

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

# CASTRES

par

J. GUÉRANGÉ-LOZES, M. DEMANGE M. MOULINE

Avec la collaboration de

B. GUÉRANGÉ, P. ISNARD, L. AMÉGLIO,  
P. OLIVIER, L. ALBOUY, G. SENGÈS, J. CORPEL,  
N. DEBÉGLIA-MARCHAND, N. LENÔTRE, C. BOU,  
C. SERVELLE





# CASTRES

La carte géologique à 1/50 000  
CASTRES est recouverte  
par la coupure CASTRES (N° 231)  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Gaillac	Réalmont	Saint-Semin sur-Rance
Lavaux	CASTRES	Lacaune
Revel	Mazamet	Saint-Pons

BRGM  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

**COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE  
DE LA FRANCE**

*Président* : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : J. DUBREUILH ;  
*Secrétaire Général* : D. JANJOU ; *Membres* : P. BARBEY,  
Y. CALLEC, D. CASSARD, J.-L. DURVILLE, M. FAURE, D. GIBERT,  
P. GIGOT, P. GUENNOG, F. GUILLOCHEAU, F. HANOT, L. JOLIVET,  
P. LEDRU, D. MARQUER, G. DE MARSILY, P. NELHIG, R. POLINO,  
F. QUESNEL, P. ROSSI, A. SCHAFF, K. SCHULMANN, D. TESSIER,  
P. THIERRY, C. TRUFFERT, D. VASLET

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

**par**

**J. GUÉRANGÉ-LOZES, M. DEMANGE (†), M. MOULINE**

**avec la collaboration de**

**B. GUÉRANGÉ (†), P. ISNARD, L. AMÉGLIO, P. OLIVIER,  
L. ALBOUY, G. SENGÈS, J. CORPEL (†),  
N. DEBÉGLIA-MARCHAND, N. LENÔTRE,  
C. BOU, C. SERVELLE**

**2013**

**BRGM Éditions  
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : GUÉRANGÉ-LOZES J., DEMANGE M. (†), MOULINE M. (2013) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Castres (986). Orléans : BRGM. Notice explicative par Guérangé-Lozes J., Demange M. (†), Mouline M., 170 p.

– *pour la notice* : GUÉRANGÉ-LOZES J., DEMANGE M. (†), MOULINE M. (2012) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Castres (986). Orléans : BRGM, 170 p. Carte géologique par Guérangé-Lozes J., Demange M., Mouline M. (2013).

© BRGM, 2013. 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 : 978-2-7159-1986-0

## SOMMAIRE

<b>RÉSUMÉ</b>	7
<b>ABSTRACT</b>	7
<b>INTRODUCTION</b>	9
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	9
<i>PRÉSENTATION GÉOLOGIQUE</i>	10
<b>Domaine paléozoïque</b>	10
<b>Cénozoïque</b>	11
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	12
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	14
<b>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</b>	20
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE ANTÉHERCYNIENNE</i>	20
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE HERCYNIENNE</i>	23
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE CÉNOZOÏQUE</i>	25
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	27
<i>FORMATIONS ANTÉ-OROGÉNIQUES VARISQUES (par</i> <i>M. Demange)</i>	27
<b>Domaine de la zone axiale</b>	28
<b>Écailles para-autochtones : groupe de Saint-Pons</b>	33
<b>Domaine de l'Ouest des Monts de Lacaune</b>	36
<i>FORMATIONS PROTÉROZOÏQUES (?) ET PALÉOZOÏQUES</i> <i>FORMATIONS ANTÉ- ET SYN-OROGÉNIQUES VARISQUES :</i> <i>PRÉCAMBRIEN (?) À CAMBRO-SILURIEN (par J. Guérangé-</i> <i>Lozes, 2005)</i>	46
<b>Domaine des monts de l'Ouest de Lacaune (Unité</b> <b>composite de Brusque – Merdelou – Murasson)</b>	46
<b>Domaine des nappes de l'Albigeois</b>	59
<b>Corrélations avec les monts de l'Est de Lacaune</b>	62
<i>ROCHES PLUTONIQUES ET FILONIENNES SYN- À TARDI-</i> <i>OROGÉNIQUES VARISQUES</i>	62
<b>Roches plutoniques précoces de la zone axiale</b>	62
<b>Granites tardifs en massifs circonscrits</b>	66
<b>Roches filoniennes tardi à post-orogéniques varisques</b>	87
<i>CÉNOZOÏQUE</i>	91
<b>Surface anté-tertiaire</b>	91
<b>Formations paléogènes</b>	92
<b>Formations néogènes et quaternaires</b>	97

<b>Glacis d'érosion et d'accumulation - Formations alluviales</b>	<b>98</b>
<b>Formations colluviales</b>	<b>100</b>
<b>Dépôts et formations spécifiques au Sidobre</b>	<b>100</b>
<b>TECTONIQUE</b>	<b>100</b>
<i>TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME HERCYNIEUS (par</i>	
<i>M. Demange)</i>	<b>100</b>
<b>Faïlle des monts de Lacaune</b>	<b>101</b>
<b>Zone axiale</b>	<b>103</b>
<b>Écailles para-autochtones</b>	<b>105</b>
<b>Domaine des monts de Lacaune, Sud du granite</b>	
<b>du Sidobre</b>	<b>107</b>
<b>Métamorphisme régional</b>	<b>115</b>
<i>TECTONIQUE, MÉTAMORPHISME RÉGIONAL ET ÉVOLUTION</i>	
<i>GÉODYNAMIQUE HERCYNIEUS AU NORD DE</i>	
<i>LA ZONE AXIALE (par J. Guérangé-Lozes, 2005)</i>	<b>117</b>
<b>Déformations souples précoces</b>	<b>118</b>
<b>Domaine des monts de Lacaune</b>	<b>118</b>
<b>Nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès</b>	<b>121</b>
<b>Métamorphisme régional et relations avec</b>	
<b>les déformations précoces</b>	<b>122</b>
<b>Déformations tardi-hercyniennes</b>	<b>126</b>
<b>Déformations souples tardives</b>	<b>126</b>
<b>Déformations cassantes</b>	<b>129</b>
<b>Conclusion</b>	<b>132</b>
<i>COMPARAISON DES MODÈLES STRUCTURAUX</i>	<b>133</b>
<i>MÉTAMORPHISME DE CONTACT DU GRANITE DU SIDOBRE</i>	<b>135</b>
<i>TECTONIQUE RÉCENTE</i>	<b>137</b>
<b>GÉOMORPHOLOGIE</b>	<b>138</b>
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	<b>140</b>
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	<b>140</b>
<b>Aménagement hydroélectrique du Sidobre</b>	<b>140</b>
<b>Aquifères</b>	<b>141</b>
<b>Ressources en eau potable</b>	<b>143</b>
<i>MATÉRIAUX DE CONSTRUCTION</i>	<b>145</b>
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	<b>146</b>
<b>Métaux de base (Zn, Pb, Ag, Sb)</b>	<b>147</b>
<b>Tungstène</b>	<b>148</b>
<b>Fluorine</b>	<b>150</b>
<b>Autres filons peu minéralisés</b>	<b>151</b>
<b>Gisements oxydés du type chapeau de fer</b>	<b>152</b>

