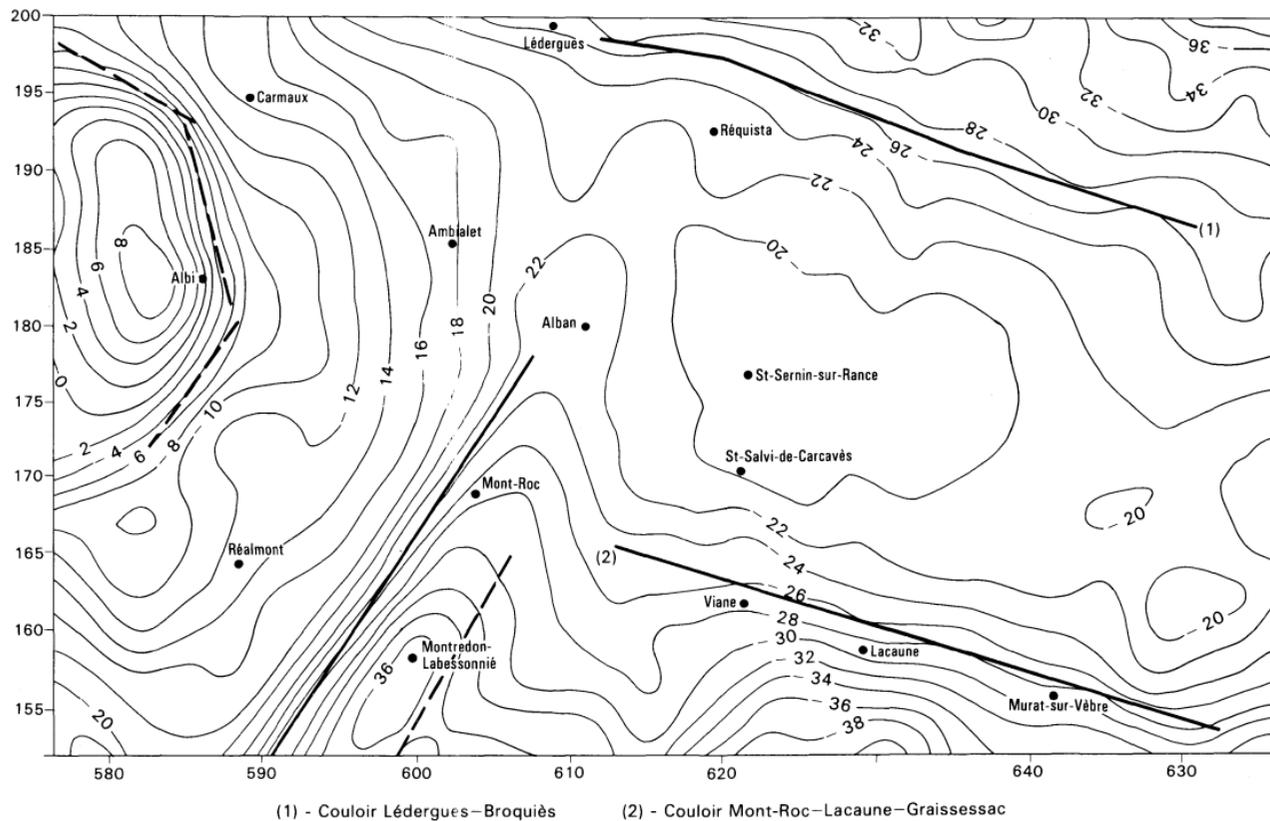
Cette phase de déformation, très intense à hauteur de la grande antiforme de Montredon-Labessonnié, est moins bien exprimée vers l'Est.

C'est au cours de cette phase que sont replissés d'une part certains filons de puissance multimétrique de microgranite (région de Carmaux), datés à 295 Ma (*in* Costa, 1990), et d'autre part, à Saint-Jean-de-Jeannes (mine du Moulinal), les petits filons de puissance métrique (« ficelles ») de fluorine, ainsi que le filon principal qui est ondulé.

Régionalement, la déformation D5 est responsable de la grande antiforme allant de Montredon-Labessonnié jusqu'au Nord du Tarn, trait structural tardif majeur de l'Albigeois. L'axe de cette structure, orienté N20°E avec un plongement faible vers le NNE, explique l'ennoisement vers le Nord de l'antiforme de Montredon-Labessonnié.

Cette déformation est probablement contemporaine de la mise en place d'un granite caché. En effet, la réinterprétation des données gravimétriques actuellement disponibles (fig. 5) a permis de conforter l'hypothèse d'un corps granitique sous-jacent, allongé N20°E, d'extension régionale, coïncidant avec la grande antiforme (anomalie légère). D'autre part, deux autres indices témoignent de l'existence de ce granite non affleurant : un métamorphisme de contact, visible essentiellement dans les schistes verts de Montredon-Labessonnié à Mont-Roc (schistes à andalousite altérée en taches) et présence de granitoïdes (granite de Peyrebrune et nombreux filons de microgranite).

• **Un second événement**, subordonné mais distinct, se traduit par un plissement NNW-SSE à N-S qui, dans la région étudiée, ne se manifeste que par des plis de faible amplitude.



**Fig. 6 - Discontinuités gravimétriques principales mises en évidence sur la carte de l'effet des sources profondes, profondeur 5 à 10 km (Corpel *et al.*, 1987)**

## **Datation des déformations souples D4 et D5**

L'âge  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$  de J. Hamet (1975) recalculé par M. Demange (1982) pour le granite du Sidobre ( $281 \pm 36$  Ma) date la déformation D4 qui contrôle cette intrusion, au début du Stéphanien. Cette attribution d'âge est confortée par les dépôts carbonifères supérieurs du Sud-Ouest Massif central dans des bassins actifs pendant les phases D4 et D5 (tabl. 2). Les premiers dépôts carbonifères connus sont d'âge stéphanien A (bassin de Carmaux).

## **Déformations cassantes**

Quatre systèmes de fractures majeures d'ordre cartographique affectent les terrains cambro-ordoviciens de la feuille. Par ordre d'importance décroissante, on relève les familles de directions respectives suivantes : N110 à 120°E, N-S à N20°E, E-W et N60°E.

Un essai de chronologie relative par rapport aux phases de plissement D3, D4 et D5 est proposé dans le tableau 2.

## **Failles N110 à 120°E**

Ce sont les accidents les plus fréquents. Leur jeu apparent dextre est très net et décale toutes les structures d'ordre cartographique. Leur écartement moyen, sur la feuille Réalmont, est de l'ordre de 1 à 4 km environ pour les grandes failles. Certaines sont soulignées par du quartz et constituent des « BTH » (brèche tectonique hypersilicifiée). L'aspect bréchiq ue est donné par la présence d'abondants blocs de l'encaissant, emballés dans la silice mise en place lors de l'ouverture de ces fractures. Dans l'ensemble de l'Albigeois, ces filons ne sont pas minéralisés en fluorine.

Régionalement, à l'échelle du Sud-Ouest Massif central, des couloirs de fracturation intense de cette direction ont été identifiés : larges zones faillées Mont-Roc—Graissessac (feuilles Réalmont et Bédarieux), Lédergues—Broquiès (feuilles Carmaux et Réquista) et détroit de Rodez.

La carte gravimétrique des sources profondes (fig. 6), réalisée par J. Corpel *et al.* (1987) à partir d'une interprétation des données gravimétriques disponibles, fait ressortir clairement deux discontinuités à fort gradient, de direction N110 à N120°E, à l'aplomb des deux premières zones faillées. Ces discontinuités correspondent à des accidents crustaux qui se traduisent en surface par ces couloirs de fracturation intense.

On peut penser que ces accidents d'ordre cartographique qui tronquent à intervalles réguliers de 20 à 30 km le Sud-Ouest Massif central, ont été créés vers 345 Ma, âge du granite du Pinet qui s'est mis en place dans un décrochevauchement de cette famille (feuille Réquista). Leur premier jeu serait donc corréléable avec la phase D3.

La grande faille de Mazamet—Labastide qui sectionne la zone axiale à environ 25 km au Sud du couloir de failles Mont-Roc—Graissessac est de même direction et pourrait avoir réutilisé un couloir de fracturation de cet âge (schéma structural et tabl. 1). Cette interprétation est lourde de conséquences car cette faille serait alors un élément de datation pour la structuration tangentielle de la zone axiale : même âge que celle du versant nord et donc anté-345 Ma. Signalons que cette faille se bloque sur la grande zone faillée qui borde au Sud la zone axiale et qu'aucune faille de cette direction n'affecte le versant sud. Cette origine précoce, liée à un système de contrainte à composante verticale notable (décrochevauchement) pourrait expliquer en particulier le pendage moyen ( $45^\circ$  à  $60^\circ$  maximum) des « BTH » type Roquezezière (feuille voisine Saint-Sernin-sur-Rance).

La chronologie des rejeux successifs de ces accidents est difficile à établir. Cependant, on peut noter que (tabl. 2) :

- lors de la phase D4, ils apparaissent comme fractures de tension (minéralisées en wolframite à Montredon-Labessonnié) ;
- lors de la phase D5, ils jouent en décrochements senestres ;
- ils contrôlent la formation des bassins stéphaniens de Graissessac et de Brousse—Broquiès, traduisant ainsi une distension à cette époque. Pour H. Echter et J. Malavielle (1990), cette période d'extension est corrélée avec la remontée du dôme gneissique formant la zone axiale de la Montagne noire, sous des conditions métamorphiques progressivement rétrogrades. Le développement des failles normales ductiles sur les bordures nord et sud du dôme, a pu contrôler la sédimentation stéphaniennne dans des bassins typiquement continentaux. Les minéraux syncinématiques des jeux en faille normale ont livré des âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  autour de  $297 \pm 3$  Ma. Pour H. Maluski *et al.* (1989), ces âges sont interprétés comme marquant la fin de l'épisode extensif ;
- au Tertiaire, ces accidents ont dû probablement rejouer. Au Sud, la faille de Mazamet—Labastide—Tantajo a joué à cette époque en faille inverse.

### **Failles et filons N-S à N20°E**

Ces accidents sont particulièrement fréquents à l'Est du dôme D5 de Montredon-Labessonnié et sont bien représentés dans la région de Mont-Roc. Ils peuvent avoir une longueur plurikilométrique. Leur remplissage est formé également de quartz (brèche siliceuse). Ces filons sont très peu minéralisés et peuvent contenir un peu de barytine, comme les deux petits filons à l'Ouest du village d'Alban, mis en place dans des fractures subverticales de cette direction.

Des zones faillées de cette direction correspondent également à des accidents profonds, comme en témoignent les discontinuités gravimétriques N20°E mises en évidence sur la carte de l'effet des sources profondes (fig. 6).

