

REVEL

La carte géologique à 1/50 000
REVEL est recouverte par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000
à l'ouest : TOULOUSE (N° 230)
à l'est : CASTRES (N° 231)

Toulouse	Lavaur	Castres
Villefranche- de-Lauragais	REVEL	Mazamet
Saverdun	Castelnaudary	Carcassonne

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

REVEL

par

M. DEMANGE, B. ALABOUVETTE,
M.P. MOULINE, J.G. ASTRUC

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



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

**Secrétariat de la Carte
géologique**

par

**M. DEMANGE, B. ALABOUVETTE,
M.P. MOULINE, J.G. ASTRUC**

1997

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

pour la carte : DEMANGE M., MOULINE M.P., ALABOUVETTE B. (1997) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Revel (1011). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Demange, B. Alabouvette, M.P. Mouline, J.G. Astruc (1997), 104 p.

pour la notice : DEMANGE M., ALABOUVETTE B., MOULINE M.P., ASTRUC J.G. (1997) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Revel (1011). Orléans : BRGM, 104 p. Carte géologique par M. Demange, M.P. Mouline, B. Alabouvette (1997).

© BRGM, 1997. 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 : 2-7159-2011-3

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	10
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	12
<i>PRINCIPAUX CENTRES D'INTÉRÊT DE LA CARTE</i>	14
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	16
DESCRIPTION DES TERRAINS	22
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	22
Formations de la zone axiale et des unités d'Arfons et des Cammazes	22
Cambrien des unités de Durfort et du Désert de Saint-Ferréol	31
<i>ROCHES PLUTONIQUES ET FILONIENNES</i>	36
<i>CÉNOZOÏQUE</i>	45
Tertiaire	45
Quaternaire et formations superficielles	55
TECTONIQUE	59
MÉTAMORPHISME	82
GÉOMORPHOLOGIE	89
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	94
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	94
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	96
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	98
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	100
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	100
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	101
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	101
AUTEURS	104

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Partagée entre les départements du Tarn au Nord-Est, de l'Aude au Sud et de la Haute-Garonne, la feuille Revel se situe sur l'extrémité occidentale de la Montagne noire et la bordure orientale du Bassin aquitain.

Cette feuille se divise en trois grands domaines que distinguent leur géologie, géomorphologie et végétation :

– au Sud-Est, l'extrémité occidentale de la Montagne noire est une région de moyenne montagne et de collines culminant à 813 m au Montalric et s'abaissant vers l'Ouest à des altitudes d'environ 300 m ;

– la partie centrale de la feuille est occupée par la dépression de Revel, partie de la « dépresssion bartonienne » qui court autour de la Montagne noire de Castelnaudary à Castres et dont l'altitude sur la feuille reste inférieure à 200 m (le point le plus bas de la feuille, 169 m, se situe à Soual en bord nord de la feuille) ;

– cette « dépresssion bartonienne » est dominée vers l'Ouest par la double cuesta de Saint-Félix-Lauragais (270 à 336 m) armée par les horizons calcaires du Priabonien supérieur et Rupélien moyen. Cette cuesta est prolongée vers l'Ouest par une sorte de plateau disséqué en étroits reliefs ou « serres » uniformément alignés WNW-ESE. Ce « plateau » doucement incliné vers l'Ouest correspond au Tolosan oriental et à une partie du Lauragais.

La ligne de partage des eaux entre versants atlantique et méditerranéen se situe vers la limite sud de la feuille. Seules les têtes de ruisseaux mineurs affluents du Fresquel (feuilles Castelnaudary et Carcassonne) et une partie du haut bassin-versant du Lampy ressortent du versant méditerranéen. L'essentiel de la feuille se situe sur le versant atlantique. Le Sor, sous-émissaire du Tarn par l'intermédiaire de l'Agout, draine la majeure partie de la feuille. Le revers de la cuesta de Saint-Félix-Lauragais montre un réseau de ruisseaux en position conséquente.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille Revel se partage entre les terrains paléozoïques de la Montagne noire (Sorézois) et du petit massif de Revel pour le quart sud-est et, pour le reste, les terrains tertiaires et quaternaires de la bordure occidentale du bassin d'Aquitaine.

Domaine paléozoïque de la Montagne noire et du massif de Revel

Les terrains paléozoïques de la Montagne noire émergent de leur couverture tertiaire à la faveur du rejeu inverse, d'âge pyrénéen, de la grande *faille de Mazamet*. Ces terrains ainsi basculés forment un relief abrupt extrêmement jeune au Nord, alors que vers le Sud ils s'ennoient progressivement sous leur couverture tertiaire. La faille de Mazamet-Tantajo, faille majeure suivie sur environ 120 km depuis la région de Revel jusque Clermont-l'Hérault, présente un rejet maximum, supérieur à 1 000 m, à la hauteur du pic de Nore (feuille Mazamet), une quarantaine de kilomètres à l'Ouest de Revel ; vers l'Ouest, ce rejet décroît rapidement et cette faille se réduit à un simple pli-faille ou flexure dans la région de La Pomarède, abaissant dans ce secteur le substratum hercynien d'environ 200 m. Le massif de Revel apparaît au cœur d'une boutonnière brachyanticlinale d'âge également tertiaire, fortement déversée vers le Nord : comme la Montagne noire, ce massif présente un relief abrupt vers le Nord, alors qu'il s'ennoie progressivement dans les autres directions sous sa couverture tertiaire.

Les terrains paléozoïques de la feuille Revel, comme de l'ensemble du Sorézois, appartiennent à six unités superposées, séparées par des charriages cisailants majeurs sécants sur les structures tectoniques et métamorphiques précoces, et repris par plusieurs phases souples et cassantes tardives ; de bas en haut :

– **la zone axiale de la Montagne noire**, proprement dite, présente une série dans l'ensemble monoclinale, analogue à celle décrite dans tout le flanc sud (feuilles Bédarieux, Saint-Pons et Carcassonne) avec les orthogneiss du Cabardès à la base (observables uniquement sur la feuille Castelnaudary), surmontés par leur enveloppe métasédimentaire (groupe de Saint-Pons–Cabardès = *p.p.* « schistes X »), vraisemblablement d'âge infracambrien (?) à cambrien (faisceaux b à d) ; cette unité présente un métamorphisme prograde de type intermédiaire de basse pression allant de la zone de la cordiérite à la zone sillimanite + muscovite.

À l'extrémité ouest du Sorézois, le *granite de Labécède-Lauragais* est une intrusion stratiforme postérieure au métamorphisme et aux phases tectoniques précoces, mis en place dans la zone axiale *s.s.* ; ce granite est tronqué à son sommet par le charriage des unités d'Arfons et des Cammazes.

Le *massif de Revel*, formé d'orthogneiss œillés analogues à ceux du massif du Cabardès, et du granite de Labécède, représente une réapparition de la zone axiale au Nord de la faille de Mazamet ;

– à l'extrême bord est de la feuille, le petit panneau de schistes épimétamorphiques (faisceaux g à h) coïncé entre l'unité d'Arfons et la

granodiorite du Lampy, représente **l'unité de la Loubatière**, beaucoup plus largement développée sur la feuille voisine Mazamet ;

– **l'unité d'Arfons** est formée de terrains appartenant au groupe de Saint-Pons–Cabardès (faisceaux e à g), qui diffèrent toutefois de ceux affleurant dans la zone axiale s.s. par l'importance des faciès quartzitiques dans les faisceaux f et e et la présence de niveaux dolomitiques importants (faisceau e). Cette unité est structurée en grands plis isoclinaux à vergence sud-est, tronqués par le contact de base de l'unité. Le métamorphisme prograde de type de basse pression va de la zone de la chlorite à celle de l'andalousite ; la cordiérite y est très abondante ;

– **l'unité des Cammazes** montre, en position inverse, des terrains du groupe de Saint-Pons–Cabardès (faisceaux f à b) analogues à ceux de l'unité d'Arfons (mais avec plutôt des calcaires que des dolomies) et les *gneiss des Cammazes*, orthogneiss formant un corps stratiforme intercalé entre les faisceaux b et d. Le contact inférieur des gneiss des Cammazes est un accident chevauchant ; leur contact supérieur est masqué par un sill précoce, le *granophyre de Malcoustat*. Le métamorphisme va de la zone de la biotite au Sud-Est à celle de l'andalousite à l'Ouest ; le grenat y est abondant, la cordiérite, rare. Au Nord-Est, cette unité s'écaille fortement sous l'unité de Durfort ;

– **l'unité de Durfort** est formée de terrains cambriens épi- à mésométamorphiques (atteignant la zone de la cordiérite à la base) : puissante série grésopélique (Formation de Marcory, Cambrien inférieur) où s'interstratifient des formations volcaniques acides (les « *blaviérites* ») et des passées conglomératiques ; puis le Cambrien inférieur carbonaté formé de dolomies peu différenciées ; quelques mètres d'alternances grésocarbonatées marquent le passage au Cambrien moyen grésopélique. Cette unité, préservée dans une vaste gouttière tardive WSW-ENE, présente une structure interne complexe due à plusieurs phases de plis et d'écaillages ;

– **l'unité du Désert de Saint-Ferréol** * est formée de terrains d'âge cambrien inférieur : Formation de Marcory, grésopélique (qui se distingue de la Formation de Marcory de l'unité de Durfort par l'absence de « *blaviérites* ») et Cambrien inférieur carbonaté présentant un caractère beaucoup plus diversifié que celui de l'unité de Durfort, avec le développement de faciès calcaires, dont, en particulier des calcaires analogues aux « calcaires à archéocyathes » du versant sud de la Montagne noire.

Les analogies lithostratigraphiques, tectoniques et métamorphiques permettent de regrouper ces différentes unités et de les intégrer aux grands ensembles reconnus en Montagne noire (Demange, 1994a) :

* Le lieu-dit qui a donné son nom à cette unité est le Désert de Saint-Ferréol et la chapelle du même nom situés sur la commune de Dourgne (coordonnées 586-3131).

- la zone axiale et les unités d'Arfons et des Cammazes (et de la Loubatière) se rattachent au *domaine catalan*, promontoire du Gondwana, craton en bordure duquel s'est édifiée la chaîne hercynienne française et qui en constitue ce substratum méridional. La zone axiale *s.s.* représenterait l'autochtone relatif : socle précambrien et sa couverture (groupe de Saint-Pons-Cabardès). Les unités d'Arfons et des Cammazes, constituées de formations appartenant au groupe de Saint-Pons-Cabardès, sont des écaillés arrachées à la couverture de zone axiale *s.s.* lors du passage des unités allochtones et charriées sur celle-ci ;

- les unités du Désert de Saint-Ferréol et de Durfort se rattachent au vaste *ensemble allochtone occitan*, actuellement séparé entre les versants sud et nord de la Montagne noire et qui représentait la marge passive du domaine catalan. L'analogie des séries cambriennes rattache l'unité de Durfort à l'unité du Mendic et celle du Désert de Saint-Ferréol aux nappes du versant sud et à l'unité de Mélagues. Lors de l'orogénèse hercynienne, cet ensemble occitan a été charrié par-dessus le domaine catalan et les unités de Durfort et du Désert de Saint-Ferréol représentent des klippes préservées au-dessus de la zone axiale.

La **granodiorite du Lampy** forme un corps stratiforme dont la base se situe en zone axiale, au-dessus du faisceau c et le toit atteint le faisceau h. Ce granite recoupe légèrement la base de l'unité d'Arfons. Toutefois, le corps même du massif montre une foliation pénétrative disposée en couloirs concordants sur les directions des cisaillements majeurs. Les sillons rattachés à ce granite, jalonnant certains contacts cisailants, sont foliés. Cela suggère que ces cisaillements ont pu rejouer après la mise en place de ce granite.

Ultérieurement à la mise en place de ces nappes par charriages cisailants, différentes phases tardives déforment l'ensemble :

- phases souples compressives complexes créant une vaste gouttière synforme, au cœur de laquelle sont préservées les unités les plus élevées ; l'autochtone relatif de la zone axiale apparaît au Sud (zone axiale *s.s.*) et au Nord-Ouest (massif de Revel) de cette gouttière synclinale. L'ensemble est ultérieurement tordu par une phase ultérieure de direction sensiblement NW-SE, qui fait que cette vaste synforme tourne de directions WSW-ENE à l'Ouest à une direction SW-NE à l'Est ;

- rejeu des différentes structures cassantes, cisaillements et diaclases, en failles normales. Une seconde foliation mylonitique, liée à ce stade d'extension, apparaît en particulier le long de couloirs hectométriques dans le granite du Lampy ; dans ces couloirs, les stries de direction nord-est indiquent une extension en faille normale ;

- décrochement dextre tardi-hercynien de la faille de Mazamet et rejeu concomittant des accidents antérieurs ENE-WSW parallèles à celle-ci ;
- failles inverses pyrénéennes, jeu en failles inverses des failles de Mazamet et de Saint-Ferréol, mais aussi rejeu des accidents antérieurs à l'intérieur du massif : la structure en horst de la Montagne noire est très bien marquée par le décalage des surfaces d'aplanissement (voir « Géomorphologie »).

Cénozoïque

Le substratum hercynien s'ennoie vers l'Ouest et le Nord sous les recouvrements tertiaires de la bordure aquitaine représentés ici par ce qui fut improprement appelé le « golfe » du Castrais, et par l'auréole des mêmes terrains contournant la pointe ouest de la Montagne noire en direction du bassin de Carcassonne. La limite actuelle entre socle et couverture ne représente en fait qu'une limite d'érosion déterminée par le rehaussement tardif du domaine Massif central-Montagne noire.

La couverture tertiaire présente un léger pendage (2 à 5°) en direction du bassin vers l'WNW, qui n'est perturbé que très localement en bordure nord de la faille de Mazamet et du panneau de Revel, où il peut atteindre 45°. Outre la faille de Mazamet dont les rejeux tertiaires affectent au moins les couches anté-bartoniennes, quelques accidents mineurs d'ordre décamétrique peuvent être décelés ici ou là. Des accidents de cet ordre ont notamment été mis en évidence par forage dans ces mêmes séries inférieures.

Schématiquement, deux familles de dépôts peuvent être distinguées, qui se succèdent à la fois verticalement (dans le temps) et horizontalement des marges vers le bassin :

- une série dite des « argiles à gravier » représentant des produits de remaniement et de transport des altérites développées sur les paléoreliefs hercyniens nord-orientaux (Massif central-Montagne noire) ;
- et une série dite « molassique » où se déposent en milieu fluvio-lacustre les produits du démantèlement de la chaîne pyrénéenne.

Ici, la progression vers le Nord des dépôts-centres de la sédimentation molassique au Bartonien, repousse plus au Nord-Est (bordure de l'Albigeois) la zone d'imbrication des deux types de faciès qui pourront y coexister jusqu'à l'Oligocène.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Paléozoïque

Le levé des terrains paléozoïques de la feuille Revel vient à la suite de travaux de terrain et de laboratoire menés depuis une vingtaine d'années sur l'ensemble de la zone axiale de la Montagne noire et de ses abords immédiats, concrétisés par la parution des feuilles Bédarieux, Saint-Pons, Lacaune et Carcassonne. Ces levés bénéficient donc d'un acquis important ; en particulier, vu l'intensité et la complexité de la tectonique de chevauchement, il aurait été délicat d'établir l'échelle lithostratigraphique si nous n'avions eu à titre de référence des séries plus complètes sur les feuilles voisines. Nous renvoyons le lecteur aux notices de ces différentes feuilles, et en particulier de la feuille Saint-Pons (Alabouvette et Demange, 1993) pour de nombreux compléments pour certains points (géochimie, interprétation sédimentologique,...) mieux exposés et mieux étudiés sur les feuilles voisines.

La carte présentée ici est la synthèse de levés à 1/10 000 effectués au cours de six campagnes échelonnées sur trois ans (1993-1995), entrecoupées de travaux au laboratoire. Le travail de terrain est rendu assez difficile par les conditions d'affleurement souvent insuffisantes : le secteur paléozoïque se situe entièrement en domaine atlantique et présente une dense couverture végétale (forêts, prairies,...) ; si le versant nord de la Montagne noire, très abrupt, offre des coupes relativement continues, le versant sud, qui s'enfonce doucement sous les terrains tertiaires, affleure souvent très mal : terrains altérés sous le Tertiaire, placages d'argiles à gravier plus ou moins remaniées,...

L'étude structurale (relevé systématique des éléments structuraux : foliations, plans axiaux et axes des différentes familles de plis, linéations et leur report et discussion sur canevas de Schmidt) a été menée de front avec la cartographie, chacune de ces méthodes éclairant l'autre. Cette démarche permet d'établir la liaison entre les structures cartographiques et les « petites » structures à l'échelle de l'affleurement, voire des microstructures à l'échelle de la lame. Le but final est d'établir la reconstitution géométrique des structures, préalable à toute interprétation cinématique et, *a fortiori*, dynamique.

Les isogrades de métamorphisme ont été tracées et les faciès discutés à partir de 450 échantillons environ de roches pélitiques, ce qui est certainement insuffisant vu l'intensité de la tectonique postérieure au métamorphisme principal : en effet, les charriages cisailants interrompent souvent la continuité des séries métamorphiques et rapprochent des domaines dont l'histoire métamorphique peut avoir été très différente. La structure méta-

morphique présentée ici pourra sans doute être précisée lors d'études ultérieures.

La feuille Revel manque de données géochimiques et de datations, et en particulier de datations géochronologiques :

– aucun fossile paléozoïque n'est signalé sur la feuille ; les attributions d'âge reposent sur des analogies avec des séries bien datées présentées sur les feuilles voisines ;

– il n'existe aucune donnée géochimique sur les formations éruptives et plutoniques (anté-, syn- ou tardi-tectoniques) présentes sur la feuille ; l'interprétation géotectonique de ces formations ne peut donc être discutée ;

– les rares données géochronologiques, déjà assez anciennes (Hamet, 1975), ont été faites sur trop peu d'échantillons, prélevés sans étude géologique ni géochimique. Il serait urgent de reprendre une telle étude géochronologique à la lumière des résultats exposés sur cette carte, et cela d'autant plus que la feuille Revel permet de résoudre clairement un certain nombre de problèmes intéressant l'ensemble de la Montagne noire et même l'ensemble de la chaîne hercynienne française méridionale.

Cénozoïque

La répartition des affleurements de qualité sur la carte Revel est, comme partout en Castrais et en Albigeois, irrégulière. Le degré d'altérabilité des roches aussi bien que les facteurs topographiques jouent un grand rôle dans la qualité des informations : les bas de coteau n'offrent souvent que des données sur le Pléistocène et l'Holocène. À partir de la partie moyenne de la plupart des reliefs, le Tertiaire affleure de mieux en mieux à mesure que l'on monte en altitude ; il y aura donc une inégalité dans la connaissance de ce Tertiaire où, de plus, seules les zones où se multiplient les horizons calcaires offrent des possibilités d'observation satisfaisantes.

Malgré l'intérêt que présente, la proximité de la faille de Mazamet, la médiocrité des possibilités d'observation laisse subsister beaucoup d'incertitudes quant à l'histoire récente de cet accident majeur, notamment la chronologie de ses manifestations et son rôle au cours de la sédimentation paléogène. L'exploitation approfondie des sondages réalisés à son voisinage entre Revel et Tréville permettrait vraisemblablement de faire progresser la connaissance en ce domaine.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Paléozoïque

Le Sorézois est une région d'un très grand intérêt géologique pour la compréhension de la chaîne hercynienne française méridionale. C'est en effet pratiquement la seule région de la Montagne noire où les rapports entre le Cambrien épimétamorphique et les terrains métamorphiques de la zone axiale ne sont pas masqués par des failles tardives. Toutefois, cette région demeure assez peu étudiée. Les deux contributions majeures antérieures au levé de cette carte sont les thèses de B. Gèze (1949) et de P. Debat (1974). Ces travaux diffèrent profondément tant dans l'interprétation lithostratigraphique que tectonique.

Pour B. Gèze, les formations attribuées au Cambrien par analogie de faciès avec les séries bien datées du versant sud de la Montagne noire reposent, par l'intermédiaire des « blaviérites » interprétées comme un poudingue schistosé, sur les formations métamorphiques de la zone axiale attribuées à l'Antécambrien. Toutefois, cet auteur insiste sur le fait qu'aucune discordance ne peut être mise en évidence entre Cambrien et Antécambrien. Les gneiss ne sont ni différenciés, ni interprétés.

Du point de vue tectonique, il reconnaît un style en plis plus ou moins fermés : le cœur des synclinaux est occupé par le « Géorgien » (Cambrien inférieur) carbonaté et l'« Acadien » (Cambrien moyen) schisteux ; les gneiss occupent le cœur d'anticlinaux plus ou moins écaillés. Il décrit ainsi une structure en éventail avec, du Nord-Ouest au Sud-Est : un synclinal de carbonates cambriens, très isoclinal, déversé vers le Nord-Ouest ; un anticlinal de grès de Marcory suivi du synclinal de Durfort, plus ouvert mais également déversé vers le Nord-Ouest ; l'anticlinal des Cammazes, puis le synclinal d'Arfons déversé vers le Sud-Est. Les dolomies qui dessinent le synclinal d'Arfons sont considérées comme l'équivalent métamorphique des dolomies d'âge cambrien inférieur du synclinal de Durfort. Les carbonates des Cammazes sont ignorés. B. Gèze cartographie un contact anormal chevauchant entre les séries infra- et antécambriennes du flanc sud-est du synclinal de Durfort et les gneiss des Cammazes du cœur de l'anticlinal des Cammazes : c'est le chevauchement de l'unité de Durfort.

P. Debat dessine, comme B. Gèze, deux synclinaux à cœur de Cambrien inférieur carbonaté et moyen sur la bordure nord-ouest de la Montagne noire. Mais, ne tenant pas compte, à l'inverse de B. Gèze, de l'intensité du métamorphisme, il voit, dans les formations reposant au Sud-Est du synclinal de Durfort, une série monoclinale sans repli majeur. Les « blaviérites » (« porphyroïdes ») sont interprétées comme une formation volcano-détritique plus ou moins grossière interstratifiée dans la série et

attribuée au Briovérien supérieur ; en dessous vient une série essentiellement gréso-pélimitique dans laquelle s'interstratifient les formations carbonatées et silico-carbonatées des Cammazes et d'Arfons. La découverte de restes organiques assimilables à des formes décrites du Briovérien de Bretagne (Fournier-Vinas et Debat, 1970), permet d'assimiler la base de la série au Briovérien moyen.

Parmi les gneiss, différents ensembles sont distingués et interprétés : les gneiss des Cammazes, plus particulièrement étudiés, dérivent d'un sill antétectonique injecté au sein de la série métasédimentaire, sur sa bordure nord-ouest. P. Debat distingue en particulier le « gneiss des Mantagnets » où des textures granophyriques sont préservées ; les « granites schistosés du massif Revel-Saint-Ferréol-Labécède » sont individualisés. Il montre que les gneiss de Mazamet-pic de Nore (= massif de Nore) et ceux du massif de Villemagne-Cenne-Monestiés-Saissac (= massif du Cabardès) sont très analogues : il s'agit d'un ensemble composite comprenant des « gneiss surmicacés » (d'origine sédimentaire ?), des « gneiss à mégacristaux fedspathiques » (gneiss œillés) dérivant d'anciens granites et des « gneiss à grain fin » dérivant d'anciens filons d'aplite. P. Debat parle d'un « socle comprenant d'anciens granites intrusifs dans une série métamorphique antéhercynienne d'origine para ».

Du point de vue tectonique P. Debat reconnaît deux déformations : une première déformation contemporaine d'un métamorphisme mésozonal, se traduisant par la formation de grands plis couchés ; puis une phase de serrage, très intense en Sorézois, redressant la schistosité I, accompagnée de recristallisations, se traduit par de grands plis cartographiques ; tardivement, un « phénomène de tassement » induit des plis à plans axiaux subhorizontaux et une schistosité de crénulation. Les phénomènes de chevauchement sont très localisés : le plus notable est le chevauchement de l'ensemble des granites de Brousse et du Lampy sur les gneiss de Saissac.

Le levé de la carte à 1/50 000 Revel a été l'occasion de reprendre l'étude de la partie occidentale de la Montagne noire sur des bases nouvelles. Les conceptions qui en résultent sont exposées dans cette notice.

Cénozoïque

L'histoire des recherches géologiques des formations récentes peut être divisée en cinq périodes.

La première voit réaliser une cartographie liée à l'établissement du canevas stratigraphique général de la France, entre 1840 et 1848, avec P. Dufrenoy et L. Élie de Beaumont, et, pour le Tarn, avec M. de Boucheporn.

La seconde est celle des collectes systématiques des faunes malacologiques et mammalogiques, de 1848 à 1874. Peu de fossiles ont toutefois été recueillis à cette époque sur la coupure Revel.

La troisième période voit, pour toute la région toulousaine, le Carcassès, le Castrais et l'Albigeois, les révisions faunistiques et les levés cartographiques systématiques à 1/80 000 de 1874 à 1905 (feuille Castres publiée en 1896, Carcassonne en 1901, Toulouse en 1902), mais aucun gisement de mollusques ou vertébrés n'est alors découvert dans la région de Revel. L'attribution à tel ou tel étage des différentes assises se fera donc en fonction de leur continuité avec les formations datées sur les autres cartes (Lavaur ou Castelnaudary). Il est à noter qu'à cette époque, pour tout le monde, les « molasses » et les « calcaires lacustres » se sont accumulés de la manière la plus naturelle dans le cadre d'un « golfe » (celui du Castrais) et que l'idée d'une faille active pendant le Tertiaire à la limite septentrionale de la Montagne noire n'est exprimée par personne.

Une quatrième période, marquée par un relatif désintérêt pour les formations continentales tertiaires, voit cependant la parution d'une deuxième édition des cartes géologiques à 1/80 000 de la région, avec la révision des feuilles Castres et Toulouse. Ces révisions reflètent un changement de conception quant aux problèmes tectoniques qui se posent dans la région. L. Mengaud (1940) identifie la zone faillée de Viterbe dans cette région réputée sans accident. F. Ellenberger (1938), décrit la faille de Mazamet au front nord de la Montagne noire occidentale et commence à ruiner la conception du « golfe du Castrais-Albigeois » (Baeckeroot, 1953).

Après une interruption de 20 ans, la période moderne voit se développer à nouveau les recherches. M.P. Mouline (1989) réalise une étude sédimentologique dynamique du Tertiaire du Castrais et de l'Albigeois, qu'il cartographie en tenant compte des apports de la géomorphologie et de la pédologie, en prenant pour modèle les méthodes de A. Cavalier qui dans ses cartes donne la place qui leur revient à toutes les formations quaternaires.

PRINCIPAUX CENTRES D'INTÉRÊT DE LA CARTE

Paléozoïque

La feuille Revel présente l'intérêt exceptionnel en Montagne noire de montrer clairement les rapports entre les terrains métamorphiques de la zone axiale et les terrains identifiables au Cambrien bien daté des monts de Lacaune et du versant sud (Demange, 1994b). En effet, les rapports entre la zone axiale, les nappes du versant sud et les écaillés du versant nord sont très généralement oblitérés par des failles tardives (faille des monts de

Lacaune et faille de Mazamet) et ce n'est qu'aux extrémités de la zone axiale (région de Saint-Gervais-sur-Mare à l'Est : feuille Bédarieux, et Sorézois à l'Ouest) que l'on peut discuter des rapports entre ces domaines.

Comme la région de Saint-Gervais-sur-Mare, la région de Revel permet d'établir sans ambiguïté que les terrains cambriens sont nappés par l'intermédiaire d'un chevauchement cisailant sur les terrains de la zone axiale. Ces terrains appartiennent à un vaste domaine allochtone, le domaine occitan, qui est passé par-dessus la zone axiale (domaine catalan à valeur d'autochtone relatif).

D'autre part, des séries métasédimentaires impliquées en zone axiale (groupe de Saint-Pons–Cabardès = *p.p.* « schistes X ») présentent des variations de faciès importantes par rapport à leur domaine classique d'affleurement (feuilles Saint-Pons et Bédarieux), avec un fort développement des faciès carbonatés et quartzitiques dans les faisceaux e et f, qui les rapproche considérablement des séries cambriennes datées. La feuille Revel apporte ainsi une contribution importante au problème toujours discuté de l'âge de ces séries.

Exposant clairement les rapports entre le domaine allochtone occitan et la zone axiale, la feuille Revel apporte une contribution majeure à la discussion de l'évolution tectonique de la Montagne noire. Les points suivants peuvent y être établis :

- le chevauchement du domaine occitan sur la zone axiale est dû à une tectonique cisailante accompagnée de rétomorphose, incontestablement postérieure à la structuration symmétamorphe précoce de la zone axiale ;
- la tectonique en dômes et bassins, postérieure à la mise en place des nappes et qui aboutit à la formation du dôme de la zone axiale, est une tectonique compressive polyphasée ;
- la tectonique extensive tardive n'a qu'une importance très mineure.

Enfin, la feuille Revel permet la datation des événements tectoniques majeurs qui se sont succédé en Montagne noire, par la présence de différentes roches éruptives bien calées par rapport à ces événements : roches basiques précoces antémétamorphiques ; différents granitoïdes postérieurs à la tectonique symmétamorphe précoce mais affectés par la tectonique de cisaillement et les charriages, le plus intéressant d'entre eux étant le granite de Labécède ; granodiorite du Lampy, postérieure aux charriages, sans doute de très peu. Il est d'autant plus regrettable que ni le métamorphisme, ni ces granitoïdes ne soient datés.

Cénozoïque

Plusieurs grands centres d'intérêt dans cette coupure méritent de retenir l'attention. Le premier est l'expression locale des mouvements pyrénéens, représentés par les déformations qui accompagnent l'accident de Mazamet, faille inverse et/ou flexure, et par les dépôts à caractère syn- à tardi-tectonique que représente le complexe « Mortadelle ». Le second est la richesse des formations quaternaires, la variété de leur disposition et la nature de leurs relations avec la Montagne noire et les reliefs plus lointains.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

La feuille Revel montre une partie du socle hercynien de la Montagne noire et sa couverture tertiaire, le tout étant réactivé lors de l'orogénèse pyrénéenne. L'histoire géologique se décompose donc en :

- une histoire antéhercynienne qui voit le dépôt des séries sédimentaires et la mise en place de différentes roches magmatiques, volcaniques et pluto-niques ;
- l'orogénèse hercynienne, polyphasée, qui crée les structures majeures de la Montagne noire et s'accompagne de métamorphisme et de plusieurs stades de mise en place de granitoïdes ;
- la Montagne noire occidentale est vraisemblablement restée émergée pendant toute l'ère secondaire ;
- les ères tertiaires et quaternaires voient des dépôts continentaux, antérieurs, contemporains (Éocène supérieur) et postérieurs à l'orogénèse pyrénéenne qui est responsable de l'exhaussement de la Montagne noire et du massif de Revel.

Histoire antéhercynienne

Les différentes unités tectoniques de la feuille Revel ont été superposées à un stade relativement tardif de l'orogénèse hercynienne et ont eu une histoire antérieure relativement indépendante. Les séries affleurant sur la feuille Revel, tronquées par les différents cisaillements hercyniens, sont beaucoup moins complètes que sur les feuilles voisines (voir en particulier la feuille Saint-Pons). Par comparaison avec le reste de la Montagne noire (et les Pyrénées orientales), les différentes unités tectoniques peuvent être regroupées en deux grands ensembles tectoniques et paléogéographiques : le domaine catalan pour la zone axiale *s.s.*, les unités d'Arfons et des Cammazes (et l'unité de la Loubatière) ; et le domaine occitan pour les unités de Durfort et du Désert de Saint-Ferréol.

L'histoire antéorogénique dans le domaine catalan

Les *orthogneiss caillés du groupe du Somail-Nore*, qui forment le dôme du Cabardès et affleurent largement dans le massif de Revel, sont les terrains les plus profonds affleurant dans la Montagne noire occidentale.