<i>VÉGÉTATIONS, CULTURES</i>	152
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>155</b>
<i>ARCHÉOLOGIE PRÉHISTORIQUE</i>	155
<i>DOCUMENTATION CONSULTABLE</i>	159
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	159
<b>AUTEURS</b>	<b>170</b>

### LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Logs stratigraphiques des formations paléozoïques au Sud-Est du Sidobre (M. Demange)	<b>Hors texte</b>
Fig 2 - Organisation des faciès dans la « série noire » (M. Demange)	<b>40</b>
Fig. 3 - Répartition des faciès dans le granite du Sidobre (P. Isnard, 1980)	<b>70</b>
Fig. 4 - Diagrammes géochimiques pour le granite du Sidobre	<b>74-76</b>
Fig. 5 - Cartes géochimiques du granite du Sidobre	<b>78-81</b>
Fig. 6 - Carte de la susceptibilité magnétique du Sidobre (M. Moisy, 1993)	<b>82</b>
Fig. 7 - Cartes structurales du Sidobre (Darrozes <i>et al.</i> , 1994) ; a : Linéations magmatiques et filons aplo-pegmatiques ; b : Foliations magmatiques	<b>84-85</b>
Fig. 8 - Carte de la base du Tertiaire	<b>90</b>
Fig. 9 - Carte des axes des plis en Zone axiale	<b>Hors texte</b>
Fig. 10 - Interférences P1a x P1b (formation de Puech Plo, Bois du Teil) environ 5 m	<b>102</b>
Fig. 11 - Coupes sériées en Zone axiale	<b>Hors texte</b>
Fig. 12 - Interférences et transpositions dans les bandelettes de paragneiss intercalées dans les orthogneiss dans le secteur du Rialet – Lasfailladas – Bouisset	<b>106</b>
Fig. 13 - Rapports géométriques entre les différentes unités des Monts de Lacaune (M. Demange)	<b>Hors texte</b>
Fig. 14 - Coupe sériées dans les Monts de Lacune au Sud-Est du Sidobre, localisation des coupes (M. Demange)	<b>Hors texte</b>
Fig. 15 - Mouvement senestre inverse des cisaillements dans les écailles des monts de l'Est de Lacaune et développement synchrone de la schistosité sD2 (J. Guérangé-Lozes)	<b>120</b>

Fig. 16 - Diagramme des éléments structuraux des phases de déformation D2 et D4. Secteur de Montredon-Labessonnié (J. Guérangé-Lozes)	<b>124</b>
Fig. 17 - Diagrammes structuraux collectifs de la région de Saint-Salvy-de-la-Balme (J. Guérangé-Lozes)	<b>125</b>
Fig. 18 - Discontinuités gravimétriques principales mises en évidence sur la carte de l'effet des sources profondes , profondeur 5 à 10 km (Corpel <i>et al.</i> , 1987)	<b>128</b>
Fig. 19 - Carte isocine (Lenôtre <i>et al.</i> , 1987, 1989)	<b>136</b>

### LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Synthèse : lithostratigraphie et événements tectono-métamorphiques majeurs au Nord de la zone axiale de la Montagne Noire (J. Guérangé-Lozes, 2005)	<b>Hors texte</b>
Tabl. 2 - Déformations souples dans les monts de Lacaune, l'Albigeois et le Rouergue (J. Guérangé-Lozes, 1987, modifié 1994)	<b>Hors texte</b>
Tabl. 3 - Essai de corrélation entre les phases tardives de plissement D4 et D5 et les déformations cassantes associées au Nord de la zone axiale (J. Guérangé-Lozes, 2005)	<b>Hors texte</b>
Tabl. 4 - Corrélations des événements géologiques dans divers secteurs du Sud-Ouest du Massif central (J. Guérangé, 2005)	<b>Hors texte</b>
Tabl. 5 - Comparaison des modèles d'évolution structurale dans le domaine des Monts de l'Ouest de Lacaune (entre le Sud Sidobre et le versant nord de la zone axiale) par M. Demange et J. Guérangé-Lozes	<b>Hors texte</b>
Tabl. 6 - Situation des forages d'eau (C. Bou, 2005)	<b>Hors texte</b>
Tabl. 7 - Gîtes et indices minéraux	<b>Hors texte</b>
Tabl. 8 - Titres miniers connus sur la feuille Castres	<b>Hors texte</b>

## RÉSUMÉ

Le territoire de la feuille Castres se situe dans le Sud-Ouest du Massif central, au cœur du département du Tarn.

Au point de vue géologique, il se partage en deux grands ensembles distincts : la moitié occidentale occupée par des terrains cénozoïques d'origine continentale et la moitié orientale par le socle paléozoïque.

Les terrains paléozoïques et cristallins constituent deux domaines de la Montagne noire, la zone axiale (coin sud-est de la feuille) et son versant nord dont les terrains sont impliqués, sur la feuille, dans deux grandes unités lithostratigraphiques du Sud au Nord et de bas en haut, les monts de l'Ouest de Lacaune et la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès.

Ces domaines sont séparés par un accident majeur tangentiel repris par « la faille des monts de Lacaune ». Les jeux successifs de cet accident seront discutés plus loin dans la notice. Quoiqu'il en soit, cette « faille » juxtapose deux domaines distincts qui semblent avoir des histoires sédimentaires et orogéniques anté-stéphaniennes indépendantes.

De la fin du Crétacé au Rupélien, l'histoire sédimentaire et tectonique du Castrais et de l'Albigeois s'inscrit en une succession d'épisodes de sédimentation, marqués par des variations de la configuration de l'aire sédimentaire (paysages tantôt deltaïques, tantôt palustres, tantôt lacustres) et par des variations climatiques (climats arides ou plus tempérés). Peu à peu, deux systèmes d'apports s'installent et s'opposent : l'un issu du paléo-Massif central, l'autre provenant des paléo-Pyrénées.

Au Plio-Quaternaire, se forme le paysage actuel : formation de surfaces d'érosion surélevées (et peut être basculées vers l'Ouest) à la suite de la remontée du Massif central et creusement en plusieurs stades des vallées actuelles.

## ABSTRACT

The area covered by the Castres map lies in the southwest of the French Massif central, in the middle of the Tarn Department.

From a geological viewpoint, it consists of two major distinct units: Cenozoic rocks of continental origin underlie the western half, whereas the bedrock of the eastern half is Paleozoic basement.

Paleozoic and crystalline rocks form two domains of the 'Montagne Noire' area: the axial zone in the southeast corner of the map area, and its northern slopes or the western 'Monts de Lacaune'.

A major tangential feature, reactivated by the "Monts de Lacaune fault", and whose successive movement is discussed in the explanatory notes hereafter, separates these domains. In any case, this "fault" juxtaposes two distinct domains that seem to have a different pre-Stephanian sedimentary and orogenic history.