## **Failles et filons E-W**

Les failles et filons E-W sont les accidents les plus importants du point de vue économique, car ce sont eux qui contiennent la fluorine exploitée à Mont-Roc et Saint-Jean-de-Jeannes. De longueur kilométrique (1 à 5 km), ils se répartissent très régulièrement dans la grande antiforme N20°E et constituent des couloirs distants les uns des autres de quelques kilomètres.

Les grands accidents E-W ont joué en cisaillements dextres lors de la phase de déformation D4. Ils vont s'ouvrir lors de la rotation de la contrainte principale la plus forte qui finit par devenir E-W (phase D5). Ce mécanisme peut expliquer l'histoire complexe des filons : ouverture lente et progressive des failles E-W avec des épisodes successifs de silicification et de mise en place de fluorine au cours de la phase D5. Le granite caché, dont la mise en place est contemporaine de la déformation D5, est probablement responsable de la minéralisation en fluorine.

Le plissement N-S des petits filons de fluorine (« ficelles ») (Akrou, 1988) ainsi que l'ondulation du filon principal, traduisent bien la persistance de la compression E-W après la formation des filons.

## **Fractures de direction NE-SW**

Elles sont peu fréquentes. Sur la feuille, vers Saclas, celles-ci, créées lors de la phase de déformation D4, ont été, au cours de la phase D5, minéralisées en tourmaline par l'hydrothermalisme généré par le granite caché.

Régionalement, on note l'importance progressive de leur rejeu en faille normale au fur et à mesure que l'on se rapproche du bassin permien de Saint-Affrique.

## *CONCLUSIONS*

Le caractère polyphasé de la déformation, quelle que soit l'unité structurale considérée (deux phases de déformation tangentielle superposées, D1 et D2, à schistosité subhorizontale dans les nappes) ainsi que la complexité des plis D2 à axes courbes, sont des critères géométriques de structures en nappe.

La géométrie des mégaplis D1 couchés vers le Sud-Est à l'échelle régionale, ainsi que le déversement des plis D2 dans cette direction, indiquent sans ambiguïté la vergence réelle de la chaîne vers le Sud ou le Sud-Est.

Dans ce schéma d'empilement de nappes, les unités les plus septentrionales (nappe de Saint-Sernin-sur-Rance et complexes leptynophoboliques de Réalmont—Najac, Lévézou, Le Vibal) apparaissent

comme les nappes majeures de l'Albigeois et du Rouergue cristallins. Le domaine des monts de Lacaune, qui présente le degré de déformation le moins élevé, pourrait constituer soit « un front de chevauchement » se terminant par plusieurs branches délimitant les écailles, soit un para-autochtone déformé par l'avancée des nappes.

Les événements tectoniques tardifs D4 et D5, communs à toutes les unités structurales, se caractérisent par des couloirs régionaux de déformation, soulignés par des plis à grand rayon de courbure, associés à la mise en place de granitoïdes, et par une intense tectonique cassante contrôlant notamment l'ouverture de bassins stéphaniens.

La déformation D4 correspond à un plissement d'amplitude cartographique de direction N60°E, contemporain de la mise en place du granite du Sidobre vers 280 Ma et associé à plusieurs familles d'accidents cassants.

La déformation D5, dont les effets cartographiques sont distincts de ceux de la déformation D4, apparaît composite. Un premier événement, prépondérant, se caractérise par un plissement d'ordre régional, de direction NNE-SSW, probablement contemporain de la mise en place d'un granitoïde « caché » (axe gravimétrique léger). Un second événement, subordonné mais distinct, se traduit par un plissement orienté NNW-SSE à N-S, qui se manifeste par des plis de faible amplitude.

Les déformations D4 et D5 datent du Carbonifère supérieur (Stéphanien).

Sur la base de données radiométriques, l'âge de la structuration tectono-métamorphique tangentielle majeure du Rouergue, de l'Albigeois cristallin et des monts de Lacaune peut être globalement rapporté au Dévonien moyen-supérieur (380-350 Ma), c'est-à-dire à l'orogénèse éovarisque. L'absence au Nord de la Montagne noire de terrains anté-orogéniques plus jeunes que le Silurien est une donnée d'ordre stratigraphique qui corrobore cette attribution d'âge.

Pour S. Costa (1990), l'âge de cet épisode tectono-métamorphique serait de 340 Ma.

L'hypothèse d'un transport en bloc, plus tardif, vers le Sud, des structures tangentielles dévoniennes de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, n'est pas à écarter *a priori*, mais deux objections peuvent être formulées : d'une part la cohérence de la structuration tangentielle dans l'ensemble du domaine au Nord de la zone axiale de la Montagne noire, et d'autre part l'absence de traces d'un tel déplacement, les rejeux tardifs des surfaces de chevauchement restant limités et se faisant au contraire vers le Nord (en failles normales).

De toutes façons, les grands décrochevements D3, d'âge à la limite Dévonien/Carbonifère (350 Ma), scellent la mise en place des

nappes et « fossilisent », à cet âge limite le plus jeune, la superposition des différentes unités structurales telle que l'on peut l'observer actuellement : superposition de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance sur la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès et superposition de cette dernière sur les écaïlles des monts de Lacaune.

Ce modèle conduit à envisager un hiatus de quelques dizaines de millions d'années entre la structuration d'un domaine septentrional, Rouergue—Albigeois—monts de Lacaune et celle d'un domaine méridional comprenant le versant sud de la Montagne noire, le massif de Mouthoumet et les Pyrénées. Dans cette hypothèse, la zone de transition entre ces deux domaines pourrait se situer à hauteur de la zone axiale cristalline de la Montagne noire (bordure sud ?). Notons, par ailleurs, que ces deux grands domaines constituent des ensembles paléogéographiques hétéropiques, aujourd'hui contigus.

## GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

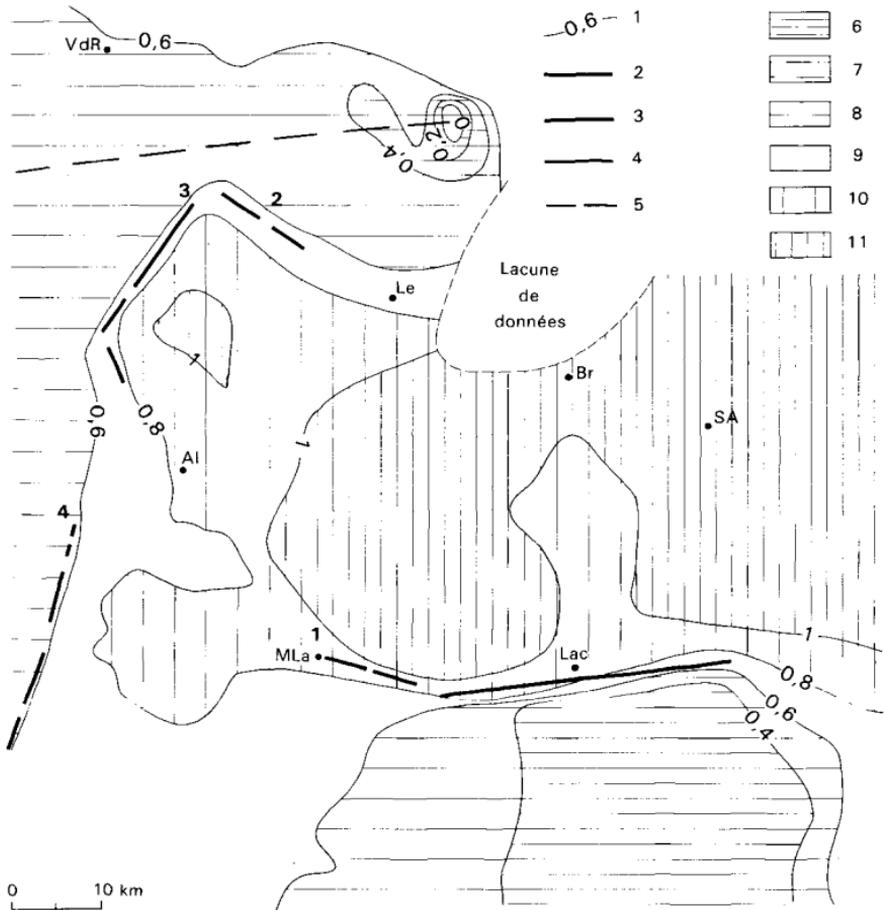
### *TECTONIQUE TERTIAIRE ET QUATERNAIRE*

Tous les accidents tardi-hercyniens ont certainement rejoué à de multiples reprises. Malheureusement, il est difficile, faute de marqueurs, de dater et caractériser ces rejeux successifs.

Au Tertiaire, la faille N20°E qui passe à l'Est de Réalmont (faille de Gédoul) a un jeu en faille normale d'âge rupélien inférieur indiscutable (Servelle, 1979).

Au Plio-Quaternaire, les glacis placés à l'Ouest de la faille de la Rasisse sont syntectoniques. Ils se développent au moment où le compartiment oriental commence à se relever. Ce relèvement est post-oligocène puisque les sommets de buttes-témoins placés au Sud-Ouest d'Albi en sont couronnés. Dans les mêmes temps, une érosion régressive, partant de l'abrupt de faille, permet le développement d'ébauches de « vallées », qui concentreront ensuite des écoulements ultérieurs plus incisifs. À partir d'un certain moment, le soulèvement s'amplifie et un écoulement préférentiel s'établit le long de la faille de la Rasisse ; des diffluviations se produisent. L'alimentation des glacis précédemment établis cesse progressivement avant que les écoulements s'interrompent. Le grand redressement des surfaces, contemporain du coulissage de la Montagne noire et de sa dernière poussée, se fait avant le Mindel.

Pour la vallée du Dadou et ses interfluves immédiats au niveau de Saint-Lieux-de-Lafenasse, la différence d'altitude est, entre la surface d'érosion et de remblaiement anté-mindelienne et la surface d'érosion et ses glacis qui la surmonte, de 20 m. Au niveau de Saint-Antonin-de-Lacalm, elle est de 45 m et, au niveau de la commune d'Arifat, de 60 m.



Al : Albi ; Br : Broquiès ; Lac : Lacaune ; Le : Lédergues ; MLa : Montredon-Labessonné ; SA : Saint-Affrique ; VdR : Villefranche-de-Rouergue

1 : courbe isovaleur en millimètres par an ; 2 : discontinuité majeure ; 3 : discontinuité importante ; 4 : discontinuité secondaire ; 5 : axe d'inflexion synforme ; 6, 7, 8 : zones en affaissement ; 9 : zone stable ; 10, 11 : zones en surrection

Fig. 7 - Carte isocine

Plus au Nord, pour la vallée du Dadou et ses interfluves immédiats, les différences d'altitudes sont de quelque 5 m au niveau de Masplo; ce qui rend difficile sur le terrain l'attribution des sédiments de surfaces à leur bonne appartenance. Mais elles sont au niveau de Mouzieys-Teulet de 25 m, et de 20 à 35 m au niveau de Villefranche-d'Albigeois.