L'interprétation de ces orthogneiss est encore discutée : intrusions anté-tectoniques ou, beaucoup plus vraisemblablement, socle pour la série de Saint-Pons-Cabardès. Dans cette hypothèse, ces orthogneiss représenteraient les granitoïtes tardi-orogéniques du cycle cadomien (= panafricain).

La *partie inférieure du groupe de Saint-Pons-Cabardès* (faisceaux b à f), qui affleure largement sur la feuille Revel, correspond à *l'établissement progressif d'un bassin sédimentaire* : sédimentation détritico-volcanique et volcano-sédimentaire proximale (faisceau b et c) ; puis à cet apport, se superpose un apport nouveau constitué de shales peralumineux provenant d'une zone-source mature (faisceau d). L'apport biochimique (marbres, gneiss-à-silicates-calciques) est dilué dans cet apport détritico-volcanique. La sédimentation biochimique (formations carbonatées et graphiteuses d'origine organique) devient importante avec le dépôt du faisceau e.

L'ensemble de cette partie inférieure du groupe de Saint-Pons-Cabardès montre une organisation rythmique en cinq grandes mégaséquences : sédimentation détritico-volcanique relativement grossière (avec parfois un apport carbonaté mineur), qui passe à une sédimentation pélitique puis à une sédimentation biochimique. L'ensemble constitue un grand cycle conduisant d'un bassin proximal à un bassin plus distal montrant une tendance au confinement.

La comparaison des séries entre les trois unités qui constituent ce domaine indique une organisation paléogéographique de ce bassin sédimentaire, marquée dans toutes les formations mais surtout au niveau du faisceau e : la zone axiale correspond à un domaine plus distal, l'unité des Cammazes plus proximal. La série exposée dans l'unité d'Arfons ressemble suffisamment à la série cambrienne du domaine occitan pour que les auteurs antérieurs n'aient pas hésité à les identifier. Le faisceau f, que ses faciès et sa géochimie rattachent au cycle inférieur, voit la généralisation d'une sédimentation détritico-volcanique monotone au matériel surtout gréseux plutôt bien trié.

La *partie supérieure du groupe de Saint-Pons-Cabardès* (faisceaux g et h), mal représentée sur la feuille Revel, correspond à une sédimentation détritico-volcanique uniforme, distale, qui voit un renouvellement de l'apport.

Les *gneiss des Cammazes* et sans doute une partie au moins des *gneiss de l'Orbiel* sont des sills intrusifs d'âge vraisemblablement cambrien. Les rares données géochimiques disponibles ne permettent pas de

préciser leur signification géotectonique. Il est exclu que les gneiss des Cammazes représentent un réservoir du volcanisme « blaviéristique ».

L'histoire antéorogénique dans le domaine occitan (unités de Durfort et du Désert de Saint-Ferréol)

On ne sait rien du substratum des séries cambriennes des unités de Durfort et du Désert de Saint-Ferréol ; il est probable que ces séries se sont déposées dans un contexte de marge passive sur la bordure nord du Gondwana (Demange, 1994a).

Les séries du **Cambrien inférieur** représentent une *sédimentation de plate-forme*, d'abord plate-forme détritique très subsidente avec la Formation de Marcory. En l'absence d'étude sédimentologique on ne peut affirmer, comme sur le versant sud de la Montagne noire, un régime de tidal flat ; toutefois, la présence de conglomérats, assez exceptionnels en Montagne noire, et du volcanisme aérien des « blaviéristes », montre le caractère proximal et très peu profond de cette sédimentation. En l'absence de données géochimiques suffisantes, la signification géodynamique de ce volcanisme acide demeure mal connue (zone de distension probable ?). Néanmoins, ce volcanisme acide, très caractéristique et sans équivalent dans les autres unités paléozoïques, permet de définir un domaine paléogéographique très particulier en Montagne noire, en bordure nord de la zone axiale : Sorézois, unités de Cambounès et du Mendic, Lodévois.

La fin du Cambrien inférieur voit l'instauration d'un régime de plate-forme carbonatée. Une organisation paléogéographique s'esquisse entre l'unité de Durfort qui correspond à un domaine de plate-forme très interne et celle du Désert de Saint-Ferréol, plus distale. Ces variations dans la série carbonatée, ainsi que l'absence ou la présence des « blaviéristes », permettent de rapprocher la série cambrienne de l'unité de Durfort de celle du Mendic, et celle de l'unité du Désert de Saint-Ferréol de celle du versant sud et de celle de Mélagues.

Le **Cambrien moyen** voit le retour à une sédimentation détritique. Les calcaires noduleux qui marquent la rupture de la plate-forme carbonatée dans une grande partie de la Montagne noire, manquent ici ; le Cambrien moyen débute par un quartzite qui souligne la position interne de l'unité de Durfort, mais très vite s'installe un régime silicoclastique distal.

Sur la feuille Revel, il n'existe pas de sédiment paléozoïque plus jeune que le Cambrien moyen ; il faut donc se référer aux feuilles voisines pour connaître l'histoire sédimentaire ultérieure de la Montagne noire occidentale.

Orogenèse hercynienne

L'évolution orogénique paléozoïque du Sorézois, comme de l'ensemble de la Montagne noire, est polyphasée et se décompose en deux stades majeurs accompagnés de magmatisme, séparés par la mise en place, par charriages cisailants, des différentes unités superposées.

Structuration, métamorphisme et granites précoces

Dans le domaine catalan, les phases souples synschisteuses précoces sont contemporaines du métamorphisme régional majeur. Trois phases ont été reconnues : la phase la plus évidente PII crée des plis cartographiques à vergence sud, mais cette phase est précédée d'une phase PI à vergence nord responsable de la foliation régionale. Ultérieurement, ces structures sont reprises par une phase PIII à vergence nord en grands plis à flanc long plat, à flanc court verticalisé où se développe une schistosité de strain slip. Le métamorphisme régional est de type basse pression mais il existe de faibles variations de type entre la zone axiale (type intermédiaire de basse pression) et les unités d'Arfons et des Cammazes (d'un peu plus faible pression).

Ces premiers stades de l'orogénèse s'accompagnent de magmatisme : roches basiques précoces antémétamorphiques, granites et pegmatites périnatéctiques, et granites postérieurs au métamorphisme et aux phases souples : granophyre de Malcoustat et granite de Laoujol en sills peu épais, et surtout l'important batholite de Labécède-Lauragais.

Ni le métamorphisme ni ces roches magmatiques ne sont datés, de sorte que l'âge de ces stades antérieurs aux charriages demeure totalement inconnu ; un âge éohercynien semble le plus probable.

Dans les unités de Durfort et du Désert de Saint-Ferréol, le stade le plus ancien consiste en des plis kilométriques assez ouverts, généralement sans schistosité, déversés vers le Sud-Est. La schistosité majeure semble postérieure à ces plis : elle correspond à une phase en plis serrés au plus hectométriques. Là non plus, il n'existe aucun élément de datation de ces phases précoces.

Stade de cisaillement et mise en place des nappes

L'ensemble des unités est affecté par une importante phase de cisaillement qui crée des couloirs mylonitiques où les paragenèses métamorphiques antérieures sont rétro-morphosées en zone de la biotite ou de la chlorite. Ce stade produit les grands chevauchements qui superposent les différentes unités que nous observons actuellement. Ces chevauchements sont clairement sécants sur les structures tectoniques et métamorphiques précoces.

ces. La cartographie de ces contacts anormaux entre unités majeures montrent qu'ils ont joué non seulement en chevauchements mais aussi en décrochements dextres de direction sensiblement E-W.

Il n'existe que peu de données permettant de connaître le sens de déplacement de ces nappes : les linéations internes à chaque unité sont liées aux phases précoces ; il n'existe généralement pas de linéation dans les zones mylonitiques ; et ce n'est que dans les zones schistosées du toit du granite de Labécède que l'on observe des linéations E-W cohérentes avec le jeu des chevauchements d'Ouest vers l'Est.

Ce stade de cisaillement peut être identifié avec le stade de mise en place des grandes nappes et écaïlles de la Montagne noire. Les unités de Durfort et du Désert de Saint-Ferréol se rattachent au vaste domaine allochtone occitan qui regroupe les nappes du versant sud de la Montagne noire, quelques klipptes préservées à la périphérie de la zone axiale, et les monts de Lacaune. Les unités des Cammazes et d'Arfons sont des copeaux arrachés à la zone axiale *s.s.* par l'avancée de ce grand domaine allochtone.

Ce stade de cisaillement n'est pas daté sur la feuille Revel. Dans le Nord de l'Albigeois, une muscovite de la base de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance a fourni un âge dévonien supérieur. Sur le versant sud, l'arrivée des nappes dans le bassin viséen est synsédimentaire et peut être datée du Viséen supérieur au Namurien basal.

Le granite du Lampy (338 ± 32 Ma ; Hamet, 1975), qui s'apparente aux batholites tardi-hercyniens de la Montagne noire (Sidobre,...), recoupe faiblement la base de l'unité d'Arfons mais présente une foliation mylonitique concordante avec celle liée au stade de cisaillement.

Structuration tardive

L'ensemble des unités superposées est déformé conjointement par un ensemble de **phases souples tardives**, plis en genoux (P4-P4') et plis droits dont l'interférence aboutit à la vaste synforme SW-NE où sont conservées les unités cambriennes, et à une tectonique en dômes et bassins : dôme du Cabardès (feuille Castelnaudary) et dôme de Nore (feuille Mazamet) séparés par le « détroit de Lacombe ».

La **tectonique d'extension** tardi-hercynienne, qui crée des failles normales sur la bordure nord-est du dôme du Cabardès (et abaisse le granite du Lampy) et sur la bordure sud de la synforme P4-P4', n'a finalement que très peu d'importance.

La faille de Mazamet, qui limite au Nord la Montagne noire, est d'abord un **décrochement dextre tardi-hercynien** dont le rejet peut être évalué à 15-20 km. Différents accidents du socle ont alors également joué en décrochements dextres.

Histoire posthercynienne

Aucun dépôt posthercynien antérieur à l'Éocène n'est conservé ici. L'existence de couches permienes un peu au Nord (sondage de Bernazobre) reste problématique.

On ne connaît pas précisément les limites de la **transgression mésozoïque** dans ce domaine sud-oriental du Massif central. L'absence de tels dépôts peut être liée aux périodes d'intense érosion du Crétacé supérieur et du Paléocène.

À l'**Éocène inférieur et moyen** se déposent des sédiments continentaux fluviaux, où des paléosols et des discordances de ravinement permettent de définir deux cycles. Ces sédiments mal datés sont l'équivalent des séries plus contrastées à intercalations marines qui se développent au Sud de la Montagne noire (feuilles Castelnaudary et Carcassonne) et dans les Corbières. Les calcaires de Saint-Ferréol représentent un épisode lacustre (et palustre) d'âge lutétien supérieur à bartonien basal.

Les contrecoups lointains de l'orogénèse pyrénéenne provoquent à la **fin de l'Éocène moyen** et à l'**Éocène supérieur** un certain nombre de déformations à l'emplacement de la Montagne noire et du massif de Revel. Dans ce massif et à l'extrémité ouest de la Montagne noire, la surface d'érosion antétertiaire est basculée au Sud de 10 à 15° ; son abaissement brutal sur la retombée nord de ces deux massifs s'accompagne d'une flexuration des assises tertiaires d'environ 45°. Latéralement, cette faille-flexure passe à la grande faille inverse de Mazamet dont le rejet croît progressivement vers l'Est de 200 à 500 m sur la feuille Revel, pour atteindre 1 000 m à la hauteur de Mazamet. Cette surface antétertiaire est également découpée en gradins et touches de piano sur les versants sud de la Montagne noire et du massif de Revel.

La principale traduction de ces mouvements dans la sédimentation serait constituée par les argiles brun-rouge et les brèches à faciès « Mortadelle ». Ces formations d'extension limitée, discordantes sur les calcaires de Saint-Ferréol et cimentant la faille de Mazamet, paraissent contemporaines des premières assises détritiques bartoniennes. Celles-ci participent du grand bassin sédimentaire de l'avant-pays pyrénéen dont l'alimentation, liée à la

surrection et au démantèlement de la chaîne, a débuté plus au Sud dès l'Éocène moyen (poudingues de Palassou, molasses de Carcassonne).

Dans cette région très éloignée de la zone orogénique, la sédimentation présente des caractères très distaux de milieux calmes à faciès fins argileux à argilo-gréseux dominants, à fréquentes intercalations carbonatées palustres et lacustres (plus rarement évaporitiques), et où les faciès détritiques plus grossiers grésos-conglomératiques sont nettement minoritaires. Ces derniers paraissent souvent liés à la proximité de reliefs orientaux (Sud Massif central, Montagne noire) dont les apports se mêlent périodiquement aux influences d'origine pyrénéenne.

Le *Quaternaire* est le théâtre de nombreux événements qui mettent en jeu des dynamiques différentes et dont la succession (du Pliocène aux temps actuels) ne peut, faute de documents, être précisément établie. L'évolution principale voit le dégagement des reliefs actuels aux dépens de l'aplanissement général de la fin du Néogène et s'accompagne d'un certain nombre de réorganisations des systèmes de drainage au bénéfice de l'Agout au Nord et de l'Aude-Fresquel au Sud. Le creusement de la dépression de Revel et le cortège de formations de glacis et terrasses qui l'accompagnent, en illustrent les phases ultimes.

DESCRIPTION DES TERRAINS

PALÉOZOÏQUE

Formations de la zone axiale et des unités d'Arfons et des Cammazes

Orthogneiss antétectoniques

σ^3 . **Groupe du Somail. Orthogneiss œillés.** La moitié nord du massif de Revel est constituée d'orthogneiss œillés, tout à fait analogues aux orthogneiss d'Héric qui affleurent très largement dans les massifs de l'Agout et de Nore (feuilles Mazamet, Saint-Pons, Lacaune et Bédarieux) et qui forment le massif du Cabardès (feuille Castelnaudary).

Il s'agit d'orthogneiss œillés sombres, très monotones, de composition granitique à granodioritique, formés de phénocristaux de microcline atteignant 5 à 6 cm dans une matrice granoblastique de quartz, plagioclase (An 0-28), biotite, feldspath potassique mineur et accessoirement d'ilménite, apatite et zircon. Un peu de muscovite secondaire peut s'y rencontrer. Ces gneiss renferment localement de petits corps inframétriques de gneiss leptynitiques clairs qui dérivent sans doute d'aprites.

Aucune donnée géochimique n'est disponible sur la feuille Revel. Dans d'autres parties de la Montagne noire, il a pu être montré que ces orthogneiss forment une série magmatique différenciée de caractère peralumineux potassique.

Les orthogneiss du massif de Revel sont en contact par un accident décrochant avec la granodiorite de Saint-Ferréol et le granite de Labécède. La feuille Revel n'apporte donc aucun argument au débat concernant l'interprétation des rapports entre ces gneiss et le groupe métasédimentaire de Saint-Pons–Cabardès : intrusions antétectoniques ou, beaucoup plus vraisemblablement, socle cadomien (Protérozoïque supérieur à Cambrien inférieur).

ζ³. Gneiss des Cammazes. Les gneiss des Cammazes forment une lentille d'environ 1 200 m de puissance, interstratifiée dans la partie supérieure de l'unité des Cammazes. La meilleure coupe est la coupe de la vallée du Sor, le long de la route les Cammazes–Durfort, du chemin de la cascade de Malamort et de la conduite forcée vers Piquotalen.

• **Contacts.** Le contact méridional des gneiss des Cammazes est un accident cisailant.

Au Nord-Ouest, le granite de Malcoustat forme un sill au toit des gneiss. Contrairement à ceux-ci, ce granite n'est que très faiblement folié et les textures granophyriques y sont bien préservées, ce qui le distingue sans ambiguïté des gneiss. Toutefois, sur le terrain le contact n'est pas toujours évident : il existe une zone où l'on observe un granite à schlieren de biotite, enclaves diffuses,... Dans les coupes les plus claires, un niveau de paragneiss métrique s'intercale entre les gneiss des Cammazes et le granite de Malcoustat. Dans les « gneiss gris » du faisceau b (groupe de Saint-Pons–Cabardès) qui forment le toit des gneiss des Cammazes, s'observent des niveaux métriques de « gneiss » : les uns sont des aplites plus ou moins écrasées (qui se rattachent au granite de Malcoustat), les autres des orthogneiss œillés qui se rattachent aux gneiss des Cammazes et qui en représenteraient le chevelu filonien (à moins qu'il ne s'agisse d'écaillés tectoniques).

Vers le Nord-Est, les gneiss des Cammazes (et le granite de Malcoustat), pincés entre l'accident cisailant de la base des gneiss et le chevauchement de l'unité de Durfort, se réduisent à quelques dizaines de mètres de gneiss (et de granite) très mylonitiques, qui assurent le lien entre le massif principal des Cammazes et celui du Pas-du-Sant (feuille Mazamet). Plus au Nord-Est encore, au-delà de la faille de Mazamet, les gneiss de Plaisance (feuille Castres) prolongent les gneiss des Cammazes sur la bordure nord-ouest du massif de l'Agout.

• **Faciès.** Les gneiss des Cammazes sont des roches massives de teinte rosée à ocre, apparemment monotones mais en fait très variables ; cette hétérogénéité est due aux variations des roches initiales et aux transformations dues au métamorphisme et, surtout, à la tectonique.

Trois faciès principaux peuvent être distingués :

– des gneiss œillés à gros yeux : phénocristaux de microcline atteignant 3 à 4 cm dans une mésostase granoblastique de microcline, plagioclase, quartz, biotite, muscovite (apatite, zircon et ilménite). Ces gneiss varient par l'abondance des phénocristaux et la richesse en micas de la matrice, depuis des faciès plus sombres à phénocristaux roses à des faciès (beaucoup plus communs) de gneiss pauvres en micas et très riches en phénocristaux ;

– gneiss œillés à petits phénocristaux : phénocristaux de 5 à 10 mm de microcline ou d'oligoclase (An 10-15), parfois polycristallins, dans une matrice beaucoup plus abondante et moins micacée que dans les gneiss à gros yeux ;

– gneiss leptynitiques non œillés, à grain fin, qui forment des niveaux, en général inframétriques.

Le massif de gneiss renferme d'abondantes enclaves concordantes sur la foliation (seuls les principaux niveaux ont été reportés sur la carte) :

– des ortho-amphibolites en bancs métriques à décamétriques ;

– des passées de paragneiss en niveaux métriques et exceptionnellement hectométriques.

• **Déformation.** Toutes ces roches montrent une importante déformation se traduisant en particulier par la granulation et la cataclase des phénocristaux, qui peuvent être remplacés par des agrégats cristallins en mosaïques. Généralement, deux foliations peuvent être observées : une foliation précoce blastomylonitique, contemporaine de la déformation symmétamorphe, et une foliation cataclastique tardive liée au stade de cisaillement.

• **Organisation interne du massif.** Les différents faciès d'orthogneiss, les ortho-amphibolites et les paragneiss se disposent en niveaux concordants (entre eux et avec la foliation régionale) de puissance métrique à pluridécamétrique ; il est exceptionnel que l'on puisse observer un même faciès homogène sur plus de 100 m. Certains niveaux de paragneiss et d'ortho-amphibolites peuvent être tracés sur plusieurs centaines de mètres, voire le kilomètre, mais aucune lithostratigraphie précise se dessine clairement. P. Debat (1974) distingue un ensemble supérieur et un ensemble inférieur par des faciès à gros yeux et à petits yeux ; cette répartition des faciès est, au plus, statistique.

• **Géochimie.** Les dix-sept analyses disponibles (Debat, 1974 ; Mergoïl-Daniel, 1970 ; et neuf analyses nouvelles faites dans le cadre du levé de

cette carte) sont assez hétérogènes : ce sont des compositions de granites juste saturés en alumine, pour la plupart plutôt potassiques, mais certaines analyses sont sodi-calciques ; les rapports fer/magnésium sont également très variables. Ces variations ne se corrèlent d'ailleurs pas avec les faciès pétrographiques. Il est donc impossible de définir une unique lignée magmatique et, sur la foi de ces analyses, les gneiss des Cammazes apparaissent polygéniques. Certaines analyses (faciès à gros yeux) sont assez analogues aux orthogneiss œillés de la série du Somail étudiés sur les feuilles Lacaune et Saint-Pons ; ils se rattachent d'ailleurs plutôt à la série B (plus potassique et plus magnésienne) définie sur la feuille Lacaune. D'autres analyses (faciès leptynitiques, faciès œillés à petits phénocristaux, faciès œillés à gros yeux) se rapprochent, par leur caractère plus calcique et leurs rapports $Fe/Fe + Mg$ plus élevés, à la série de Murat-Rouvials et aux gneiss de l'Orbiel.

Ces méta-granites ne semblent pas non plus comagmatiques des « blaviérites » et ne sauraient être considérés comme le réservoir magmatique de ce volcanisme du Cambrien inférieur.

• **Géochronologie.** Les données de J. Hamet (1975) définissent une isochrone à 3 points (2 points de gneiss des Cammazes, 1 point de gneiss de Plaisance) à 527 ± 15 Ma (rapport initial 0,7096). Ce résultat mériterait pour le moins d'être confirmé.

Groupe de Saint-Pons–Cabardès

Le groupe de Saint-Pons–Cabardès est une série essentiellement métasédimentaire qui constitue l'enveloppe et, vraisemblablement, la couverture des orthogneiss de Somail–Nore dans les massifs de l'Agout, de Nore et du Cabardès. Ce groupe correspond à la majeure partie des formations autrefois désignées sous le nom de « schistes X », terme qui doit être abandonné car trop imprécis. Ce groupe a été défini en Saint-Ponais car cette région (feuille Saint-Pons) en offre les meilleures coupes, meilleures à la fois par leur continuité et l'absence de redoublements tectoniques importants. Nous décrivons donc ces formations sur la feuille Revel par référence à l'échelle type du Saint-Ponais (cf. Alabouvette et Demange, 1993).

SPb. Faisceau b : formation schisto-gréseuse inférieure. Partout en Montagne noire, la base des formations métasédimentaires qui constituent l'enveloppe, et sans doute la couverture des orthogneiss du Somail–Nore, est constituée de paragneiss dérivant d'une formation d'origine grésoschisteuse. C'est le cas en particulier du massif du Cabardès, où les « mica-schistes » de Verdun-en-Lauragais s'intercalent entre les gneiss du Somail et les gneiss de l'Orbiel (feuille Castelnaudary).

Sur la feuille Revel, nous attribuons à cette formation un mince ensemble de paragneiss plagioclasiques à biotite (métagrauweekes) à débit en plaquettes, à intercalations plus micaschisteuses, qui affleure au toit de l'unité des Cammazes entre le sill du granite de Malcoustat et la base de l'unité de Durfort. Ces paragneiss renferment deux niveaux inframétriques concordants d'orthogneiss œillés (analogues à certains faciès des gneiss des Cammazes) qui semblent pouvoir être suivis sur de grandes distances. Ils renferment également de minces niveaux concordants de granites leucocrates à muscovite très écrasés (et que l'on peut donc confondre avec des orthogneiss précoces), qui se rattachent sans doute au granite de Malcoustat.

Le contact avec la Formation de Marcory de l'unité de Durfort n'est pas toujours évident sur le terrain ; toutefois, la couleur gris sombre des paragneiss du faisceau b (alors que les grès de Marcory sont plutôt verts), leur degré de métamorphisme nettement plus fort (différence de cristallinité bien visible en lame mince) et la présence de grenat (alors que la base du Cambrien appartient au début de la zone de la biotite), permettent de lever toute ambiguïté.

SPc. Faisceau c : gneiss de l'Orbiel. Ces gneiss, qui affleurent sur la périphérie du dôme du Cabardès sur les feuilles Revel et Castelnaudary, sont le strict équivalent des gneiss de l'Orbiel sur le flanc sud du massif de Nore (feuilles Mazamet et Saint-Pons). Ils forment un niveau interstratifié, puissant de 350 à 400 m, au sein des formations métasédimentaires des faisceaux b et c, les contacts étant partout concordants. Sur la feuille Revel, seule affleure la moitié supérieure de la formation, en une bande large de 500 m au plus, en bordure sud de la feuille ; une seconde bande, plus au Nord, représente une écaïlle tectonique. Ces gneiss affleurent également au mur du granite de Labécède et en enclaves dans celui-ci. Les meilleurs affleurements sont la coupe de Trotoco (4260-48035) et la carrière des Mousques-Hautes.

Sur le terrain, ces gneiss présentent un caractère stratifié en « bancs » métriques à décamétriques de faciès variés : gneiss relativement clairs, assez pauvres en micas, contenant ou non des phénocristaux infracentimétriques arrondis de feldspath potassique ; gneiss plus sombres, également à petits phénocristaux arrondis ; gneiss œillés sombres à phénocristaux de microcline atteignant 5 cm. Ces derniers en particulier, forment un faisceau de quelques dizaines de mètres vers le tiers supérieur de la formation. Des niveaux inframétriques clairement métasédimentaires s'interstratifient dans ces orthogneiss.

Ces gneiss se situent dans une position stratigraphique équivalent au faisceau c d'origine volcanique et volcano-sédimentaire du Saint-Ponais ; les faciès incontestablement volcaniques ou volcano-sédimentaires existent bien dans l'Ouest de la Montagne noire mais y sont peu abondants. Pour l'essentiel, ces gneiss figurant sur la feuille de Revel semblent plutôt dériver de roches plutoniques, qui constitueraient un ensemble de sills interstratifiés dans la série de Saint-Pons-Cabardès.

Il n'existe aucune donnée géochimique permettant de comparer ces gneiss aux autres orthogneiss de la zone axiale (orthogneiss œillés du Somail-Nore, Formation de Murat-Rouvials ou gneiss des Cammazes). Rappelons que les gneiss de l'Orbiel du Sud du massif de Nore ne sont pas comagmatiques des gneiss de Somail-Nore.

SPd. Faisceau d : formation gréso-pélimitique. Ce faisceau affleure largement sur la feuille Revel dans la zone axiale *s.s.* où l'on peut observer son contact normal et concordant avec les gneiss de l'Orbiel, mais où son sommet est tronqué par le chevauchement de l'unité d'Arfons. Dans cette unité, elle forme le cœur très écaillé de l'anticlinal Labécède-forêt de Sagnebaude dans la région des Ourliacs-Gourbet. Dans l'unité des Cammazes, elle forme une bande très continue au mur des gneiss des Cammazes ; la meilleure coupe de cette formation (vallée du Sor, le long de la route Durfort-Les Cammazes) se situe d'ailleurs dans cette unité.

Cette formation est puissante de 600 m au moins en zone axiale, 250 à 300 m dans l'unité des Cammazes. Elle est constituée pour l'essentiel de micaschistes bleutés riches en minéraux alumineux (muscovité, andalousite, sillimanite, staurotide, grenat, selon l'intensité et le type de métamorphisme). Plusieurs faisceaux gréseux associés à des gneiss-à-silicates-calciques en bancs décimétriques, en interrompent la monotonie et structurent l'ensemble en trois mégaséquences :

- en zone axiale, la base est souvent très gréseuse et des marbres en bancs métriques s'observent près de Mariou dans la vallée de l'Argentouire (feuille Castelnaudary, juste au Sud de la limite de la feuille : 4198-48304) et dans la vallée du ruisseau de Glandes (4714-48037) ; un second faisceau assez quartzitique, se situe vers le tiers inférieur de la formation (ravin à l'Ouest de Mirgou) ; le faisceau supérieur est moins bien individualisé vers le tiers supérieur (bois de l'Alquier) ;
- dans l'unité des Cammazes, les faciès gréseux sont beaucoup plus abondants ; des quartzites à clastes de quartz hyalin en bancs décimétriques s'y interstratifient localement. Les micaschistes sont fréquemment cisailés et hydrothermalisés, formant des phyllonites très compactes à muscovite-chlorite.

SPe. Faisceau e : formation gréso-carbonatée à niveaux graphiteux.

Le faisceau e se caractérise en Montagne noire par la présence d'intercalations carbonatées, marbres et gneiss-à-silicates-calciques, et de niveaux graphiteux. Généralement peu puissant, il prend sur la feuille Revel une importance et une variété telles qu'il peut être divisé en plusieurs termes ; la série est d'ailleurs légèrement différente dans les unités d'Arfons et des Cammazes.

• **L'unité des Cammazes** offre la série la plus complète. La meilleure coupe est celle de la vallée du Sor, plutôt au fond de la vallée, le long de la conduite forcée que le long de la route Durfort-Les Cammazes ; des affleurements caractéristiques s'observent également dans la partie ouest de l'unité au Nord du Colombier.

SPe1. Sous les micaschistes bleutés du faisceau d (la série est à l'envers) vient un faisceau de gneiss plagioclasiques à biotite à grain fin, en plaquettes (« gneiss gris »), parfois à ciment carbonaté (niveaux poreux), à nombreuses intercalations décimétriques de gneiss-à-silicates-calciques et de niveaux graphiteux (30-40 m). Ce niveau affleure mal et est fréquemment laminé.

SPe2. Micaschistes alumineux souvent riches en grenat (fortement rétro-morphosés lors du stade de cisaillement), formant barre, et quartzites feldspathiques rubanés, sombres à la cassure, à patine claire (50-80 m).

SPe3. Les quartzites passent à des « gneiss gris » en plaquettes plus tendres, où s'intercalent des gneiss-à-silicates-calciques et des ortho-amphibolites (et même des hornblendites – ferro-tschermackite – à grenat) en bancs décimétriques. Puis apparition de bancs métriques à plurimétriques de marbres blancs (100-130 m).

SPe4. Quartzites clairs et schistes verts formant barre. Dans la partie supérieure de cette formation, apparition de calcaires blancs en bancs inframétriques. Dans la partie ouest de l'unité des Cammazes, présence d'ortho-amphibolites en bancs décimétriques et de petits corps de métagabbros (100 m).

SPe5. Schistes noirs riches en niveaux graphiteux, à niveaux décimétriques de gneiss-à-silicates-calciques, calcaires noirs souvent graphiteux en niveaux métriques à pluridécamétriques. Cet ensemble se termine par des quartzites sombres à niveaux graphiteux (150-180 m).

Les formations **SPe3** et **SPe5** ont fourni à C. Fournier-Vinas et P. Debat (1970), dans la coupe de la vallée du Sor, des microorganismes très abîmés montrant plusieurs formes (sphériques, elliptiques et filamenteuses). Les associations de ces formes et les caractères lithologiques de la série permettent aux auteurs de cette découverte d'établir des analogies avec les formations précambriennes, et notamment le Briovérien de l'Ouest de la France.

• **Dans l'unité d'Arfons**, les meilleures coupes se situent le long du lac des Cammazes et dans la région de Labécède-Lauragais, dans le village même et dans les trois carrières de Capellanié. La base de cette formation n'affleure pas cette unité, le contact avec les micaschistes du faisceau d étant partout tectonique.

SPe2. Schistes et quartzites (plus ou moins plagioclasiques, à biotite) à patine claire, blanche ou verdâtre (au moins 200 m). Au lac des Cammazes (rive nord du lac, à proximité de la forêt de Crabemorte), les quartzites montrent des stratifications entrecroisées parfois spectaculaires, qui permettent de définir sans ambiguïté la polarité de la série.

SPe3. Dans le lac des Cammazes, apparition de gneiss-à-silicates-calciques et de calcaires blancs en bancs décimétriques à métriques au sein des faciès détritiques précédents (80-100 m ; la Forge) ; puis grosse barre de dolomie, d'abord litée, grise à patine claire, puis plus sombre, rubanée, avec localement des accidents siliceux. Ces dolomies renferment des niveaux inframétriques de « gneiss gris » (50 m). Au sommet de la barre : calcaires blancs cristallins (5-10 m).