From the end of the Cretaceous until the Rupelian, the sedimentary and tectonic history of the Castres and Albi areas was marked by several sedimentation episodes, with variations in the configuration of the sedimentary area, varying between deltaic, swampy or lacustrine, and by climatic variations from arid to more temperate. Little by little, two opposing sediment-provenance systems became apparent: one from the paleo-Massif Central, the other from the paleo-Pyrenees.

During the Pliocene and Quaternary, the present-day landscape was created, with elevated erosion surfaces that may have been tilted to the west as a result of uplift of the Massif Central, and with the gradual erosion of today's valleys.

## INTRODUCTION

Le présent travail comprend une carte éditée et sa notice aux formats classiques, ainsi qu'une planche hors texte qui reprend la carte géologique du Paléozoïque du secteur au Sud du Sidobre.

Cette présentation a été rendue nécessaire par des divergences d'interprétation de deux des auteurs des terrains paléozoïques tel qu'expliqué dans le chapitre « Conditions d'établissement de la carte géologique ».

La description et structure des **terrains paléozoïques au Sud-Ouest du Sidobre** seront indépendamment traités par les deux auteurs.

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE*

Au cœur du département du Tarn, la feuille Castres se situe au Sud du Massif central français et sur la marge du Bassin aquitain.

Cette répartition correspond à trois grands domaines géographiques, géomorphologiques et géologiques :

- la marge du Bassin aquitain occupe la partie ouest de la feuille, pays de plaine et de petites collines, s'étageant d'une altitude de 160 m environ dans la vallée de l'Agout à la limite de la feuille à 450-480 m à la jonction des plateaux ;
- une région de plateaux s'élevant de 450 m à l'Ouest à presque 700 m : plateaux du Sidobre et de Montredon-Labessonnié ; un couloir moins élevé court en marge est de cette région de Castelnau-de-Brassac à Brassac-sur-Agout et à Cambounès ;
- l'extrémité ouest du plateau de l'Agout forme la partie sud-est de la feuille. Ce massif est plus largement exposé sur les feuilles voisines de Saint-Pons, Lacaune et Bédarieux. Cette région s'élève rapidement au-dessus du sillon Brassac – Cambounès pour former un plateau, dont l'altitude est d'environ 750-800 m, culminant sur la feuille Castres à 811 m au-dessus de Lasfaillades.

La région est drainée essentiellement par l'Agout et ses affluents : Gijou et son affluent le Berlou en rive droite, Thoré, Durenque et son affluent la Durencuse en rive gauche. Ces rivières s'encaissent de 250 à 300 m dans les plateaux en des gorges et vallées profondes ; leurs cours extrêmement tortueux témoignent d'une surimposition récente. Parvenues dans les plaines à l'Ouest, ces rivières décrivent des méandres dans de vastes vallées alluviales. Les têtes de vallons en partie nord de la carte relèvent du bassin versant du Dadou.

## PRÉSENTATION GÉOLOGIQUE

### Domaine paléozoïque

La partie de la **zone axiale** *s.s.* qui affleure sur la feuille Castres ne peut se comprendre que par référence aux feuilles voisines de Lacaune, Saint-Pons et Mazamet sur lesquelles elle affleure beaucoup plus largement. Ce domaine montre un métamorphisme de fort degré (zone de la sillimanite). Elle comprend :

- des terrains antémétamorphiques :
  - groupe de la Salvetat d'origine sédimentaire et volcanique/volcano-sédimentaire dont l'âge est vraisemblablement protérozoïque terminal à cambrien,
  - les orthogneiss du groupe du Somail, dont l'âge, malgré les datations radiométriques disponibles, est discuté, protérozoïque supérieur ou ordovicien moyen à supérieur ;
- le granite du Montalet, postérieur à la tectonique précoce, mais qui est folié et dont la foliation est déformée ; là aussi les datations radiométriques ne permettent pas de trancher entre un âge hercynien précoce ou calédonien ;
- les granites tardi-tectoniques d'Anglès et de Sécun – Combrespinas.

La zone axiale montre des structures tectoniques polyphasées complexes, de direction globale E-W sur la feuille Castres.

**Les écailles para-autochtones** (schéma structural, pl. 1, hors texte) sont constituées de séries présentant de fortes analogies avec celles affleurant en zone axiale mais présentant un métamorphisme moindre. Ces écailles forment plusieurs unités de direction SW-NE charriées sur la zone axiale *s.s.* et sécantes sur les structures de celles-ci. Elles sont constituées par le groupe de Saint-Pons, d'origine sédimentaire et volcano-sédimentaire, d'âge vraisemblablement protérozoïque à cambrien et présentant beaucoup d'affinités avec le groupe de la Salvetat. Ces écailles sont analogues aux unités para-autochtones définies sur la feuille Revel, qu'elles prolongent au-delà de la faille de Mazamet. On reconnaît sur la feuille Castres :

- l'écaille de la Peyrarque Basse formée de micaschistes à andalousite-staurotide très rétro-morphosés en muscovite + chlorite ; cette unité est analogue à l'unité d'Arfons en Montagne noire occidentale ;
- l'écaille d'Espérières (définie par Gèze, 1949) se caractérise par l'abondance de marbres dans sa partie inférieure et par le corps des orthogneiss de Plaisance (Roques, 1941 ; Mergoil-Daniel, 1970). Son métamorphisme est mésozonal (avec andalousite et cordiérite). Cette unité est analogue à l'unité des Cammazes en Montagne noire occidentale et les gneiss de Plaisance sont analogues aux gneiss des Cammazes définis sur la feuille Revel.

La **faille des monts de Lacaune** sépare les écaïlles para-autochtones du domaine des monts de Lacaune. Cet accident résulte d'une histoire tectonique complexe dont les auteurs exposeront leur hypothèse dans leurs chapitres tectoniques respectifs.

Les terrains anté-orogéniques varisques affleurants sur la feuille Castres (schéma structural, pl. 2, hors texte) appartiennent au **domaine des monts de l'Ouest de Lacaune**. Avec ceux du Rouergue, au Nord, ils forment une même entité géologique d'âge précambrien (*p.p.*) à silurien. Ils sont impliqués dans quatre unités lithostratigraphiques et structurales superposées, du Sud au Nord et de bas en haut : le domaine des monts de Lacaune (les terrains de la feuille appartiennent aux monts de l'Ouest de Lacaune), la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance et le complexe gneissico-amphibolique de Réalmont-Najac. Ces deux dernières unités ne sont pas représentées sur la carte Castres.

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

Les structures tangentielles sont scellées par des déformations tardives (souples et cassantes) en relation avec la mise en place, au Carbonifère supérieur, du granite du Sidobre.

L'orthogneiss de Montredon-Labessonnié qui occupe le cœur d'une structure en dôme, pourrait constituer d'après les datations U/Pb sur zircons un fragment du socle précambrien.

Différents **granites tardi-hercyniens**, datés à environ 320 Ma (Namurien ou, selon la terminologie récente, Serpukhovien), se mettent en place : dans la zone axiale les massifs d'Anglès et de Combrespinas, dans le domaine des monts de Lacaune, le granite du Sidobre, accompagné de filons satellites. Ce massif granitique apparaît au centre de la carte. De forme ovoïde dont le grand axe, long de 15 km, est orienté SW-NE, large de moins de 8 km, il couvre une surface d'environ 105 km<sup>2</sup>. C'est un batholite complexe associant différents faciès disposés en couronnes concentriques, les termes les plus basiques se situant au centre du massif, les termes évolués à la périphérie.