La décroissance entre les différences d'altitudes des surfaces considérées placées au Sud et celles placées au Nord de la carte est à remarquer. Elle devient encore plus importante sur la carte située en dessous (Castres) et apporte, entre autres arguments, la preuve de la remontée tardive du bloc placé au Nord de la faille limite de la Montagne noire. Le rejeu de l'accident de la Rasisse serait de l'ordre de 50 à 60 m environ. On voit très bien au niveau de Trav Janet, dans le secteur dégagé par le Dadou, des paléoreliefs de la même famille que ceux visibles à l'Est de l'accident de la Rasisse et qui sont, à l'Ouest de celui-ci, ennoyés sous les argiles à graviers.

### *MOUVEMENTS VERTICAUX ACTUELS*

La comparaison des nivellements réitérés par l'IGN et la confrontation des résultats avec les données géologiques (Lenôtre et Guérangé-Lozes, 1987, 1989) mettent en évidence des mouvements verticaux actuels.

L'analyse des deux profils qui traversent la région étudiée montre qu'à l'aplomb des grands faisceaux de fracturation ou des grandes failles orientés N110 à 120°E, il existe des inflexions, des anomalies ponctuelles ou des ruptures de pente qui semblent bien témoigner d'un rejeu actuel de ces grands accidents. C'est notamment le cas, sur la feuille, de l'importante zone faillée N20°E, à l'Est de Réalmont (faille de Gédoul).

La carte isocine (fig. 7) permet de distinguer, pour la région qui nous intéresse, un domaine septentrional en élévation (monts de La-caune, Albigeois, bassin permien de Saint-Affrique) et un domaine méridional en affaissement (zone axiale de la Montagne noire). Le passage d'un domaine à l'autre est marqué par la discontinuité 1 qui coïncide exactement avec la zone faillée et la discontinuité gravimétrique Mont-Roc—Graissessac (fig. 6). Les mouvements d'exhaussement et d'affaissement actuels sont guidés par le rejeu des grands accidents crustaux varisques.

La vitesse des mouvements verticaux actuels, mesurée sur une centaine d'années, est relativement rapide et peut atteindre 1 mm/an.

### *GÉOMORPHOLOGIE*

Aux marges des pays aquitains, le Réalmontais étage tout un système de paysages contrastés partant à l'Ouest de ses collines molassi-ques, parfois couronnées de terres calcaires, jusqu'aux confins est de



Fig. 8a - Témoins restant des paléotopographies anté-tertiaires

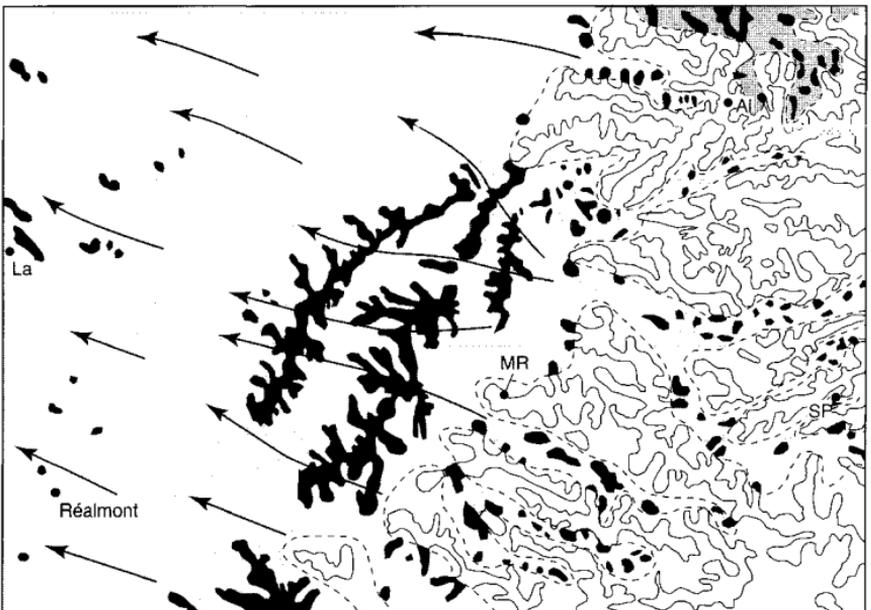
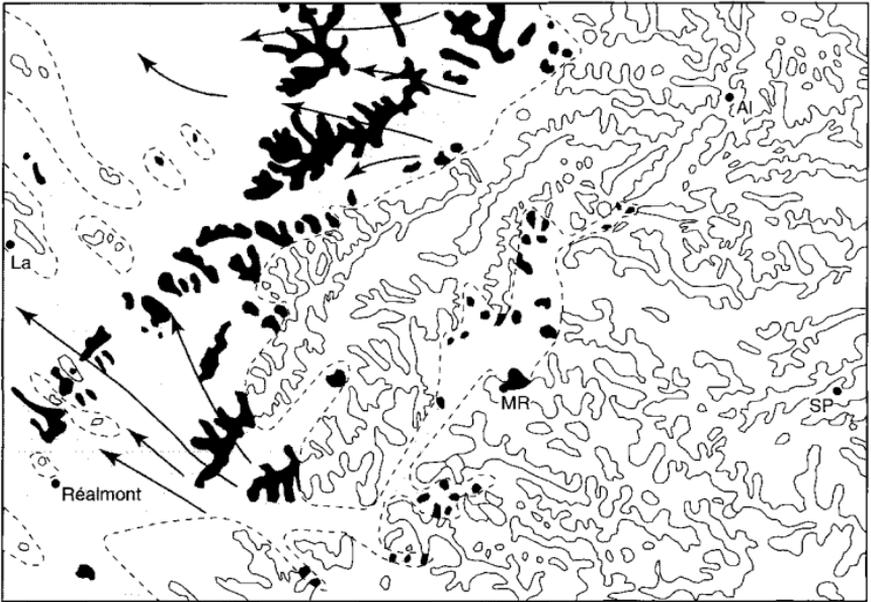
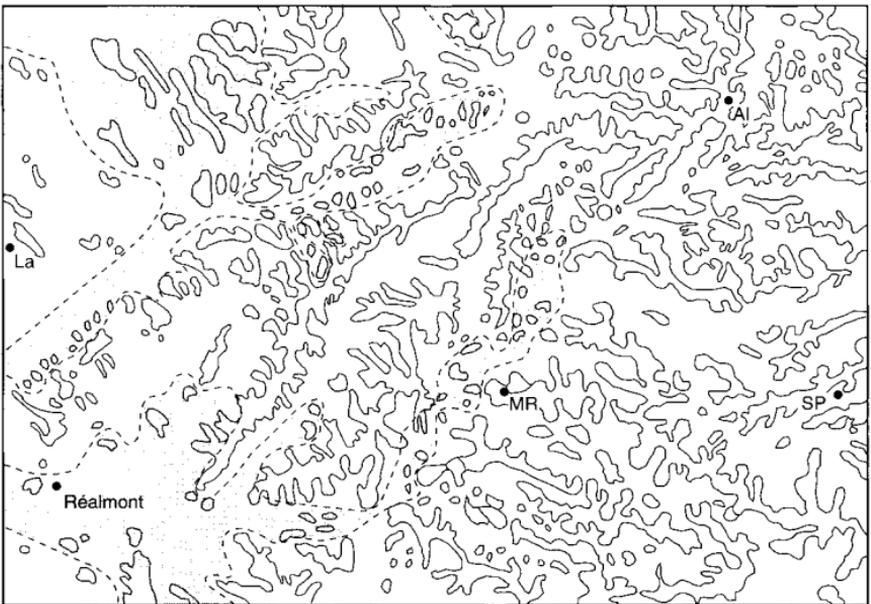


Fig. 8b - Paléovallées et glacis de piémont du Pliocène supérieur terminal - Pléistocène inférieur basal



**Fig. 8c - Paléovallées et glacis de piémont du Pléistocène inférieur**



(AI: Alban, La: Lamillarié, MR: Mont-Roc, SP: Saint-Paul-de-Massuguiès)

**Fig. 8d - Paléovallées du Pléistocène moyen et supérieur basal**

ses hautes terres, plans progressivement relevés qui s'achèvent sur l'abrupt des pays de la Rance.

La variété des paysages correspond certes aux diverses disparités lithologiques locales, mais aussi aux empreintes disparates et inégalement réparties, laissées par les avatars de l'histoire quaternaire de la région sur laquelle pèse le poids de temps plus anciens.

Du Paléozoïque, la mise en place des différentes nappes a donné en héritage aux diverses érosions une certaine facilité à générer des replats structuraux. La mise en place de divers filons plus résistants a visiblement donné des sauts aujourd'hui disparus.

Des temps post-paléozoïques, les altérations et les pédogenèses, sous climats intertropicaux, ont préparé des formes enfouies typiques qui commenceront à se dégager au Tertiaire, donnant des inselbergs et des topographies en forme de demi-oranges (fig. 8a).

Des temps post-tertiaires, une tectonique très importante réactive des systèmes de failles anciens et joue d'une part pour donner des bassins d'effondrements où s'accumulent les matériaux arrachés des topographies placées à l'Est, et d'autre part pour ensuite redécouper en de nouveaux compartiments ce qui déjà avait été affecté par un premier train de mouvements.

Le paysage de la feuille Réalmont peut être divisé en cinq familles de formes de relief. Deux pour les zones où les cours d'eaux ont leurs lits. La première des deux est celle des plainettes brusquement évasées à partir d'un point amont marquant la limite des terrains tertiaires et des terrains paléozoïques ou cristallins. Elles sont ensuite suivies par des plaines d'inondation. lit majeur aux bords parallèles entre eux. Sur cette carte, la vallée du Dadou est la seule bien représentée. La seconde, dès que les eaux roulent sur le Paléozoïque et les terrains cristallins, est celle des systèmes de gorges enfoncées dans les roches dures qu'elles entaillent profondément dans une descente quasi verticale. Pour les interfluves, trois familles de formes et formations, aux genèses concomitantes, se partagent le pays en trois bandes parallèles entre elles orientées NNE-SSW. À l'Ouest, les reliefs ont presque des allures de cuesta, avec à leur pied la dépression habituelle plus ou moins large des rougets qui cernent souvent les bords du Massif central. En position médiane, les grands glacis aux sorties des premières entailles du compartiment oriental relevé aux limites du Pliocène et du Pléistocène, donnent au secteur des allures de grands plateaux mornes sans la moindre éminence. À l'Est, alternent, dans un paysage légèrement montueux, bosses surbaissées semées au milieu de paliers aux faibles concavités.