Dans la région de Labécède, les différentes coupes montrent des séries quelque peu différentes dans le détail. On peut néanmoins y distinguer les grands ensembles suivants :

- micaschistes sombres à niveaux métriques de calcaires blancs (50 m) ;
- calcaires bleu-noir à intercalations décimétriques à métriques de schistes noirs pyriteux ; ces calcaires sont plus massifs dans la carrière au Nord-Ouest de Capellanié (15-20 m) ;
- micaschistes sombres pyriteux à niveaux graphiteux (10 m dans la carrière ouest, moins d'un mètre dans la carrière nord-ouest) ;
- dolomies rubanées grises, sombres dans les carrières est, plus claires dans la carrière nord-ouest, coupées de niveaux inframétriques de schistes noirs pyriteux (plus abondants dans la carrière nord-ouest) (50 m) ;
- alternances décimétriques de dolomies sombres, de gneiss-à-silicates-calciques, « gneiss gris », schistes noirs, avec vers le sommet deux bancs plurimétriques de calcaires blancs (30 m).

SPe4. Quartzites verts (80-100 m).

SPe5. Ensemble noir : « gneiss gris », gneiss-à-silicates-calciques, niveaux graphiteux puis schistes et micaschistes sombres (50 m). Ce faisceau tendre affleure mal et est souvent laminé. Bien caractéristique au lac des Cammazes, il peut être suivi vers l'Ouest jusqu'à Falguerolle ; il n'a pas été observé dans la région de Labécède.

SPf. Faisceau f : schistes et quartzites clairs. Puissante (300-350 m) formation détritique associant schistes et grès impurs (plagioclase, biotite) souvent quartzitiques. Les quartzites montrent parfois des stratifications entrecroisées assez spectaculaires qui permettent de s'assurer sans ambi-

guité de la polarité de la série. Les faciès gréseux sont largement dominants, les termes plus pélitiques formant des niveaux puissants de quelques dizaines de mètres à valeur repère sur quelques kilomètres, mais sans que l'on puisse définir une organisation d'ensemble de la formation.

Les termes gréseux sont composés de quartz, plagioclase, biotite et minéraux lourds. Les termes pélitiques sont suffisamment alumineux, de sorte que dans les domaines les plus métamorphiques ils sont souvent riches en nodules de cordiérite et/ou d'andalousite. Ces roches sont sombres à la cassure mais présentent une patine claire, blanchâtre ou verdâtre pour les quartzites, vert ou jaune pour les schistes (surtout d'ailleurs dans les domaines moins métamorphiques : approximativement à l'Est des Cammazes) ; des niveaux métriques de schistes rouges s'observent localement.

Ce faisceau affleure largement dans l'unité d'Arfons, les meilleures coupes se situant dans le lac des Cammazes. À l'extrême sud de l'unité des Cammazes, il est représenté par des schistes et quartzites verts à linéation de biotite rappelant les « schistes à écritures » du Saint-Ponais et Cabardès (feuilles Saint-Pons et Carcassonne).

SPg. Faisceau g : schistes sombres. Ce faisceau affleure largement dans l'unité d'Arfons. La transition avec le faisceau f est rapide mais progressive et se fait par des alternances de schistes clairs et sombres. Le faisceau g proprement dit est formé d'une puissante série de schistes sombres, et même parfois franchement noirs (400 m au moins), dont la monotonie est interrompue par des niveaux décimétriques à métriques de grès massifs souvent sombres. Ces niveaux gréseux sont abondants dans le tiers inférieur de la formation ; ils forment un second faisceau vers le tiers supérieur.

Des faciès rubanés (laminites millimétriques de schistes noirs et de grès clairs), très analogues aux faciès typiques de cette formation en Saint-Ponais et Cabardès, affleurent au Nord-Ouest du granite du Lampy, dans l'unité de la Loubatière. Dans l'unité d'Arfons, les schistes sombres sont beaucoup plus homogènes.

SPh. Faisceau h : grès clairs. Au Nord-Ouest du granite du Lampy, dans l'unité de la Loubatière, les schistes sombres rubanés du faisceau g sont surmontés par des grès clairs (assez quartzitiques, à plagioclase, muscovite et riches en minéraux lourds : zircon, tourmaline, rutile, ilménite), visibles sur quelques dizaines de mètres.

Cambrien des unités de Durfort et du Désert de Saint-Ferréol

Cambrien inférieur schisto-gréseux : « Formation de Marcory »

k1. **Schistes et grès gris-vert.** La Formation de Marcory est une série puissante d'au moins 1 000 m, relativement monotone, de teinte dominante gris-vert plus ou moins sombre. Dans l'unité de Durfort, cette formation se distingue par la présence de niveaux d'origine volcanique et volcano-sédimentaire acide (rhyolites, tufs rhyolitiques) : les « blaviérites ».

Les meilleures coupes se situent dans la partie sud-est de l'unité de Durfort où l'on peut établir la succession lithostratigraphique suivante :

– ensemble inférieur de schistes verts à vert-jaune fissiles (200 m au moins) ;

– ensemble inférieur blaviéritique (ρ) (300 m ;affleure bien à la table d'orientation de la croix de Montalric) ;

– puissant ensemble monotone à dominante schisteuse. Les schistes sont généralement gris-vert mais il existe des niveaux de schistes sombres (400 m). Très localement, à Montalric, environ 50 m au-dessus des blaviérites, des niveaux métriques de **conglomérats** (cg) à galets de quartz et de schistes pouvant atteindre 8 cm et à matrice abondante, s'intercalent dans ces schistes ; ces conglomérats peuvent être suivis sur environ 300 m ;

– ensemble gréseux formant barres dans le paysage (250 m) ;

– vire schisteuse (50 m) ;

– nouvel ensemble de barres gréseuses. Les grès fins vers le Sud-Ouest deviennent franchement grossiers à microconglomératiques vers le Nord-Est (« porphyroïde des Carles » de P. Debat, 1974). Un conglomérat à galets de quartz, grès et schistes décimétriques affleure près du Fromatgé. Un peu au-dessus de ces grès, les « blaviérites » forment plusieurs passées pluridécamétriques à métriques ; les faciès sont plus volcano-sédimentaires (remaniés) que franchement volcaniques ; ces « blaviérites » peuvent parfois manquer pour des raisons stratigraphiques (100 m) ;

– ensemble supérieur schisteux (50 m).

Il n'a pas été possible d'établir une telle série lithostratigraphique dans la partie nord-ouest de l'unité de Durfort. En effet, la tectonique y est plutôt complexe et il existe de nombreuses zones broyées où les schistes sont transformées en mylonites ou schistes mylonitiques sombres. On est évidemment dans la partie supérieure de la Formation de Marcory mais on ne trouve pas de faisceaux gréseux aussi nets qu'au Sud. Au Nord de la carrière des Trois-Fontaines, on observe un faisceau gréseux avec des niveaux feldspathiques qui pourraient être l'équivalent du faisceau blaviéritique

supérieur. Des « blaviérites » typiques (faciès volcano-détritique) forment un petit affleurement le long du chemin de Sorèze à Berniquaut ; les contacts sont tous anormaux.

Dans l'unité du Désert de Saint-Ferréol, seul l'extrême sommet (schisteux, sans « blaviérites ») de la formation affleure.

p. « **Blaviérites** ». Depuis J. Bergeron (1889), on appelle en Montagne noire « blaviérites » des porphyroïdes schisteux blanc verdâtre, plus ou moins riches en phénocristaux millimétriques de quartz bleuté et de feldspath blanc ou rosé. Au microscope, la mésostase (au moins 60 % de la roche, souvent plus), à grain très fin, est constituée de quartz et de phyllites (muscovite très dominante, chlorite et plus rarement biotite) ; les phénocristaux sont du quartz, du microcline et du plagioclase (albite-oligoclase). Ces phénocristaux sont brisés et granulés par la tectonique, de sorte qu'il y est impossible de reconnaître des textures volcaniques caractéristiques (golfs de corrosion,...). Les proportions de matrice et de phénocristaux, et parmi ceux-ci les proportions de quartz et de feldspaths, sont très variables ; parmi les phénocristaux, le quartz est toujours dominant ; la proportion de feldspaths peut être très faible. Certaines roches, surtout celles de la bande inférieure, dérivent très vraisemblablement de roches volcaniques acides (tufs et lapillis rhyolitiques) ; la matrice essentiellement muscovitique de ces faciès résulte de la dévitrification et d'une forte altération (hydrothermale) antémétamorphique du verre volcanique initial. D'autres sont des roches détritiques remaniant plus ou moins les précédentes jusqu'à passer à de véritables microconglomérats. Ces faciès détritiques et volcanodétritiques, plus rares dans le niveau inférieur, s'y interstratifient avec des faciès volcaniques ; ils deviennent dominants dans le niveau supérieur.

Les « blaviérites » du Sorézois sont très analogues à celles de l'unité du Mendic dans l'Est des monts de Lacaune et du Lodévois (feuilles Bédarieux et Lodève), auxquelles elles se relient par les « blaviérites » de l'unité de Cambounés (feuille Castres). Les « blaviérites » cambriennes manquent dans toutes les autres unités de la Montagne noire. Elles caractérisent donc un même domaine paléogéographique, maintenant dissocié par le rejeu en décrochement de la faille des monts de Lacaune.

Cambrien inférieur carbonaté

Comme dans la plus grande partie de la Montagne noire, le Cambrien inférieur se termine par une puissante série carbonatée, dolomitique et calcaire. Sur la feuille Revel, ce Cambrien carbonaté présente, dans les unités de Durfort et du Désert de Saint-Ferréol, des séries suffisamment différentes pour nécessiter des descriptions séparées.

Unité de Durfort

Le Cambrien carbonaté, essentiellement dolomitique, y est relativement monotone. Les meilleures coupes s'observent dans la sous-unité de Saint-Chipoli : carrières de Saint-Amancet et de Saint-Chipoli, et, pour la partie supérieure de l'ensemble, dans la vallée du Thaurou, au Sud de Durfort. Dans la sous-unité de la forêt domaniale de Saint-Amancet-Sorèze, le Cambrien inférieur carbonaté, tout en gardant la même organisation que dans la sous-unité de Saint-Chipoli, apparaît fortement réduit.

k2a-b. Formation de passage au k1 (calcschistes sombres) et calcaires blancs. Le passage de la sédimentation détritique à la sédimentation carbonatée est très variable. Cette partie de la série affleure en général très mal et est souvent laminée :

– à la carrière de Saint-Amancet, la Formation de Marcory se termine par un ensemble schisto-gréseux sombre. Le contact avec les calcaires blancs est très tranché ;

– on retrouve ces schistes sombres dans l'unité de la forêt domaniale de Sorèze-Saint-Amancet, mais de fins niveaux de calcschistes sombres s'y interstratifient ;

– des calcschistes sombres francs, formant une formation puissante de 10-20 m, marquent ce contact dans les carrières au Sud-Ouest de Durfort.

Cet ensemble de transition ne dépasse pas 10 à 20 m et a été regroupé sur la carte avec les calcaires blancs, d'où la notation compréhensive k2a-b.

Le Cambrien inférieur carbonaté débute partout par des calcaires blancs lités, parfois des interlits de schistes noirs. La puissance de cette formation est difficile à évaluer, sans doute de l'ordre de 10-20 m.

k2c1. Dolomies claires et calcaire de Saint-Stapin. On peut trouver ensuite des dolomies litées, mais en général des dolomies claires massives succèdent sans transition aux calcaires. Fréquemment, ces dolomies claires renferment des passées métriques de calcaires reliques, qui deviennent beaucoup plus abondantes vers le Nord-Est (région de Massaguel sur la feuille Mazamet). La puissance de ces dolomies claires est de l'ordre de 70 à 100 m.

Ces dolomies sont surmontées par un niveau décamétrique de calcaire blanc en bancs décimétriques, le calcaire de Saint-Stapin, à valeur repère dans tout le Sorézois.

k2a-b[1], k2c1[1]. Dolomies rousses hydrothermales. Le long des accidents tectoniques, mais plus particulièrement le long de la faille des Trois-Fontaines, les formations carbonatées (dolomies et calcaires) sont rempla-

cées par une dolomie rousse à brun-rouge, ferrugineuse, envahie par des veines et géodes de quartz. Les textures en cocardes sont fréquentes. Ces dolomies hydrothermales sont particulièrement dures et forment des chicons escarpés : carrières de Saint-Amancet et de la Fendeille, la Bouissière au-dessus de Durfort.

k2c2. Dolomies sombres. Puissant ensemble de dolomies sombres où l'on peut distinguer une partie inférieure litée en gros bancs métriques, une partie moyenne plus massive et une partie supérieure de nouveau litée. De rares passées calcaires (vers la base), des dolomies plus claires en petits bancs, ou schisteuses, des niveaux à druses siliceuses, peuvent servir de niveaux repères locaux dans cet ensemble qui demeure très monotone (250 à 300 m).

k2d. « Schisto-dolomitique » : calcaires et dolomies terminaux. Formation puissante d'une vingtaine de mètres de dolomies sombres à patine claire, jaunâtre à ocre, à interlits de schistes rougeâtres, affleurant mal. Puis dolomies grises plus massives (quelques mètres) surmontées par un calcaire blanc cristallin plus ou moins schisteux (1 à 2 m).

Les faciès rappellent les formations « schisto-dolomitique », « silico-dolomitique » et les « calcaires marmoréens » du versant sud de la Montagne noire, mais les puissances sont bien différentes.

Unité du Désert de Saint-Ferréol

Le Cambrien inférieur carbonaté est beaucoup plus varié et plus riche en calcaires que dans l'unité de Durfort. La meilleure coupe se situe sur le plateau du Désert de Saint-Ferréol, juste à la limite de la feuille ; la série y est renversée.

k2a-b. Formation de passage au k₁ (calcschistes sombres, dolomies et « calcaires gris entrelacés ». Vers le sommet de la Formation de Marcory apparaissent, au sein des schistes, quelques bancs calcaires inframétriques ; puis la série devient essentiellement carbonatée :

– calcschistes sombres et dolomies noires feuilletées à délit phylliteux (50 m) ;

– dolomies claires (parfois avec des reliques calcaires) formant un banc massif (5-10 m) ;

– calcaires gris à texture entrelacée, contenant des « yeux » centimétriques de dolomie rousse, contournés par les filets phylliteux (80 m environ) ; ces calcaires sont tout à fait analogues aux « calcaires dolomitiques à archéocyates » du versant sud de la Montagne noire ; latéralement, ces calcaires sont largement envahis par des dolomies claires ;

– niveau repère de pélites vertes (moins d'un mètre ; n'affleure généralement pas).

k2c1. Dolomies et calcaires clairs. Dolomies massives claires avec nombreux niveaux reliques de calcaire blanc (80-100 m). Puis faisceau (10-20 m) de calcaire blanc en petits bancs, très analogue au calcaire de Saint-Stapin.

k2c2. Dolomies sombres. Ensemble très monotone de dolomies sombres grises à ocre, à patine brunâtre, litées puis plus massives et enfin de nouveau litées en gros bancs métriques (200 m). Un niveau inframétrique de calcaire blanc feuilleté s'intercale vers le tiers supérieur de cet ensemble. La croix indiquant l'ancienne chapelle de Saint-Ferréol se situe pratiquement au contact supérieur de ces dolomies.

k2d. Calcaires blancs lités. Calcaires blancs bien lités, en bancs décimétriques, très fortement lapiazés. Ces calcaires forment barre et portent la croix de Saint-Ferréol (80 m).

k2e. Calcaires, calcschistes et dolomies supérieurs. Calcschistes clairs et calcaires en plaquette feuilletés (en creux dans la topographie). Ils passent à des calcaires rubanés où s'intercalent, à proximité de la chapelle, des dolomies claires plus massives ; et enfin, calcaires blancs lités (100 m). Le haut de la série est tronqué par le contact anormal avec l'unité de Durfort.

Cambrien moyen grésopélimitique

k3. Schistes et grès gris-vert. Le Cambrien moyen n'affleure que dans l'unité de Durfort. C'est une série essentiellement schisteuse, monoclinale comme le prouve les niveaux repères. Grès et schistes du Cambrien moyen sont riches en plagioclases détritiques. La meilleure coupe se situe dans la vallée du Thaurou :

– grès arkosique clair, blanc ou rosé, riche en minéraux lourds, à ciment calcaire, reposant sans transition sur les carbonates du Cambrien inférieur (1 à 2 m) ;

– calcschistes blancs (moins d'un mètre) ;

– grès gris-vert, parfois à ciment calcaire, à délit de schistes gris-vert à gris-jaune, fissiles ; deux ou trois intercalations métriques de calcaire clair ; passent vers le haut à un matériel plus pélimitique (50 m) ;

– ensemble caractérisé par la présence de schistes et grès rougeâtres à violacés à valeur repère dans tout le Sorézois (150 m). Sur les bonnes coupes on peut distinguer un premier niveau violacé une cinquantaine de mètres au-dessus de la base du Cambrien moyen, puis retour à des schistes

et grès gris, second faisceau violacé (50 m), puis, après des nouveaux schistes gris-vert, niveau terminal violacé. Ces niveaux ressemblent beaucoup au « second repère rouge » des « schistes à *Paradoxides* » du versant sud ;

– schistes gris-vert, parfois très durs à débit en lauzes, parfois fissiles. Un niveau ardoisier vert, puissant d'une dizaine de mètres, a été exploité par de nombreuses carrières depuis la vallée du Thauroux jusque Limatge et la forêt domaniale de Saint-Amancet–Sorèze.

Le sommet de la série est tronqué par le chevauchement de l'unité du Désert de Saint-Ferréol. Cette série n'est pas datée mais elle correspond assez bien à la base du Cambrien moyen du reste de la Montagne noire.

ROCHES PLUTONIQUES ET FILONIENNES

Des roches magmatiques variées allant de gabbros à des granites à muscovite, se mettent en place dans les terrains de la zone axiale et des unités d'Arfons et des Cammazes tout au long de l'évolution tectonique hercynienne : intrusions basiques antérieures au métamorphisme et à la tectonique précoce ; granitoïdes postérieurs à la tectonique précoce mais antérieurs à la tectonique de charriage (granite à muscovite de Labécède-Lauragais et petits corps stratiformes dans les parties les plus métamorphiques de la zone axiale, granophyre de Malcoustat et granite de Laoujol) ; granodiorite du Lampy, postérieure à la tectonique de charriage mais néanmoins déformée. Les granitoïdes post-tectoniques (Sidobre, Les Martys, Brousse), largement exposés sur les feuilles voisines, n'affleurent pas sur la feuille Revel.

Il n'existe actuellement que très peu de données géochimiques ; seule la granodiorite du Lampy a fait l'objet d'études géochronologiques.

Roches plutoniques précoces

δ. **Intrusions basiques (ortho-amphibolites).** Ces roches basiques forment des corps stratiformes puissants de quelques décimètres à une trentaine de mètres dans les unités d'Arfons et des Cammazes (où elles sont strictement limitées au faisceau e). Ces roches ont subi le métamorphisme et la tectonique précoce ; elles sont reprises dans la tectonique de cisaillement et jalonnent ainsi fréquemment des chevauchements : ainsi le corps basique le plus développé jalonne-t-il un accident important sur environ 2,5 km entre le Colombier et Villemagne au Nord-Est de Labécède ; un autre corps important jalonne un chevauchement interne à l'unité d'Arfons dans le lac des Cammazes. Les autres corps sont de dimension au plus hectométrique.

Les paragenèses dues au métamorphisme principal sont en équilibre avec le métamorphisme de leur encaissant : amphibolites à épidote (amphibole verte + épidote ± plagioclase + biotite ± quartz + ilménite/sphène) dans la zone de la biotite ; amphibolites (hornblende + plagioclase An 35-45 ± biotite ± quartz + ilménite/sphène) à degré de métamorphisme plus fort ; des amphibolites à grenat ont été observées au Nord-Ouest des Brunels. Ces paragenèses sont rétomorphosées en amphibole incolore fibreuse + chlorite + séricite ± carbonate lors du stade de charriage. Les textures sont très fréquemment cataclastiques, mais des textures intersertales reliques du stade magmatiques sont parfois préservées.

Les roches basiques interstratifiées dans les gneiss des Cammazes ont été traitées avec ceux-ci.

Granitoïdes antérieurs aux charriages

Nous regroupons sous cette rubrique des granites relativement différents mais qui ont en commun d'être des granites leucocrates équi-granulaires à grain moyen à muscovite-biotite et d'être antérieurs à la tectonique de cisaillement et aux charriages associés, et de ce fait d'être plus ou moins intensément déformés.

γ_m^3 , P. **Granites à deux micas : granites et pegmatites périanatectiques, granite de Labécède-Lauragais, granophyre de Malcoustat**

• **Granites et pegmatites périanatectiques.** Ces granites à deux micas forment des corps stratiformes subconcordants dans la zone de la sillimanite + muscovite de la zone axiale. L'extension de ces corps est en général au plus de l'ordre du kilomètre, leur puissance décamétrique à plurihécométrique. Ces granites sont assez abondants dans le faisceau b sur la feuille Castelnaudary. Sur la feuille Revel, ils forment un corps kilométrique (affleurant très mal), largement enclavé dans la granodiorite du Lampy au Sud-Ouest du Picou.

Il s'agit d'un granite à grain équi-granulaire moyen à fin, hololeucocrate, formé de quartz, microcline, plagioclase acide (oligoclase-albite) ; les myrmékites sont fréquentes ; la muscovite abondante est très largement secondaire, biotite et grenat sont très peu abondants. Ce granite est beaucoup plus déformé que la granodiorite du Lampy qui l'encaisse : sa texture est blastomylonitique à cataclastique, avec des cristaux de feldspath arrondis cimentés par une matrice quartzo-feldspathique fine et des quartz en lanières.

Des **pegmatites (P)** banales à biotite, muscovite, tourmaline, en corps subconcordants de puissance métrique à décamétrique, apparaissent également dans la zone de la sillimanite + muscovite de la zone axiale. Ces

pegmatites sont assez abondantes dans le faisceau b juste au Sud sur la feuille (région de Verdun-en-Lauragais par exemple) ; elles deviennent rapidement plus rares lorsque l'on monte plus haut dans le bâti. Seuls quelques corps ont été figurés au Sud des Combelles, dans le faisceau d.

Ces pegmatites et granites à deux micas participent du même phénomène : d'ailleurs, il a été observé, au cœur de certaines pegmatites, des parties grenues analogues aux granites à deux micas. Il s'agit sans doute de manifestations péríanatectiques, que l'on connaît par ailleurs dans l'ensemble de la zone axiale.

• **Granite de Labécède-Lauragais.** L'extrémité occidentale de la Montagne noire et la moitié sud du massif de Revel sont occupés par le granite de Labécède-Lauragais. B. Gèze (1949) ne distingue pas ce granite précoce des différents orthogneiss de la Montagne noire. O. Dottin (1955) a été le premier à l'individualiser sous le nom de « gneiss à deux micas ». J. Hamet (1975) le distingue sous le nom de « granite schistosé à grain fin » mais le regroupe avec les orthogneiss œillés dans un même ensemble, le massif de Revel-Saint-Ferréol-Labécède.

Les affleurements les plus caractéristiques de ce granite sont :

- la carrière des Mousques-Hautes, pour le mur du granite ;
- la carrière située 500 m au Nord de Perricauld, pour sa partie centrale ;
- la D 334 au voisinage du centre de vol à voile de la Montagne noire, pour sa partie sommitale affectée par les cisaillements, et en particulier le parking situé au Nord de ce centre où l'on peut observer le contact de ce granite avec l'unité des Cammazes ;
- le bord nord du bassin de Saint-Ferréol (faciès schistosé).

En dehors des zones de cisaillement, le granite de Labécède-Lauragais est un granite très blanc, à grain moyen à fin (0,5 à 1,5 mm), à texture grenue xénomorphe à hypidiomorphe. Parfois s'individualisent des phénocristaux (2-3 mm) de quartz et de feldspaths. Localement, les biotites et les tablettes de feldspaths marquent une légère foliation. Ce granite est composé de quartz (avec parfois des phénocristaux arrondis), microcline perthitique (à tendance automorphe, maclé Carlsbad, nettement plus abondant que le plagioclase), de plagioclase (à zonation normale An 8 à An 20 ; myrmékites très fréquentes), de biotite peu abondante, muscovite largement secondaire, apatite, zircon et parfois tourmaline.

Le développement de zones de cisaillement conduit à des textures cataclastiques (quartz et feldspaths en mortier) à mylonitiques et même lépidoblastiques lorsque la muscovite devient abondante. Cette cataclase s'accompagne d'une albitisation des feldspaths, d'une forte muscovitisation des biotites et des feldspaths, et parfois d'une argilisation des plagioclases.

Un second faciès est un granite monzonitique plus sombre (plus riche en biotite), plus pauvre en feldspaths potassiques et où les feldspaths tendent

à s'individualiser en petits phénocristaux de 3-4 mm. Ce faciès, que nous n'avons pas distingué sur la carte, est plus largement développé dans le massif de Revel. Dans la carrière de Perricauld, ce faciès nettement folié apparaît en enclave dans le granite blanc.

Les pegmatites et aplites en filonnets inframétriques sont courantes. Dans la région du bassin de Saint-Ferréol, les aplites peuvent être déformées en plis isoclinaux qui admettent la foliation principale du granite en plan axial.

Dans la *partie ouest de la Montagne noire*, le granite de Labécède forme un corps stratiforme mis en place dans la zone axiale postérieurement aux phases précoces synmétamorphes et dont le toit est tronqué par le chevauchement des unités d'Arfons et des Cammazes.

Le mur du granite s'observe dans la carrière des Mousques-Hautes : le granite présente une base assez plane plongeant au Nord-Est de 40 à 50°, son mur est constitué de quelques dizaines de mètres de micaschistes (faisceau d, zone de la sillimanite) reposant sur les gneiss de l'Orbiel.

La partie profonde du granite renferme de nombreuses enclaves (micaschistes des faisceaux b et d et gneiss de l'Orbiel) qui permettent de reconstituer la structure antérieure à la mise en place du granite, avec de grandes structures de phase P3 déversées vers le Nord. Plus haut, le granite devient plus homogène.

Il existe sans doute dans la partie médiane du massif une importante zone de cisaillement marquée par une zone très schistosée et injectée de veines de quartz, qui suggère que la partie est du massif chevauche sa partie ouest. Au-delà de cette zone, on retrouve une zone riche en enclaves : micaschistes du faisceau b et gneiss de l'Orbiel (ruisseau de Glandes, carrière de Perricauld) ; puis vient une zone de granite homogène faiblement folié.

Les contacts avec les micaschistes du faisceau d vers l'Est sont largement masqués par la couverture tertiaire. Les micaschistes étant en équilibre thermique avec le granite, il n'existe aucun métamorphisme de contact. Les ravins au Sud de Labécède montrent que le granite forme un sill compris entre les gneiss de l'Orbiel et la base du faisceau d (calcaires de Mariou, un peu au Sud de la limite de la feuille) au mur et, au toit, les micaschistes du faisceau d (zones de la sillimanite puis plus haut de l'andalousite). Ceux-ci sont injectés de filons et sills clairement sécants sur les structures précoces (plis P3 compris) qui apparaissent comme autant d'apophyses du massif principal.

La partie supérieure du massif acquiert progressivement une foliation cataclastique qui devient d'autant plus intense que l'on se rapproche du chevauchement basal des unités d'Arfons et des Cammazes.

Le granite de Labécède forme la moitié sud-est du *massif de Revel*. Le contact avec les orthogneiss œillés qui constituent la partie nord de ce massif, souvent masqué par le Tertiaire, est une zone de décrochement jalonnée par la granodiorite de Saint-Ferréol. Il y présente souvent deux foliations subverticales de direction N65-75, la seconde foliation étant sans doute due à la tectonique de décrochement tardif. Une troisième foliation, transposant largement les précédentes, s'observe le long de décrochements N100-110.

• **Granophyre de Malcoustat.** Le granophyre de Malcoustat forme un sill concordant au toit des gneiss des Cammazes, puissant de 100 à 200 m et suivi sur 4 km environ. L'affleurement le plus caractéristique est l'ancienne petite carrière située au carrefour de la D 45 (route Sorèze-Arjons) et de la route de Jacournassy-le Montagnet ; deux bonnes coupes sont fournies par cette route de Jacournassy (jusqu'au carrefour des Consuls) et par la piste qui longe la conduite forcée de Piquotalen en contrehaut sud-ouest du Saut-des-Rouls.

Ces roches ont été individualisées par P. Debat (1974) sous le nom de « gneiss des Mantagnets »* et rattachées aux gneiss des Cammazes dont ils représenteraient un faciès de bordure. Il suffit de comparer le degré de déformation de ces deux roches pour rendre cette hypothèse caduque : le granite de Malcoustat est une intrusion clairement postérieure à la déformation pénétrative précoce des gneiss des Cammazes.

Ce granite est une roche rose, ocre par altération, massive, à grain fin, affectée d'une foliation grossière cataclastique non pénétrative. Au microscope, la roche est formée de phénocristaux (parfois associés en syneusis) de microcline (maclé Carlsbad), quartz et plagioclase (An 10-12) dans une matrice fine formée de quartz, microcline et plagioclase ; les textures granophyriques développées autour des phénocristaux sont fréquentes ; la biotite, très pléochroïque de brun-vert à vert foncé, est peu abondante ; la muscovite est secondaire pour l'essentiel.

Cette roche est affectée d'une foliation cataclastique qui granule les phénocristaux et les micropegmatites et mylonitise la matrice ; la biotite altérée et la muscovite (secondaire) tendent à s'orienter dans cette foliation. Cette foliation se développe tantôt en couloirs centimétriques à décimétriques, soit sur les bords du sill, affectant la masse de la roche.

Le contact supérieur de ce granite est concordant sur les paragneiss (à biotite, muscovite et localement grenat) du faisceau b, concordant du moins sur la foliation, qui dans le cas de l'affleurement type est oblique sur la stratification. Des filonnets décimétriques de granite très largement muscovitisé peuvent se développer de façon concordante au toit du gra-

* « le Montagnet » est une ferme située à plus de 2 km de l'affleurement type.

nite*. Des enclaves de paragneiss, d'amphibolites et de gneiss des Cammazes peuvent s'observer dans la masse du sill ; ces enclaves de gneiss des Cammazes sont plus abondantes vers la base (partie sud) du sill, de sorte que le contact avec les gneiss des Cammazes proprement dit (non envahis par le granite de Malcoustat), peut être délicat à placer. Sur les bonnes coupes, ce contact est bien marqué par un faisceau épais de quelques mètres de paragneiss très déformés.

γ^2 . **Granite de Laoujol.** Le granite de Laoujol forme un corps stratiforme long d'environ 2,5 km et puissant au maximum de 300 m en bordure sud des gneiss des Cammazes au Nord-Ouest des Brunels. La meilleure coupe se situe sur la piste forestière récente à l'Est du Roc de l'Aze et qui prend sur le chemin principal 200 m à l'Ouest de la Barraque, au voisinage de la borne 626.

Dans ses faciès non déformés, c'est un granite clair, roussâtre par altération, équigranulaire à grain moyen (1,5-2 mm), à texture grenue xénomorphe à subautomorphe, formé de microcline perthitique très dominant, quartz fréquemment à tendance globulaire, plagioclase mineur (An20, subautomorphe maclé albite et parfois Carlsbad, ou xénomorphe myrmékitique), biotite très pléochroïque brun à vert sombre peu abondante (souvent chloritisée), zircon (en inclusions dans les biotites et en cristaux indépendants relativement gros et abondants) et ilménite. Les feldspaths sont très fréquemment albitisés, l'albite en échiquier se développant largement dans les feldspaths potassiques.