## Cénozoïque

Une partie de la feuille a certainement eu une couverture mésozoïque dont il reste quelques traces résiduelles. Mais aucune information sur la nature, l'épaisseur et la durée d'existence des dépôts ne peut être donnée. Les paléosols et les accumulations sédimentaires au Sud du Tarn n'ont jamais pu être datés.

De la fin du Crétacé au Rupélien, l'histoire sédimentaire et tectonique du Castrais et de l'Albigeois s'inscrit en une succession d'épisodes de sédimentation, marqués par des variations de la configuration de l'aire sédimentaire (paysages tantôt deltaïques, tantôt palustres, tantôt lacustres) et par des variations climatiques (climats arides ou plus tempérés). Peu à peu, deux systèmes d'apports s'installent et s'opposent : l'un issu du paléo-Massif central, l'autre provenant des paléo-Pyrénées.

Au Plio-Quaternaire, se forme le paysage actuel : formation de surfaces d'érosion surélevées (et peut être basculées vers l'Ouest) à la suite de la remontée du Massif central et creusement en plusieurs étapes des vallées actuelles.

### *CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE*

La maquette globale de la feuille Castres a été présentée en 2005 par J. Guérangé-Lozes, coordonnatrice de la carte, en continuité avec ses levés cartographiques dans le Sud-Ouest Massif central.

Cependant le comité de la carte a privilégié, sans concertation avec J. Guérangé-Lozes, l'interprétation géologique de M. Demange pour la partie du Paléozoïque des Monts de l'Ouest de Lacaune comprise entre le Sud Sidobre et le versant nord de la zone axiale.

Rappelons que dans le versant nord de la zone axiale de la Montagne noire, Monts de Lacaune, Albigeois et Rouergue M. Donnot, B. Guérangé et J. Guérangé-Lozes du BRGM ont effectué le levé régulier de nombreuses cartes géologiques à 1/50 000 depuis les années 1970 (cartes Bédarieux, Camarès, Saint-Sernin-sur-Rance, Réquista, Carmaux, Réalmont et Lacaune). Ce territoire a fait également l'objet par ces auteurs de nombreuses études spécifiques pour la géologie minière ou la recherche d'eau.

Il s'agit surtout d'un travail collectif qui a fait intervenir des chercheurs de disciplines diverses, soit au BRGM, soit des chercheurs universitaires de Toulouse, Montpellier... cités sur la carte et en légende.

De nombreux collaborateurs de la carte ont également participé à ces levés. Ont été intégrés les multiples travaux géologiques existants dans la région : thèses, études et travaux de recherche minière (cartographie à grande échelle des sites étudiés, analyses structurales et géochimiques, géophysique, études de nombreux forages miniers ou pour recherche d'eau...).

Mais c'est au cours de nombreuses rencontres et tournées géologiques que cette cartographie géologique et hypothèses de travail non définitives,

renouvelées, rectifiées au cours de ces années et de nos levés (*cf.* cartes), ont été exposées et surtout discutées.

L'« actuelle » hypothèse géologique de J. Guérangé-Lozes, concernant ce versant nord de la zone axiale, a essayé d'intégrer au mieux et de façon cohérente les observations de terrain, de sédimentologie, d'analyses structurales à toutes les échelles, de pétrographie magmatique, de géochimie, de datations... ceci non dans le seul secteur du Sud Sidobre, particulièrement complexe, mais dans le contexte régional étudié depuis 1970, monts de Lacaune Albigeois et Rouergue.

Ces levés cartographiques, plus particulièrement l'analyse structurale, ont fait le support de la thèse d'État de J. Guérangé-Lozes (1987).

Suite à une collaboration géologiques avec J.-P. Burg, une note de synthèse commune a été publiée en 1990.

Rappelons aussi que pour la feuille voisine Lacaune J. Guérangé-Lozes et B. Guérangé (1996) étaient déjà en désaccord avec M. Demange sur la partie que cet auteur avait étudiée (dôme de Viane). Aussi en notice les travaux respectifs de ces auteurs avaient été traités séparément faute d'entente.

Il en est de même sur la feuille Castres. La cartographie de J. Guérangé-Lozes présentée en 2005 pour **la seule partie sud Sidobre** figure en planche 3 hors texte, le restant de sa cartographie du Paléozoïque sur la feuille éditée, au Nord du Sidobre restant inchangé.

En notice, pour le Paléozoïque de ce secteur sud Sidobre, la description des terrains ainsi que leurs structures seront traitées ici aussi séparément.

M. Demange a étudié la zone axiale depuis 1973. La partie sud-est de la feuille Castres, zone axiale et sa bordure sur une largeur d'environ 2 km, a été levée en 1980-1983 en liaison avec les levés des feuilles Lacaune et Saint-Pons. Les levés, comportant l'analyse systématique des éléments microstructuraux et s'appuyant sur quelques centaines de lames minces, ont été effectués à 1/10 000 et synthétisés à 1/25 000. La présente carte à 1/50 000 est la réduction de cette synthèse.

M. Demange a étudié et cartographié le domaine des monts de Lacaune sur les feuilles Lacaune (dôme de Viane), Revel (1997) et Mazamet (2010) : ces levés permettent un autre point de vue sur le domaine des monts de Lacaune. Il a alors repris en 2007-2010, avec l'appui de terrain de J.-P. Tarayre de Castres, la partie de ce domaine exposé sur la feuille Castres au Sud-Est du Sidobre.

Il intègre aussi le travail de B. Tessier sur le gisement de Fumade qui comporte la cartographie et l'étude structurale d'un domaine large de 5 km au Nord de la vallée de l'Agout entre la zone axiale et le granite de Sidobre.

La carte publiée repose donc sur les levés de M. Demange pour la région située au Sud-Est du Sidobre. Ceux de J. Guéranqué-Lozes pour cette même région figure en planche 3 hors texte.

### *TRAVAUX ANTÉRIEURS*

L'exploration géologique de la région ne débuta véritablement qu'avec le lever de la carte géologique de France à 1/500 000 par E. de Beaumont et P. Dufrenoy, ce dernier étant chargé de notre région (1825-1829), puis par les cartes départementales, celle du Tarn étant due à M. de Boucheporn (1837-1839, « explication » en 1849). Les grands traits de la région sont alors reconnus : Tertiaire du Castrais et dans le socle « terrains primordiaux », « terrains de transition », granites, structure anticlinale de la zone axiale... A. Boisse (1840-1870) met en place les grandes unités de la région.

La création du service de la carte géologique en 1868, chargé de lever tout le territoire national en coupures régulières à 1/80 000, donne une nouvelle impulsion. Deux noms dominent cette période : J. Bergeron (1853-1919) pour les terrains paléozoïques et G. Vasseur (1855-1915) pour les terrains tertiaires. La première édition de la feuille Castres date de 1896.