La genèse de ces formes a une longue histoire qui débute au Cénozoïque où le manteau d'altérites préparé pendant les périodes précédentes se désagrège et commence à être emporté vers les avals placés à l'Ouest. Les premières formes résiduelles se dégagent, mais demeurent

en place assez de matériaux pour qu'au Plio-Pléistocène ancien basal (fig. 8b), un bassin d'effondrement s'étant créé à l'Ouest, une forte érosion remontante part de celui-ci et donne les premiers systèmes de paléovallées bien visibles à l'Est de la faille de Gédoul. Les eaux issues de ces paléovallées tailleront et construiront, tant dans la zone où affleurent le Paléozoïque et le cristallin que dans les terrains tertiaires, des glacis d'érosion et d'accumulation. La plupart des buttes-témoins tertiaires sont couronnées de ces glacis. Parfois elles portent étagés les témoins montrant qu'elles ont, elles aussi, été affectées par les deux grandes phases de ces premiers creusements. Au Pléistocène moyen et supérieur basal (fig. 8c), une nouvelle phase de creusement établira les terrasses moyennes de la vallée du Tarn et du Dadou, phase qui sera perturbée à la fin de cette période par le rejeu important d'un certain nombre d'accidents anciens. La faille du Lézert décalera de part et d'autre de ce ruisseau toutes les terrasses, tous les replats d'érosion de près de quarante mètres, le bloc abaissé étant à l'Ouest, le bloc relevé étant à l'Est. Après ces derniers événements, le paysage ne subira que quelques retouches minimales et ne changera guère dans ses grandes lignes (fig. 8d).

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### *OCCUPATION DU SOL*

#### **Sols, végétation**

La rédaction de ce chapitre a été réalisée à partir de la lecture de la Carte de végétation de la France à 1/200 000, feuille Rodez, par G. Dupias et G. Cabaussel et de la carte phyto-écologique du Midi-Pyrénées à 1/500 000, par R. Delorme.

Les sols qui caractérisent les formations géologiques affleurant sur la feuille sont acides et constituent deux grands ensembles : des sols argilo-siliceux (pH 5 à 5,5), qui correspondent aux molasses tertiaires (moitié occidentale de la feuille) et des sols silico-argileux (pH 5,5 à 5,8) qui correspondent aux formations paléozoïques (moitié orientale). Ces deux grands ensembles géologiques se caractérisent par des étages de végétation distincts.

La zone occupée par la molasse tertiaire, partie la plus basse de la feuille (200 à 400 m en moyenne), est couverte par la série du chêne pubescent latéméditerranéen. Le développement du chêne pubescent est favorisé ici par une pluviosité modérée (600 à 900 mm) et des températures douces (isothermes 12°C). La région est soumise à une influence atlantique et une influence méditerranéenne modérées.

Le chêne pubescent, généralement en taillis, est accompagné sur les molasses de prunellier, genévrier, églantier, corroyère, spartium. Dans cette région, des zones importantes agricoles ont été conquises sur cette série avec la culture de la vigne, du blé, du fourrage, du maïs et du tabac (particulièrement dans la partie nord-ouest de la feuille).

La série du chêne pédonculé peut se mélanger à la série précédente mais elle a un rôle réduit. Le chêne pédonculé, qui recherche les sols frais, se situe de préférence en bas de pente ou au fond des vallons.

Les schistes paléozoïques de l'Albigeois sont situés ici dans une zone plus élevée (plateau passant d'Ouest en Est de 500 à 750 m en moyenne), plus pluvieuse (précipitation 1 000 à 1 200 mm) et plus fraîche (isotherme 11 et 10°C dans la partie la plus orientale). Dans les vallées, la série du chêne pédonculé est associée à la série du chêne sessile et, dans la partie la plus orientale de la feuille, la série du hêtre se mélange aux autres séries.

Le chêne pédonculé, dans ces terrains silico-argileux, reste l'arbre de pente et des fonds de vallées ; il est ici associé au châtaignier qui peut être important. Le chêne pédonculé, d'origine atlantique, atteint ici sa limite orientale. La lande se caractérise par des ajoncs nains, de la bruyère cendrée, des genêts à balais et de la bruyère-aigle.

Le chêne pédonculé se mélange au chêne sessile, qui demande moins de chaleur et qui préfère l'état forestier.

Le hêtre joue un rôle important dans la partie la plus orientale de la feuille (haut bassin du Dadou) où il trouve des conditions plus favorables pour son développement (zone la plus élevée, température la plus basse et plus forte pluviosité, ainsi que des brouillards assez persistants).

La série du hêtre se mélange plus particulièrement à la série du chêne sessile aux conditions assez proches.

Dans cette région, forêts et landes sont fréquemment enrésinées en sapin.

Les plateaux des schistes cristallins et les zones défrichées portent des pâturages (fourrage) et des cultures plus montagnardes (pommes de terre et avoine), la culture du blé se développant dans les zones moins élevées (secteur du Fraysse).

La série de l'aune jalonne le cours d'eau du Dadou, de Réalmont à Auriole. Accompagnant l'aune on trouve des frênes, des saules et des peupliers. Les prairies hygrophiles inondables et les pâturages marécageux forment un stade de cette série.

## **Économie**

La région délimitée par la feuille Réalmont est à vocation agricole. La production animale est légèrement plus importante que la production végétale.

L'élevage est orienté vers la production de viande de bœuf et de porc, mais ce dernier, qui sert à approvisionner les diverses salaisons de la région, est ici en régression car il est importé de départements voisins. Le Tarn est le cinquième département français pour l'élevage ovin. Le lait de brebis est acheminé vers la centrale laitière de Lacaune où on fabrique le fromage de Roquefort qui sera ensuite expédié dans cette ville pour son affinage.

En dehors des cultures, pour l'essentiel montagnardes (pomme de terre et avoine), c'est le vignoble, de renommée internationale, qui occupe dans le département du Tarn une place économique majeure. Une parcelle de ce vignoble, d'appellation d'origine contrôlée (A.O.C.) Gaillacois, se situe au Nord-Ouest de la feuille. Elle a la particularité de constituer ici l'essentiel du vignoble de Cunac. Celui-ci est composé de huit communes A.O.C. et comprend 200 ha de vigne dont 10 à 20 % portent l'appellation A.O.C. ; 100 ha sont commercialisés par la cave de Labastide-de-Lévis.

Sur la feuille, la limite de ce vignoble passe approximativement par Foncouverte—Mouzieys—Teulet—Denat et Grèzes. Il se situe, d'une part, dans les formations paléogènes (constituées pour l'essentiel par les argiles à graviers, les argiles rutilantes de Lamillarié et les argiles de Notre-Dame-de-la-Drèche) et, d'autre part, dans les glacis et colluvions post-paléogènes.

Le vignoble gaillacois est l'un des plus anciens vignobles de France. Il fut planté dans le Tarn dès le 1<sup>er</sup> siècle de notre ère. En 1533, le roi de France, François 1<sup>er</sup>, lors d'une visite à Gaillac, reçut en hommage 20 barriques de vin blanc et 30 barriques de vin rouge.

La SOGEREM, filiale de Pechiney, est la trentième entreprise du Tarn. Elle recherche, exploite et commercialise le spath fluor. Celui-ci est l'un des principaux minéraux importants de l'industrie. Trois mines et deux usines se situent dans le territoire de la feuille.

Cette région qui offre pourtant une grande diversité de paysages est plus une zone de passage qu'un lieu de séjour touristique.

### RESSOURCES EN EAU

Le périmètre de la feuille délimite une zone qui est dans son ensemble pauvre en aquifères de quelque importance (Soulé, 1980).

#### Aquifères

• Les **formations du Paléozoïque inférieur**, peu perméables, sont constituées sur la feuille essentiellement de schistes et de grès épimétamorphiques qui n'offrent que très peu de ressources aquifères.

Les ressources en eau sont fournies par des aquifères fissurés. La circulation de l'eau s'effectue dans les fractures ouvertes de la roche. Cette circulation, de milieu discontinu, est régulée grâce à l'effet capacitif du milieu poreux sus-jacent constitué par les altérites. Les sources, situées le plus souvent en tête de vallon, ont des débits de l'ordre du mètre cube/heure. Elles présentent un intérêt local non négligeable dans ces territoires d'habitat dispersé (une source alimente une ferme ou un hameau de quelques maisons).

Cette situation peut, localement, être améliorée par la présence de filons de quartz de direction E-W à N120°E. De longueur pluri-kilométrique, ils constituent des drains qui fourniront des sources de débordement de plusieurs mètres cubes/heure.

Ils peuvent être aussi recoupés par forage et donner de l'eau jaillissante. Mais la minéralisation de l'eau est souvent trop forte, quant à certains paramètres, pour de l'eau potable.

- Les **dépôts fluvio-lacustres tertiaires** sont connus pour leur indigence en eau. Toutefois, quelques lentilles sableuses peuvent constituer de petits niveaux aquifères qui n'ont qu'un intérêt local.

Les calcaires lacustres, tendres et peu fissurés, s'intercalent dans les terrains argileux continentaux. De faible superficie et perchés, ils ne présentent aucune capacité de retenue d'eau. Les sources sont, sur la feuille, sans intérêt car temporaires et très vulnérables à la pollution.

- Les **alluvions quaternaires** ne sont présentes qu'à partir de Réalmont. Elles constituent une aquifère très vulnérable quant à la pollution.

### **Alimentation en eau potable**

L'alimentation en eau potable est assurée, principalement dans le secteur des formations tertiaires et quaternaires, par le syndicat des eaux du Dadou, concédé à la S.M.E. (Société méridionale des eaux) qui distribue l'eau de surface du barrage de Rasisse sur le Dadou. La commune de Réalmont assure cependant elle-même sa distribution d'eau grâce à des puits dans les alluvions.

Dans la partie est de la feuille, c'est-à-dire sur les formations du socle paléozoïque, l'alimentation en eau potable s'effectue localement à partir d'une ou plusieurs sources par commune.

### *CARRIÈRES*

Les grès et les tufs rhyolitiques du Paléozoïque inférieur sont des matériaux destinés à la construction traditionnelle ; ils sont utilisés par des particuliers pour des usages locaux en pierres de construction pour des maisons, granges, chapelles. Le château de Paulin, bâti sur les quartzites blancs ordoviciens, a été construit et restauré avec les mêmes matériaux.

On notera, dans un certain nombre d'édifices construits sur les terrains paléozoïques, la présence de matériaux non pris de la localité. D'une part on peut trouver des grès permien qui provenaient souvent de la carrière de Cabrol, encore exploitée à la fin du siècle dernier, et d'autre part des grès molassiques tertiaires fournis par des carrières non situées sur la feuille Réalmont ; les grès molassiques proviennent généralement des anciennes carrières de Lombers (feuille Gaillac) ou de Navès (feuille Castres), dont les activités cessèrent au début du siècle.