À son toit, ce granite présente un contact normal avec les gneiss des Cammazes : il s'agit d'un contact magmatique subconcordant sur la foliation des orthogneiss ; le granite renferme des enclaves et schlieren plus ou moins en voie d'assimilation. Pour peu que les affleurements soient de qualité suffisante, il n'y a aucun problème pour distinguer le granite grenu, non déformé, des gneiss fortement foliés. Le contact sud est tectonique : on voit apparaître tout d'abord des couloirs mylonitiques infracentimétriques laissant entre eux des zones centimétriques à décimétriques non déformées, puis peu à peu ces couloirs se resserrent jusqu'à ce que l'ensemble de la roche prenne une texture mylonitique au contact avec les micaschistes du faisceau d que ce granite chevauche. Le granite forme ainsi deux écaillés superposées séparées par un mince faisceau de schistes.

* Il ne faut pas confondre ces sills granitiques avec des niveaux gneissiques, œillés ou non, qui peuvent s'observer dans ces paragneiss.

Granitoïdes postérieurs aux charriages

γ^4L , $\rho\gamma^4L$, γ^3L . **Massif du Lampy**. La feuille Revel ne montre que la partie occidentale de la granodiorite du Lampy qui se prolonge sur les feuilles voisines Carcassonne, Castelnaudary et surtout Mazamet.

• **Pétrographie**. Trois faciès peuvent être distingués dans le massif du Lampy.

Le faciès dominant est une **granodiorite équigranulaire** (γ^4L) qui forme plus de 90 % du massif. Il s'agit d'une roche sombre, à débit en boules, à grain moyen (0,5 à 2 mm), équigranulaire, à texture grenue hypidiomorphe (à cataclastique). Composition : quartz toujours très fortement granulé ; plagioclase très automorphe montrant des macles complexes (albite, péricline, Carlsbad,...) et une forte zonation récurrente globalement normale (An 45 à An 10) ; biotite brun-rouge abondante ; microcline très mineur, xénomorphe, interstitiel ; muscovite rare et manifestation secondaire ; ilménite, apatite et zircon.

Dans la partie centrale du massif apparaît une **granodiorite porphyroïde** ($\rho\gamma^4L$) qui se distingue du faciès précédent par la présence de phénocristaux de microcline riche en inclusions orientées de biotite et plagioclase, de taille relativement faible (1-3 cm) et assez dispersés dans la matrice. Le contact avec le faciès équigranulaire précédent est rapide, voire brutal.

Dans la région du Buisson,affleure un **granite monzonitique équigranulaire** (γ^3L) plus clair, à grain plus grossier (2-4 mm), à texture grenue xénomorphe (à cataclastique), plus riche en microcline. Ce faciès, qui prend un développement important sur la feuille voisine Mazamet, est tout à fait analogue au granite des Martys et aux petits stocks qui affleurent entre ce dernier granite et celui du Lampy (le Roc-Blanc, ...).

Les enclaves basiques à grain fin sont rares et de petite taille (décimétrique).

• **Déformation**. Tous ces faciès présentent une foliation cataclastique précoce plus ou moins intense : la déformation n'affecte généralement que les quartz qui sont fortement granulés et les biotites qui sont réorientées ; ultérieurement, les feldspaths sont brisés et la roche prend une texture en mortier. Les sills qui jalonnent certains accidents chevauchants à la périphérie du massif principal sont très fortement déformés. Il subsiste parfois localement une foliation magmatique marquée par les tablettes de plagioclase, antérieure à cette foliation cataclastique ; mais pour l'essentiel, la foliation du granite du Lampy est bien d'origine tectonique.

Une seconde foliation cataclastique apparaît le long de couloirs hectométriques de direction SE-NW dans la région du Picou. Cette déformation est progressive depuis des zones où elle se superpose à la foliation pri-

naire (remarquable affleurement sur la route de Saissac au Lampy-Vieux, 300 m au Sud de Galetis, un peu à l'Est de la limite de la feuille) jusqu'à des zones où la foliation mylonitique tardive demeure seule visible. Dans ces couloirs, les stries de direction nord-est indiquent une extension en faille normale qui témoignerait d'un régime d'extension autour du massif gneissique du Cabardès. Ces différents couloirs semblent coalescer vers le Sud-Est pour former la zone de faille de Saissac qui abaisse la granodiorite du Lampy par rapport aux gneiss qui se situent à son mur.

• **Structure du batholite.** La feuille Revel présente l'intérêt de montrer une coupe complète du batholite du Lampy, depuis son mur au Sud-Ouest jusqu'à son toit au Nord-Est.

Ce massif présente en effet une base assez plate, concordante sur la structure de son encaissant, située au-dessus des gneiss de l'Orbiel, en zone axiale, et séparée de ceux-ci par quelques dizaines de mètres de micaschistes attribuables au faisceau d (qui présentent un pendage de 40-50° vers le Nord-Est). La partie inférieure du granite est, en fait, formée de plusieurs sills concordants de granodiorite, intercalés dans les micaschistes du mur.

Plus haut, la granodiorite recoupe les formations de la zone axiale (faisceau d) en envoyant dans son encaissant plusieurs apophyses formant des sills concordants, plus ou moins contrôlés par des cisaillements internes à la série.

Entre l'Alquier et la Forge, la granodiorite du Lampy recoupe la base de l'unité d'Arfons, envoyant d'ailleurs un sill dans le contact anormal de base de cette unité.

Au Nord-Ouest de la Forge, la granodiorite vient s'enfoncer de façon concordante sous les formations de la zone axiale et de l'unité de la Loubatière qui pendent d'une soixantaine de degrés vers le Nord-Ouest : écaïlle de micaschistes attribuables au faisceau d puis schistes épimétamorphiques des faisceaux g et h.

Enfin, plus au Nord-Est encore, sur la feuille Mazamet, la granodiorite disparaît sous sa couverture peu pentée (pendage nord-est) de schistes épimétamorphiques attribuables à des niveaux élevés du groupe de Saint-Pons-Cabardès.

La structure interne du massif apparaît centripète avec les granodiorites sombres à la périphérie et le granite plus évolué du Buisson au centre. La foliation précoce du massif présente une direction SW-NE conforme aux chevauchements principaux et plutôt indépendante de cette structure cartographique.

• **Géochimie.** Il n'existe que deux analyses du granite de Lampy (une *in* Hamet, 1975 et une analyse nouvelle : faciès porphyroïde échantillonné au Sud de Galetis). Les analyses montrent que le granite du Lampy n'est cer-

tainement pas comagmatique du granite voisin de Brousse (feuille Carcassonne), mais elles sont semblables aux termes granodioritiques les plus basiques du granite du Sidobre (feuille Castres).

• **Métamorphisme de contact.** Dans ses parties profondes, la granodiorite du Lampy est en équilibre thermique avec son encaissant et ne développe pas de métamorphisme de contact. Toutefois, l'encaissant du granite montre fréquemment une forte rétro-morphose due au départ de fluides tardi-magmatiques : développement de grandes muscovites non orientées aux dépens des feldspaths et surtout des silicates alumineux, et chloritisation des biotites.

Dans sa partie supérieure, le granite se met en place le plus souvent dans des terrains peu métamorphiques (zones de la biotite et de la chlorite) et développe un métamorphisme de contact sur environ 300 m : tout d'abord, croissance de grandes biotites sans orientation préférentielle, souvent très obliques sur la foliation ; puis, à une centaine de mètres de l'intrusion, apparition de nodules de cordiérite non orientés, l'encaissant prenant alors le faciès de schistes tachetés. À l'Est de la Forge, une étroite bande de micaschistes de la zone de l'andalousite (et, contre le granite, de la zone de la sillimanite) s'intercale entre le granite et ces terrains peu métamorphiques, et l'on observe alors la superposition du métamorphisme de contact au métamorphisme régional : biotites tardives non orientées, pœciloclastes de cordiérite non orientés poussant parfois en couronnes sur les andalousites et staurotides précoces.

Y⁴F. Granodiorite de Saint-Ferréol. La granodiorite de Saint-Ferréol est une roche sombre équigranulaire à texture grenue xénomorphe à cataclastique, assez semblable au faciès équigranulaire de la granodiorite du Lampy, si ce n'est qu'elle est un peu plus riche en microcline et que la cataclase y est beaucoup plus forte.

Cette granodiorite affleure dans le massif de Revel : elle forme un sill hectométrique pincé dans le décrochement qui sépare les orthogneiss œillés et le granite de Labécède. Les meilleurs affleurements se situent le long de la route Revel-Saint-Ferréol où l'on peut observer à la faveur de fouilles (en particulier dans le talus de l'ancien hôtel la Murette) une coupe complète de ce corps et de ses contacts avec son encaissant.

Dans l'Ouest du massif de Revel, des tranchées de drainages situées dans les champs entre Pech-de-Maffre et Loulm et le talus du chemin de Fontfrère au Nord-Ouest de Dreuilhe, montrent des filons décimétriques de cette granodiorite intrudant les gneiss œillés et le granite de Labécède, sécants sur la foliation précoce de ces roches mais affectés par la foliation cataclastique liée aux décrochements.

Q. Zones broyées silicifiées, filons de quartz. Les zones broyées silicifiées jalonnant les cisaillements de tous ordres sont communes dans toute la partie ouest de la Montagne noire. Seules les principales ont été individualisées : zone écaillant (et sans doute redoublant) le granite de Labécède au Sud-Est de la Bracadelle-Basse, écaille redoublant les gneiss de l'Orbiel au Nord d'Esquithecoulon, zone broyée, silicifiée et hématisée à la base de l'unité d'Arfons vers Sanègre–le Radiguet. Dans ces zones, le quartz peut former des filons-couches métriques à plurimétriques, souvent repris par les cisaillements et montrant des stries de glissement.

Les différents accidents cassants à rejeux multiples sont parfois jalonnés par des filons de quartz. Deux groupes principaux de directions s'individualisent :

- des filons WSW-ENE, en particulier dans la partie centrale du grand synclinal coffré affectant la pile de nappes au Nord-Ouest de la Montagne noire. Ces filons jalonnent la faille des Trois-Fontaines (lorsque celle-ci recoupe des séries gréséo-péltiques) et la faille normale de Pistre (dans la forêt domaniale de Saint-Amancet–Sorèze) ;
- des filons « NW-SE », en fait de direction N170-180 (Sud de Dourgne, filons dans le granite du Lampy) et N100-110 (massif de Revel), dessinant un éventail autour de la virgation des structures qui affecte l'ensemble du Sorézois.

Il faut noter que les nombreuses zones broyées et failles normales qui affectent le granite du Lampy et prolongent la faille de Saissac, ne s'accompagnent pas de silicifications ni de filons de quartz.

CÉNOZOÏQUE

Tertiaire

Éocène

La base de la couverture tertiaire est constituée de formations continentales fluviatiles et d'altérites mal datées, de type « **argiles à graviers** ». Les meilleures coupes se situent :

- dans la carrière de *Pont-Crouzet* (coupe actuellement invisible car la carrière est occupée par un dépôt d'ordures) ;
- le long de la route Sorèze–Saint-Ferréol ;
- le long du sentier Paul-Riquet au Sud de Revel ;
- à *Bombarnat* (Dreuilhe) ;
- dans les carrières d'*En-Couloum* et des *Mousques-Hautes* ;

- le long du chemin de terre à proximité d'En-Sétour à l'extrémité ouest de la Montagne noire (4158-48066) ;
- le long du chemin allant de la Gréouse-Basse au p.c. 279 au Sud-Ouest de Labécède et au Sud de Campeyrou (au SSE de Labécède).

Certaines de ces coupes (en italiques page précédente) ont été décrites en détail dans la thèse de M.P. Mouline (1989).

Ces formations sont assez variables latéralement en faciès et en puissance. On peut néanmoins y reconnaître dans l'étendue de la feuille, deux cycles sédimentaires distincts séparés par un paléosol et, localement, par une discordance de ravinement.

Les formations du premier cycle sont généralement désignées sur le flanc sud de la Montagne noire comme « graviers d'Issel » (e4)* et celles du second cycle comme « argiles de Saint-Papoul et des Mousques-Hautes » (e3-4P). Dans le massif de Revel, deux cycles sédimentaires peuvent être également reconnus ; la stricte équivalence avec les cycles identifiés sur le versant sud de la Montagne noire n'est pas totalement démontrée.

e4. Yprésien. Formation détritique inférieure (« graviers d'Issel »). Sur le versant sud de la Montagne noire, dans la région d'Issel (feuille Castelnau-dary), la formation des « graviers d'Issel » (s.s.) est puissante d'une cinquantaine de mètres. Il s'agit d'un ensemble argilo-sableux à graveleux de couleur blanche, grisâtre et/ou verdâtre. À la limite sud de la feuille (région de Campeyroux), cette formation débute par un conglomérat plurimétrique à galets de quartz bien roulés. Cette formation se réduit à moins de 10 m dans la région de Tréville (où elle est reconnue par sondage) et des Mousques-Hautes (avec plusieurs niveaux de paléosols au sommet). Cette formation est absente à l'extrémité ouest de la Montagne noire (secteur de La Pomarède).

Les formations du cycle inférieur apparaissent de nouveau, avec une puissance limitée, entre la Montagne noire et le massif de Revel. C'est la carrière d'En-Couloum qui en donne la meilleure coupe : les gneiss altérés sur un ou deux mètres sont recouverts par des sables fluviaux argileux blanchâtres grossiers, montrant quelques petits chenaux microconglomériques (2 m). Vers le haut, ils passent à des marnes blanches à lits de graviers (4-5 m) ; ces marnes sont marmorisées et rubéfiées à leur partie supérieure et montrent de nombreuses traces de racines. La coupe se termine par un paléosol avec des fragments de cuirasse. Dans cette carrière même, ces formations présentent d'importantes variations de puissance et comblent des paléoreliefs de quelques mètres dans les gneiss.

* ne pas confondre avec les « grès d'Issel », situés plus haut dans la succession.

Ces formations du cycle inférieur, toujours grisâtres ou blanchâtres, forment des placages sur tout le flanc sud du massif de Revel. Contrairement à ce qui se passe à En-Couloum, leur substratum gneissique n'est généralement pas altéré ; toutefois, M.P. Mouline signale des paléoaltérites avec stone-lines à la carrière de Pont-Crouzet. Les formations du cycle inférieur manquent sur le flanc nord du massif de Revel.

D'après les données de subsurface, cette formation se développerait de nouveau vers l'Ouest entre La Pomarède et Saint-Paul, pour atteindre des puissances de l'ordre de la cinquantaine de mètres (fig. 1).

C'est apparemment au toit de cette formation que se situerait l'horizon à lignites et argiles ligniteuses qui a livré à Saint-Papoul une faune d'ambiance marine à saumâtre d'âge ilerdien, avec (déterminations J.C. Plaziat) : *Tympanotonos* gr. *jonquierensis*, *T. corbaricus*, *Potamides* (*Tylochilus*) gr. *brevis-multigranulosus*, *Benoistia pentagonata*, *Melanatria almerae*, *Boriesa cosmanni*, des huîtres de petite taille, des fragments de mytilidés, de petits *Teredo*, des pinces de crabes, des bryozoaires encroûtants, de nombreux ostracodes correspondant à des milieux marins, à salinité affaiblie ou variable.

059 0171

e3-4P. Yprésien-Lutétien ? Argiles de Saint-Papoul et des Mousques-Hautes. Cette formation débute en général par des conglomérats à galets de quartz bien roulés de taille pluricentimétrique à décimétrique, parfois rubéfiés, associés à des argilites rouges et localement à des paléosols. Ces niveaux de base reposent en concordance sur les formations du cycle inférieur à la carrière d'En-Couloum et au Sud de la Montagne noire ; elles ravinent le cycle inférieur sur la route Sorèze-Saint-Ferréol et reposent directement sur le socle (non altéré) sur les flancs nord de la Montagne noire et du massif de Revel. Ces formations grossières de base passent à des marnes rouges, violettes à rosées puis à des marnes blanches (et localement vertes) ; des encroûtements calcaires d'origine pédogénétique (et/ou palustre) et même des bancs calcaires pluridécimétriques annoncent les calcaires lacustres de Revel-Saint-Ferréol.

Dans les sondages à l'Ouest de la Montagne noire, l'essentiel de la série correspond à une succession d'argiles gréseuses à coloration caractéristique violacée, rouge, blanchâtre ou verte. Ces faciès argileux sont attribués à des milieux palustres de plaine d'inondation toujours proches de l'exondation, où viennent se décanter les produits argileux hérités du lessivage d'altérites.

Dans la zone où elle est surmontée par les calcaires lacustres de Saint-Ferréol, la formation présente un faciès de plages lacustres sableuses avec paléosols carbonatés et nombreuses traces racinaires dont de fréquents

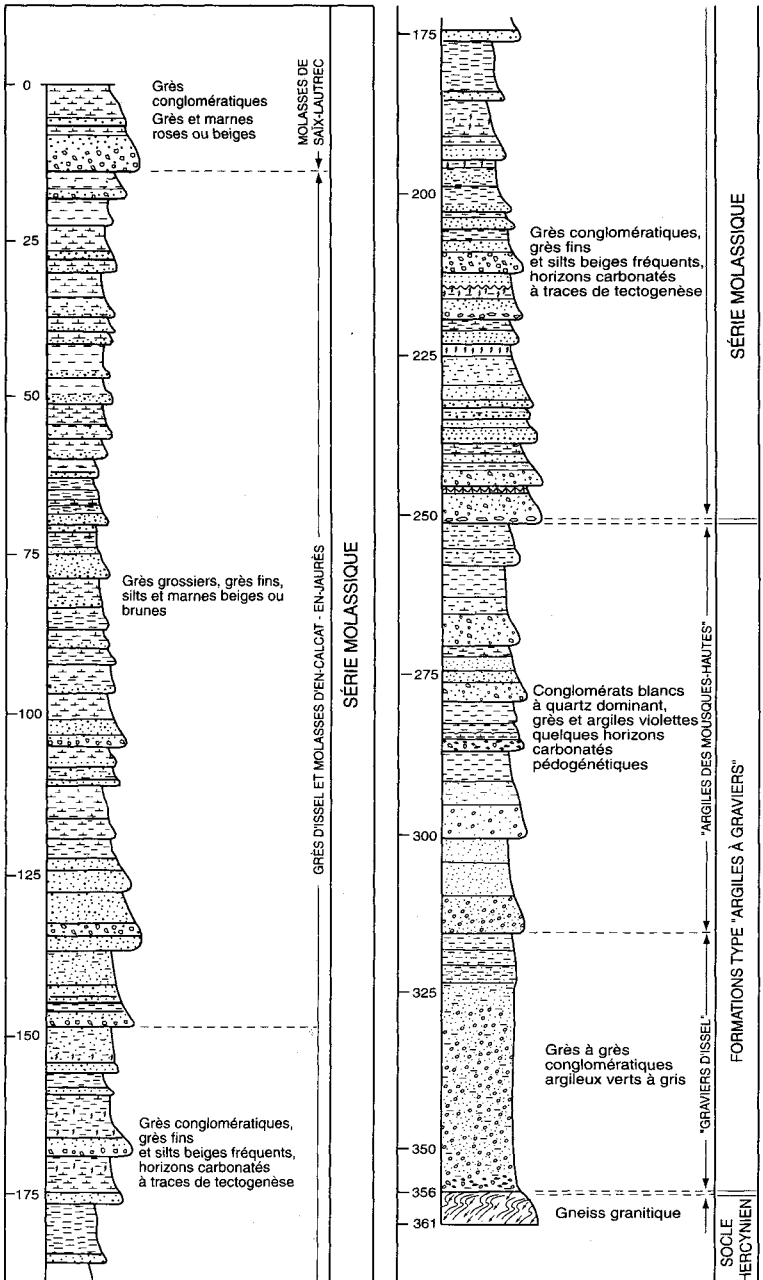


Fig. 1 - Sondage PYS 312 (NW Tréville)

1011-6-216

x = 566.891; y = 822.765; z = 220

manchons ou momies carbonatées de taille décimétrique et section circulaire. On peut noter en outre, vers le milieu de la formation, la présence dans certains horizons gréseux de quartz améthystes qui se retrouvent de part et d'autre de la Montagne noire (notamment à Rieussequel, Cimou-Haut et Cimou-Bas dans le sillon de Mazamet).

e5-6F. Lutétien-Bartonien basal ? Calcaires lacustres de Saint-Ferréol. Cet ensemble, traditionnellement considéré comme l'équivalent des calcaires de Castres-Labruguière à *Australorbis pseudoammonius*, n'est représenté ici que dans le massif de Revel-Saint-Ferréol où sa coupe type est fournie par la carrière de la Rivière de Pont-Crouzet, carrière aujourd'hui abandonnée et partiellement comblée. La formation présente ses plus beaux développements à l'Est du massif avec une puissance de 20 à 30 m, et se réduit rapidement pour disparaître à sa périphérie. À l'extrémité ouest de la Montagne noire (entre la Barcatelle-Haute et La Pomarède), un niveau décimétrique de grès calcareux représente peut-être un équivalent latéral de ce calcaire.

La formation est en général concordante avec les « argiles à graviers » par l'intermédiaire d'encroûtements calcaires d'origine pédogénétique. Dans la partie centrale du massif de Revel (réservoir du p.c. 361), le contact est brutal avec une zone de silicification-meuliérisation à la base des calcaires. Plus à l'Ouest (Puech-de-Mafre), cette base peut être jalonnée de conglomérats.

Cette formation est constituée de calcaires lacustres ou palustres blancs, relativement hétérogènes. Ils contiennent aussi des accidents siliceux au niveau de certains diasthèmes. Ces meuliérisations sont associées de la manière la plus classique à des témoignages d'exondations. Dans la partie est du massif, une vire marneuse blanche et rose, située vers le tiers inférieur de la formation, interrompt la masse calcaire.

Le sommet de la formation est rarement observable. Sur la bordure nord du massif de Revel, les calcaires blancs sont surmontés par des grès micacés en plaquettes (quelques mètres) précédant des faciès argileux brunâtres (équivalent possible de l'un des faciès « Mortadelle ») et des grès argileux molassiques (Bartonien probable). Une succession identique s'observe au-dessus des grès calcareux de La Pomarède-la Barcatelle.

Dans la partie est du massif, les calcaires sont surmontés en discordance par l'intermédiaire d'une surface karstifiée par les formations argileuses brun-rouge du complexe « Mortadelle ».

L'âge des calcaires de Saint-Ferréol n'est établi que par corrélation avec les calcaires de Castres-Labruguière réputés lutétiens, mais dont le som-

met (Roc de Lunel) appartiendrait déjà à la base du Bartonien (zone de mammifères d'Egerkingen)

e6Br. Bartonien inférieur probable. Complexe bréchiq ue « Mortadelle ». On désigne dans la littérature (Vasseur, 1896) sous le nom de « brèche Mortadelle », un ensemble assez hétérogène, souvent argileux, parfois sableux, de teintes brun rougeâtre, roses ou verdâtres où les éléments figurés apparaissent au sein d'une matrice abondante tels les lardons d'une mortadelle. Cet ensemble apparaît dans une zone étroite alignée sur le tracé de la faille de Mazamet au revers nord de la Montagne noire occidentale. La formation, qui paraît mouler l'accident, le déborde parfois clairement (Limoges, Saint-Amancet, Dourgne) en venant s'étaler sur le substratum paléozoïque. Vers le Nord on peut la repérer jusque sur la retombée nord du massif de Revel.

Le faciès le plus représentatif est constitué par un conglomérat à éléments de taille variable (décimétrique à pluridécimétrique en général) englobés dans une matrice argilo-gréseuse très abondante de teinte rosâtre ou rougeâtre. Ces éléments généralement non façonnés, anguleux, sont de provenance locale : quartz, schistes, localement dolomies et calcaires blancs quand le conglomérat repose sur les calcaires de Saint-Ferréol ; on observe aussi parfois des galets roulés. Ces faciès conglomératiques passent latéralement, en particulier quand on s'éloigne de l'accident de Mazamet (notamment au niveau du massif de Revel), à des argiles brunâtres où les éléments figurés sont en proportion très variable.

La route d'accès aux carrières de Saint-Amancet offre un bel affleurement qui permet d'éclairer les rapports de la formation avec les séries molassiques. La brèche « Mortadelle » s'y présente comme un dépôt de pente relativement bien stratifié, à lits alternativement riches ou pauvres en éléments grossiers décimétriques, non façonnés, où dominent les fragments de schistes puis le quartz. On n'observe pas le contact avec la faille de Mazamet située quelques mètres à l'amont de l'affleurement. Vers le haut de la série « bréchiq ue », on peut observer un envahissement progressif par des faciès de sables et graviers fluviatiles intercalés de grès et silts argileux beige-rose marmorisés, typiques de la série molassique. Quelques « crachées » discontinues de matériel anguleux s'intercalent encore dans les premiers mètres de cette série dont le pendage, accordé à celui de la brèche sous-jacente, décroît sensiblement de 30 à 10° lorsqu'on s'éloigne du relief de faille.

Plus à l'Est, en montant de Dourgne aux carrières de Saint-Chipoli, la formation s'étend largement sur le Paléozoïque au Sud de l'accident de Mazamet, jusqu'à une altitude de plus de 100 m au-dessus du village. Aux

faciès classiques bréchiqes (ici riches en dolomies blanches paléozoïques) ou argileux, s'ajoutent des faciès à galets roulés à encroûtements algaires, et des argiles roses ou blanches lacustres ou palustres rappelant les faciès fins de la série molassique. La série bréchiqie est affectée au niveau de la carrière par une faille inverse (satellite ou réplique de celle de Mazamet) à flèche nord et rejet au moins décamétrique, qui la met en contact avec le Paléozoïque (légèrement chevauchant). Les affleurements situés au Sud de Limoges-la Duretié, montrent clairement la discordance de ces formations sur les terrains paléozoïques.

À l'Ouest, sur le massif de Revel, la formation surtout argileuse repose en discordance sur les calcaires de Revel karstifiés dont elle remanie des éléments, ou en semi-concordance au Nord du massif sur les grès micacés en plaquettes qui surmontent ces calcaires.

La formation, qui masque le plus souvent l'accident de Mazamet, n'apparaît jamais clairement affectée par lui. Elle est en revanche, comme on le voit à Dourgne, affectée par des accidents satellites de même style. Un autre exemple de ces accidents mineurs, peut s'observer 200 m à l'Ouest du p.c. 259 sur la route Sorèze-Saint-Ferréol : une faille verticale E-W, de rejet inconnu, affecte les argiles brun-rouge et leur couverture fluviale ; cette faille est scellée par des éboulis cryoclastiques.

La localisation et l'allure des dépôts suggèrent une étroite association avec les rejeux pyrénéens de la faille de Mazamet et permettent de les considérer comme une formation syn- à tardi-tectonique. Par ailleurs, la contemporanéité avec les couches molassiques bartoniennes s'accorde bien avec l'âge admis régionalement pour la phase principale de déformation pyrénéenne.

Généralement, le toit des marnes brun-rouge et de la brèche « Mortadelle » est masqué par les éboulis cryoclastiques et les colluvions subactuelles. La limite entre ceux-ci et les marnes brun-rouge n'est d'ailleurs pas toujours évidente dans la mesure où les marnes sont remaniées. Cette ambiguïté explique probablement l'âge quaternaire avancé pour cette formation (Debat *et al.*, 1979) sur la foi de microflores. Cette interprétation impliquerait un rejeu considérable et très récent (Mindel-Riss) de l'accident de Mazamet. Si des mouvements récents sont possibles, comme le suggère la morphologie, ils doivent être ramenés à des proportions plus modestes.

e6/. Bartonien inférieur. Grès d'Issel et molasses d'En-Calcat-En-Jaurès. Les séries qui envahissent le bassin à partir (ici) du Bartonien sont constituées par une succession rythmique de dépôts fluviaux, fluvio-lacustres ou lacustres où la répartition verticale et latérale des faciès fins et grossiers est éminemment variable et complexe, et où les éléments de

corrélation et de datation sont rares et fragiles. Un certain nombre d'horizons, calcaires notamment, présentent cependant une continuité suffisante pour y définir, au moins à l'échelle locale, un certain nombre d'ensembles.

- Au Sud-Ouest de la Montagne noire où sa partie inférieure est traditionnellement désignée sous le terme de **grès d'Issel**, ce premier ensemble succède à la formation des « argiles à graviers ». À la bordure nord du massif il surmonte les mêmes horizons (argiles à graviers) puis, quand ils apparaissent, les calcaires de Saint-Ferréol. Dans le même secteur, en bordure de la faille de Mazamet, la partie inférieure de la formation passe au complexe « Mortadelle ». On n'est pas assuré de la stricte contemporanéité des premiers, dépôts entre le Sud-Est et l'Est, l'intervalle correspondant aux grès d'Issel pouvant n'être pas représenté à l'Est de Revel.

Célèbre pour la faune de mammifères qui y fut étudiée au siècle dernier tant sur le terrain que dans des collections anciennes aux origines imprécises remontant à Marie de Médicis (venue à Castelnaudary en 1632), la formation des grès d'Issel n'est en fait pas clairement définie lithologiquement, pas plus que, en dépit des faunes récoltées, n'est connu précisément son âge ni sa position relative par rapport aux calcaires de Saint-Ferréol, les deux formations n'étant pas identifiées dans les mêmes secteurs. Dans l'état actuel des connaissances, un âge bartonien inférieur ou basal est proposé (Synthèse des Pyrénées, à paraître), soit légèrement postérieur, soit contemporain des calcaires de Saint-Ferréol.

Uniquement mentionnés à l'Ouest de la Montagne noire (1/50 000 Castelnaudary) et au Sud de la faille de Mazamet, les grès d'Issel, succèdent, comme les calcaires de Castres-Saint-Ferréol, à la formation des argiles à graviers *s.l.* et constituent le premier terme de la série dite « molassique ».

Reconnus en profondeur par toute une série de forages (pour recherche d'uranium) dans le secteur de Tréville, ils débutent par des faciès grossiers ravinants, organisés en chenaux de direction apparemment NE-SW (sens d'écoulement non déterminé). La formation est constituée d'une succession de séquences fluviales à conglomérats, grès feldspathiques et micacés et intercalations silto-marneuses. Les conglomérats, souvent lenticulaires, peuvent présenter à certains niveaux une grande continuité. Ils sont en général mal classés et hétérométriques (élément jusqu'à 10 cm), avec quartz dominant et une proportion variable d'éléments du substratum. Les grès feldspathiques sont également mal classés et peu organisés. Vers le Sud, la fréquence, l'importance et l'hétérométrie des horizons conglomératiques paraissent décroître, tandis que se multiplient des niveaux à imprégnations, encroûtements ou nodules (algaires) carbonatés, toujours lenticulaires et discontinus.

Dans la région de Tréville, la puissance de l'ensemble paraît relativement constante, de l'ordre de 50 à 70 m.

C'est un peu au Sud de la feuille, près du village d'Issel (1/50 000 Castelnaudary), qu'ont été récoltés de nombreux restes de vertébrés, avec notamment des carnivores créodontes, *Hyaenodon*, des herbivores dont des lophiodontidés (*Lophiodon iselense*, *L. tapirotherium*, *Lophiaspis occitanicus*), des équidés (*Propaleotherium iselanum*, *P. parvulum*), ainsi que des reptiles (*Isselosaurus doduni*, *Testudo doduni*, *Trionix* sp.). On y signale également des empreintes de feuilles contenues dans des galets d'argile noire.

• L'ensemble des **molasses d'En-Calcat-En-Jaurès**, qui surmonte et/ou constitue vers l'Est, l'équivalent latéral des grès d'Issel, est très largement masqué, dans la dépression de Revel notamment, par un Quaternaire épais. Là où on peut les observer, ces molasses montrent également une organisation cyclique avec une évolution vers des faciès plus fins, avec dominance d'argiles palustres rosées, localement riches en concrétions carbonatées et traces, assez rares, d'exondation (carrières de Montpeyroux, près de Lampaut, d'En-Teste et d'En-Rigal près de Soual). La série s'intercale ailleurs de grès et de rares conglomérats d'origine paléo-pyrénéenne, observables en particulier entre Dourgne et Sorèze, armant de petits reliefs alignés en avant de la retombée nord de la Montagne noire.