Dès lors, l'évolution des idées sur les terrains paléozoïques des monts de Lacaune et de l'Albigeois, des terrains métamorphiques de la zone axiale et les terrains tertiaires sera largement indépendante.

### **La zone axiale**

Ces terrains métamorphiques dépourvus de fossiles ont suscité moins d'intérêt chez les auteurs anciens que les terrains paléozoïques adjacents. La partie est de la zone axiale (feuille Bédarieux) qui affleure souvent de façon spectaculaire a d'ailleurs plus attiré les géologues que la partie affleurant sur les feuilles Castres, Lacaune et Mazamet qui ont une couverture végétale dense.

Toutefois, J. Bergeron avait reconnu les nombreux niveaux de marbres qui se rencontrent en zone axiale et qui à l'époque étaient souvent exploités pour chaux et pierre à bâtir ; certains seront souvent oubliés plus tard. J. Bergeron assimile ces marbres (souvent magnésiens) aux formations carbonatées du Cambrien inférieur (K2a, dans la terminologie actuelle) et considère que l'essentiel de la zone axiale est formée de terrains cambriens ou cambro-ordoviciens métamorphisés.

M. Roques (1941) prend la Montagne noire comme un exemple typique de son « système métamorphique ». Les gneiss œillés de la zone axiale résultent d'une feldspathisation de micaschistes. Ils sont précédés d'une zone de transition où alternent gneiss et micaschistes, « qu'il n'y a pas lieu d'interpréter comme des replis tectoniques ». J. Mergoil (1971) remet en cause ce modèle : les gneiss œillés des massifs de l'Agout et de Nore (feuille Mazamet) sont des orthogneiss dérivant de granitoïdes porphyroïdes. Elle individualise les gneiss de Plaisance - qu'elle associe aux gneiss des Cammazes - auxquels elle attribue une origine « éruptive acide » et un âge cambrien ou antérieur. Elle distingue également le granite du Montalet sous le nom d'« embréchite de Lacaune », qu'elle assimile à un granite.

B. Gèze (1949, seconde édition de la feuille Castres à 1/80 000, 1954) ne touche que fort peu à la zone axiale pour laquelle il reprend pour l'essentiel les conclusions de M. Roques. Comme ses prédécesseurs, il admet que les marbres dolomitiques d'Espérières sont cambriens et identifie les gneiss de Plaisance aux orthogneiss du Somail. Il est ainsi amené à décrire ce qui sera appelé unité d'Espérières avec un anticlinal de gneiss de Plaisance charrié sur un synclinal où affleurent les dolomies d'Espérières.

La zone axiale n'a été systématiquement étudiée qu'à partir des années 1970 avec les travaux de F. Ellenberger et l'équipe d'Orsay (feuille Bédarieux à 1/50 000, 1982), puis par P. Debat (1<sup>ère</sup> édition de la feuille Mazamet, 1979) et M. Demange (feuilles Lacaune, 1995 ; Saint-Pons, 1993 ; Revel, 1997 ; Carcassonne, 1993 ; Mazamet, 2<sup>e</sup> édition, 2011).

## **Versant nord de la Montagne noire : monts de Lacaune et Albigeois**

Dès la fin du siècle dernier, Boisse (1870) mettait en place les grandes unités sur la première carte géologique du département.

Entre 1838 et 1956, les éditions successives des cartes géologiques à 1/80 000 Saint-Affrique, Castres ou Albi, retracent l'histoire des cartographies effectuées par J. Bergeron, M. Thoral, M.-C. Durand et B. Gèze.

C'est à J. Bergeron (1905) que l'on doit le premier schéma structural d'ensemble du versant nord de la Montagne noire.

C'est à M. Thoral (1935) que l'on doit, principalement dans la partie orientale des monts de Lacaune, la découverte des principaux gîtes fossilifères, la succession stratigraphique et une définition structurale de cette région. Les terrains allaient de l'Antécambrien au Silurien, avec une forte proportion de couches cambriennes : « Géorgien inférieur à Acadien-Postdamien ». Ils étaient déformés par une série de plis, le plus souvent isoclinaux, fréquemment faillés et passant à des écailles imbriquées, déversées vers le Sud-Est. Cet auteur

distinguait ainsi six unités tectoniques séparées par des contacts anormaux à pendage NW. Les traits cartographiques essentiels de la structure des monts de l'Est de Lacaune étaient tracés.

Plus tard, B. Gèze (1949), qui révisait surtout la partie ouest des monts de Lacaune, ne modifiait que très peu le modèle tectonique d'ensemble de M. Thoral. Toutefois, il précisait la chronologie en établissant que la tectonique d'écaillage était un peu postérieure au jeu souple du plissement. En effet, à plusieurs endroits, les plis pouvaient être tranchés obliquement par les surfaces de cisaillement (« écailles »).

C'est à H. Guillon (1965), P. Nicolet (1963) et L. Viallefond (1963) que l'on doit la distinction cartographique de détail des différents termes lithologiques qui constituent l'Albigeois cristallin. Ces auteurs établissent une succession de faciès repères, en discutent la valeur lithostratigraphique et tentent des corrélations avec les formations cambro-ordoviciennes des régions voisines. Du point de vue tectonique, la grande voussure anticlinale définie par B. Gèze (1949) reste le trait structural majeur. Toutefois, ces auteurs, frappés par la symétrie des faciès schisto-gréseux par rapport à la série des schistes noirs et roches vertes, et par l'observation d'une « dysharmonie structurale » au sein de la « série schisto-gréseuse supérieure » (Guillon, 1963), évoquent la possibilité de « perturbations tectoniques d'une singulière ampleur ».

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

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

M. Donnot et B. Guérangé (1978), dans le cadre de la cartographie à 1/50 000 de la feuille Camarès, proposaient une structuration de cette région en trois étapes : (1) une première phase de plissement responsable de plis d'ordre cartographique orientés N 70°E et déversés vers le Sud-Est, (2) une deuxième phase de plissement engendrant l'unique schistosité régionale -dans les monts de l'Est de Lacaune-, associée à des plis d'ordre au maximum hectométrique, enfin (3) une troisième phase de déformation marquée par le développement de grands chevauchements vers le Sud-Est.

À partir des travaux réalisés par B. Guérangé (*in* Donnot et Guérangé, 1978) et des données nouvelles acquises par J. Guérangé-Lozes, une réinterprétation structurale de ce secteur, en cohérence avec la structuration de l'Albigeois et du Rouergue, est proposée dans la thèse de J. Guérangé-Lozes (1987) : en particulier elle met en évidence un événement tectono-métamorphique tangential majeur, d'âge dévonien moyen à supérieur (380-350 Ma), induisant la mise en place des nappes (Albigeois) et la formation des « écailles » (monts de Lacaune). Une synthèse lithostratigraphique et structurale a été réalisée pour l'ensemble du domaine monts de Lacaune – Albigeois – Rouergue (Guérangé-Lozes et Burg, 1990).