Il y a eu, dans un passé plus ou moins lointain, plusieurs briquetiers exploitant les argiles à graviers localisées en particulier dans les envi-

rons immédiats de Réalmont, où un magnifique ouvrage, totalement en brique, est aujourd'hui classé (la Métairie-Ronde). Seule la tuilerie de Lamillarié tirait encore, jusqu'aux années 1950, ses argiles de la formation du même nom.

Les calcaires de Ronel, exploités longtemps pour une production de moellons, ont été surtout utilisés par les chaufourniers. Un four à chaux est encore en activité à Gédoul.

Les roches volcaniques basiques ordoviciennes (métabasaites, métadolérites) sont actuellement exploitées à Peyrebrune dans deux carrières. Les matériaux, durs en général, sont utilisés comme granulats pour la confection des routes, et, dans un cas uniquement, pour les couches de surface.

### *GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

Les gîtes métallifères sont relativement nombreux sur l'ensemble de la feuille Réalmont (fig. 9 et tabl. 3). Ils correspondent à des minéralisations tardi-varisques généralement filoniennes.

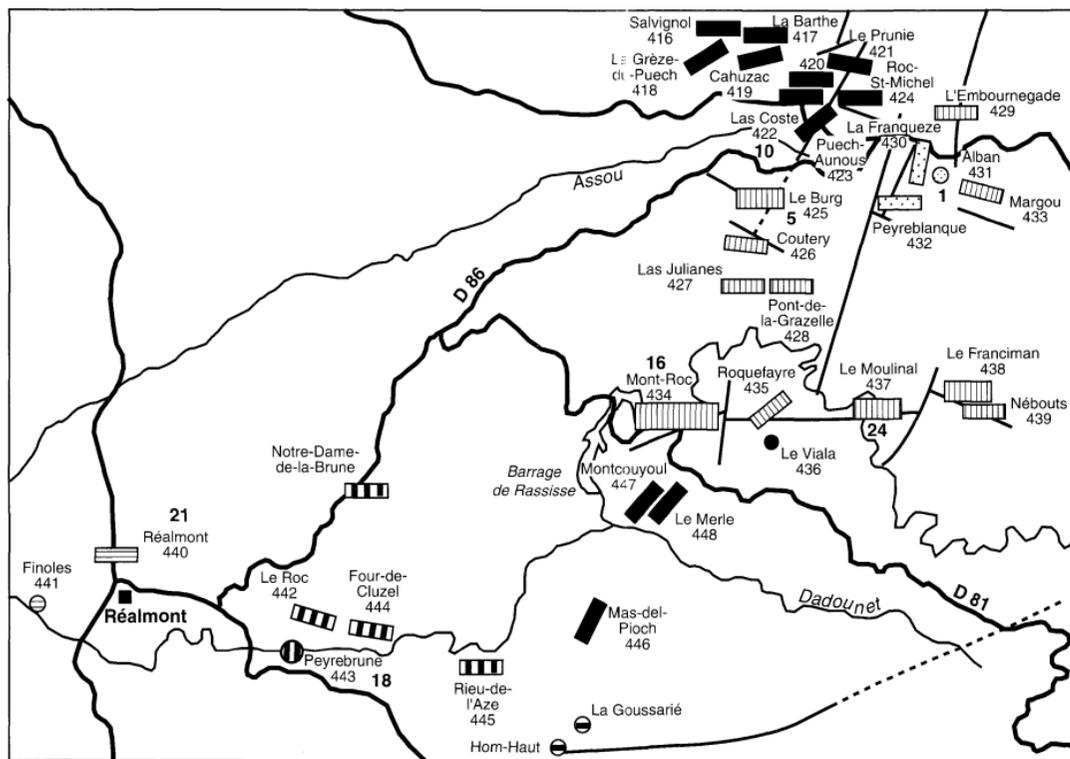
#### **Fluorine**

L'Albigeois constitue le district fluoré filonien le plus important de France, tant par ses réserves que par la production passée et actuelle de ses exploitations. Il a produit en 1991, 80 % du spath fluor français. La majeure partie des occurrences du district se trouve sur la feuille Réalmont.

Les filons de fluorine sont orientés E-W et se répartissent dans le couloir correspondant à l'axe de l'antiforme de Montredon-Labessonnié. Des études récentes mettent en évidence une large anomalie gravimétrique négative à l'aplomb de cet axe qui témoigne de l'existence d'un batholite sous-jacent.

Si les exploitations de fluorine sont récentes, l'activité minière en Albigeois remonte au moins à l'époque gallo-romaine. Au début de notre ère, les Rutènes avaient pour seul objectif l'exploitation des minerais métalliques, cuivre et fer, délaissant le spath fluor. On peut penser que les propriétés de fondant métallurgique de la fluorine facilitaient le traitement par fusion de ces minerais et en faisaient ainsi des matières premières de tout premier choix. Une deuxième époque d'activité minière, dite localement «des Anglais» et correspondant à l'occupation anglaise de l'Aquitaine au XIII<sup>e</sup> siècle, avait sans doute les mêmes objectifs (fer, cuivre, plomb).

Par la suite, à des époques diverses, ces métaux furent encore l'objet de petites exploitations artisanales.



### Typologie des gîtes

-  Filon en direction fissurale à direction dominante
-  Disséminé, fissuré, stockwerk, filon de direction inconnue, placer, pegmatite, indéterminé

### Éléments majeurs

-  Ba
-  Pb-Zn
-  F
-  W-Sn
-  Fe, Mn
-  Hg - Be - Eu - Sr - Mo

Le Burg 425 Numéro et nom du gîte (cf. tabl. 3)

1 Numéro et nom du gîte dans l'inventaire minéralogique de la France, n° 6 : Tarn (Pierrot *et al.*, 1976)

Fig. 9 - Carte des gîtes minéraux de la feuille Réalmont (d'après la carte des gîtes minéraux de la terminaison méridionale du Massif central et sa bordure languedocienne; Aubagne *et al.*, 1977)

| N°  | Nom du gîte          | Substances      | Morphologie     | Minéraux caractéristiques        |
|-----|----------------------|-----------------|-----------------|----------------------------------|
| 416 | Salvignol            | Fe. Mn          | filon 90        | oxyd. Fe Mn                      |
| 417 | la Barthe            | Fe. Mn          | filon 90        | oxyd. Fe Mn. pyrolus.            |
| 418 | La Grèze-du-Puech    | Fe              | filon 70        | oxyd. Fe                         |
| 419 | Cahuzac              | Fe              | filon 80        | sid. oxyd. Fe                    |
| 420 | Bennac               | Fe. Mn. F       | filon 85        | sid. pyrolus. fluor. oxyd. Fe Mn |
| 421 | Le Prunié            | Fe. Bar. F      | filon 90        | bar. fluor. oxyd. Fe             |
| 422 | Lacoste              | Fe. F. Bar.     | filon 85        | fluor. bar. oxyd. Fe             |
| 423 | Puech-Aunous         | Fe. Mn          | filon 45        | oxyd. Fe Mn                      |
| 424 | Roc St-Michel        | Fe. Bar. Mn     | filon 85        | sid. bar. pyrolus. oxyd. Fe Mn   |
| 425 | <u>Le Burg</u>       | F. Cu. Fe       | filon 90        | fluor. cpy. sid. q.              |
| 426 | Coutery              | F. Cu. Fe       | filon 110       | id.                              |
| 427 | Las Julianes         | F               | filon 90        | fluor.                           |
| 428 | Pont de la Grazelle  | F               | filon 90        | fluor. q.                        |
| 429 | L'Embournegade       | F. Bar. Cu      | filon 85        | fluor. bar. cpy. q.              |
| 430 | La Franquèze         | Bar. Fe         | filon 20        | bar. oxyd. Fe                    |
| 431 | Alban                | Bar. Fe         | filon           | bar. oxyd. Fe                    |
| 432 | Peyreblanque         | Bar. Fe         | filon 90        | bar. sid. oxyd. Fe               |
| 433 | Margou               | F. Bar. Fe      | filon 105       | fluor. bar. oxyd. Fe             |
| 434 | <u>Mont-Roc</u>      | F. Cu. Fe       | filon 90        | fluor. cpy. sid.                 |
| 435 | Roquefayre           | F. Fe           | filon 60        | fluor. oxyd. Fe. q.              |
| 436 | Le Viala             | Fe              | ?               | fluor. q.                        |
| 437 | <u>Le Moulinal</u>   | F. Cu. Fe       | filon 90        | fluor. cpy. sid. q.              |
| 438 | <u>Le Franciman</u>  | F. Cu. Fe       | filon 90        | fluor. cpy. sid. q.              |
| 439 | Nébouts              | F. Cu. Fe       | filon 90        | id.                              |
| 440 | Réalmont             | Hg. Bar. Fe     | filon 90        | cinabre. bar. py.                |
| 441 | Finoles (= Finottes) | Hg. Bar. Fe     | ?               | id.                              |
| 442 | Le Roc               | Pb. Zn. Bar. Cu | filon 110       | ga. bl. bar. bourn.              |
| 443 | <u>Peyrebrune</u>    | Pb. Zn. F. Fe   | champ filonien  | ga. bl. fluor. sid.              |
| 444 | Four de Cluzel       | Pb. Zn. Bar. Cu | filon 100       | bar. bourn. ga. bl.              |
| 445 | Rieu-de-l'Aze        | Pb. Zn. Fe      | filon 90        | bl. ga. sid. oxyd. Fe            |
| 446 | Mas-del-Pioch        | Fe. Bar         | filon 20        | oxyd. Fe. bar.                   |
| 447 | Montcouyoul          | Fe. Mn          | filons 45 et 35 | oxyd. Fe Mn                      |
| 448 | Le Merle             | Fe. Mn          | filon 45        | id.                              |
| 449 | L'Hom-Haut           | W.F. Sn         | stratif.        | scheel. mpk. fluor. bl.          |

**Tableau 3 — Description sommaire des gîtes et indices minéraux** (Aubague *et al.*, 1977)

Les recherches de fluorine proprement dites remontent à 1943, avec les prospections effectuées par la Société électrochimique d'Ugine à Saint-Jean-de-Jeannes. L'exploitation du minerai commence au Moulinal (Saint-Jean-de-Jeannes) en 1947. Le minerai devait avoir la qualité dite « métallurgique », c'est-à-dire être d'une teneur minimale en  $\text{CaF}_2$  de 65 %. Ainsi, seuls les filons les plus riches furent exploités, soit en petites carrières, soit par travaux souterrains.