Dans la région d'En-Calcat, à l'extrémité est de la feuille, ainsi qu'à l'Ouest du massif de Revel (Dreuilhe), se rencontrent quelques intercalaires de calcaires ou de calcaires gréseux dits « **calcaires palustres de Dreuilhe-En-Calcat** ».

Dans le secteur de Dreuilhe, la base de la série molassique est jalonnée par un horizon conglomératique de quelques mètres de puissance, à éléments polygéniques de taille centimétrique.

Il faut remarquer que, d'après les sondages effectués entre Dreuilhe et Tréville, il semble que l'essentiel du rejeu pyrénéen de la faille (ou dans ce secteur, faille-flexure) de Mazamet soit absorbé par ce premier ensemble molassique dont la puissance varie considérablement : de moins de 100 m en général à 250 m environ à l'Ouest de La Pomarède (au pied de l'accident ; fig. 1).

e6-7S. Bartonien supérieur-Priabonien basal. Molasses de Saix-Lautrec. Cet ensemble, peu visible à la base de la cuesta de Saint-Félix, présente une succession de termes argilo-gréseux dominants où s'intercalent :

– des **lentilles gréseuses ou conglomératiques** ;

– des horizons plus ou moins lenticulaires à **gypse**, corrélés avec les « gypses de Mas-Saintes-Puelles » qui furent exploités jusqu'avant 1914 aux lieux-dits la Gysière (*sic* pour Gypsière) et Lespeyronis. Mal exposés ici, ils peuvent encore être observés au lieu-dit la Petite-Domergue (feuille Castelnaudary) ;

– des horizons calcaires (« **calcaire de Cuq et Vielmur** ») associés à des argiles rougeâtres ou verdâtres parfois à matière organique. Ici ces calcaires sont peu développés, irréguliers et essentiellement palustres ; plus au Nord (feuille Lavaur), ils se dédoublent en deux horizons métriques ; en Albigeois, l'horizon supérieur prend un beau développement et prend un caractère plus lacustre avec matière sapropélique, mollusques et débris de vertébrés.

e7F. Priabonien inférieur à moyen. Molasses inférieures de Saint-Félix-Lauragais. Cet ensemble est dit aussi « molasse de Blan » dans la terminologie traditionnelle, quoique la localité n'offre guère de possibilité d'observation. Il s'agit d'une succession de grès et d'argiles montmorillonitiques d'une grande uniformité, avec marmorisations et rares horizons à terriers tubulaires. Les **horizons détritiques**, dont trois niveaux ont été localement individualisés, sont peu fréquents.

e7A ; e7P. Priabonien supérieur. Argiles palustres ; calcaires lacustres de Saint-Paulet. Le sommet des molasses éocènes est constitué par l'imbrication de deux types de faciès palustres à lacustres que l'on corréle avec les « calcaires de Villeneuve-la-Comptal » (couloir de Castelnaudary–seuil de Naurouze) où a été décrite une célèbre faune à *Planorbis crassus*, *P. cornu*, *Limnea orelongo*, *Ischurostoma formosum*, *Dactylius laevolungus*, *Valvata pygmaea*, *Helix viali*, *H. serpentinites*, *H. memorallites*, *H. janthinoides* et *Glandina costellata*, ainsi que des vertébrés (Cavaillé *et al.*, 1975).

Ici sont associés des faciès argileux palustres à encroûtements carbonatés (e7A) et des développements irréguliers de calcaires lacustres à palustres (e7P) souvent granulaires, à microstratifications et nombreux ravissements internes. Dans ces faciès lacustres « turbulents », les faunes sont pauvres et mal conservées.

Oligocène

Les derniers termes de la série molassique représentés ici correspondent à la partie inférieure des molasses supérieures du Tolosan–Lauragais. Elles s'étendent vraisemblablement du Rupélien inférieur à la partie inférieure du Rupélien supérieur. Des restes d'*Anthracotherium magnum* y ont été signalés (Astre, 1924).

g_{1F}. Rupélien inférieur à moyen. Molasses supérieures de Saint-Félix-Lauragais. Ensemble relativement uniforme de pélites silteuses ou argileuses entrecoupées de grès et de poudingues, compris entre les faciès palustres de Saint-Paulet et le calcaire de Bélesta. Il correspond approximativement aux « molasses inférieures de Puylaurens ». Il est très difficile d'y repérer des équivalents des niveaux calcaires qui affleurent sur la feuille Lavour : quelques rares témoins subsistent des calcaires d'En-Biau ; par contre, ceux de Roquevidal semblent avoir disparu.

g_{1A} ; g_{1B}. Rupélien moyen. Ensemble argilo-palustre ; calcaires lacustres de Bélesta. Ensemble palustre à lacustre à faciès argileux à argilo-gréseux riche en encroûtements carbonatés (g_{1A}) ; l'ensemble comprend à sa partie inférieure un certain nombre d'intercalations grésos-conglomératiques rappelant les « molasses supérieures de Puylaurens ». Vers la partie supérieure, l'ensemble passe à des faciès plus franchement lacustres et carbonatés, équivalents des calcaires de Bélesta (g_{1B}).

g_{1M} ; g_{1C}. Rupélien supérieur. Argiles palustres de Mourvilles et intercalations calcaires. Les affleurements les plus élevés de la série oligocène, correspondent à des faciès argilo-palustres (g_{1M}) associés à de petits niveaux calcaires azoïques (g_{1C}). Cet ensemble peu affleurant n'est conservé ici que sur 10 à 20 m et disparaît rapidement sous les recouvrements quaternaires.

Quaternaire et formations superficielles

Fp(u). Épandages fluviaux des plateaux (Pliocène-Quaternaire ancien ?). Ces dépôts plus ou moins résiduels et pelliculaires à matrice argilo-sableuse et quartz agathoïdes (cf. Montredon-Labessonnié) comprennent un pourcentage variable d'éléments fluviaux (sables et graviers). Ils se rencontrent sur les replats les plus élevés (300 m environ) des plateaux molassiques, et dominent d'une centaine de mètres la dépression de Revel.

Présents également plus au Nord en direction de l'Albigeois (feuilles Lavour et Gaillac), ils sont les témoins d'un stade d'aplanissement d'âge mal précisé, fini-tertiaire à quaternaire ancien, antérieur au dégagement (aux dépens des molasses bartoniennes) de la dépression périphérique qui isole actuellement les plateaux molassiques des reliefs paléozoïques.

Re-g. Formations résiduelles des plateaux molassiques. Vers l'Ouest de la feuille, les plateaux molassiques sont recouverts de formations argilo-sableuses mal caractérisées d'origine composite, résiduelle, colluviale et alluviale. Ces formations ne se distinguent pas toujours nettement des pla-

cages plus anciens (Fp(u)) si ce n'est par leur association à un palier morphologique sensiblement inférieur.

CE. Colluvions-éboulis à matrice sablo-argileuse. On rencontre sur la retombée nord de la Montagne noire, reposant indifféremment sur le Paléozoïque ou les terrains tertiaires, des dépôts argilo-sableux plus ou moins caillouteux, mêlant des produits de type éboulis et de type colluvial remaniant les formations sous-jacentes (en particulier les brèches type « Mortadelle »). Se distinguant parfois assez mal de cette dernière, la formation apparaît très sensible aux phénomènes de solifluxion.

EBr. Éboulis ou brèches cryoclastiques. Éboulis cryoclastiques grossiers à éléments de schistes et de carbonates fréquemment cimentés, rencontrés au pied nord de la Montagne noire entre Dourgne et Durfort, ainsi que sur la bordure nord du massif de Revel, là où affleurent les calcaires de Saint-Ferréol. On peut y distinguer localement plusieurs nappes successives de ce matériel. La formation désignée quelquefois « brèche du réservoir de Dourgne » traduit de nettes influences périglaciaires et peut être rapportée au Würm.

Placages colluviaux anciens. Les terrains molassiques au-dessus de la cuesta priabonienne de Saint-Paulet sont parsemés de placages irréguliers de type colluvial, que leur situation dans le contexte morphologique permet de différencier des colluvions récentes ou subactuelles.

C. Colluvions indifférenciées. Surtout développées dans le domaine sédimentaire où elles tapissent de préférence les fonds de vallon et le bas des talus morphologiques, ces formations sont également bien représentées au pied nord des reliefs de la Montagne noire et du massif de Revel où elles masquent fréquemment le contact Tertiaire/substratum. Leur composition plus ou moins riche en argiles ou en éléments figurés (sables, graves,...) est en rapport avec leur substratum et le contexte morphologique local. Comme les colluvions anciennes ces matériaux, le plus souvent riches en argiles, sont fréquemment soliflués.

Localement, au pied de la cuesta priabonienne notamment, on peut percevoir une organisation en cône ou éventail au débouché des vallons d'alimentation ; les processus périglaciaires wurmiens paraissent manifestes (C₁₁). Au Nord de Lagardiolle, des phénomènes de même type affectent des dépôts colluviaux probablement antérieurs (C₁₂).

Fw(u). Alluvions anciennes et dépôts de glacis anciens de la vallée du Girou. Ces placages alluviaux anciens sont peu différents de ceux qu'on rencontre sur les sommets des plateaux molassiques, et à leur surface se

rencontrent des galets éolisés (dreikanter). Ils correspondraient à une terrasse ancienne du Girou, antérieure au détournement (rissien ?) du drainage vers la dépression de Revel. L'hypothèse avancée également d'un micro-graben abaissant à ce niveau la formation des plateaux Fp(u) peut être discutée.

FxM, FxN, FxA. Alluvions et dépôts de glacis reliés à la haute terrasse du Sor. Ces formations constituent une suite continue allant de dépôts de glacis peu évolués à l'amont à des dépôts de cône alluvial ou de terrasses fluviales à l'aval. Leurs caractéristiques varient considérablement selon la nature du bassin d'alimentation (versant Montagne noire ou cuesta molassique) et leur position par rapport à l'axe de drainage.

Celles qui s'appuient au front d'entaille du versant molassique (FxM) sont essentiellement des dépôts gravitaires alimentés par les produits d'altération des assises tertiaires où se mêlent, à une matrice argileuse à argilo-sableuse, des galets cariés provenant de l'altération ancienne des intercalations conglomératiques.

Celles qui s'alimentent au versant nord de la Montagne noire (FxN) sont riches en éléments pélitiques ou sableux et présentent parfois une granulométrie très grossière avec des éléments pluridécimétriques. Vers l'aval, l'évolution vers des faciès proprement alluviaux est plus affirmée.

Au Sud-Ouest on a distingué (FxA) des dépôts de même type, mais qui associent aux matériaux habituels de ce versant, des produits rougeâtres issus du remaniement des « argiles à graviers » et des faciès argileux du complexe « Mortadelle ». L'ensemble comprend également des dépôts fluviales classiques au débouché de la vallée du Laudot.

Ces dépôts, qui correspondent à un ou plusieurs stades de l'évidement de la dépression de Revel, présentent fréquemment à leur surface des galets éolisés ou dreikanter et sont attribués pour l'essentiel au Riss, voire pour partie à une période plus ancienne.

Py. Dépôts de glacis ou glacis-terrasses wurmiens. Ces formations développées essentiellement au débouché des vallées actuelles issues de la Montagne noire, sont constituées de matériaux alluvionnaires peu évolués, quelquefois très grossiers. Les glacis-terrasses qu'elles tapissent sont nettement emboîtés dans les formes associées à la terrasse supérieure du Sor. Plusieurs générations paraissent se succéder, du Würm ancien avec des faciès plus grossiers, jusqu'à l'époque actuelle.

Fy. Alluvions wurmiennes de la basse terrasse du Sor et du Laudot. Ensemble alluvial sablo-graveleux ou caillouteux à la base, limono-argi-

leux à la partie supérieure, surmonté souvent de limons hydroéoliens ou résultant d'évolutions pédologiques actuelles à subactuelles. Ces dépôts sont alimentés d'une part par les érosions wurmiennes des reliefs de l'amont Montagne noire, d'autre part du remaniement des colluvions et horizons ou altérations pédologiques des terrains molassiques.

Ces dépôts se raccordent vers le Nord à la basse plaine de l'Agout et ici dominant parfois d'une dizaine de mètres le niveau de base actuel.

Fz. Alluvions modernes. Peu développées dans les vallons du plateau molassique où elles remplacent progressivement vers l'aval les formations colluviales, elles ne se distinguent de ces dernières que par une sélection plus marquée des éléments et une stratification de plus en plus affirmée. Le long du Sor et de ses affluents, les parties basses de la plaine alluviale sont occupées par des dépôts alliant des vases riches en matières ligniteuses ou tourbeuses à des sédiments plus détritiques à forte participation colluviale.

On peut s'interroger sur le développement exceptionnel de ces alluvions modernes tourbeuses à la jonction des monts de Puylaurens et de la cuesta de Saint-Félix, tandis que plus à l'aval et sans justification lithologique, la rivière entaille son chenal dans la terrasse wurmienne. Les modifications profondes du cadre géographique introduites au XVII^e siècle par la construction des barrages des Cammazes et de Saint-Ferréol, détournant du Sor et du Laudot la plus grande partie de leur débit, ont pu avoir une influence sur ces dépôts alluviaux récents, notamment en accélérant l'hydromorphie.

En Montagne noire, étant donné la jeunesse du réseau hydrographique, les alluvions récentes présentent des surfaces et des volumes réduits dans les lits des ruisseaux actuels. Elles ne prennent de développement que là où le substratum est relativement tendre (faisceau e en particulier), où encore sur le granite du Lampy et sur les gneiss des Cammazes où s'observent de vastes alvéoles d'alluvions plus ou moins tourbeuses.

X. Dépôts anthropiques. En Montagne noire, d'importants déblais signalent les anciennes exploitations ardoisières, notamment au droit de Dourgne-Saint-Amancet (vallées du Thaurou et du Melzic).

À ce type de dépôts ont été rattachés les matériaux et constructions qui constituent le barrage de Saint-Ferréol, édifié par Paul Riquet au XVII^e siècle pour l'alimentation du canal du Midi.

TECTONIQUE

Les terrains paléozoïques de l'extrémité ouest de la Montagne noire appartiennent à six grandes unités superposées séparées par des charriages cisailants majeurs, reprises par plusieurs phases souples et cassantes tardives. L'évolution tectonique se décompose donc en plusieurs stades :

- tectonique synmétamorphe précoce, antérieure aux charriages ;
- tectonique de cisaillement, amenant le chevauchement des différentes unités ;
- tectonique souple tardive, déformant la pile de nappes en dômes et bassins ;
- tectonique cassante tardive : failles normales et décrochements tardi-hercyniens failles inverses tertiaires.

Nous décrirons d'abord chaque unité séparément, du bas en haut de la pile de nappes, avant de synthétiser le déroulement de l'évolution tectonique.

DESCRIPTION STRUCTURALE (fig. 2 et 3)

Zone axiale proprement dite

La zone axiale *s.s.* représente l'autochtone relatif des différentes nappes. Elle n'apparaît qu'à l'extrême sud de la feuille Revel, sur une largeur de quelques kilomètres, mais se développe beaucoup plus largement sur les feuilles voisines Castelnaudary et Mazamet.

Dans l'ensemble, la zone axiale apparaît comme un monoclinal en bordure nord du dôme du Cabardès ; la majeure partie de ce dôme est d'ailleurs masquée vers le Sud par la couverture tertiaire. Le centre du dôme est constitué par les orthogneiss de la série du Somail (feuille Castelnaudary) ; puis vient en concordance le groupe de Saint-Pons-Cabardès : faisceau b d'origine grésopélimitique, gneiss de l'Orbiel (faisceau c) puis formations grésopélimitiques du faisceau d. Le contact avec l'unité d'Arfons est grossièrement concordant sur la lithostratigraphie de cette série.

À la limite est de la feuille, entre l'unité épimétamorphique de la Loubatière et le granite du Lampy, s'intercale une étroite bande discontinue de micaschistes de degré assez élevé (andalousite-staurotide et localement sillimanite) ; le métamorphisme de contact du granite du Lampy se manifeste par des nodules de cordiérite non orientés (parfois en couronne sur les andalousites). Ces micaschistes doivent sans doute être rapportés au faisceau d : ils représentent une série d'écaillés sous l'unité de la Loubatière.

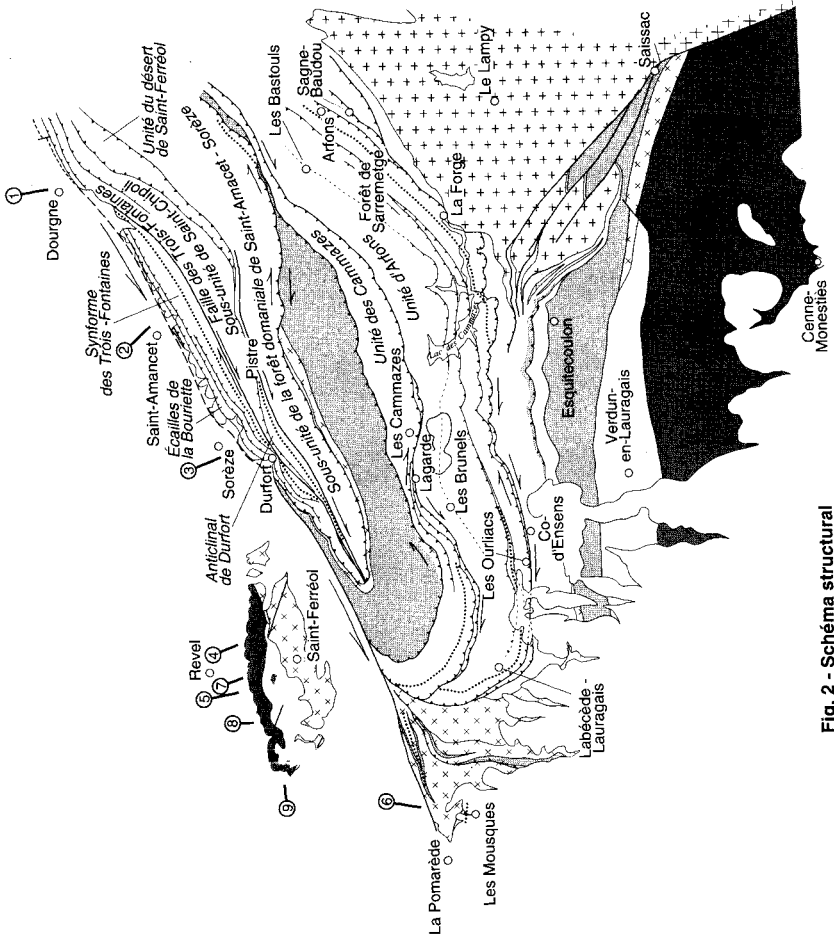


Fig. 2 - Schéma structural

- Granite de Brousse
- Granite du Lampy
- Granites précoces
- Orthogneiss des Cammazes et de l'Orbiel
- Orthogneiss du Somail (massifs du Cabardès et de Revel)
- Charnière de pli précoce
- Chevauchement majeur
- Chevauchement secondaire
- Décrochement
- Fautes inverses et normales
- Emplacement des coupes fig. 3 et 4

Sur une dizaine de kilomètres, les formations de la zone axiale présentent une disposition très régulière N80. Les pendages sont d'une trentaine de degrés au Sud, se redressent progressivement pour se verticaliser et même se renverser au Sud de Labécède-Lauragais le long d'un couloir kilométrique ; plus au Nord on retrouve des pendages moins forts. Le chevauchement de base de l'unité d'Arfons ne participe pas à cette structure. Il s'agit d'une structure de phase PIII* accompagnée de plis métriques à décimétriques relativement ouverts, à vergence nord, présentant une schistosité de plan axial de strain slip ou de fracture.

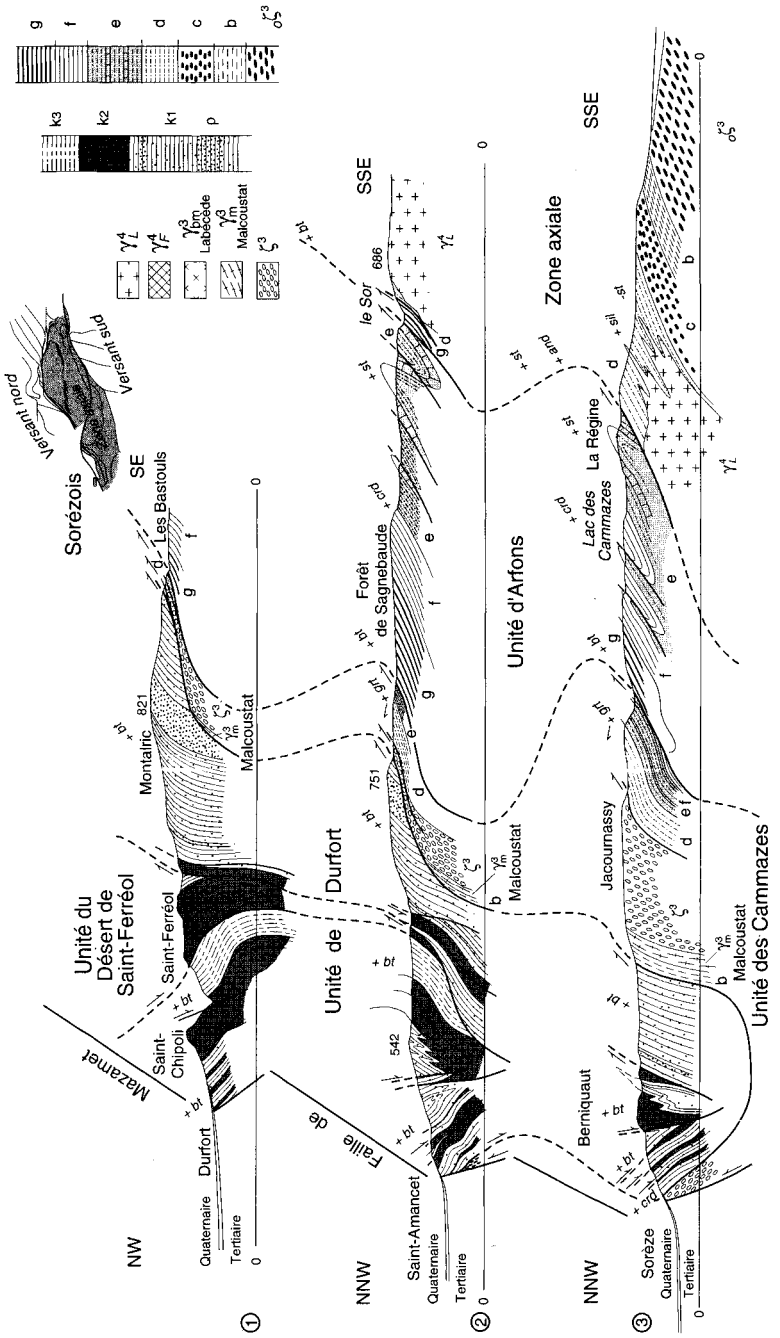
Ces plis reprennent la foliation régionale et des structures antérieures. Celles-ci sont largement transposées et ne sont analysables qu'en dehors de l'emprise des plis PIII (comme dans la bande de micaschistes, faisceau b, de Verdun-en-Lauragais sur la feuille Castelnau). On reconnaît la phase précoce PI synschisteuse à vergence nord et plus rarement les plis couchés PII à vergence sud.

La partie ouest du massif, est largement envahie par le granite de Labécède, mais au mur de ce granite (carrière des Mousques) et dans les enclaves, il est possible de reconnaître des structures PIII d'importance plurihectométrique : long flanc plat puis zone de charnières verticalisées où se développent les plis PIII : l'une de ces zones de charnière (de direction sensiblement E-W) se situe vers la carrière des Mousques, une autre apparaît au Sud de la Bracadelle-Haute sur la retombée nord de la Montagne noire.

Les cisaillements chevauchants se développent dans toute l'unité en couloirs métriques à décimétriques. Ils sont responsables du redoublement des gneiss de l'Orbiel au Nord d'Esquitectoulon : cette bande de gneiss, puissante au maximum de quelques dizaines de mètres, est limitée à son toit et à son mur par des zones silicifiées et des sills de quartz montrant une forte linéation (N50 à N60 dans les rares affleurements en place). Un autre cisaillement, jalonné également par du quartz, semble passer dans la partie médiane du granite de Labécède. Ces cisaillements sont plus particulièrement développés dans la partie supérieure de l'unité au voisinage de l'unité d'Arfons. Ils sont alors injectés de sills de granodiorite du Lampy fortement foliée et plus ou moins mylonitique.

Les structures de la zone axiale sont sensiblement N80 entre Labécède-Lauragais et la Régine. À l'Est de la Régine, l'ensemble des structures tourne rapidement à N130 à 140 et les pendages s'accroissent sous l'effet d'une flexure tardive (accompagnée de plis en genoux ou en kinks). Il s'a-

* Étant donné que les unités catalanes (zone axiale *s.s.*, unités de la Loubatière, d'Arfons et des Cammazes) et occitanes (unités de Durfort et du Désert de Saint-Ferréol) n'ont été superposées qu'à un stade relativement tardif de l'histoire géologique, nous notons de façon distincte les phases précoces dans chacun des domaines : en chiffres romains dans les unités catalanes, en chiffres arabes dans les unités occitanes.



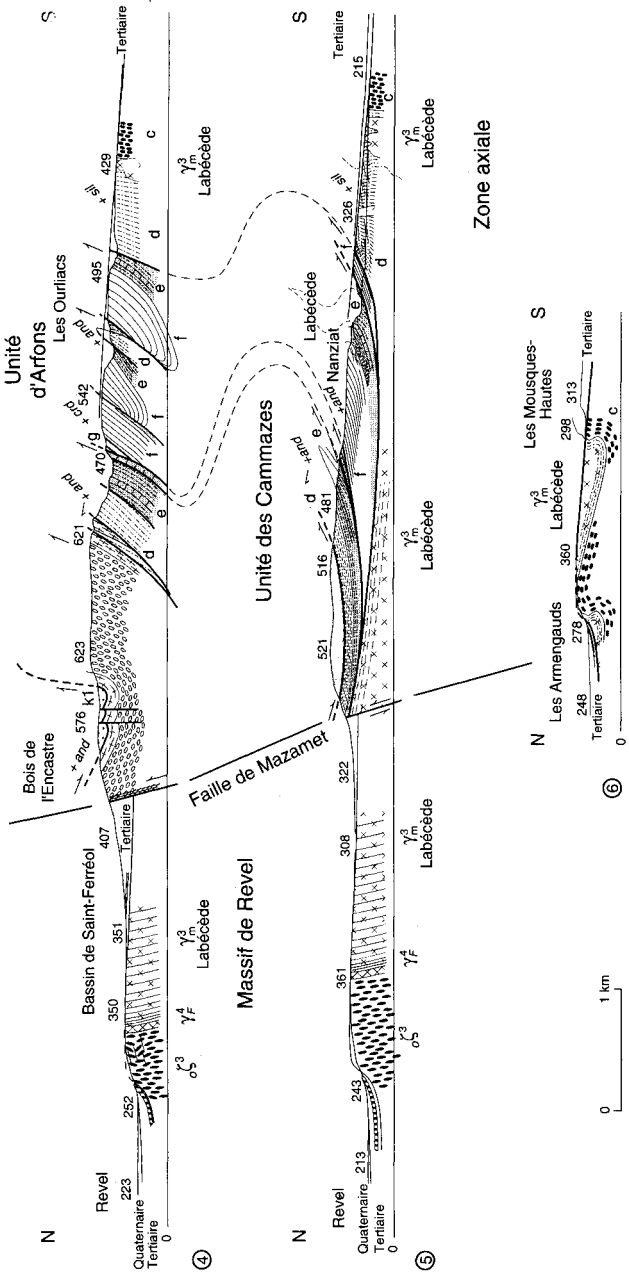


Fig. 3 - Coupes séries dans l'Ouest de la Montagne noire

git là de la grande structure qui limite vers le Nord-Est le massif du Cabardès ; cette structure est la symétrique, au-delà du « détroit » (en fait, ensellement axial) de Lacombe, de la flexure de l'Orbiel qui limite au Sud-Ouest le massif de Nore (feuille Mazamet). Cette zone a joué tardivement en faille normale : plusieurs faisceaux de mylonites affectant le granite du Lampy peuvent être cartographiés ; vers le Sud-Est, ces accidents se fondent dans le grand accident complexe de Saissac (feuille Carcassonne).

Au Nord-Ouest de Labécède, l'ensemble des structures tourne sensiblement N-S, dessinant la vaste synforme ouverte qui affecte la pile de nappes.

Unité de la Loubatière

À la limite orientale de la feuille, entre l'unité d'Arfons et le granite du Lampy affleurent les termes élevés du groupe de Saint-Pons-Cabardès (faisceaux g et h). Les terrains sont affectés par le métamorphisme de contact du granite du Lampy (biotite en auréole externe, schistes tachetés plus près du granite), mais leur métamorphisme antérieur semble très faible (zone de la chlorite et/ou de la biotite).

Ces termes représentent l'extrémité sud-ouest de l'unité de la Loubatière, qui se développe largement sur la feuille voisine Mazamet.

Unité d'Arfons

La structure de l'unité d'Arfons est marquée par de grands plis isoclinaux plurihectométriques à kilométriques à vergence sud à sud-est, de phase PII, plus ou moins écaillés tardivement.

Ces plis sont démontrés à la fois par la cartographie (contrastes lithologiques entre les faisceaux d, e et f, nombreux niveaux repères dans les faisceaux e) et l'analyse microtectonique (vergence des nombreux plis parasites, relations schistosité/stratification), et les critères de polarité donnés par les stratifications entrecroisées permettent de localiser précisément les zones de charnière. Les linéations sont parallèles aux axes des plis et à la linéation d'intersection ; elles tournent de directions N30 à-N40 au Nord-Est à N70-N80 à l'Ouest. Cette dispersion n'est pas uniquement due aux phases tardives puisque l'on peut observer une certaine dispersion des axes dans des panneaux où la schistosité demeure constante.

Ces plis symmétamorphes PII reprennent des structures antérieures : foliation SI, linéation LI (qui peut faire un angle de 20° avec la linéation LII et les axes des plis) et, exceptionnellement, plis PI inframétriques.

Les plis sont ultérieurement écaillés par des cisaillements postérieurs à la culmination du métamorphisme : à l'échelle de l'affleurement, les plis

inverses PII sont clairement recoupés (sous un angle faible) par des zones broyées avec mylonitisation ; à l'échelle de la carte, les flancs inverses des plis majeurs PII sont très largement cisailés et les structures internes à l'unité d'Arfons sont nettement tronquées par les chevauchements qui limitent cette unité à sa base, comme à son toit.