L'étude du dôme de Viane (feuille Lacaune, 1995, Landes, 1980, Debertrand, 1983) et du Sorézois (feuilles Revel, 1997 et Mazamet 2010-2011, Demange, 1994) conduit à des conclusions différentes : la tectonique cisailante en chevauchements/décrochements est clairement postérieure à la tectonique souple en plis synschisteux, ainsi qu'au métamorphisme régional. Celui-ci est daté à 336 et 312 Ma (âges micas, Vachette, 1967), 330 Ma (âge  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ , Costa, 1990) ; les âges des muscovites symmétamorphiques à la base de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance sont d'ailleurs du même ordre :  $333 \pm 4$  Ma (Costa, 1990), soit un âge viséen supérieur, contemporain de la mise en place synsédimentaire des nappes du versant sud.

La région située entre le granite du Sidobre et la zone axiale était déjà considérée comme un synclinal : le « synclinal de Boissezon », où les différentes formations se disposent de façon assez symétrique. P. Béziat (1973) y décrit des plis précoces synschisteux à vergence opposée de part et d'autre de l'axe de ce synclinal et des figures d'interférences entre phases tardives.

M. Thoral a découvert de nombreux gisements de fossiles permettant de dater les formations des monts de « l'Est » de Lacaune. Dans les terrains paléozoïques de la partie ouest des monts de Lacaune et de l'Albigeois, compte-tenu du fort degré de déformation, peu d'organismes ont été retrouvés. Cependant, par analogie, ces formations et leur succession ont été comparées avec celles bien datées des monts de l'Est de Lacaune (Guérangé-Lozes, 1987). J. Guérangé-Lozes a découvert des fossiles en Albigeois. Ce sont des brachiopodes, (probablement *Billingsella* sp.), attribuables au Cambrien supérieur à Trémadocien, dans les schistes verts K601P de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès sur la feuille Réalmont (Mergl, 1991, inédit). Ont été également trouvés, mais non déterminables, des fragments d'acritarches dans les « schistes albigeois ». Des études géochimiques sur roches ont permis de caractériser les deux grandes formations schisto-gréseuses du Cambrien inférieur et Cambrien moyen à supérieur (*in* Guérangé-Lozes, 1987). *Cloudina*, fossile de classe indéterminée mais caractéristique de l'Édiacarien (Précambrien terminal) est signalé par Alvaro (2003) dans la formation de Marcory de l'unité de Mélagues, dans les monts de l'Est de Lacaune.

Dans le cadre de l'inventaire des ressources minières du territoire métropolitain mené de 1976 à 1986 par le BRGM, une importante exploration minière et des études métallogéniques associées ont fait l'objet de thèses et synthèses par le BRGM, l'université, le CNRS, ainsi que par les compagnies minières. Ces recherches ont abouti à la découverte en 1965 du gisement de zinc de Noailhac – Saint-Salvy, exploité de décembre 1975 à 1993 par la SMM Peñarroya devenue Métaleurop en 1988, ainsi que de nombreux indices de tungstène, dont le plus important est celui de Fumade, exploré par la SNEA de 1976 à 1988. A.-G Michard (1990) a réalisé une synthèse globale de ces travaux.

## **Granite du Sidobre**

Dès le XIX<sup>e</sup> siècle le massif du Sidobre et son auréole de contact étaient individualisés (Dufrenoy et Elie de Baumont, 1841-1948, Bergeron, 1889).

A. Michel-Lévy (1939) en effectue la première étude minéralogique et pétrographique. En 1949, deux types de granite et leur disposition zonaire concentrique ont été reconnus par B. Gèze. Puis se succèdent d'autres travaux de J. Thiébaud et B. Escande (1949, 1950, 1951), J. Didier (1963, divers types de granite et les enclaves) et surtout P. Isnard (1982) qui en a réalisé la cartographie pétrographique et géochimique, **largement reprise dans la présente carte.**

Les granites évolués très variés qui forment le cortège de stocks et en filons autour du Sidobre ont été étudiés, en particulier autour des importants indices de tungstène de Ferrières et Fumade, par M.-C. Durand (1961), P. Safa *et al.* (1987) et B. Tessier (1989). Ces derniers auteurs montrent qu'en profondeur les différents granites de Fumade s'enracinent dans un granite analogue au « granite blanc » qui forme la périphérie du batholite du Sidobre. L'étude géochimique et minéralogique exhaustive de B. Tessier montre le caractère comagmatique des différents granites qui constituent le Sidobre et son cortège, et leur évolution essentiellement par cristallisation fractionnée.

De nombreuses études ont été publiées sur l'auréole de métamorphisme de contact du batholite du Sibobre, dues à B. Ghahremanlou (1973), G. Acuana-Sorriaux (1981), P. Borrel (1978), M. Moisy (1993), J. Darrozes (1997), L. Améglio *et al.* (1994), J. Darrozes *et al.* (1994).

## **Orthogneiss de Montredon-Labessonnié**

M. Legraye et A. Goffinet (1955) ont réalisé la première étude du « granite » de Montredon-Labessonnié. Pour E. Barras (1979) il s'agirait d'un granite à muscovite, fortement déformé lors de sa mise en place au cours de l'orogénèse hercynienne majeure.

C'est à L. Viallefond (1963) que l'on doit la première assimilation à un orthogneiss, le granite étant affecté par une schistosité synmétamorphique postérieurement à sa mise en place, hypothèse confirmée par l'étude structurale de B. Guérangé (1970).

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

## Cénozoïque

Dans le Castrais et l'Albigeois les premières études connues sur des objets naturels ou des phénomènes géologiques, datent de la première moitié du XVII<sup>e</sup> siècle. Les études de P. Borel (1641) sont empreintes de ce naturalisme de l'époque Baroque qui aujourd'hui nous amuse plus qu'il nous enseigne.

Une manière d'appréhender la nature de façon plus réaliste fut menée pour la première fois en Languedoc par M. de Gensanne (1776-1779), naturaliste de l'École Française Méridionale où se distingua l'abbé Palassou qui imposera la réalité du fluvialisme.

L'origine lacustre ou fluviale des sédiments tertiaires tarnais sera mentionnée pour la première fois dans un petit annuaire départemental dont l'auteur anonyme (1789) donnera une ébauche paléogéographique.

À partir de 1840, une activité scientifique réelle se manifeste autour des formations tertiaires de la partie orientale du bassin d'Aquitaine. Les terrains du Castrais et de l'Albigeois vont jouer un rôle important grâce à leurs gisements de vertébrés fossiles, dont un grand nombre se situe sur les cartes Castres et Lavaur.

On peut distinguer cinq périodes dans l'histoire de la géologie tarnaise :  
1 - de 1840 à 1848, l'inventaire cartographique réalisé est lié à l'établissement du canevas stratigraphique général de la France avec P. Dufrenoy et É. de Beaumont (1841-1848) et M. de Boucheporn (1848) ;

2 - de 1848 à 1874, une période de collecte systématique des faunes malacologiques et mammalogiques fut à l'origine d'une floraison de monographies. Les carrières du Prone seront très visitées, en particulier par J.-B. Noulet (1854) dont le gros des collections est conservé à Toulouse. À ces pionniers de la géologie tarnaise succédèrent V. Raulin (1855), J. Delbosc (1858) et L. Roux du Carla (1860), auteur d'un premier essai synthétique sur la géologie du bassin de l'Agout.