Semi-artisanales jusque dans les années 1955, les exploitations se sont modernisées et ont été menées plus rationnellement à partir des années soixante. Au triage manuel des premières années, ont succédé les traitements gravimétriques (le Moulinal, Trébas, le Burg). En 1970, l'installation d'usines de flottation a permis de traiter des minerais de moindre teneur (Mont-Roc—Trébas) et, partant, de réviser à la baisse les « teneurs minimales économiques » du minerai.

Les exploitations eurent pour siège, du Sud au Nord de la feuille Réalmont : Peyrebrune, Mont-Roc, Roquefayre, la Pialade, le Moulin, le Franciman, Nébouts, Coutéry, le Burg, Peyreblanque, Margou, le Fraysse, l'Embournegade.

La SOGEREM a poursuivi les activités d'Ugine ; elle opère actuellement sur trois sièges d'exploitation : Mont-Roc et le Moulin, mines à ciel ouvert, et le Burg, exploitation souterraine, et possède deux installations de traitement : Mont-Roc, usine de flottation, et le Burg, concentration gravimétrique.

• **Morphologie des gisements - Minéralisations.** Schématiquement, la mise en place des minéralisations fluorées de l'Albigeois correspond à des remplissages successifs dans de grandes zones de fracturation E-W. Sur la feuille Réalmont, ces failles tardi-hercyniennes de direction E-W ont un pendage nord de 60 à 80°. Leur histoire est très complexe. On distingue successivement :

- un cisaillement dextre ;
- une ouverture des failles avec bréchification des épontes dont les éléments anguleux cimentés par des venues siliceuses constituent les «BTH» (brèche tectonique hypersilicifiée) ;
- une réouverture des failles au toit des structures bréchiques qui servent alors de charpente, et la mise en place de minéralisations en silice, fluorine et sidérite ;
- un rejeu de ces failles avec réouverture accompagnée d'une nouvelle silicification se traduisant par la formation du faciès « quartz haché » ou « quartz trabéculaire » : la silice venant occuper les clivages de la fluorine ou encore remplaçant la sidérite et la fluorine pour donner de petites cloisons de quartz cristallisé ;
- une nouvelle fracturation et une remobilisation de la fluorine verte et violette et du quartz dans des failles à pendage majoritairement sud.

La minéralisation fluorée, généralement massive, présente souvent des faciès rubanés, alternance de lits de fluorine et de lits de sidérite ou de quartz, témoignant des remplissages successifs.

Si la nature de l'encaissant n'a pas d'influence sur la puissance des minéralisations, elle en affecte fortement la géométrie. Régulière dans les terrains quartzitiques compétents, la forme des filons devient très fluctuante dans les schistes.

• **Origine des minéralisations.** Il semble peu probable que le fluor provienne des formations du Paléozoïque inférieur encaissantes, qui ne présentent généralement pas d'anomalies géochimiques fluorées. On peut en revanche imaginer une relation avec un massif granitique sous-jacent qui serait responsable de l'anomalie gravimétrique légère d'axe N20°E (fig. 5). Les grands cisaillements qui ont atteint le pluton, lors de l'extension, ont soit permis aux minéralisations fluorées de se libérer, soit permis la création au toit du pluton d'une zone de perméabilité et d'un réseau de fractures qui, réactivées, ont favorisé la création de circuits convectifs et le piégeage du fluor dans les fractures E-W.

● **Réserves.** Le potentiel du district fluoré de l'Albigeois sur la feuille Réalmont peut être évalué à 7 000 000 de tonnes; près de la moitié a déjà été extraite.

### **Plomb et zinc**

Ces métaux fréquents dans les filons de Peyrebrune où 95 000 tonnes de Pb-Zn (avec Pb/Zn = 2) et 130 tonnes d'argent ont été exploitées. Pour B. Durand (1966), ce gisement est de type péri-batholitique. Non loin de là, l'inventaire minier a reconnu récemment le filon de direction E-W de Notre-Dame-de-la-Brune à Zn, Pb, Ag, F, en partie masqué sous les formations tertiaires.

### **Tungstène**

82 000 tonnes de quartz à 1,08 % de WO<sub>3</sub> ont été extraites à Montredon-Labessonnié, de 1958 à 1962, dans les plus puissants des filons de direction N100 à 120°E (fractures de tension dont l'ouverture est en relation avec la phase D4) du ravin de la Frégère. Sur la feuille, seuls deux indices ont été découverts : d'une part en 1972, à l'Hom-Haut où la scheelite est en relation avec des amandes quartzo-feldspathiques de petites dimensions situées dans la schistosité sD2 ; d'autre part en 1986, dans un sondage effectué à la Goussarié, dans le cadre de l'Inventaire, qui a recoupé un stockwerk à scheelite, mispickel, fluorine.

### **Mercure**

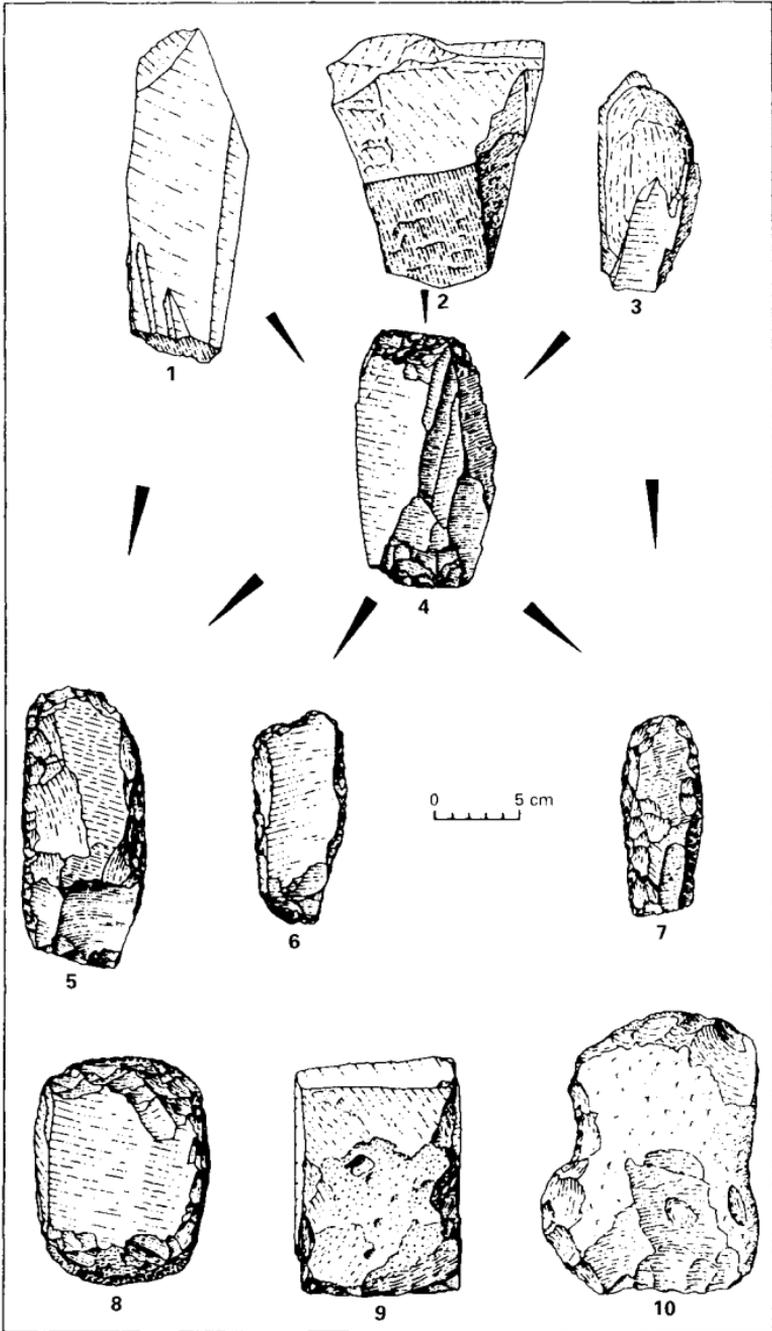
À Réalmont, sous le Tertiaire, des grès permien sont recoupés par de petits filons de barytine à cinabre.

## **DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE**

### *ARCHÉOLOGIE*

Les relations entre l'homme et son environnement, plus particulièrement le milieu minéral, se révèlent d'une complexité égale à celle de toutes sociétés humaines. L'un des buts de l'archéologie contemporaine est de définir avec le plus de précision possible ces relations. Si la fécondité de l'approche globale de cette problématique est reconnue par tous, l'expression cartographique demeure encore au stade des balbutiements. Le territoire de la feuille Réalmont constitue un espace géographique privilégié pour une telle étude (Servelle et Servelle, 1983) car il comprend des entités géographiques et géologiques aux caractéristiques diversifiées.

Pour fabriquer ses outils, aménager son habitat ou construire ses monuments funéraires, l'homme préhistorique a puisé dans un stock de matériaux lithiques divers. Au cours des millénaires, les modalités de cet approvisionnement ont varié notamment en fonction des



**Fig. 10 - Carrières préhistoriques de métabasites (Albigeois)**

1 : débit prismatique ; 2 : débit irrégulier ; 3 : débit en boule (ovoïde) ; 4 : bloc en cours de débitage et d'amincissement ; 5 : ébauche de hache façonnée sur un prisme épais de métabasite ; 6 : éclat mince de roche verte aménagé en ébauche de hache ; 7 : ébauche de hache sur ovoïde d'altération ; 8 : masse en métabasite dépourvue de dispositif particulier d'emmanchement ; 9 : petite enclume en diabase ; 10 : maillet en granite

potentialités du milieu minéral, de l'accessibilité aux gîtes, de la technologie, etc., allant de la simple collecte d'un galet au creusement dans la masse rocheuse. Malgré la richesse et la diversité de ce territoire en ressources minérales, l'homme s'est procuré, par le circuit des échanges, des matériaux ou des objets dont il ne disposait pas sur place (outillage, parures, objets de prestige). Le silex venait essentiellement des gîtes du Verdier, localisés en bordure de la Grésigne; toutefois, l'utilisation des silexites et jaspes du Ségala est attestée.

Sur la feuille Réalmont, les vestiges préhistoriques les plus anciens appartiennent à la civilisation acheuléenne. Ils consistent en quelques bifaces découverts isolément. Quelques stations de plein air réparties à la surface des argiles à graviers, au Sud du Tarn, ont livré des outillages lithiques attribués pour l'essentiel au Moustérien de tradition acheuléenne. Un site, pour l'instant unique, associe une industrie sur quartz, vraisemblablement du Paléolithique ancien, à des restes de faune.

Le Paléolithique supérieur n'est représenté que par de rares outils en silex isolés. Le Mésolithique demeure encore inconnu; cependant les modestes abris sous roche, dont les corniches du Ségala et des plateaux calcaires montrent maints exemples, plaident en faveur de l'existence de tels sites.