Du Sud-Est au Nord-Ouest les principales structures cartographiques sont les suivantes :

- la zone d'écaillés de la Forge-Sagne-Baudou ;
- l'anticlinal de la forêt de Sarremetgé, bien dessiné par les dolomies SP_{e2} dont le cœur est occupé par les schistes vert-jaune SP_{e1} . Ces bandes de dolomies avaient été correctement dessinées par les auteurs antérieurs et B. Gèze (1949) les a interprétées comme un synclinal de Cambrien, le synclinal d'Arfons ; les critères microtectoniques et la polarité des séries, bien établie par des critères sédimentologiques, ne permettent pas de maintenir cette hypothèse synclinale. Vers le Sud-Ouest, cette structure est tronquée par le chevauchement de base de l'unité d'Arfons ; son flanc normal, très écaillé, peut être tracé jusque Co-d'Ensens ; la retombée nord est formée par le faisceau gréso-pélitique f globalement monoclinale ;
- l'anticlinal Labécède-forêt de Sagnebaude chevauche l'anticlinal précédent. Cet anticlinal, démontré par la vergence des plis parasites, est bien dessiné dans la région de Labécède par les dolomies SP_{e2} ; la trace du plan axial est sensiblement NNW-SSE sur la carte, les axes sont N80 à E-W. À l'Est de Labécède, le flanc inverse de l'anticlinal est rapidement laminé, et entre les Ourliacs et le lac des Cammazes, les micaschistes à andalousite-staurotide du faisceau d occupent le cœur de la structure ; plus au Nord-Est, ne subsiste plus qu'une étroite bande de dolomies souvent fortement silicifiées et ferruginisées ;
- dans la région de Labécède, ce pli PII est repris par une grande structure analogue aux plis PIII de la zone axiale : le flanc nord de l'anticlinal Labécède-forêt de Sagnebaude est verticalisé, et même (entre Labécède et la Croix-Blanche) renversé ; les plis de flanc PIII sont largement dominants, ce sont des plis couchés à vergence nord accompagnés d'une schistosité de plan axial peu pentée (bons exemples dans le village de Labécède où l'on peut observer l'interférence de ces plis PIII et des plis et schistosités PII). La structure est encore compliquée dans ce secteur par les plis en genoux P4 et des virgations tardives ;
- au Nord-Ouest de l'anticlinal Labécède-forêt de Sagnebaude, une nouvelle zone d'écaillés parfois jalonnée de métagabbros ramène, en position anticlinale, les schistes sombres SP_{e5} au sein des schistes et quartzites clairs du faisceau f ; cette zone se suit depuis les Bastouls au Nord-Est jusqu'au lac des Cammazes et peut-être jusqu'aux Brunels ;

– plus au Nord-Ouest, les faisceaux f et g semblent en position monoclinale.

Tout à fait à l'Ouest, dans le secteur du centre de vol à voile de la Montagne noire, l'unité d'Arfons se biseaute, de sorte que l'unité des Cammazes vient directement reposer sur le granite de Labécède.

Unité des Cammazes

L'unité des Cammazes est la plus complète sur la transversale du Sor où elle se présente dans l'ensemble comme un monoclinale en position inverse. Sur cette coupe, cette unité montre de nombreuses « petites » structures internes où l'on peut reconnaître les différentes phases mises en évidence dans l'unité d'Arfons et la zone axiale :

- la phase principale PII, la plus évidente, forme des plis isoclinaux synschisteux (et synmétamorphes) à vergence sud, ces plis demeurant d'échelle au plus plurimétrique ;
- il existe une phase antérieure PI marquée par une linéation d'intersection et localement des plis manifestement déformés par les plis PII ; l'angle des axes et linéations 1 et 2 peut atteindre presque 90° ;
- la phase de cisaillement forme des mylonites (phylionites dans les faciès micaschisteux) développées en couloirs concordants sur la foliation SII à l'intérieur de l'unité et surtout aux limites de l'unité. Ces couloirs de cisaillement sont particulièrement bien développés aux contacts des gneiss des Cammazes qui montrent d'ailleurs deux foliations : une foliation précoce « chaude » et une foliation plus tardive cisailante qui transpose la foliation antérieure. Ces cisaillements s'accompagnent d'une rétro-morphose des minéraux de métamorphisme, en particulier du grenat en biotite ou en chlorite. La base de l'unité est, sur la coupe du Sor, fortement écaillée et les faisceaux e et f sont redoublés ;
- l'ensemble (et en particulier les mylonites) est déformé par les différentes *phases tardives*. Les structures les plus abondantes sont des plis en genoux P4 accompagnés d'une schistosité de strain-slip ou de fracture pendant vers le Sud de 40° à 60° ; ces plis P4 s'accompagnent d'une rétro-morphose en zone de la chlorite. L'ensemble de l'unité est ainsi verticalisé dans sa moitié nord, très peu penté plus au Sud.

Vers le Nord-Est, les contacts majeurs cisailants de l'unité des Cammazes avec les unités qui l'encadrent sont obliques sur les structures internes de cette unité, de sorte que celle-ci se biseaute vers le Nord-Est ; ce biseautage s'accompagne d'écaillages internes : les gneiss des Cammazes en particulier viennent chevaucher les micaschistes du faisceau d. L'unité des Cammazes est ainsi réduite à une zone d'écaillages de quelques centaines de mètres à la limite de la feuille. Contrairement à ce qu'indique P. Debat, une

étroite bande de gneiss des Cammazes et du granite de Malcoustat à leur toit, tous deux très mylonitiques, se suit en continu entre le massif des Cammazes et le massif du Pas-du-Sant (sur la feuille Mazamet).

À l'Ouest des Cammazes, l'ensemble des formations métasédimentaires de l'unité des Cammazes est affecté par des accidents subconcordants ayant joué à la fois en chevauchement et décrochement dextre, et se réduit ainsi à quelques centaines de mètres ; la cartographie des différents niveaux repères dessine une remarquable disposition en boucle sigmoïde. C'est d'ailleurs dans ce secteur que se met en place le granite de Laoujol, sans doute contemporain de ce mouvement.

Plus à l'Ouest, au Nord de Labécède, les formations métasédimentaires de l'unité des Cammazes présentent de nouveau un large domaine d'affleurement. Sous les gneiss des Cammazes en position chevauchante, la série forme un monoclinal en position inverse (avec d'ailleurs, des cisaillements internes, particulièrement développés au sein du faisceau d). Le faisceau e semble dessiner une zone de plis isoclinaux plurihectométrique (qui ne sont d'ailleurs pas totalement démontrés par des critères microtectoniques, faute d'affleurements suffisants) : charnière antiforme dont le cœur est formé par les métapélites SPe_4 , puis synforme avec de nombreux niveaux calcaires SPe_3 . Les calcaires noirs et schistes graphiteux SPe_5 forment une écaïlle à la base de l'unité, les contacts anormaux étant souvent injectés de métagabbros.

Unités de Durfort et du Désert de Saint-Ferréol

Le domaine cambrien qui chevauche l'unité des Cammazes et qui est formé de deux unités majeures superposées, les unités de Durfort et du Désert de Saint-Ferréol, présente dans l'ensemble une structure de direction ENE-WSW avec une remarquable *disposition en éventail* qui apparaît *a priori* assez incohérente (coupes in Debat et al., 1979).

Ce domaine est divisé par un grand accident (ou plutôt un faisceau d'accidents) de direction 80 subvertical ou à fort pendage sud-est, la **faille des Trois-Fontaines**. Les stries montrent que cet accident a eu une histoire complexe, par ordre chronologique inverse :

- faille inverse surélevant son compartiment sud (jeu conforme au jeu pyrénéen de la faille de Mazamet) ;
- décrochement senestre : stries présentant un pitch vers le Nord-Est d'environ 20° (jeu conforme au jeu tardi-hercynien de la faille de Mazamet) ;
- cisaillement précoce, le compartiment sud s'étant déplacé vers le Sud.

Au voisinage de cet accident, les séries sont verticalisées. Les carbonates sont envahis par une dolomie secondaire brun rougeâtre, géodique, gros-

sière, la « dolomie rousse » des carriers. La région située au Sud de l'accident des Trois-Fontaines montre un pendage d'ensemble vers le NNW ; par contre, la région située au Nord-Ouest présente un pendage d'ensemble vers le SSE. D'où la disposition en éventail signalée plus haut.

Les coupes sériées de cet ensemble cambrien montrent plusieurs sous-unités séparées par des accidents majeurs du Sud-Est au Nord-Ouest (fig. 3) :

- la sous-unité monoclinale de la forêt domaniale de Saint-Amancet-Sorèze ;
- l'anticlinal de Durfort ;
- l'unité du Désert de Saint-Ferréol ;
- la sous-unité de Saint-Chipoli ;
- puis, au Nord-Ouest de la faille des Trois-Fontaines, la synforme des Trois-Fontaines et la zone d'écaillés de la Bouriette.

Des considérations stratigraphiques et structurales individualisent l'unité du Désert de Saint-Ferréol ; les autres sous-unités appartiennent à un même ensemble, l'unité de Durfort, morcelé par une histoire tectonique complexe.

• La **sous-unité de la forêt domaniale de Saint-Amancet-Sorèze** montre en position monoclinale (mis à part le redoublement des blaviérites au Nord du Fourtet dû à un pli isoclinal précoce), pratiquement en continu, le Cambrien inférieur depuis les termes les plus inférieurs de la Formation de Marcory (k_1) jusqu'aux dolomies sombres k_{2c2} . La série présente un pendage de 30-40° vers le Nord-Ouest au Sud et qui devient progressivement plus vertical vers le Nord. Un accident subvertical ou à fort pendage sud, la faille de Pistre, lamine la partie supérieure de la Formation de Marcory ou le contact k_1/k_2 , et surélève son compartiment sud ; comme la faille des Trois-Fontaines, cette faille est une réplique de la faille de Mazamet. La série carbonatée cambrienne, en position normale sur la Formation de Marcory, n'affleure qu'entre Pistre et le château de Limatge ; vers le Sud-Est et le Nord-Ouest elle est laminée par des accidents tectoniques au contact des unités suivantes.

• Au Sud-Est, entre la vallée du Laudot et Pistre, la cartographie et l'étude des petites structures met en évidence un anticlinal synschisteux, l'**anticlinal de Durfort**, dont le cœur est occupé par la Formation de Marcory et la périphérie par les dolomies k_2 , les calcaires blancs k_{2a-b} jalonnant le contact de façon assez continue. Vers le Nord-Est, cet anticlinal est fortement laminé et se réduit à une étroite bande de schistes verts (Formation de Marcory) très broyés. La meilleure coupe de cette zone broyée peut être observée dans le ravin N-S situé 400 m à l'Est de la Métairie-Haute : do-

lomies massives (sous-unité de la forêt domaniale de Saint-Amancet-Sorèze), écaillés de calcaires blancs (k_{2a-b}), schistes verts broyés (k_1), écaillés de dolomies secondaires brun-rouge ferrugineuses, puis schistes gris-vert broyés (incontestablement Formation de Marcory) et enfin dolomies litées.

- Ces dernières dolomies appartiennent en fait à une série d'écaillés coincées entre la Formation de Marcory de l'anticlinal de Durfort et les pélites d'âge cambrien moyen de l'unité de Saint-Chipoli. Cette bande se développe vers le Nord-Est pour former l'**unité du Désert de Saint-Ferréol**. Cette unité présente une série monoclinale allant du sommet de la Formation de Marcory au Sud-Est jusqu'au sommet du Cambrien inférieur au Nord-Ouest ; cette série est renversée : les pendages sont subverticaux au Sud-Est, de 40-50° vers le Sud-Est, au Nord-Ouest.

Les auteurs précédents (Gèze, 1949 ; Debat, 1974) avaient considéré cette formation carbonatée du Désert de Saint-Ferréol comme le flanc inverse d'un synclinal couché dont les dolomies k_2 de la sous-unité de Saint-Chipoli constituaient le flanc normal et le Cambrien moyen de cette sous-unité le cœur. Ce modèle d'une synforme déversée vers le Nord, peu conforme avec le style d'ensemble de la Montagne noire, ne peut être maintenu pour les raisons suivantes : les formations carbonatées k_2 des deux « flancs » sont très différentes et appartiennent sans doute à des domaines paléogéographiques distincts ; la présence de niveaux repères (quartzites, pélites rouges, schistes ardoisiers) dans le Cambrien moyen, démontre le caractère monoclinale de ce dernier ; l'unité du Désert de Saint-Ferréol repose sur le Cambrien moyen de l'unité de Durfort par l'intermédiaire d'un contact cisailant qui tronque les différents termes de la série carbonatée.

- La **sous-unité de Saint-Chipoli** montre une série allant de la partie supérieure de la Formation de Marcory jusqu'à un Cambrien moyen sans doute assez élevé. Il existe des laminages internes dans cette série et des plis isoclinaux synschisteux peuvent être cartographiés dans la carrière de Saint-Amancet mais, en grand, cette série ne présente pas de redoublement majeur. Au Nord, dans la région de Dourgne, l'ensemble est en position normale avec des pendages d'une trentaine de degrés vers le Sud-Est ; plus au Sud, l'ensemble se redresse sous l'effet d'un pli assez tardif (phase P4) et se présente dans la carrière de Saint-Amancet en position inverse avec des pendages nord-ouest de 40-60°.

L'accident qui limite au Sud-Ouest la sous-unité de Saint-Chipoli participe à ce même mouvement tardif, de sorte qu'au Nord-Est, l'unité du Désert de Saint-Ferréol chevauche clairement la sous-unité de Saint-Chipoli et au Sud-Ouest, cette unité chevauche l'anticlinal de Durfort (par l'inter-

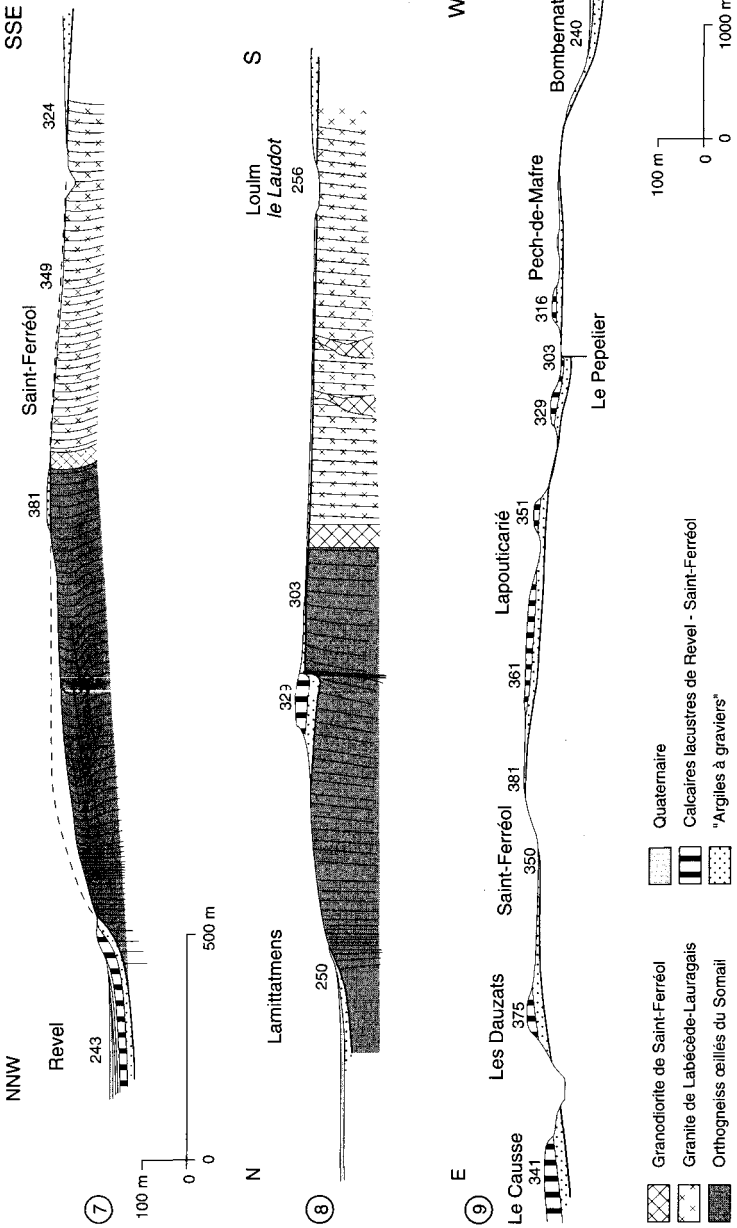


Fig. 4 - Coupes à travers le massif de Revel

médiaire d'écaillés de dolomies, seuls témoins de l'unité du Désert de Saint-Ferréol).

Plus au Sud-Ouest, la sous-unité de Saint-Chipoli est tronquée par la faille des Trois-Fontaines, de sorte que, déjà très réduite à Berniquaut, elle n'est plus représentée au SSW que par une lame de carbonates très écaillée (carrière sur la route Revel—Les Cammazes).

- Au Nord-Ouest de la faille des Trois-Fontaines vient un domaine occupé par la Formation de Marcory à pendage d'ensemble vers le Sud-Est ; cet ensemble est fortement plissé en plis isoclinaux précoces et affecté de cisaillements conformes à la foliation. On peut mettre en évidence une charnière majeure suivie à travers tout le domaine étudié (dans la vallée des Avaris, cette charnière se situerait 200 m au Nord des bureaux de la carrière de Saint-Amancet) : la Formation de Marcory dessine ainsi une synforme, la **synforme des Trois-Fontaines**, qui est en fait un anticlinal en position inverse.

- Au Nord-Ouest de cet ensemble k_1 , les auteurs antérieurs dessinent un synclinal isoclinal couché vers le Nord-Ouest, à cœur de Cambrien moyen cerné par les dolomies k_2 . Aucun faciès caractéristique du Cambrien moyen n'a été observé dans ce secteur et l'on peut compter jusque six bandes de carbonates (Sud-Est de Sorèze). En fait, il s'agit d'une **zone d'écaillés (de la Bouriette)**. Chaque écaille montre en position inverse : Formation de Marcory au sommet (un minuscule affleurement de blaviérites s'observe au Sud de Sorèze), schistes sombres à intercalations carbonatées, calcaires blancs (k_{2a-b}) et dolomies massives claires (k_{2c1}), ces dernières étant tronqué par le contact anormal de la base de l'écaille.

À vrai dire, ces écaillés cisailent des plis synclinaux synschisteux et il n'est pas certain que chaque bande de carbonate représente une grande charnière cisailée ; mais il est clair que de telles grandes structures précoces existent (affleurements situés au voisinage de la D 629, route Revel—Les Cammazes, et de la route de l'usine de traitement des eaux de Piquotalen) : il y aurait eu des synclinaux couchés de dolomies dans la Formation de Marcory, de dimension plurihectométrique au moins, ces plis auraient été cisailés et les phases tardives ont redressé l'ensemble, de sorte que les bandes de carbonates apparaissent maintenant en position antiforme.

Massif de Revel (fig. 4)

Les terrains cristallins du massif de Revel apparaissent en boutonnière sous les terrains tertiaires à la faveur d'un anticlinal très mou d'âge pyrénéen. La répartition des faciès de la base du Tertiaire montre que cette structure était déjà esquissée pendant le dépôt de ces terrains mais, pour

l'essentiel, la structure est bien postérieure aux calcaires de Saint-Ferréol. La partie sud du massif montre la surface antétertiaire à peine retouchée, basculée d'une dizaine de degrés : cette surface monte ainsi depuis une altitude de 250 m au Sud-Ouest jusqu'à 370 m sur la crête du massif. Dans la partie nord du massif, elle se redresse fortement, son pendage atteignant localement 60°.

La présence des formations de la base du Tertiaire (jusqu'aux calcaires de Saint-Ferréol) partout sur le flanc nord du massif, montre que cette tombée nord est une flexure et qu'il n'y a pas de faille. Un profil longitudinal du massif montre un ennoyage progressif vers l'Ouest, contrarié par un rejeu en touches de piano de failles N100 à 110. Le massif de Revel apparaît donc comme un modèle réduit de la Montagne noire (*s.s.*), à ceci près que la faille de Mazamet est ici réduite à une simple flexure.

Les terrains cristallins du massif de Revel sont subverticaux, dans l'ensemble, et montrent une direction générale N80. La moitié nord du massif est constituée de gneiss œillés (analogues aux gneiss œillés des massifs de Nore, du Cabardès et de l'Agout), la moitié sud par le granite de Labécède fortement folié : le massif de Revel est donc une réapparition de la zone axiale au-delà du synclinal tardif de Durfort et de la faille de Mazamet. Le contact entre les gneiss œillés et le granite de Labécède est une zone de cisaillement dextre, concordante sur la foliation de ces deux ensembles : la granodiorite de Saint-Ferréol forme un sill dans cette zone de cisaillement, elle est elle-même foliée mais de façon beaucoup moins intense que les terrains qui l'encadrent.

Les gneiss œillés ne montrent en général qu'une foliation. Ils sont affectés de plis ronds hectométriques généralement à grand rayon de courbure, à plan axial plat, de sorte que le pendage de la foliation des gneiss est tantôt nord, tantôt sud. Un tel pli, beaucoup plus serré, peut être observé le long de la route Revel-Saint-Ferréol (axe 110E 20, plan axial 30E 20) ; ce pli reprend la linéation subhorizontale des gneiss. Ces plis sont très analogues aux plis PIII de la zone axiale *s.s.* Ils n'ont pas été observés dans le granite de Labécède.

Le granite de Labécède montre souvent deux foliations : l'une plus précoce est plan axial de plis isoclinaux marqués par les pegmatites, la seconde forme avec la précédente un angle de l'ordre d'une dizaine de degrés. Tout le secteur correspond à une grande zone de décrochement dextre de direction 65-75. Les linéations sont 65 à 80E 22.

Tout le massif est affecté de grandes zones de décrochement tardives de direction 100 à 110 subvertical (avec de façon plus discrète la direction conjuguée 135). Les décrochements ont un rejet de quelques hectomètres

et se disposent de façon assez régulière avec une périodicité d'environ 500 m. Ces zones de décrochement sont marquées par des filons de quartz décimétriques à métriques. La (les) foliation(s) du granite de Labécède est déformée par des trains de kinks au voisinage de ces zones. La foliation des gneiss œillés est fortement transposée, de sorte que dans les couloirs de cisaillement on n'observe plus qu'une foliation de direction 110.

Plus tardives encore sont des failles de direction 150 à 160 jalonnées de filons de quartz décimétriques. Les foliations antérieures sont déformées en kinks le long de ces accidents. Leur rejet demeure très faible ; toutefois, ces accidents s'accompagnent d'un broyage intense de sorte que les talwegs actuels s'installent souvent sur ceux-ci.

ÉVOLUTION TECTONIQUE

La structure complexe du Sorézois résulte de la superposition de plusieurs stades de déformation : tectonique souple précoce et tardive, chevauchements, décrochements, failles normales et inverses.

Les différentes unités n'ayant été superposées qu'à un stade relativement tardif de l'évolution tectonique et ayant eu des histoires antérieures distinctes, nous ne pouvons pas *a priori* identifier les stades précoces des différentes unités ; la prudence nous impose donc de garder des noms séparés pour ces phases et de les décrire séparément. Nous regrouperons toutefois la zone axiale *s.s.*, les unités d'Arfons et des Cammazes d'une part, et les unités de Durfort et du Désert de Saint-Ferréol d'autre part, sur la base de leurs affinités lithostratigraphiques et tectono-métamorphiques.

Tectonique souple précoce dans la zone axiale *s.s.* et les unités d'Arfons et des Cammazes (fig. 5)

Trois phases précoces peuvent être identifiées dans la zone axiale *s.s.* et les unités d'Arfons et des Cammazes. Les structures associées à chacune de ces phases sont plus ou moins développées dans chaque unité.

Les structures souples précoces, les plus évidentes, sont des plis isoclinaux PII synschisteux et synmétamorphes d'axes NE à NNE à vergence SE à ESE. Généralement d'amplitude faible, les plis atteignent une dimension plurihctométrique dans l'unité d'Arfons.

Partout peut être reconnu un événement antérieur PI : foliation régionale quasi confondue avec la stratification, linéation d'intersection (dont l'angle avec la linéation LII demeure en général inférieur à 20° mais peut atteindre localement 90°) et plis isoclinaux. Ces structures, très largement effacées

par la phase PII dans les unités d'Arfons et des Cammazes, sont mieux visibles dans la zone axiale, en particulier dans la bande de micaschistes de Verdun-en-Lauragais (feuille Castelnaudary).

La phase PIII crée des plis hectométriques à kilométriques à vergence nord avec un flanc long plat et des zones de charnière verticalisées (voire renversées). Cette phase est très inégalement répartie : peu marquée sur les flancs longs, elle crée dans les zones de charnières majeures des plis plus ou moins fermés à vergence nord accompagnés d'une schistosité de strain slip ou de fracture assez plate (en général moins pentée que S0-1). De telles structures sont assez analogues à celles, par exemple, de la retombée nord de l'anticlinal du Caroux à l'autre bout de la Montagne noire (feuille Bédarieux). Trois structures PIII d'importance cartographique peuvent être observées dans la partie de la zone axiale couverte par la feuille Revel ; une structure analogue peut être cartographiée au voisinage de Labécède-Lauragais dans l'unité d'Arfons ; cette phase n'a pas été mise en évidence dans l'unité des Cammazes.

Ces différentes structures précoces sont clairement antérieures aux charriages : par exemple, dans la région de Labécède, le charriage de base de l'unité d'Arfons n'est pas affecté par les plis PIII pourtant bien visibles dans les deux unités superposées. Ces phases sont contemporaines du métamorphisme régional majeur et sont clairement antérieures à la mise en place du granite de Labécède.

Tectonique souple précoce dans les unités de Durfort et du Désert de Saint-Ferréol

La reconstruction de la structure précoce de ces unités suppose que l'on annule les phases tardives qui les découpent en plusieurs sous-unités séparées par des contacts anormaux d'âge et d'importance variés. L'unité de Durfort apparaît ainsi structurée en une série de plis déversés ou couchés, sans doute assez serrés, à vergence sud à sud-est (fig. 6). Du Sud-Est vers le Nord-Ouest : le pli isoclinal au Nord du Fourtet, qui redouble les « blaviérites » ; le grand monoclinale de l'unité de la forêt domaniale de Saint-Amancet-Sorèze ; un synclinal de dolomie k₂, aujourd'hui très écaillé, l'anticlinal de Durfort (pli fermé mais sans schistosité de plan axial) ; un vaste synclinal dont le cœur est occupé par le Cambrien moyen (sous-unité de Saint-Chipoli), les plis hectométriques synschisteux dessinés par les calcaires blancs k_{2a-b} en contrehaut de la carrière de Saint-Amancet se localisant sur le flanc de cette structure ; les bandes de carbonates des écaillés de la Bouriette constitueraient des charnières synclinales très serrées appartenant à cette structure : la synforme (renversée) des Trois-Fontaines constituerait un nouvel anticlinal de Formation de Marcory. L'unité

→ Linéation / axe de pli précoce

➔ Linéation liée au stade de cisaillement

➤ Linéation/strie liée au stade d'extension

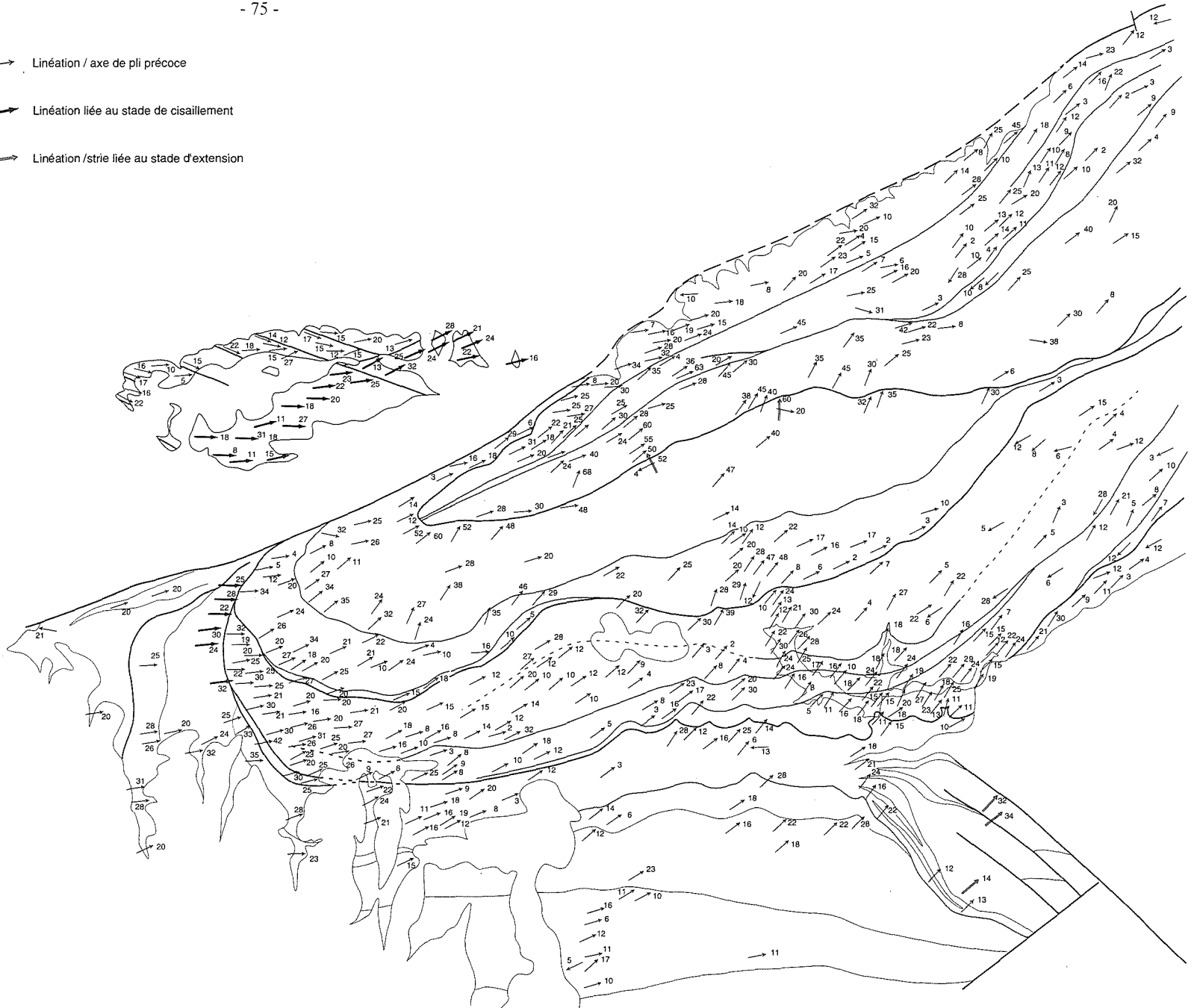


Fig. 5 - Carte des axes de plis précoces et des linéations

du Désert de Saint-Ferréol représente une unité indépendante charriée, de façon relativement tardive, sur cette structure complexe.

La structure ainsi reconstituée comprend à la fois des plis synschisteux et des plis sans schistosité et certains plis ne sont pas cohérents avec la structure d'ensemble ; cette structure est donc polyphasée :

– l'événement le plus ancien (P1) crée les structures majeures régionales, plis déversés ou couchés, sans schistosité associée, à vergence sud à sud-est, de portée plurikilométrique. Les axes tournent, comme l'ensemble des structures, sous l'influence des phases tardives, de directions N30-40 NE15-25 au Nord-Est à N70-80 ENE15-25 plus au Sud ;

– l'ensemble est repris par des plis isoclinaux (P2) synschisteux, à vergence sud, d'amplitude hectométrique. Dans la sous-unité de Saint-Chipoli, la schistosité associée à cette phase, qui est la schistosité régionale majeure, recoupe obliquement les structures de phase P1 (ainsi dans la forêt domaniale de Saint-Amancet-Sorèze, là où les structures sont E-W, cette schistosité a-t-elle une direction N30) et les plis associés sont incohérents avec les structures majeures : les meilleurs exemples sont les plis qui affectent le contact (renversé) schistes k_1 /carbonates k_2 en contrehaut nord de la carrière de Saint-Amancet.

L'analyse cinématique de la déformation lors de ces phases précoces (dans l'ensemble des unités) n'a pas été faite. Les linéations d'étirement sont parallèles à la linéation d'intersection et aux axes des plis synschisteux.

Dans la partie centrale du Sorézois, les linéations sont à peu près parallèles d'unité à unité, aux grandes structures cartographiques internes et présentent une direction N40 (tournant sous l'effet des phases tardives à des directions N70-80 plus au Sud). Noter que sur la figure 5, ces linéations précoces correspondent à des phases qui ne sont pas forcément contemporaines : P2 dans les unités cambriennes, PII-(III) dans les unités sous-jacentes. À l'intérieur de certaines unités, ces linéations précoces présentent parfois des virgations pouvant atteindre une trentaine de degrés sans que l'on puisse invoquer les phases tardives pour les expliquer ; l'interférence des phases P1 et P2 en semble l'explication la plus raisonnable.