Le Tarn est alors une région qui intéresse de nombreux géologues, comme en témoignent de nombreuses notes de B. Noulet (1861, 1863, 1867a, 1867b,

1867c), A. Thomas (1867), R. Tournouer (1868) et A. Leymarie (1868). Les formations argilo-graveleuses sont alors considérées comme sans intérêt, mais A. Caraven-Cachin (1879, 1880, 1898) essayera toutefois de les décrire ;

3 - la période de 1874 à 1905 se caractérise par des révisions faunistiques et des levés cartographiques exhaustifs. Les géologues, presque toujours paléontologistes, vont fréquenter assidûment la région de Castres. Vers les années 1885, l'établissement d'une couverture cartographique générale de la France à 1/80 000 attire les géologues.

Les levés de cette région sont confiés à A. Caraven-Cachin, et G. Vasseur et collaborateurs. Ils feront un usage systématique et novateur de la lithostratigraphie et distingueront les principales unités constituant les formations continentales de la région. Les argiles à graviers sont regroupées en une seule et unique formation post-lutétienne ;

4 - de 1905 à 1950, succéda une longue période de relatif abandon de l'étude de ces formations. Le tableau synoptique des formations molassiques et des calcaires lacustres, établi par G. Vasseur, est repris et synthétisé par J. Blayrac (1930). Il sera considéré pour L. Mengaud (1909 à 1945) et G. Astre (1927 à 1950) comme assez satisfaisant ;

5 - la période de 1945 à nos jours se caractérise par le développement de la sédimentologie. Sur la base de nouvelles notions, A. Vatan (1945, 1950, 1960), avec les minéraux lourds, et Schoeller commenceront à préciser l'origine du matériel sédimentaire continental stocké sur la bordure ouest du Massif central. G. Millot (1964) apportera un corpus d'instruments intellectuels permettant d'aborder sérieusement pour la première fois les formations argileuses.

Les études des formations continentales redeviennent à la mode, P. Birot (1955) et H. Enjalbert (1961) vont s'intéresser aux paléoaérites placées à l'Est de Castres et à leurs remaniements. Ils avaient une vue très moderne de leurs natures, en particulier de celles des argiles à graviers et de leurs traces paléopédogénétiques. Ils les interprétaient en fonction de leur connaissance des pays intertropicaux et arides. Une partie des idées de ces deux grands géomorphologues a été reprise par M.-P. Mouline (1989).

## HISTOIRE GÉOLOGIQUE

### *HISTOIRE GÉOLOGIQUE ANTÉHERCYNIENNE*

Les terrains des différents domaines structuraux qui affleurent sur la feuille Castres (zone axiale, domaine para-autochtone, monts de Lacaune, Albigeois) n'ont été réunis qu'à un stade relativement tardif de l'orogénèse hercynienne et ont donc eu une histoire précoce indépendante.

Dans la **zone axiale**, les roches d'origine sédimentaire (groupe de la Salvetat) s'interprètent (sur des bases géochimiques, Demange, 1982) comme une

sédimentation de plate-forme qui s'organise en deux cycles. Un cycle inférieur (*Sa1a*) correspond à une sédimentation détritique sans doute assez proximale provenant d'une zone source mature (shales peralumineux), d'abord grésopélitique puis pélitique. Le second cycle débute par des sédiments gréseux, mal triés et peu évolués sans doute d'origine volcano-sédimentaire (*Sa1b*), suivis par un épisode volcanique et volcano-sédimentaire auquel se mêlent sans doute des intrusions sub-volcaniques (formation de Murat, *Sa2*) dont la majeure partie est formée de roches à composition de rhyolites et rhyodacites (saturées ou légèrement sursaturées en alumine et riches en fer et titane) et en plus faible proportion d'orthoamphibolites à composition de tholéïites riches en titane. Une sédimentation détritique et biochimique riche carbonates (marbres, gneiss-à-silicates-calciques) (*Sa3*) succède à cet épisode.

La zone axiale renferme des orthogneiss d'origine granitique formant une série légèrement peralumineuse, différenciée depuis des granodiorites jusqu'à des granites, les termes les plus abondants étant des granites monzonitiques. L'âge de ces orthogneiss est discuté : protérozoïque supérieur, et, dans ce cas, les orthogneiss seraient un socle pour le groupe de la Salvetat, ou bien intrusions d'âge ordovicien moyen à supérieur.

Les séries impliquées dans les **écailles para-autochtones** montrent une évolution similaire à celle du groupe de la Salvetat : formation détritique, gréseuse, puis pélitique, puis de nouveau gréseuse (*SPb*), gneiss de Plaisance, d'origine volcanique/volcano-sédimentaire et/ou subvolcanique, puis grès feldspathiques impurs contenant de très nombreuses intercalations de gneiss-à-silicates-calciques et de marbres (*SPd-e*), et enfin retour à une sédimentation de grès et de pélites assez bien triés (formation *SPf*), affleurant uniquement dans l'écaille de le Peyrarque Basse.

Les terrains protérozoïques (?) et paléozoïques (Précambrien ? à Cambro-Silurien) **des monts de Lacaune et de l'Albigois** présentent des variations de faciès d'unité à unité.

La puissante série de « Marcory » (1 000-2 000 m ?) attribuée au Cambrien inférieur (*K1*) (Protérozoïque supérieur à la base ?) représente une sédimentation détritique de plate-forme (de type tidal flat dans les unités du versant sud) rythmique et monotone. Sa base n'est pas connue. Elle est constituée d'alternances de grès fins à grossiers feldspathiques rubanés et de pélites grises ou noires devenant vertes dans leur partie sommitale. Les matériaux ont une composition d'arkoses quartzitiques sodiques. Cette série est attribuée au domaine marin ouvert, les sédiments fins sont mis en place par décantation rythmée ou par des courants laminaires. Dans sa partie sommitale s'intercalent les « blaviérites », roches d'origine volcanique, acides, subaériennes et volcano-sédimentaires.

Sur la feuille Castres, la série de « Marcory » affleure dans l'unité de Cambounès qui est le prolongement lithostratigraphique de la Quille – Bois de Luc et dans l'unité de Salvages (pl. 2, hors texte).

Puis s'installe une sédimentation carbonatée (k2a, Cambrien inférieur) : dolomies déposées en milieu lagunaire à épicontinental. Dans l'unité de Mélagues (Monts de l'Est de Lacaune), des calcaires moins proximaux succèdent à ces dolomies. Dans les autres unités, s'instaure en équivalent latéral de ces calcaires, une sédimentation de schistes noirs, souvent ardoisiers, pyriteux de caractère anoxique (« série noire », k2b). Dans certains secteurs, des intercalations carbonatées et des niveaux gréseux assurent la transition avec les carbonates massifs ; dans d'autres, le dépôt de schistes noirs succède immédiatement aux dolomies. Le sommet de la série noire voit réapparaître localement des grès et des formations carbonatées (k2b2). Pour J. Guérangé-Lozes (pl. 3, hors texte) dans les shales noirs à abondants nodules phosphatés de la série k2b s'intercalent des calcaires bleu-noir à interlits de pélites noires et calcaires dolomitiques et dans la partie sommitale des grès clairs ou bruns. Ils affleurent largement dans la région du mont Redon.