Les prospections de surface révèlent très souvent la présence de sites comportant un macro-outillage en roche verte, quartz et autres roches tenaces. L'outillage en silex reste minoritaire sur ces sites préférentiellement représentés sur les plateaux calcaires et dans les plaines alluviales. Les tessons de céramique permettent de les attribuer au Chalcolithique ou au Bronze ancien. Un petit nombre de ces stations de plein air peuvent appartenir au Néolithique moyen. D'autres datent, d'une manière certaine, du Bronze moyen. L'outillage comprend surtout des haches polies, broyeurs, meules, polissoirs en grès, galets aménagés.

Pour les temps préhistoriques, les recherches sur l'approvisionnement en matière première minérale a trouvé, dans la région, un regain d'intérêt par la découverte récente (C. et G. Servelle) d'un site exceptionnel où l'exploitation des roches vertes est évidente. Le but de cette exploitation était la fabrication d'ébauches de lame de pierre polie, plus connues sous le nom de haches polies. Les carrières s'étendent sur plusieurs hectares. En surface, le site a livré une quantité considérable d'artéfacts de toutes sortes. Les fragments, débris, éclats, blocs taillés et fendus sont les vestiges les plus abondants (fig. 10). Leur étude alliée à celle des ébauches permet de mieux connaître les techniques d'aménagement des blocs de pierre destinés à être polis. Les artisans utilisaient une gamme d'outils diversifiée: enclumes, percuteurs de toutes dimensions, pics encochés, et quelques maillets, véritables masses de carriers dont les encoches latérales assuraient une fixation efficace du manche. Le polissage des ébauches n'était pas réalisé dans les carrières. Chacun effectuait cette longue opération

loin des lieux d'extraction. La diffusion géographique de ce matériau a connu une ampleur non négligeable : bordure sud-ouest du Massif central. Seules des fouilles sur le site permettraient de situer chronologiquement avec précision le fonctionnement de ces carrières. L'extraction de ces roches vertes était pratiquée au Chacolithique, elles ont dû s'étendre au Néolithique et au début de l'âge du bronze.

L'exploitation des filons minéralisés en cuivre du Ségala au Chalcolithique et à l'âge du bronze demeure incertaine. Pourtant, de menus objets en cuivre, bronze ou même en or étaient utilisés durant ces périodes, comme en témoignent les ossuaires de Lacourbe et des Abeillous situés sur la feuille voisine Gaillac (fouilles C. et G. Servelle).

Sur la feuille Réalmont, les monuments mégalithiques sont en très petit nombre, les plus connus étant ceux d'Alban. Une seule statue-menhir est répertoriée, alors qu'elles sont si fréquentes sur la feuille voisine Saint-Sernin-sur-Rance.

L'étude du peuplement protohistorique se heurte à deux difficultés majeures : la rareté des vestiges et l'imprécision concernant les circonstances de leur découverte (dépôt de bracelets d'Alban et trésor monétaire gaulois de Paulhe près de Saint-Pierre-de-Trévisy).

Nous n'avons que peu de détails sur les fouilles effectuées au XIX<sup>e</sup> siècle près de Montsalvy (commune de Puygouzon) à l'emplacement de tombes appartenant à la civilisation des champs d'urnes (début de l'âge du fer).

Les sites et les vestiges relevant de l'époque gallo-romaine sont ici très répandus. Les sites qui caractérisent le mieux l'influence de Rome en Albigeois sont sans nul doute les exploitations minières. Les exploitations contemporaines ont fréquemment rencontré les traces de travaux antiques. Les découvertes réalisées au XIX<sup>e</sup> siècle et relatées par A. Caraven-Cachin et A. Daubrée, témoignent de l'importance considérable des chantiers antiques. Plus récemment, quelques mines ont fait l'objet d'études plus complètes (J. Lautier). Un précieux inventaire des exploitations minières antiques et médiévales (Filippo *et al.*, 1982) a été réalisé. Les travaux antiques se répartissent selon deux catégories : des exploitations à ciel ouvert (tranchées ou entonnaires) et des travaux souterrains (puits, galeries de petit gabarit, souvent en « U » renversé, et chambres de dépilage). Des traces d'outils (pointerolle), des entailles destinées à loger les lampes ont été observées, des lampes en terre cuite ont été trouvées. Les vieilles haldes et les amas de scories livrent également des vestiges archéologiques d'un grand recours pour la datation de ces exploitations. En milieu humide (galeries inondées) subsistent des éléments de boisage et, fait exceptionnel, au Moulinal, une poulie et une pelle en bois. Les techniques d'abattage associent l'utilisation du feu et celle de la pointerolle. Ces travaux peuvent être ponctuels ou s'égrèner sur plusieurs centaines de mètres tout au long d'un filon. À Peyrebrune, la galène argentifère était recherchée pour production de l'argent. Les vestiges significatifs

permettent de dater ces exploitations du premier siècle avant J.C. et de la première moitié du 1<sup>er</sup> siècle de notre ère. Après cette période d'intense activité, s'amorce un déclin de l'exploitation minière malgré la poursuite de l'extraction du fer en quelques lieux du Ségala (II<sup>e</sup> siècle) et celui de la galène à Peyrebrune au III<sup>e</sup> siècle.

À l'époque médiévale, seul le minerai de fer est extrait en Ségala. De véritables villages de mineurs ont été identifiés à proximité des mines. Deux d'entre eux ont fait l'objet de fouilles archéologiques : le site du Roc-des-Anglais, près d'Alban (fouilles A. Soutou) et le site du Font-Renard à Paulinet (fouilles E. Bergès et J. Lautier). Ces villages se caractérisent par la présence de « cases-encoches », sorte d'habitat partiellement entaillé dans le roc. Des activités métallurgiques y sont attestées : scories, loupe de fer. Le site de Font-Renard a livré un pic de mineur en fer. Le caractère défensif de ces sites n'est sans doute pas fortuit. Le matériel archéologique permet de situer leur occupation du XIII<sup>e</sup> au XV<sup>e</sup> siècles de notre ère. L'exploitation minière connaît un regain d'activité du XIX<sup>e</sup> siècle à nos jours. L'archéologie industrielle possède là un terrain d'étude fort prometteur. La vieille mine de Peyrebrune n'en est-elle pas le plus bel exemple ?

### SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES

L'amateur naturaliste trouvera dans cette carte et ses voisines des renseignements complémentaires à divers textes l'invitant à parcourir le Tarn avec des yeux de géologues. Trois itinéraires sont disponibles soit en librairie, soit en bibliothèque publique :

— on trouvera des descriptions très classiques de la région dans le **guide géologique régional : Aquitaine orientale** (Gèze et Cavaillé, 1977), Paris : Masson édit. ; *itinéraire 10* : de l'Albigeois au seuil du Lauragais et aux petites Pyrénées (d'Albi à Castres) ;

— des problématiques plus actuelles sont développées dans le guide d'excursion « Du cône torrentiel au grand fleuve » (Mouline, 1975) où les formations du Castrais et de l'Albigeois y sont observées sous l'angle de la paléopédogenèse, de la paléogéographie, tant sur les reliefs exondés aux temps tertiaires que dans les vastes zones où les sédiments issus du Massif central allaient se déposer ;

— enfin, le non-géologue, curieux cependant de l'origine des matériaux employés dans les divers édifices et monuments de la région, trouvera maintes données dans l'ouvrage « Terroirs et monuments de France » (éditions BRGM) ; itinéraire Languedoc de Saint-Pons à Cordes-sur-Ciel.

### BIBLIOGRAPHIE

AKROUR H. (1988) — Étude gîtologique du gisement de fluorine du Moulinal (Saint-Jean-de-Jeannes, Tarn). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Toulouse.

- ALSAC C., CABANIS B., GUÉRANGÉ-LOZES J., BÉZIAT D. (1987) — Caractères magmatiques du volcanisme basique ordovicien de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès dans l'Albigeois cristallin. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 305 (2), p. 1199-1205.
- AUBAGUE M., ORGEVAL J.J., SOULIÉ M., BOYER F., COMBES P.J. (1977) — Les gîtes minéraux de la terminaison méridionale du Massif central et de sa bordure languedocienne (essai de synthèse). *Bull. BRGM* (2), II, n° 3, p. 139-181, répertoire et carte des gîtes minéraux à 1/200 000.
- BARAS E. (1979) — Le dôme « orthogneissique » de Montredon-Labessonnié (Tarn) et son enveloppe métamorphique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Toulouse.
- BERGERON J. (1889) — Étude géologique du massif ancien situé au Sud du Massif central. Thèse, Paris, 362 p., 1 carte géol. à 1/320 000.
- BÉZIAT P. (1973) — Style des déformations et figures d'interférences sur la bordure sud-est du Sidobre (versant nord de la Montagne noire). *Bull. BRGM* (IV), n° 3, p. 161-183.
- BIROT P. (1955) — Les méthodes de la morphologie. Paris : P.U.F., 177 p.
- BODINIER J.L., BURG J.P. (1980-1981) — Évolution métamorphique et tectonique des séries cristallophylliennes du Rouergue occidental : mise en évidence d'un chevauchement dans la région de Najac (Aveyron). *Bull. BRGM* (2), sect. I, p. 315-339, 1 carte.
- CARAVEN-CACHIN A. (1890) — Étude sur les argiles rutilantes lutétiennes du Tarn. *Assoc. fr. avanc. sci.*, Limoges, 18<sup>e</sup> sect., p. 346.
- COLLOMB P. (1982) — Colloque national « Programme Géologie profonde de la France ». Documents BRGM, n° 39, p. 228-230.
- CORPEL J., DEBÉGLIA N., GUÉRANGÉ-LOZES J. (1987) — Apport de la gravimétrie à la cartographie géologique et structurale de l'Albigeois, *Rapp. BRGM* 87 DT 015 GPH.
- COSTA S. (1990) — De la collision continentale à l'extension tardi-orogénique : 100 millions d'années d'histoire varisque dans le Massif central français. Une étude chronologique par la méthode <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar. Thèse doctorat université Montpellier II, 441 p.
- CROUZEL F. (1957) — Le Miocène continental du bassin d'Aquitaine. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 248, 264 p.
- DECHOMETS R. (1978) — Le gîte de fluorine de Trébas (Tarn, France). *Pétrographie, tectonique, gîtologie, métallogénie*. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Lyon.
- DELOR C., LEYRELOUP A., BODINIER J.L., BURG J.P. (1986) — Découverte d'éclogites à glaucophane dans la klippe de Najac (Massif central, France), nouveaux témoins océaniques d'un stade haute pression dans la chaîne de collision varisque. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 302, 2, p. 739-744.