Dans le Sud-Ouest du Sorézois (au Nord de Labécède-Lauragais), là où se ferme le vaste synclinal qui affecte tardivement la pile des unités superposées, on note d'unité à unité, des différences de direction entre ces linéations précoces pouvant atteindre 30°. Les directions de ces linéations précoces sont d'ailleurs bien distinctes des linéations qui s'observent dans les zones de cisaillement qui séparent les différentes unités, et en particulier dans les mylonites qui affectent le toit du granite de Labécède. Les structures internes précoces propres à chaque unité sont indépendantes de la

NW

SE

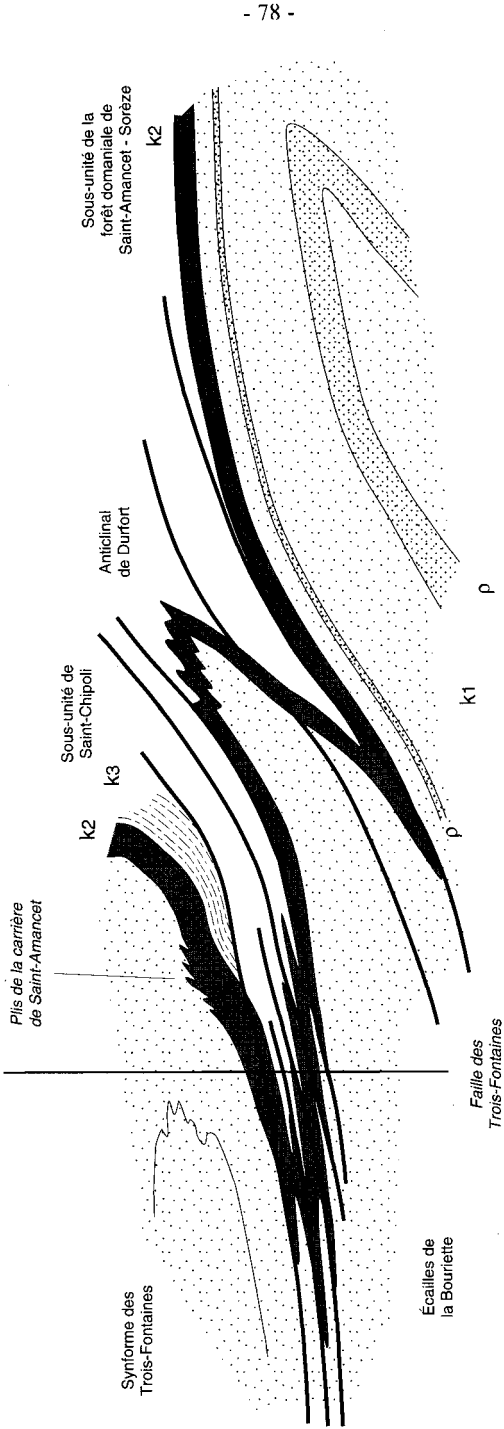


Fig. 6 - Structure de l'unité de Durfort antérieurement au stade de cisaillement-chevauchement

tectonique de cisaillement qui superpose les différentes unités et, *a fortiori*, des phases tardives.

Stade de cisaillement, décrochevements et charriages majeurs

Dans l'ensemble des unités superposées, une importante *phase de cisaillement* forme des zones broyées mylonitiques, métriques à décamétriques, en couloirs internes aux différentes unités et jalonnant les chevauchements importants. Ces cisaillements créent des mylonites dans les terrains compétents – gneiss ou quartzites – et des phyllonites dans des schistes et micaschistes. Ils s'accompagnent d'une rétomorphose des minéraux de métamorphisme antérieurs (grenat, staurotide, andalousite) en muscovite, biotite et/ou chlorite.

Ces cisaillements, faiblement sécants sur la schistosité S2 (-SII), se localisent préférentiellement dans les flancs inverses des plis P2 (-PII) et aux limites entre unités lithostratigraphiques de propriétés mécaniques contrastées (aux contacts des gneiss des Cammazes par exemple).

C'est à cette phase qu'il faut attribuer le chevauchement des grandes unités qui constituent le Sorézois, et, de façon plus générale, le chevauchement des unités allochtones qui constituent la Montagne noire sur l'autochtone relatif de la zone axiale. Les contacts majeurs sont obliques sur les structures (tectoniques et métamorphiques) internes de chaque unité.

Dans la zone axiale, les cisaillements, très développés au voisinage de l'unité d'Arfons, s'atténuent rapidement vers le bas. L'essentiel du granite de Labécède n'est pas déformé : ce n'est qu'à l'approche du contact cisailant majeur qui le tronque, que l'on voit apparaître une foliation qui devient franchement mylonitique au contact des unités supérieures.

Dans les autres unités, ces cisaillements deviennent très importants et clivent chaque unité majeure en sous-unités plus ou moins démembrées.

Il n'existe en général pas de linéation dans les zones broyées pouvant indiquer le sens de déplacement des unités charriées. Les linéations internes aux différentes unités sont liées à leur structuration précoce antérieure aux charriages. Les seules linéations qui paraissent clairement liées à ces charriages sont les linéations qui s'observent dans les mylonites du granite de Labécède : ces linéations sont E-W et indiquent un déplacement de l'Ouest vers l'Est.

Le stade de cisaillement produit des chevauchements mais aussi des décrochements entre unités principales. La cartographie des contacts anormaux entre les gneiss des Cammazes, l'unité des Cammazes et l'unité d'Arfons au Nord-Ouest des Brunels (sur environ 5 km entre Villemagne et Les Cammazes) montre que nous avons là une zone de décrochement dextre

majeure contemporaine des chevauchements (fig. 2) ; le déplacement est W-E, conforme aux linéations observées dans le granite de Labécède.

Deux autres zones de cisaillement dextres de la même importance, s'observent entre la zone axiale *s.s.* et l'unité d'Arfons entre Labécède et Sanègre, et, entre les unités des Cammazes et de Durfort de part et d'autre de la Grange-Vieille.

À l'échelle de la carte, ces décrochements présentent une remarquable disposition en échelon. Ils sont contemporains des chevauchements, le tout consistant en un même épisode de décrochevement.

La granodiorite du Lampy (338 ± 32 Ma ; Hamet, 1975) recoupe légèrement le contact de base de l'unité d'Arfons. Toutefois, le corps même du massif montre une foliation pénétrative d'ensemble qui semble concordante sur la foliation mylonitique liée à la phase de cisaillement. Les sills rattachés à ce granite jalonnant certains contacts cisailants, sont foliés. Cela suggère que ces cisaillements ont pu rejouer après la mise en place de ce granite.

Phases souples tardives : la tectonique en dômes et bassins

L'ensemble des structures précédentes, souples et de chevauchement (y compris les contacts anormaux qui limitent les différentes unités) ainsi que les isogrades de métamorphisme, sont reprises par *deux phases conjuguées en plis en genou*, les phases P4 et P4', de plans axiaux respectifs 70-80 S20-60 et 70-80 N40-60, accompagnés d'une forte crénulation. Généralement ces plis ne montrent pas de schistosité ; localement se développe une faible schistosité de fracture. Les minéraux métamorphiques antérieurs sont rétomorphosés dans la zone de la chlorite. C'est cette phase qui est principalement responsable de la structure en éventail du Sorézois : zones relativement peu pentées au Nord et au Sud, puis zones verticalisées dessinant le grand synclinal coffré de nappes où est préservée l'unité composite de Durfort ; les orthogneiss de la zone axiale et le granite de Labécède fortement folié réapparaissent au Nord-Ouest de cette gouttière synclinale, dans le massif de Revel.

Les phases souples tardives en *plis droits à plan axial subvertical*, sont relativement peu importantes à l'échelle régionale, si ce n'est qu'elles s'accompagnent d'un *fort développement de diaclases*, voire de petits décrochements. Les directions suivantes ont été reconnues : « NW-SE » (N130 et N110), « E-W » (N80-70, très mineure) et « N-S » (N30, N170, N150). La phase tardive « NW-SE » est celle qui, sur la feuille Revel, produit les effets les plus notables : virgation des structures (y compris les structures P4-P4') depuis des directions E-W à l'Ouest jusqu'à des directions SW-NE au Nord-Est (les diaclases et décrochements mineurs se disposent remar-

quablement en éventail autour de cette virgation) et ennoyage vers l'Est du massif du Cabardès. C'est cette direction « NW-SE » tardive qui détermine le « détroit » de Lacombe entre les massifs de Nore et du Cabardès (feuille Mazamet). La forme même en dôme des gneiss du Cabardès (feuille Castelnaudary) est due à l'interférence de ces différentes phases tardives.

Failles normales et décrochements tardi-hercyniens ; tectonique pyrénéenne

Les différentes structures cassantes, cisaillements et diaclases, rejouent tardivement de diverses manières : failles normales et décrochements tardi-hercyniens puis failles inverses pyrénéennes.

- **Tectonique d'extension tardi-hercynienne.** La retombée nord-est du massif du Cabardès et surtout le granite du Lampy montrent des couloirs hectométriques où se développe une seconde foliation mylonitique ; dans ces couloirs, les stries de direction nord-est indiquent une extension en faille normale. De même, le bord sud verticalisé de la grande synforme P4-P4', a rejoué tardivement en extension : des stries indiquant un jeu en faille normale s'observent dans le granite de Malcoustat, et la faille de Pistre est une faille normale tardive ; sur le bord nord-ouest de ce synclinal, les cisaillements de la zone d'écaillés de la Bouriette ont également pu jouer en extension.

- **Décrochements tardi-hercyniens dextres.** La faille de Mazamet elle-même est un décrochement dextre tardi-hercynien affectant tout le bâti paléozoïque de la Montagne noire (faille de Mazamet-Tantajo ; Demange et Jamet, 1986). Les différentes structures ENE-WSW parallèles à cette faille (charriages cisailants, faille des Trois-Fontaines,...) rejouent alors en décrochements dextres ; les structures les plus évidentes dans les accidents sont d'ailleurs des stries subhorizontales liées à ce stade tardif.

- **Tectonique pyrénéenne.** Les contrecoups lointains de l'orogénèse pyrénéenne ont permis l'exhumation de la Montagne noire à l'Éocène supérieur. Le massif de Revel et l'extrémité occidentale de la Montagne noire sont déformés en lourdes voussures ou flexures dissymétriques : la surface antétertiaire est basculée d'une dizaine de degrés au Sud et fortement redressée vers le Nord. Le massif de Revel montre également des inflexions axiales N-S et un rejeu en touches de piano des accidents N100-110. La flexure bordière nord de la Montagne noire passe très rapidement vers l'Est à une faille inverse, la faille de Mazamet, dont le rejet s'amplifie pour atteindre plus de 1 200 m à la hauteur de Mazamet (40 km à l'Est de Revel). Le rejeu majeur inverse de cette faille est postérieur aux calcaires de Saint-

Ferréol (Éocène moyen) et est scellé par la brèche « Mortadelle » (syn- à tardi-tectonique) d'âge probablement bartonien.

Ces déformations s'accompagnent dans le domaine paléozoïque de rejeux des différents accidents hereyniens, bien documentés par les stries observables sur les contacts anormaux.

Ultérieurement (Oligocène, Néogène ?) des mouvements verticaux à la chronologie incertaine accusent le relèvement de la Montagne noire par rapport à ses bordures, et provoquent des décalages de surfaces d'érosion post-pyrénéennes (cf. « Géomorphologie »). La réactivation d'une fracturation NW-SE du substratum pourrait être à l'origine de l'extrême régularité et linéarité du drainage du plateau molassique ; toutefois, ni les conditions d'observation, ni les lithologies ne permettent d'en assurer l'hypothèse.

Un certain nombre d'observations, concernant notamment la fraîcheur de l'escarpement de la faille de Mazamet dans ce secteur, la linéarité (déjà évoquée pour les drains du plateau) de certaines incisions quaternaires, l'irrégularité de distribution des alluvions modernes à tourbes dans la dépression de Revel, sont parfois sollicitées comme indices de mouvements très récents.

MÉTAMORPHISME

L'étude du métamorphisme dans la partie ouest de la Montagne noire se heurte à un certain nombre de difficultés. Certaines sont dues aux conditions d'affleurement : pays très couvert, intense altération du socle sous la surface antétertiaire, faible abondance des roches pélitiques, voire leur absence dans certains niveaux (faisceaux e et f, orthogneiss). Plus spécifiques sont les difficultés dues à l'évolution tectono-métamorphique de la région.

En effet, le métamorphisme est pour l'essentiel antérieur à la tectonique de cisaillement qui superpose les différentes unités : ces charriages et cisaillements induisent des discontinuités dans les séries métamorphiques, en suppriment de larges parties et superposent des domaines ayant des structures métamorphiques différentes ; il convient donc d'étudier séparément le métamorphisme dans chaque unité. D'autre part, ces cisaillements s'accompagnent d'une forte rétomorphose en zone de la chlorite ou de la biotite, de sorte que les minéraux index sont largement détruits.

L'évolution métamorphique de l'extrémité occidentale de la Montagne noire peut être résumée en trois stades :

- métamorphisme régional principal M1, antérieur à la tectonique de charriage ; ce métamorphisme sera décrit indépendamment dans chaque unité ;
- rééquilibrage rétomorphique lors du stade de charriage, puis lors des phases compressives tardives qui aboutissent à la structure en dômes et bassins.

Métamorphisme régional principal M1 antérieur aux charriages (fig. 3 et 7)

Nous décrirons les isogrades et faciès de métamorphisme unité par unité, puisque les charriages et décrochements tardifs superposent ou juxtaposent des domaines ayant une structure et une histoire métamorphique qui peuvent être très différentes.

- Les grés-pélites de l'**unité du Désert de Saint-Ferréol** appartiennent à la *zone de la biotite* : la biotite, abondante, y est précoce, synfoliale. Ce degré de métamorphisme relativement élevé par rapport à celui des terrains sur lesquels repose l'unité du Désert de Saint-Ferréol souligne le caractère allochtone de cette unité.

- L'**unité de Durfort** présente un métamorphisme prograde depuis les parties les plus élevées de cette unité jusqu'aux parties les plus profondes, et croissant du Nord-Est vers le Sud-Ouest. Ce métamorphisme est antérieur aux chevauchements et phases souples tardives, de sorte que les isogrades sont plissées en une vaste synforme complexe, avec les zones les moins métamorphiques occupant la partie centrale de cette synforme. La situation est compliquée par des accidents tectoniques qui découpent cette unité, aussi examinerons-nous la structure métamorphique sous-unité par sous-unité.

La *sous-unité de la forêt domaniale de Sorèze-Saint-Amancet* montre un métamorphisme prograde du Nord-Ouest vers le Sud-Est : la moitié nord-est de l'unité se situe dans la zone de la chlorite ; l'isograde de la biotite se situe vers le tiers inférieur de la Formation de Marcory, environ 150 m au-dessus de la masse principale des blaviérites. La biotite est d'abord une biotite verte ou brun-vert en rares cristaux plus gros que le fond de la roche ; elle devient très abondante dans la partie ouest de la sous-unité.

La partie est de l'*anticlinal de Durfort* appartient à la zone de la chlorite ; la biotite commence à apparaître dans sa partie ouest.

La *sous-unité de Saint-Chipoli* montre un métamorphisme prograde du Sud-Est au Nord-Ouest : la partie sud-est de l'unité appartient à la zone de la chlorite ; la biotite apparaît dans la partie inférieure du Cambrien moyen (un peu au-dessus des niveaux violets) et plus au Nord-Ouest.

Le domaine situé au Nord-Ouest de la faille des Trois-Fontaines montre un métamorphisme globalement prograde d'Est en Ouest (avec sur chaque

transversale SE-NW perpendiculaire à l'unité, un métamorphisme prograde du Sud-Est au Nord-Ouest). Les isogrades apparaissent légèrement obliques sur la structure ; mais notre échantillonnage n'est pas suffisant pour savoir si ces isogrades sont affectées par les écaillages de la Bouriette. La partie sud-est de la *synforme des Trois-Fontaines* appartient à la zone de la chlorite ; l'isograde de la biotite (tracée avec une précision d'environ 100 m) se situe un peu au Nord-Ouest de la zone de charnière de cette synforme. Vers l'Ouest, la cordiérite se développe dans la partie profonde de cette unité en pœciloblastes centimétriques immédiatement abondants ; ces pœciloblastes sont hélicitiques : la cordiérite est un minéral précoce contemporain de la foliation principale (ou antérieur). L'andalousite apparaît à l'extrême Ouest de l'unité, en pœciloblastes hélicitiques. L'association biotite-muscovite-andalousite-grenat-plagioclase indique un type de métamorphisme de *très basse pression*. Composition du grenat et de la biotite permettent d'estimer la température à 450-465 °C pour cette zone de l'andalousite.

- Les gneiss plagioclasiques du faisceau b qui affleurent au-dessus des **gneiss des Cammazes** et les enclaves de paragneiss des gneiss des Cammazes permettent d'attribuer ce domaine à la zone du grenat. Les grenats montrent une zonation normale qui enregistre un métamorphisme prograde. Les couples grenat-biotite dosés indiqueraient que le métamorphisme croît du Nord (430 °C) au Sud (535 °C).

- La partie métasédimentaire de l'**unité des Cammazes** chevauchée par les gneiss des Cammazes montre une séquence métamorphique inversée, comme d'ailleurs la série stratigraphique :

- À l'Est de la zone de décrochement de Lagarde, le métamorphisme croît du Sud-Est vers le Nord-Est (mais la continuité métamorphique est affectée par de très importants cisaillements internes à l'unité) : dans la partie sud de l'unité, le faisceau f et l'extrême sommet du faisceau e appartiennent à la zone de la chlorite (avec réapparition de la zone de la biotite dans les écaillages basales) ; l'essentiel du faisceau e est en zone de la biotite ; la base du faisceau e et le faisceau d sont en zone du grenat (qui est fréquent). Dans cette zone, les températures peuvent être estimées par les couples grenat-biotite à 500-530 °C ;

- l'Ouest de l'unité appartient à la zone de l'andalousite, avec des paragenèses andalousite ± staurotide + biotite + muscovite et andalousite + cordiérite + biotite + muscovite, caractéristiques d'un métamorphisme de type intermédiaire de basse pression. La staurotide demeure rare.

La liaison entre les parties est et ouest de l'unité des Cammazes peut s'interpréter soit par des isogrades très obliques sur la structure, soit par le fait que la partie ouest n'est pas le prolongement direct de la partie est mais une

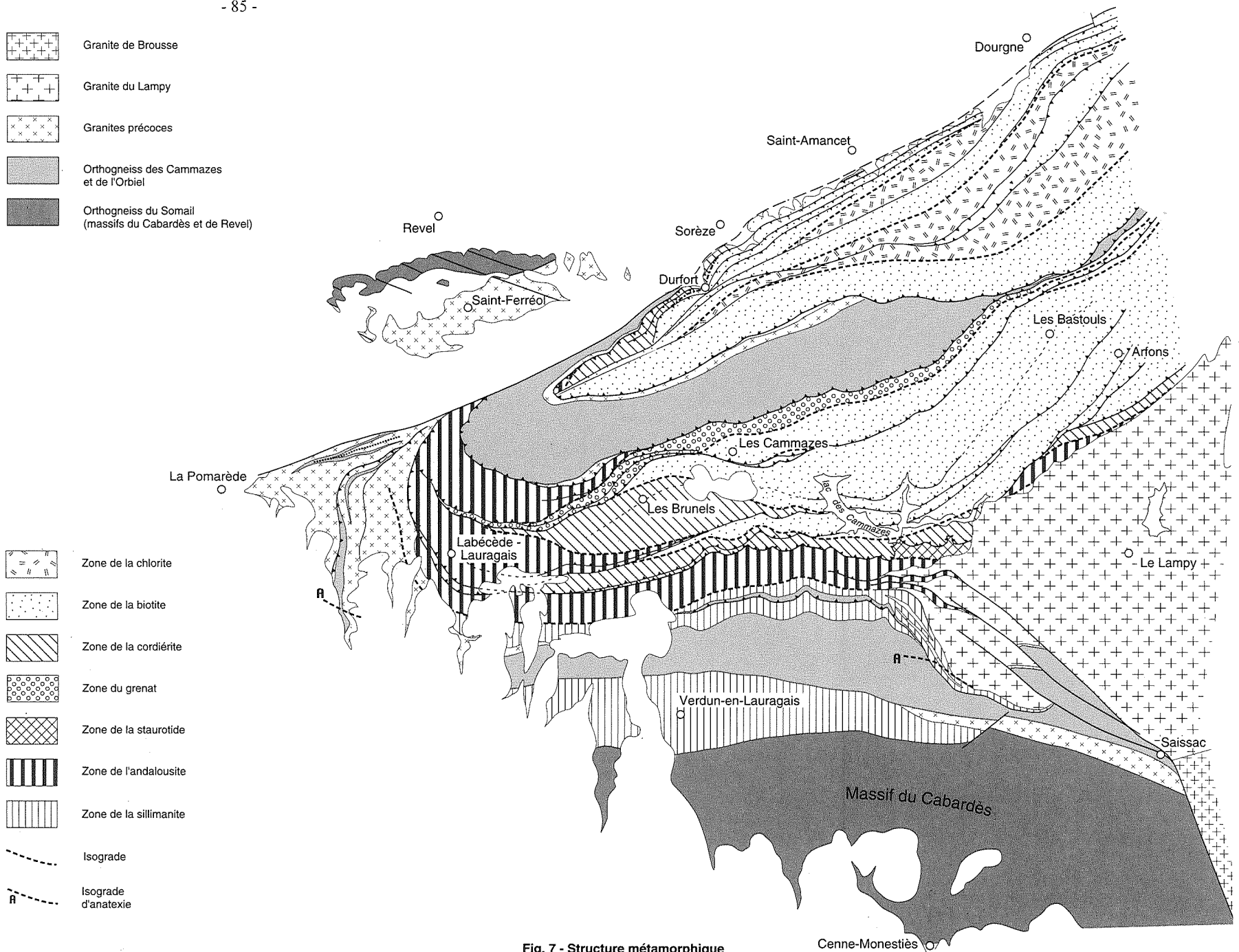


Fig. 7 - Structure métamorphique

écaïlle indépendante, plus métamorphique, charriée sur la partie est (zone de cisaillement de Lagarde).

• **L'unité d'Arfons** montre un métamorphisme prograde en position normale ; là encore les isogrades sont obliques sur les structures, de sorte que la partie ouest de l'unité montre un métamorphisme plus intense que sa partie ouest. À l'extrême nord de l'unité, le sommet du faisceau g appartient à la zone de la chlorite (ou biotite naissante), puis l'essentiel de la partie est de l'unité appartient à la zone de la biotite. Vers l'Ouest et le Sud, l'isograde de la cordiérite est marquée par le développement d'abondants nodules centimétriques pœcilitiques ; cette cordiérite est bien précoce puisque les nodules sont souvent hélicitiques, alignés dans la linéation précoce et clairement déformés par les plis PIII. L'isograde, facile à définir vu l'abondance des nodules, est oblique sur la structure ; elle est redoublée par le chevauchement de l'anticlinal Labécède-forêt de Sagnebaude à l'Est des Ourliacs.

La zone de l'andalousite est atteinte dans l'Ouest de l'unité ; la paragenèse andalousite + cordiérite + biotite + muscovite est commune ; la staurotide, très rare, n'est connue que dans le petit anticlinal écaïllé qui fait ressurgir le faisceau d du côté des Ourliacs. Dans ce même secteur, le grenat a été rencontré dans un seul échantillon en association avec staurotide et andalousite ; il s'agit d'un grenat très riche en manganèse (11-12 % MnO). Le couple grenat-biotite donne une température de l'ordre de 460-475 °C.

• **L'unité de la Loubatière** appartient à la zone de la biotite (plutôt en début de zone) mais le métamorphisme régional est largement oblitéré par le métamorphisme de contact du granite du Lampy.

• La **zone axiale s.s.** montre un métamorphisme prograde normal type intermédiaire de basse pression, croissant du Nord au Sud avec des isogrades assez concordantes sur la structure :

– il existe un petit domaine à staurotide + chlorite (primaire ?) sans andalousite, au Nord-Est juste sous le charriage de l'unité d'Arfons ;

– la zone de l'andalousite + staurotide est largement développée ; la staurotide est abondante. Le grenat demeure inconnu dans cette zone ;

– la zone de la sillimanite + muscovite est atteinte vers le quart inférieur du faisceau d. L'association sillimanite + staurotide est connue en tout début de zone ; mais très vite on trouve l'association sillimanite + grenat + biotite + muscovite, ce qui indique une isograde de disparition de la staurotide. La température peut être estimée à 530-550 °C d'après un couple grenat-biotite.

L'anatexie, d'ailleurs très modérée, apparaît dans les métapélites situées au mur des granites du Lampy et de Labécède. En dessous des gneiss de l'Orbiel, le faisceau b est entièrement dans cette zone sillimanite \pm grenat ; l'anatexie se manifeste dans les parties les plus pélitiques de ce faisceau essentiellement gréseux. Une forte rétro-morphose voit le développement de muscovite relativement tardive. Un grenat dosé a montré une forte zonation inverse et la température estimée par le couple grenat-biotite est de l'ordre de 500-530 °C.

Conclusion. L'extrémité ouest de la Montagne noire montre la superposition d'unités ayant des degrés et des structures métamorphiques très différents. Cela souligne bien le caractère tardif des charriages qui les superposent. Non seulement l'intensité du métamorphisme varie d'unité à unité mais aussi les types de métamorphisme. Dans l'ensemble, il s'agit de métamorphisme de basse pression, mais il existe des nuances entre les différentes unités : l'unité de Durfort montre un métamorphisme de très basse pression (paragenèse andalousite-grenat), les autres unités seraient de type intermédiaire de basse pression et la discussion complète nécessite des analyses en roche totale dont nous ne disposons pas. En particulier, la différence entre les unités des Cammazes (à grenat abondant) et d'Arfons (à cordiérite abondante) reflète surtout des différences de composition entre les formations affectées : faisceaux d et b dans l'unité des Cammazes et faisceaux f et g dans celle d'Arfons ; nous savons d'ailleurs que, plus à l'Est (voir feuille Saint-Pons), ces faisceaux diffèrent par leur rapport fer/magnésium. Mais cette explication par la différence de composition chimique des roches initiales ne tient pas pour expliquer les différences entre la zone axiale (staurotide très abondante dans la zone de l'andalousite) et les unités des Cammazes et d'Arfons (staurotide très rare dans cette zone, et au contraire cordiérite abondante), puisque les formations sont les mêmes. Il y a donc là une variation de type de métamorphisme : la zone axiale présente un métamorphisme d'un peu plus forte pression.

En effet, si l'on compare la feuille Revel avec le reste de la zone axiale (voir les feuilles Lacaune et Saint-Pons), il est clair que le métamorphisme régional principal est identifiable au métamorphisme M1 de l'ensemble de la zone axiale. Les faciès et types de métamorphisme reconnus sur la feuille Revel sont identifiables à des faciès et types de métamorphisme reconnus plus à l'Est : le métamorphisme de l'unité de Durfort ressemble à celui de la partie sud des monts de Lacaune ; celui des unités des Cammazes et d'Arfons à celui de la région de Murat ; celui du bord nord du massif du Cabardès (zone axiale s.s.) à celui de la retombée est du Caroux.

Conditions métamorphiques lors des charriages et des phases tardives : les rétromorphoses

La tectonique de cisaillement et les charriages s'accompagnent d'une très forte rétromorphose des minéraux créés lors du stade principal de métamorphisme : les grenats (et les staurotides) sont remplacés par un agrégat de chlorite-muscovite et parfois biotite, les silicates d'alumine par de la muscovite, la biotite est largement chloritisée. Les micaschistes sont remplacés par des phyllonites bleutées ou verdâtres à muscovite-chlorite, très remarquables en particulier dans l'unité des Cammazes.

Le métamorphisme M2 contemporain de la formation du dôme (ou légèrement postérieur à celui-ci) et les migmatites à cordiérite, si remarquables dans le massif de l'Agout (cf. Demange *et al.*, 1995), manquent totalement dans le massif du Cabardès et en Sorézois. Tout au plus peut-on noter un développement de chlorite dans les plans axiaux des plis P4 ainsi que la rétromorphose des biotites restantes.

Les phases tardives se développent donc dans un climat épizonal qui détruit les paragenèses formées lors du métamorphisme majeur antérieur à la mise en place des nappes (et *a fortiori* à la formation du dôme).

GÉOMORPHOLOGIE

Domaine paléozoïque

Les reliefs de la Montagne noire et du massif de Revel présentent un **profil dissymétrique** avec un versant nord abrupt et un versant sud peu penté. Cette morphologie reflète avec une grande fraîcheur la tectonique pyrénéenne qui a fait émerger les terrains paléozoïques de leur couverture tertiaire.

Le rejeu tertiaire de la faille de Mazamet a fait basculer le socle paléozoïque, de sorte qu'il s'ennoie doucement vers le Sud sous sa couverture tertiaire (Éocène inférieur et moyen) et que vers le Nord il domine en les chevauchant le Tertiaire (Éocène moyen-supérieur) du Castrais-Lauragais. L'abrupt actuel le long de l'accident donne une bonne idée de l'importance de son rejet qui croît de 100-200 m à l'Ouest de Revel où l'accident n'est guère qu'une flexure (ou faille-flexure), pour atteindre rapidement 500 m aux limites de la feuille et presque 1 000 m à la latitude de Mazamet.

Dans la région de La Pomarède, à l'Ouest, où l'accident a tendance à s'estomper, les terrains paléozoïques paraissent s'envoyer sous leur couver-

ture tertiaire sans rupture notable, la morphologie (par exemple le profil de la D 624) reflétant ce mouvement anticlinal très mou déversé vers le Nord.

Le massif de Revel présente en plus petit, la même morphologie dissymétrique, si ce n'est qu'en l'absence de faille sur le versant nord ; son profil reflète beaucoup plus strictement la déformation de la surface antétertiaire, qui s'ennoie doucement au Sud du massif et plonge vers le Nord avec un angle raide. L'abrupt qui domine cette plaine atteint 200 m au Nord de Saint-Ferréol et s'atténue aussi bien vers l'Est que vers l'Ouest.

La **surface antétertiaire** est remarquablement préservée, basculée vers le Sud d'une dizaine de degrés dans la partie sud-ouest de la Montagne noire et dans toute la partie sud du massif de Revel. Elle y est jalonnée par des placages peu épais et discontinus d'argiles à gravier et, dans le massif de Revel, par les buttes-témoins de calcaires de Saint-Ferréol.

Cette surface antétertiaire peut être suivie, sans autre déformation que le basculement, jusqu'à une altitude de 450 m au centre de vol à voile de la Montagne noire et de 494 m à proximité de Mirgou ; plus à l'Est, elle n'est plus préservée sur la feuille Revel, alors qu'elle demeure très nette sur les feuilles Castelnaudary et Carcassonne. Sur la plus grande partie de la feuille Revel, la morphologie plus complexe fait intervenir vraisemblablement un ou plusieurs stades d'aplanissement postérieurs à cette surface. En effet, sur un profil Sorèze-Arfons, le massif paléozoïque présente une succession de gradins plats séparés par des abrupts (fig. 3) :

- un premier gradin vers 450 m, constitué par la zone des écailles de la Bouriette ;
- un second gradin vers 550 m, tronquant la Formation de Marcory de la synforme des Trois-Fontaines ;
- au-delà de la faille des Trois-Fontaines, les unités de Saint-Chipoli et du Désert de Saint-Ferréol correspondent à un troisième gradin vers 600 m, qui comprend les petits causses de Sorèze et du Désert de Saint-Ferréol établis sur les dolomies cambriennes ;
- la Formation de Marcory (à blaviérites) de l'unité de la forêt domaniale de Saint-Amancet-Sorèze est tronquée par un haut replat dont l'altitude décroît de 821 m au Nord-Est (point culminant de la feuille) à 750 m au Sud (la Grange-Vieille). Ce dernier gradin est limité au Nord par la faille (normale) de Pistre, au Sud par le contact anormal de base de l'unité de Durfort ;
- les unités des Cammazes et d'Arfons correspondent dans la partie est de la feuille, à une surface voisine de 700 m qui s'abaisse progressivement vers l'Ouest en se différenciant en trois gradins : le gradin des gneiss des Cammazes (650 m au Nord des Cammazes, 550 m à l'Ouest), le gradin des

Brunels (620 m à l'Est, 500 m à l'Ouest), et le gradin de Gourbet (600 m à l'Est, 450 m à l'Ouest) ;

– la zone axiale montre la même disposition en gradins, contrôlée peut-être plus par la lithologie que par le rejeu des accidents tectoniques : replat de la Régine des micaschistes du faisceau d limité au Sud par un abrupt d'une trentaine de mètres ; glacis de la base du faisceau d et des gneiss de l'Orbiel ; ceux-ci dominent les micaschistes du faisceau b par un nouveau gradin d'une cinquantaine de mètres (feuille Castelnaudary). Plus au Sud on retrouve la surface antétertiaire bien conservée ;

– le granite du Lampy, en creux par rapport à ses bordures, correspond à une surface à 660-630 m profondément creusée d'alvéoles ; vers le Sud-Ouest, le rejeu des failles satellites de la faille de Saissac abaisse cette surface vers 600 m puis vers 580 m vers le Picou.

Il semble en résumé que ces gradins successifs dérivent, pour une part au moins, d'une même surface principale décalée par le rejeu tardif d'anciens accidents hercyniens. Bien qu'il existe des reliques d'argiles à graviers vers 620 m au voisinage de la Vernière, il est peu probable, qu'il s'agisse de la surface antétertiaire. De tels aplanissements à peu près horizontaux sont décrits plus à l'Est, tronquant les massifs de Nore (Giusti, 1990) et de l'Agout (Alabouvette et Demange, 1993), distincts de la surface antétertiaire basculée vers le Sud.

Dans le détail, le modelé est très marqué par la lithologie avec des niveaux en relief (gneiss des Cammazes, dolomies massives cambriennes, grès et quartzites du faisceau f) et des niveaux en creux (faisceau e, schistes du Cambrien moyen), granite du Lampy.

Sur les reliefs de la Montagne noire, le **réseau hydrographique** s'accorde dans la partie amont des cours d'eau à la structuration hercynienne (et à la lithologie) WSW-ENE, puis, vers l'aval à l'approche des bordures du massif, les directions s'orientent vers le Nord-Ouest au Nord et vers le Sud au Sud, conformément à la pente générale de la surface d'érosion majeure. C'est en particulier le cas du Sor qui, conforme, jusqu'au barrage de la Garbelle à la structuration du Paléozoïque, la recoupe ensuite perpendiculairement en une gorge étroite et profonde jusqu'à son débouché dans la dépression de Revel.

Dans tout le domaine molassique au Nord-Ouest de la Montagne noire, l'orientation SE-NW reste prédominante et remarquablement homogène et rectiligne, se retrouvant en particulier de part et d'autre de la basse vallée qui draine la dépression de Revel et au-delà de la cuesta de Saint-Félix. Seules entorses notables à ce dispositif : les tracés du ruisseau du Marès (au Sud-Ouest de la feuille), et du collecteur principal de la dépression de

Revel que constitue l'alignement ruisseau de Lessieur-Laudot (aval) et Sor, parallèles à la cuesta de Saint-Félix et conformes à la morphologie actuelle.

On peut penser que l'homogénéité du drainage nord-ouest constitue un souvenir de morphologies antérieures (fin Néogène ?) au dégagement de la dépression de Revel. Celle-ci, partie septentrionale de la dépression périphérique cernant la Montagne noire, se serait réalisée au cours du Quaternaire (ancien ?) avec drainage par un paléo-Sor en direction du Sud-Ouest où il devait se raccorder à un paléo-Aude-Fresquel coulant vers la Garonne. Une série de captures dissocie ce réseau, inversant le cours de l'Aude-Fresquel en direction de la Méditerranée, et celui du Sor-Laudot en direction de l'Agout.

Domaine cénozoïque

Trois entités morphologiques principales peuvent être distinguées : le plateau du Lauragais, la double cuesta de Saint-Félix, et la dépression de Revel.

Le **plateau du Lauragais** correspond, plutôt qu'à un véritable plateau, à un ensemble de reliefs régulièrement nivelés dont l'enveloppe représente une surface plane faiblement inclinée vers l'WNW, de 300 m au niveau de Saint-Félix à 200 m environ au Nord-Ouest de la feuille. L'ensemble est incisé par un réseau de drainage dense, faiblement encaissé et remarquablement rectiligne, orienté SE-NW.

Le bord oriental, le plus élevé, conserve quelques placages alluviaux anciens, d'âge présumé pliocène. À quelques retouches près, on peut vraisemblablement assimiler la surface sommitale de ce plateau à une surface ou (glacis d'érosion) fini-néogène, raccordée, avant le creusement de la dépression de Revel, à l'un des aplanissements du massif paléozoïque. Les effets de l'érosion différentielle, peu sensibles à l'aval, s'accusent progressivement vers l'amont en même temps que l'encaissement du drainage, conséquences probables d'un relèvement relatif de la marge orientale.

La **double cuesta de Saint-Félix** interrompt vers l'Est le plateau du Lauragais et correspond à la mise en relief, au sein des assises molassiques tendres, des horizons calcaires de Bélesta d'une part et de Saint-Paulet d'autre part, séparés par un beau replat intermédiaire. Le développement très irrégulier de ce dernier, qui amène les deux cuestas à se réunir périodiquement (Saint-Félix, Mongey), résulte en fait de l'opposition du style de leur tracé : alors que la cuesta supérieure très festonnée dessine de profonds redans accordés aux drains du plateau, la cuesta inférieure présente un dessin beaucoup plus rectiligne accordé au tracé du Sor-Laudot,

coïncidant avec sa limite de bassin-versant. Cette basse cuesta marque en fait la limite de l'érosion régressive récente à partir de la dépression de Revel.

La **dépression de Revel**, entaillée d'une centaine de mètres en contrebas du plateau, porte surtout l'empreinte d'un creusement fluvial subséquent, perpendiculaire à la fois aux drains du plateau et aux vallées majeures (Agout-Tarn au Nord et Aude-Fresquel au Sud) dont il est tributaire. La dépression présente un agencement complexe de glacis-terrasses à apports latéraux dominants et une dissymétrie marquée en faveur du piémont Montagne noire, beaucoup plus étalé et diversifié que celui qui entaille le plateau molassique. Le raccord apparemment complexe de ce piémont avec les reliefs paléozoïques suggère la possibilité de *rejeux tectoniques récents*.

On est frappé d'autre part, par la disproportion qui existe entre les dimensions de la dépression, la dynamique suggérée par les apports, et les caractéristiques très modestes du drainage actuel (diminué il est vrai des prélèvements pour le canal du Midi), avec une basse plaine à accumulations de vases tourbeuses. Ces anomalies sont quelquefois imputées à une dissociation récente du drainage par un jeu de captures entre les axes de drainage principaux.

L'évolution morphologique de ce domaine peut être ainsi résumée :

- à partir des dernières déformations pyrénéennes se réalise, par étapes successives (jusque vers la fin du Néogène) en bordure du massif paléozoïque, une surface ou glacis d'érosion tronquant à la fois la couverture tertiaire et le substratum ancien ;
- au début du Quaternaire, l'abaissement relatif des niveaux de base provoque l'encaissement modéré, à la surface du glacis, du réseau de drainage conforme à la pente générale vers l'WNW et le dégagement de reliefs en cuestas et dépressions ;
- au cours du Quaternaire (Riss ?), l'érosion régressive à partir des drains majeurs (Tarn-Agout, paléo-Aude) déconnecte et capte à leur profit toute la partie amont de l'ancien drainage du plateau, la concentration des écoulements provoquant le surcreusement de la dépression bartonienne dans la zone de Revel.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

RESSOURCES EN EAU

Dans le cadre de la feuille peuvent être définies deux catégories de réservoirs correspondant à deux types principaux de lithologie :

- des réservoirs à porosité de fissures et chenaux karstiques dans les formations calcaires ou dolomitiques du Paléozoïque ;
- des réservoirs à porosité d'interstices, rencontrés dans les zones d'altération des terrains cristallins et cristallophylliens paléozoïques, dans les faciès détritiques des molasses paléogènes, et dans les alluvions récentes.

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

Aquifères karstiques

Ce type d'aquifère est représenté dans le Sorézois, par les formations carbonatées du Cambrien inférieur des unités de Durfort et du Désert de Saint-Ferréol, et de façon plus restreinte par les bandelettes carbonatées rencontrées plus au Sud dans les unités d'Arfons ou des Cammazes.

Toutes les sources importantes du secteur proviennent de ce type de réservoir où l'eau transite sans aucune filtration et où sont au contraire collectées nombre de pollutions liées à l'activité humaine (assainissement, décharges, urbanisation, épandages agricoles).

Cette situation impose donc la plus grande vigilance dans l'application des réglementations pour tous les aménagements situés dans les zones d'alimentation des sources captées pour l'alimentation en eau potable.

• **Massif karstique du Sorézois.** La série carbonatée cambrienne, isolée au sein des faciès schisteux ou schisto-gréseux imperméables qui l'encadrent stratigraphiquement, est par ailleurs découpée structurellement en un certain nombre d'unités étirées NE-SW, plus ou moins isolées entre elles. Ce découpage structural du massif, auquel s'ajoute le découpage morphologique induit par les vallées transversales profondément encaissées, conduit à l'individualisation d'une multitude de « systèmes karstiques » dont la surface n'excède pas quelques kilomètres carrés : Désert de Saint-Ferréol, En-Albouy, Contrast, Saint-Stapin, Saint-Chipoli, Caussarel, Limatge, pitons calcaires de Saint-Barthélemy et du Fialayre, le Causse, la Bourriette, Pistre-Métairie-Haute, Berniquaut, la Glacière-Vieux-Durfort, forêt de l'Aiguille, forêt d'Hautamiboul.

Un inventaire dressé par l'Entente spéléologique de Dourgne–Revel–Sorèze, donne une description détaillée d'environ 150 cavités appartenant à ces systèmes (Calvet, 1976-1977).

Les résurgences de la Carrière et de Fendeille, exutoires du « système karstique » du causse de Sorèze, drainent un bassin-versant de 1,5 km² environ. Ce système comprend également la grotte du Cael d'un développement de plus de 7,3 km. La résurgence de la Carrière (débit d'étiage 1,5 l/s), est captée pour l'alimentation en eau de la ville de Sorèze.

• **Systèmes karstiques méridionaux.** Les bandelettes carbonatées intercalées dans les schistes ou gneiss des unités des Cammazes et d'Arfons sont susceptibles également de développements karstiques d'importance généralement plus limitée. C'est à un contexte de ce type que se rattache la source de Co-d'Ensens qui alimente Castelnaudary.

Aquifères liés à l'altération des terrains paléozoïques

Les terrains paléozoïques autres que les calcaires ou dolomies, soit essentiellement des grès, schistes, gneiss, granitoïdes, peuvent être considérés globalement comme imperméables. Seule une frange superficielle d'altération-décompression, peut présenter une certaine perméabilité et constituer un aquifère potentiel aux capacités toujours modestes.

Les possibilités les meilleures sont offertes par les « arènes » issues de roches grenues (granites, diorites, pegmatites, gneiss,...) et les formations de versant qui en sont dérivées (colluvions ou éboulis). L'accumulation de ces dernières dans les zones à fort relief donne lieu aux écoulements les plus importants dans ce type d'aquifère.

Les produits d'altération des terrains schisteux ou des filons basiques sont en général trop riches en éléments fins (silt, silts argileux) pour être productifs.

Dans ces types de terrains, les fractures et les filons (quartz principalement) qui leur sont parfois associés, peuvent jouer le rôle de drains préférentiels.

Aquifères des formations paléogènes

La ressource principale ou « *nappe infra-molassique* » est contenue dans les formations détritiques grossières, à dominante de sables, sables arkosiques et graviers, qui s'intercalent entre le substratum ancien et les dépôts « molassiques » fins. Ces formations, qui ne correspondent pas à une définition stratigraphique rigoureuse, comprennent principalement, ici, l'en-

semble dit « graviers d'Issel » et vraisemblablement les premiers termes de la molasse bartonienne.

Cet aquifère, de plus en plus profond lorsqu'on s'éloigne de la Montagne noire, se situe à plus de 500 m de profondeur au Nord de Revel. Les débits d'exploitation rencontrés en sondage peuvent être considérables (plus de 100 m³/h localement sur la feuille Lavaur).

Les eaux sont souvent artésiennes et jaillissantes, avec des températures de 20 à 30 °C, et une minéralisation plutôt élevée (Soulé, 1980).

Aquifères des nappes alluviales

Les alluvions récentes et subactuelles de la vallée du Sor au voisinage et à l'amont de Soual constituent un aquifère généralement subordonné à la rivière, qui peut être capté par puits, avec des productivités de l'ordre de 3 m³/h.

Dans les autres vallées creusées dans les formations molassiques, les alluvions trop riches en argiles et silts, ne constituent en général que de médiocres réservoirs. Des ressources ponctuelles peuvent néanmoins s'y rencontrer ici ou là, à la faveur d'accumulations locales de cailloutis à bonne productivité.

RESSOURCES MINÉRALES

Substances non concessibles

Argiles régulières. Anciennement exploitées à La Pomarède et à Perricaud près de Labécède, les argiles de Saint-Papoul-les Mousques-Hautes ne le sont plus qu'au voisinage des Mousques-Hautes (carrières de Borde-neuve et des Mousques, et à En-Couloum). Les matériaux, extraits au rythme de quelques centaines de mètres cubes, sont combinés à ceux de la carrière de Saint-Papoul (1/50 000 Castelnaudary) pour la confection de tuiles-canal.

Pierre à plâtre. Les gypses priaboniens, exploités jusqu'avant 1914, ne constituent que des horizons trop limités en puissance et extension pour représenter aujourd'hui une ressource digne d'intérêt.

Calcaires pour empierrement-viabilité. Les calcaires lacustres de Saint-Ferréol, et ceux qui s'intercalent à différents niveaux de la série molassique ont été autrefois extraits en de nombreuses petites carrières pour la confection de la chaux, la construction ou l'empierrement. Les seules en-

core en activité sont situées près de Saint-Paulet et s'intéressent aux calcaires du même nom (Priabonien supérieur) pour la viabilité.

Dolomies. Importantes exploitations actuelles des dolomies du Cambrien inférieur, pour granulats et enrochements. Les principales carrières actuellement en exploitation se situent à Dourgne (Saint-Chipoli), Saint-Amancet et la Mandre (la Fendeille à Sorèze).

Ardoises. Le faisceau ardoisier du Cambrien moyen est jalonné de carrières depuis la vallée du Thaurou jusque la forêt domaniale de Saint-Amancet-Sorèze ; aucune exploitation ne fonctionne actuellement.

Lauzes. Petites exploitations abandonnées dans les grès de Marcory.

Moellons. Anciennes exploitations, généralement d'intérêt strictement local, des blaviérites, gneiss des Cammazes et de certains micaschistes (phylloinites) du faisceau d. C'est cette dernière formation qui a fourni les moellons qui ont servi à construire la route de Vauban par laquelle la rigole de la Montagne noire passe sous le village des Cammazes (carrière située à proximité du p.c. 643 au Nord-Ouest des Cammazes).

Substances concessibles

Plomb-zinc. Les seules indices notables sur la feuille Revel sont des indices de plomb-zinc qui se rencontrent soit dans le Cambrien carbonaté (carrière de Saint-Amancet) soit dans les dolomies du faisceau e (carrières de Labécède).

À Labécède, dans l'ancienne carrière de Capellanié, la minéralisation en blende et galène est associée à des lits noirs pyriteux à grenat, avec fluorite et pyrite ; elle atteint une moyenne de 20 cm de puissance et se place plutôt au toit de l'horizon carbonaté encaissant. Au Colombier, la minéralisation, à peu près du même type, se situe au toit stratigraphique de l'horizon carbonaté qui est en position renversée. Une campagne de cinq sondages totalisant 347 m, effectuée par le BRGM, a mis en évidence une minéralisation étendue sur 400 m dont la puissance varie de quelques centimètres à 5 m dans sa partie centrale, où elle se présente sous forme de filets puissants de 1 mm à 30 cm (Béziat *et al.*, 1966).

À Saint-Amancet, s'observent des mouches de blende-galène-pyrite-chalcoppyrite dans une zone de cisaillement, où les dolomies encaissantes sont largement bréchifiées et recristallisées.

Fer. La grotte du Calé près du Causse (Sud-Est Sorèze) constitue un contexte remarquable où se superpose à un réseau karstique développé, un site d'extraction et de métallurgie du fer d'époque moyenâgeuse. La miné-

ralisation, entièrement en zone d'oxydation, est constituée d'hydroxydes de fer à goëthite dominante. Contenue au sein de calcaires cambriens subverticaux, cette minéralisation comprend :

- un minerai de substitution stratiforme au sein des calcaires ;
- un minerai secondaire à habitus variés : remaniements dans des brèches ferrifères des planchers stalagmitiques ou des dépôts alluviaux, et concrétionnements dans les dépôts argileux rouges qui colmatent le karst.

Les exploitations, qui ont dû débiter à ciel ouvert, se sont ensuite développées à l'intérieur du karst souterrain et se sont adressées surtout aux faciès de remaniement ou aux concrétionnements secondaires plus faciles à extraire.

Plusieurs sites de transformation à scories se répartissent le long du ruisseau de l'Orival et sur les versants du mont Capel, au Sud de la zone minière. Les vestiges miniers sont accompagnés de céramiques et de représentations pariétales (dessins noirs, gravures).

Uranium. Des indices d'uranium ont été explorés par sondages au Sud de la feuille, dans le secteur de Tréville. La minéralisation est située dans les cinquante premiers mètres de la série des « grès d'Issel » (e6a), au-dessus des « argiles rutilantes ».

La potentialité du gisement a été estimée par COGÉMA à environ 3 500 t d'uranium.

OCCUPATION DU SOL

Climat

La Montagne noire constitue une barrière (contournée par le Sud-Ouest) entre les influences méditerranéennes et atlantiques. Les influences méditerranéennes (sécheresse estivale, précipitations amenées par les vents de l'Est ou du Sud-Est, qui, après avoir franchi la Montagne noire, deviennent le vent d'Autan), bien qu'affaiblies, sont encore sensibles sur la bordure sud de la carte, alors que le climat aquitain domine le reste de la feuille qui présente un climat relativement doux, chaud (moyennes annuelles supérieures à 12 °C) et humide (précipitations venant du Nord-Ouest : 700 à 800 mm dans la dépression du Lauragais).

À cette opposition se superpose l'effet d'altitude : la Montagne noire présente un climat beaucoup plus rude, une augmentation de la pluviométrie qui dépasse 1 500 mm dans les zones hautes, et une forte humidité atmosphérique qui se traduit par la fréquence des brouillards.

Sols

Les sols du domaine paléozoïque, développés le plus souvent sur roches acides (orthogneiss, granites schistes et micaschistes), appartiennent aux sols bruns acides, relativement profonds dans les zones boisées et les prairies ; ils se réduisent à des sols acides superficiels et des lithosols dans les zones à substratum subaffleurant. Les domaines carbonatés du Cambrien (causses de Sorèze et du Désert de Saint-Ferréol) portent lithosols ou sols bruns calciques pauvres et très peu développés (si ce n'est dans les dolines). Les tourbières, ou du moins des sols hygromorphes, se développent dans les bas-fonds humides du plateau.

Les formations argileuses et molassiques tertiaires et les formations quaternaires portent des sols bruns calciques.

Végétation et cultures

La végétation de la feuille Revel porte à la fois la marque de l'opposition entre le versant atlantique et le versant méditerranéen de la Montagne noire et de l'influence de l'altitude, cette dernière se manifestant par la succession rapide d'étages bioclimatiques méditerranéen et subméditerranéen ou atlantique puis collinéen et montagnard.

La série du *chêne vert*, formant avec la bruyère arborescente et l'arbousier un maquis assez fermé, s'observe à la limite sud de la feuille à proximité de Labécède. Le chêne vert s'observe aussi dans toute une série de stations isolées qui s'égrènent en bordure nord de la Montagne noire, formant le lien entre le versant méridional et les stations plus importantes du causse de Castres-Labruguière. Ces stations relictuelles témoigneraient d'une extension beaucoup plus importante de l'aire du chêne vert au cours de périodes xéothermiques du Quaternaire.

La série subméditerranéenne du *chêne pubescent* se développe très largement sur le versant sud de la Montagne noire. La forêt ne subsiste plus qu'en îlot résiduel, le sol étant très largement occupé par les cultures et surtout les prairies d'élevage du mouton (avec une spécialisation dans l'agneau de lait). La série du chêne pubescent s'observe aussi en flanc nord de la Montagne noire à l'extrême base des reliefs.

L'influence atlantique est marquée par la présence du *chêne tauzin* qui atteint à proximité des Armengauds et de la Bracadelle-Haute l'une de ses stations occidentales et surtout par la série du *chêne pédonculé* qui couvre la massif de Revel et forme une zone très continue sur la bordure nord-ouest de la Montagne noire. Les causses tertiaires de Saint-Ferréol, appartenant à

cet étage, portent des pelouses thermophiles riches en espèces méditerranéennes.

La série du *chêne sessile* caractéristique de l'étage collinéen, est largement développée sur la Montagne noire. La forêt cède souvent la place à la lande, avec un large développement des landes à ajoncs. Les causses cambriens de Sorèze et du Désert de Saint-Ferréol portent des pelouses à riche végétation où se mêlent les influences méditerranéennes et montagnardes.

Les parties hautes de la Montagne noire, là où l'humidité de l'air et les brouillards permettent le développement du *hêtre*, portent d'importantes forêts : soit hêtraies, soit reboisements en conifères (Douglas et épicéa surtout). Sur le versant nord de la Montagne noire, le hêtre peut descendre jusqu'à une altitude de 500 m, formant des populations mixtes avec le chêne sessile. Les landes (à fougères et genêts) qui occupaient des surfaces importantes, régressent devant les reboisements. Les prairies humides plus ou moins tourbeuses n'occupent qu'une surface limitée, sauf sur le granite du Lampy. En Montagne noire, l'agriculture est en très forte régression, seul subsiste un élevage bovin et ovin.

La plaine du Lauragais et l'ensemble du domaine tertiaire sont très largement cultivés (maïs, fourrages, céréales). La culture du pastel, qui a fait la richesse de la région aux XVI^e-XVII^e siècles, n'est plus qu'un souvenir. Les espaces non cultivés sont très réduits : bords des cours d'eau et pelouses dans la cuesta tertiaire.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

La Montagne noire occidentale est traversée par l'itinéraire 1, de Carcassès en Sorézois, du *guide géologique régional : Languedoc-Montagne noire* (Gèze, 1979. Paris : Masson). Malheureusement ce guide, fondé sur des conceptions anciennes, a mal vieilli. Dans cette notice, nous nous sommes efforcés d'indiquer pour chaque formation des affleurements caractéristiques. La meilleure coupe demeure la coupe du Sor, le long de la route Durfort-Les Cammazes, puis sur la rive nord du lac des Cammazes (en période de basses eaux). De bonnes coupes des unités cambriennes sont présentées dans les vallées du ruisseau des Avaris (Sud-Est de Saint-Amancet) et du Taurou (au Sud de Dourgne, itinéraire qu'il convient de poursuivre jusqu'à la chapelle de Saint-Ferréol). Beaucoup d'affleurements caractéristiques sont assez dispersés et, dans un pays aussi couvert, doivent être recherchés parfois loin des routes.

Le domaine tertiaire est parcouru par l'itinéraire 10 : de l'Albigeois au seuil du Lauragais et aux Petites-Pyrénées, du *guide géologique régional* : **Aquitaine orientale** (Gèze et Caillavé, 1977. Paris : Masson).

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque de 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.

Le petit musée de Sorèze expose quelques découvertes archéologiques. Revel possède un musée national de la spéléologie.

BIBLIOGRAPHIE

- ALABOUVETTE B., DEMANGE M. (1993) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Pons (1013). Orléans : BRGM, 123 p.
- ASTRE G. (1924) - Documents sur les gisements de Mammifères du bassin de la Garonne. *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, t. LII, p. 197-206.
- BAECKEROOT G. (1953) - Le style de l'accident-limite de la Montagne noire occidentale. *Bull. Ass. géogr. fr.*, n° 237-238, p. 179-180.
- BERGERON J. (1889) - Étude géologique du massif ancien situé au Sud du « Plateau Central » (thèse, Paris). *Ann. sci. géol.*, t. XXII, 362 p., 35 fig., 8 pl. + 1 carte géol. à 1/320 000.
- BÉZIAT P., TOLLON F., PULOU R. (1966) - Présence d'un horizon plombo-zincifère dans les calcaires de Labécède-Lauragais (Aude). *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, t. 102, fasc. 2-3, p. 436-438.
- CALVET J.P. (1976-1977) - Inventaire des cavités des monts du Sorézois (Tarn). *Trav. et rech., Bull. de la fédér. Tarn. spéléo. archéol.*, n° 13-14.
- CAVAILLÉ A., DEBAT P., CALAS G. (1975) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Castelnau-dary (1036). Orléans : BRGM, 17 p.
- DEBAT P. (1974) - Essai sur la déformation des gneiss de la Montagne noire occidentale. Thèse État, univ. Paul-Sabatier (Toulouse), 468 p., 2 cartes h.-t.
- DEBAT P., MOULINE M.P., FÉRAUD J., COSSON J. (1979) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Mazamet (1012). Orléans : BRGM, 50 p.

- DEMANGE M. (1994a) - Anteviariscan evolution of the Montagne noire (France) : from a passive margin to a foreland basin *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 318, sér. II, p. 921-933.
- DEMANGE M. (1994b) - Le Sorézois : une région clef pour l'étude du problème des relations entre la zone axiale et les nappes hercyniennes de la Montagne noire (France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 318, sér. II, p. 1543-1549.
- DEMANGE M., JAMET P. (1986) - L'accident majeur Mazamet-Tantajo (Montagne noire) : décrochement tardi-hercynien et faille inverse pyrénéenne. *Géologie de la France*, n° 3, p. 273-280, 2 fig.
- DEMANGE M., GUÉRANGÉ-LOZES J., GUÉRANGÉ B. et coll. (1995) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Lacaune (987). Orléans : BRGM, 153 p.
- DEMANGE M., PERRIN M. (à paraître) - Géologie, lithostratigraphie et géochimie des "schistes X" de la Montagne noire. Mémoires du Centre de géologie générale et minière de l'École des mines, Paris.
- DOTTIN O. (1955) - Étude géologique des terrains cristallins de la Montagne noire (s.s.). Dipl. géol. pétr. univ. Clermont-Ferrand, 154 p., 1 pl., 1 carte h.-t.
- ELLENBERGER F. (1938) - Problèmes de tectonique et de morphologie tertiaires : Grésigne et Montagne noire. *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, t. LVII, p. 327-364.
- ELLENBERGER F., SANTARELLI N. (1974) - Les « schistes X » de la Montagne noire orientale : distinction d'unités lithostratigraphiques et conséquences tectoniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 278, p. 2409-2412.
- FOURNIER-VINAS C., DEBAT P. (1970) - Présence de microorganismes dans les terrains métamorphiques précambriens (« schistes X ») de l'Ouest de la Montagne noire. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 12, p. 351-355.
- GÈZE B. (1949) - Étude géologique de la Montagne noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. géol. Fr.*, t. XXIX, (62), 215 p.
- GIUSTI C. (1990) - La Montagne noire : contribution à l'étude des surfaces d'aplanissement étagées dans le Sud du Massif central français. In C. Klein : « L'évolution géomorphologique de l'Europe hercynienne occidentale et centrale ». Mémoires et documents de géographie, Paris : CNRS, p. 87-98.
- 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.

MERGOIL-DANIEL J. (1970) - Les feldspaths potassiques dans les roches métamorphiques du Massif central français. Ann. fac. sci. univ. Clermont-Ferrand, n° 42, 304 p., 7 pl.

MOULINE M.P. (1989) - Sédimentation continentale en zone cratonique : le Castrais et l'Albigeois au Tertiaire. Thèse doct. univ. Bordeaux, 1 030 p.

SOULÉ J.C. (1980) - État des connaissances et synthèse hydrogéologique du département du Tarn. Rapport BRGM, 80 SGN 058 MPY, 29 p., 9 pl.

VASSEUR G. (1896) - Carte géologique Castres à 1/80 000. Paris : Serv. Carte géologique de la France.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Castres* (231), 1^{re} édition (1896), par G. Vasseur ; 2^e édition (1954), par B. Gèze, J. Mattéi *et al.*

Feuille *Bédarieux* (232), 1^{re} édition (1900), par C. Déperet, J. Bergeron, R. Nickles ; 2^e édition (1938), par A. Michel-Lévy, M. Thorat, J. Blayac, F. Daguin, H. Termier, R. Böhm, C. Roquefort, D. Schneegans ; 3^e édition (1971), par B. Gèze, F. Ellenberger, M. Mattauer, F. Proust et le service d'études des sols de la Compagnie nationale d'aménagement de la région du Bas-Rhône et du Languedoc.

Feuille *Carcassonne* (243), 1^{re} édition (1901), par J. Bergeron, G. Vasseur, M. Bresson ; 2^e édition (1951), par M. Thorat, C. Jacob, A.F. de Lapparent *et al.*

Carte géologique de la France à 1/50 000

Feuille *Lavaur* (985), par M. Mouline (1970).

Feuille *Lacaune* (987), par M. Demange, J. Guéringé-Lozes, B. Guéringé (1966).

Feuille *Bédarieux* (988), par S. Bogdanoff, M. Donnot (coord.) (1982).

Feuille *Lodève* (989), par F. Artaud, R. Feist, R. Médioni, R. Brousse, B. Alabouvette (1982).

Feuille *Mazamet* (1012), par P. Debat, M. Mouline (1979).

Feuille *Saint-Pons* (1013), par B. Alabouvette, M. Demange et coll. (1993).

Feuille *Castelnaudary* (1036), par A. Cavallé, P. Debat, G. Calas (1975).

Feuille *Carcassonne* (1037), par G.M. Berger, F. Boyer, M. Demange *et al.* (1993).

Carte géologique de la France à 1/320 000, feuille *Toulouse*, par M. Casteras (1962).

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000, feuille *Marseille*, coordination J. Méloux (1980).

Carte de la végétation de France à 1/200 000, feuille *Carcassonne* (72), par H. Gaussens, avec la collaboration de G. Cabaussel, G. Dupias, L. Mestre (1964).

Carte géologique de la Montagne noire et des Cévennes méridionales à 1/200 000, par B. Gèze.

AUTEURS

Michel DEMANGE, (École nationale supérieure des mines de Paris), pour les terrains de la Montagne noire.

Michel P. MOULINE (université Bordeaux III) et Bruno ALABOUVETTE (BRGM, Montpellier), pour les formations tertiaires et quaternaires.

Jean G. ASTRUC (BRGM, Toulouse), pour l'hydrogéologie.

Coordination : B. ALABOUVETTE.

Présentation de la première maquette au CCGF : 30 juin 1989

Révision : 15 mars 1995

Acceptation de la carte et de la notice : 13 mars 1996

Impression de la carte : 1997

Impression de la notice : novembre 1997