- DELOR C., BURG J.P., GUIRAUD M., LEYRELOUP A. (1987) — Les métapélites à phengite-chloritoïde-grenat-staurotide-disthène de la klippe de Najac-Carmaux : nouveaux marqueurs d'un métamorphisme de haute pression varisque en Rouergue occidental. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 305, II, p. 589-595.
- DELPONT G. (1973) — La série métamorphique de l'Albigeois à l'Est de Réalmont (Tarn). Étude microtectonique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Toulouse, 86 p.
- DELSAHUT B. (1981) — Dynamique du bassin de Carmaux (Tarn) et géologie du Stéphano-Permien des environs (entre Réalmont et Najac). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Toulouse.
- DEMANGE M. (1982) — Étude géologique du massif de l'Agout (Montagne noire, France). Thèse État, univ. Pierre-et-Marie-Curie (Paris), 2 vol., 1055 p., 1 carte h.t.
- DEMAY A. (1931) — Contribution à l'étude de la tectonique hercynienne anté-stéphanienne dans les Cévennes méridionales et dans le Rouergue. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5 (1), p. 663-696.
- DONNOT M., GUÉRANGÉ B. (1978) — Le synclinorium cambrien de Brusque. Implications stratigraphiques et structurales dans les monts de l'Est de Lacaune (Tarn, Aveyron, Hérault), versant nord de la Montagne noire. *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> sér., n° 4, p. 333-363, 2 pl. h.t.
- DURAND B. (1966) — Le gisement plombo-zincifère de Peyrebrune (Tarn). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Nancy.
- DURAND J. (1937) — Sur la structure du pays cristallin du Rouergue et de l'Albigeois. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 205, p. 160-162.
- ENJALBERT H. (1961) — Les pays aquitains, le modelé et les sols. Bordeaux : Brière édit., 606 p.
- FILIPPO R. (de), GRACIA Y., PEIXOTO X., SAUVAGE C. (1982) — Inventaire des mines et fonderies antiques et médiévales de l'Est de la Montagne noire (Est du Tarn, Sud de l'Aveyron, Nord-Ouest de l'Hérault). Mém. maîtrise, univ. Toulouse-le Mirail. Vol. I : XXII et 47 p.; vol. II : XLIII et 200 p.; vol. III : 13 p., 49 fig., 22 pl. photo.
- GENSANNE M. (de) (1776-1779) — Histoire naturelle de la province du Languedoc. Montpellier : Rigaud édit., 5 tomes.
- GÈZE B. (1949) — Étude géologique de la Montagne noire et des Cévennes méridionales. Mém. Soc. géol. Fr., n. sér., t. XXIX, 62, 215 p.
- GUÉRANGÉ B. (1970) — Étude structurale du dôme de Montredon-Labessonnié (Tarn). Rapp. BRGM 70 SGN 059 GEO.
- GUÉRANGÉ-LOZES J. (1987) — Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformations (thèse État, univ. Paul-Sabatier, Toulouse). Documents BRGM, n° 135, 259 p.
- GUÉRANGÉ-LOZES J., BURG J.P. (1990) — Les nappes varisques du Sud-Ouest du Massif central (cartes géologique et structurale à 1/250 000 Montpellier et Aurillac). *Géologie de la France*, n° 3-4, p. 71-106, 7 fig., 4 tabl., 3 cartes h.t.

- UÉRANGÉ-LOZES J., GUÉRANGÉ B. (1984) — Les nappes de charriage de l'Albigeois cristallin (Tarn et Aveyron, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 299, sér. II, n° 8, p. 471-474.
- GUILLON J.H. (1963) — Étude géologique et métallogénique de l'Albigeois. Région d'Alban-Trébas (Tarn). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris, 74 p.
- HAMET J. (1975) — Étude systématique par la méthode  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$  des processus orogéniques. Exemple de la Montagne noire. Thèse État, univ. Paris VI-VII, 248 p.
- LEGRAYE M., GOFFINET A. (1955) — Étude géologique et métallogénique du gisement de wolframite de Montredon-Labessonnié (Tarn). *Ann. Soc. géol. Belgique*, LXXVIII, p. 203-246.
- LE GRIEL A. (1991) — L'évolution géomorphologique du Massif central français. Édité par l'auteur à Saint-Étienne, 3 t., 659 p.
- LENÔTRE N., GUÉRANGÉ-LOZES J., avec la collaboration de FOURNIGUET J. (1987) — Apport des comparaisons des nivellements et confrontation des résultats avec les données géologiques dans l'Albigeois cristallin (*in* Guérangé-Lozes, 1987).
- LENÔTRE N., GUÉRANGÉ-LOZES J. (1989) — Mouvements verticaux actuels dans l'Albigeois cristallin (Tarn, Aveyron, France) : corrélation entre les données de nivellement et les données géologiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 308 (2), p. 1105-1113.
- MALUSKI H., MONIÉ P. (1988) —  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  laser probe multi-dating inside single biotites of a Variscan orthogneiss (Pinet, Massif Central, France). *Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sect.)*, 73, p. 245-263.
- MALUSKI H., COSTA S., MONIÉ P. (1989) — Variscan uplift of the southern French Massif Central : a  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the metamorphism in the Montagne Noire. *Terra*, abstract, 1, p. 263.
- MARINI F. (1987) — Clinopyroxènes reliques dans les métabasites paléozoïques de l'Albigeois : indicateurs d'un volcanisme transitionnel tholéiitique en distension (formation des « schistes et roches vertes », Tarn, âge ordovicien probable). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 304, sér. II, n° 1, p. 29-34.
- MATTE P., NICOLLET C. (1976) — Succession et style des déformations hercyniennes dans le substratum anté-permien du versant sud du dôme du Lévézou. Réun. ann. sci. Terre, Paris, p. 290.
- MAURIÈS J.P. (1970) — Microtectonique du Paléozoïque à l'Ouest de Vabre (Tarn). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Toulouse.
- MILLOT G. (1964) — Géologie des argiles. Altérations, sédimentologie, géochimie. Paris : Masson édit., 499 p.
- MOULINE M.P. (1975) — Excursion en Castrais et en Albigeois. *In* : « Du cône torrentiel au grand fleuve ». Sédim. Nice et inst. géodynamique Bordeaux, 108 p.
- MOULINE M.P. (1989) — Sédimentation continentale en zone cratonique : le Castrais et l'Albigeois (France) au Tertiaire. Thèse État, Bordeaux III, 878 p.
- NICOLET B. (1963) — Étude géologique et métallogénique de l'Albigeois. Région d'Alban - Saint-Jean-de-Jeannes (Tarn). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris, 89 p.

- NICOLLET C. (1978) — Pétrologie et tectonique des terrains cristallins anté-permiens du versant sud du dôme du Lévézou (Rouergue, Massif central). *Bull. BRGM.*, 2<sup>e</sup> sér., I (3), p. 225-263, 1 carte h.t.
- PIERROT R., PICOT P., FORTUNÉ J.P., TOLLON F. (1976) — Inventaire minéralogique de la France. N° 5 : Tarn. Orléans : BRGM.
- PIN C., LANCELOT J.R. (1982) — U-Pb dating of an Early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, p. 1-12.
- PIN C., PIBOULE M. (1988) — Âge dévonien supérieur de la série calco-alcaline de la ceinture basique du Lévézou (Rouergue). Un exemple de complexe leptyno-amphibolique composite. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. IV, n° 2, p. 261-265.
- ROQUES M. (1941) — Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif central français. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 530 p.
- SERVELLE C. (1979) — Le rôle morphologique de la faille de Gédoul (près de Réalmont, Tarn). *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, vol. 115, n° 1-2, p. 197-298.
- SERVELLE C., SERVELLE G. (1983) — La préhistoire du bassin du Dadou. Méthodologie et résultats d'une étude régionale programmée. *Archéologie tarnaise*, t. I, p. 61-87, 5 fig., 5 photos.
- SIMON-COINÇON R. (1989) — Le rôle des paléo-altérations et des déformations dans les socles : l'exemple du Rouergue (Massif central). CGGM, Paris, 289 p.
- SOULÉ J.C. (1980) — État des connaissances et synthèse hydrogéologique du département du Tarn. *Rapp. BRGM 80 SGN 058 MPY*.
- TAVOSO A. (1986) — Le Paléolithique inférieur et supérieur du Haut-Languedoc. *Inst. paléontologie humaine*, Paris : Études quaternaires, n° 5, 405 p.
- THIÉBAUT J., VETTER P. (1960) — Les amphibolites du bassin houiller de Carmaux. *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, t. 95, fasc. 1 et 2, p. 181-191.
- THORAL M. (1935) — Contributions à l'étude géologique des monts de Lacaune et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne noire. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.* (192), t. 38, p. 319-637.
- VIALEFOND L. (1963) — Étude géologique et métallogénique de l'Albigeois, région de Montredon-Labessonnié (Tarn). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris, 73 p.

### **Carte géologique de la France à 1/80 000**

Feuille *Albi* : 1<sup>re</sup> édition (1904), par G. Vasseur, J. Blayac, Repelin, J. Bergeron, Dereims ; 2<sup>e</sup> édition (1939), par M. Thoral, J. Durand.

## 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, 12, rue Michel-Labrousse, BP 1342, 31106 Toulouse cedex 1, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

## AUTEURS

J. GUÉRANGÉ-LOZES, B. GUÉRANGÉ, ingénieurs géologues au BRGM, pour les formations du socle cambro-ordovicien, avec la collaboration de C. ALSAC, ingénieur géologue au BRGM, et B. CABANIS, maître de conférences à l'université Paris VI, pour les formations volcaniques ordoviciennes.

M.P. MOULINE, maître de conférences à l'université Bordeaux II, avec la collaboration de G. SENGÈS, professeur de sciences naturelles au collège d'enseignement général de Saint-Juéry (Tarn), pour les formations tertiaires et quaternaires.

B. DELSAHUT, docteur de 3<sup>e</sup> cycle de l'université Paul-Sabatier (Toulouse), pour les formations stéphano-permiennes du bassin de Réalmont.

J. CORPEL, N. DEBÉGLIA, ingénieurs géophysiciens au BRGM, pour l'apport gravimétrique à la cartographie géologique et structurale de l'Albigeois.

N. LENÔTRE, ingénieur géologue au BRGM, pour l'étude des mouvements verticaux actuels en Albigeois.

J.C. SOULÉ, ingénieur hydrogéologue au BRGM, pour les ressources en eau.

J. GALHARAGUE, ingénieur géologue au BRGM, pour les carrières.

A. DAVID, ingénieur géologue à la SOGEREM (Tarn), pour les gîtes et indices minéraux.

G. SERVELLE, ingénieur, circonscription des Antiquités préhistoriques du Midi-Pyrénées, pour l'archéologie.

Présentation au CCGF : 10 décembre 1992.

Acceptation de la carte et de la notice : 17 mars 1994.

Impression de la carte : 1996.

Impression de la notice : décembre 1996.