Le Cambrien moyen à supérieur (« série verte ») correspond à une sédimentation détritique composée essentiellement de pélites de couleur verte à gris-vert. La partie inférieure (k3) comporte de nombreux horizons calcaires à faciès « schistes troués ». Ces calcaires témoignent de dépôts de talus. La proportion de ces formations carbonatées varie considérablement d'unité à unité. À cet ensemble de pélites vertes à niveaux carbonatés (k3) succède une sédimentation où s'associent aux pélites vertes des niveaux de grès plus ou moins quartzitiques, bien triés et bien classés.

J. Guérangé-Lozes (pl. 3, hors texte) a cartographié au Sud du Sidobre cette série gréso-pélitique verte, largement affleurante dans le secteur de Boissezon, qui passe à des pélites vertes et lie-de-vin en k601P niveau auquel on attribue un âge ordoVICIEN inférieur dans sa partie sommitale, par corrélation avec des séries identiques connues. Sur la route du pont de Grel à Fialessuch, des grès blancs s'intercalent dans la partie sommitale de ces pélites vertes. Ils annonceraient les grès 01G. Sur la feuille Castres, cet horizon gréseux (principal niveau repère de l'Albigeois) est affleurant dans la région de Sarrays.

Au centre du dôme de Montredon-Labessonnié, l'« orthogneiss » de Montredon peut être considéré (J. Guérangé-Lozes) comme d'âge précambrien ; il aurait alors valeur de socle. Il pourrait aussi s'agir d'un granite précoce.

**La nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès** est régionalement la première nappe albigeoise. Elle est constituée de deux ensembles lithologiques différents : une série verte à dominante schisto-gréseuse surmontée par une série noire à dominante schisteuse (appelée communément « série de l'Albigeois »).

Cette formation schisto-gréseuse présente une nette évolution vers des termes plus quartzeux (pauvreté en feldspath) et triés que ceux du Cambrien inférieur K1. Les deux formations se distinguent nettement. Cependant la nature à tendance sodique des feldspaths qui persiste du Cambrien moyen à l'Ordovicien inférieur traduit en quelque sorte une « réminiscence » du Cambrien inférieur, la source d'alimentation étant la même : l'érosion du socle cadomien. Seules les conditions de dépôt ont changé, la sédimentation du Cambrien moyen à Ordovicien correspond à une sédimentation de plate-forme et non à une sédimentation de bassin molassique (*in* Guérangé-Lozes, 1987).

Sur la feuille Castres, la série verte se compose pour l'essentiel de la formation des schistes verts du Masnau-Massugiès – Raysac (K601m) dans laquelle J. Guérangé-Lozes a découvert le premier gisement fossilifère en Albigeois, surmontée de la formation de Moulin-Mont-Roc, grès quartzitiques blancs (O1m).

La formation des schistes noirs (O1-2) qui la surmonte en continuité de sédimentation est gréseuse à sa base. Elle contient des fragments d'acritarches non déterminables et de nombreux sills et coulées de roches volcaniques basiques particulièrement abondants dans la partie sommitale (Mdβ).

Ces séries sont structurées en mégasynforme à valeur synclinale (mégasynclinal du Dadou, feuilles Réalmont et Saint-Sernin-sur-Rance) pliée en dôme par la phase D5 (pl. 2, hors texte). La base de la nappe sectionne les structures des monts de Lacaune sous un angle faible.

### *HISTOIRE GÉOLOGIQUE HERCYNIENNE*

L'évolution géodynamique des terrains de la feuille ne peut être appréhendée que si on la replace dans un contexte régional à l'échelle du Sud-Ouest du Massif central et des Pyrénées. Il n'y a toutefois pas d'accord entre les différents auteurs.

Pour J. Guérangé-Lozes et J.-P. Burg (1990), les terrains cristallins qui composent les monts de Lacaune, l'Albigeois et le Rouergue forment une même entité géologique. D'âge précambrien (*p.p.*) et paléozoïque inférieur pour l'essentiel, ils sont impliqués dans quatre grandes unités lithostratigraphiques et structurales majeures superposées, du Sud au Nord et de bas en haut : (1) le domaine des écaillés des monts de Lacaune, (2) la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, (3) la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance et (4) les complexes gneissico-amphiboliques de Réalmont – Carmaux – Najac et du Lévézou, considérés comme équivalents et appartenant à une même unité.

La mise en place de ces nappes, à déversement sud, est rapportée à un événement composite tectono-métamorphique tangential majeur, d'âge dévonien moyen à supérieur (380-350 Ma).

Les structures tangentielles sont scellées par des déformations tardives, en relation avec la mise en place de granitoïdes d'âge carbonifère supérieur.

Les données acquises conduisent à envisager un hiatus de plusieurs dizaines de millions d'années entre la structuration du domaine septentrional (monts de Lacaune – Albigeois – Rouergue) et celle d'un domaine méridional, comprenant le versant sud de la Montagne noire, le massif de Mouthoumet et les Pyrénées, d'âge namurien à westphalien. La zone d'affrontement actuelle entre ces deux domaines, dans cette hypothèse, se situerait au niveau de la zone axiale de la Montagne noire. Notons, par ailleurs, que ces deux grands domaines constituent des paléogéographies hétéropiques, aujourd'hui contiguës.

M. Demange ne retient pas le modèle d'un seul bloc indifférencié allant du Rouergue à la zone axiale, structuré au Dévonien moyen à supérieur, ni l'assimilation des accidents cassants WNW-ESE à l'orthogneiss du Pinet. Il regroupe différemment les unités structurales sur des bases lithostratigraphiques, tectoniques et métamorphiques et distingue ainsi (1) un domaine catalan comprenant la zone axiale et la majeure partie des Pyrénées orientales, (2) un domaine occitan nappé sur ce dernier (nappes du versant sud et monts de Lacaune) et (3) un domaine Albigeois. Il note l'analogie des structures microtectoniques depuis le domaine des monts de Lacaune jusqu'au versant sud de la Montagne noire (où la mise en place des nappes est d'âge viséen supérieur). Les accidents chevauchants dans le domaine des monts de Lacaune et le Sorèzois sont postérieurs au métamorphisme régional, celui-ci étant daté du Viséen au Carbonifère supérieur.

Dans ce modèle, l'évolution tectonique se décompose en :

- plissements symmétamorphiques précoces ; la mise en place du granite du Montalet en zone axiale est postérieure aux premières phases synschisteuses, mais ce granite est folié et sa foliation est déformée par les phases tardives ;
- charriages cisailants et décrochements (dextres) à l'échelle de la Montagne noire ;
- différentes phases souples tardives aboutissant à la surrection du dôme de la Montagne noire et à la disjonction des nappes du versant sud du domaine du versant nord.

La mise en place des différents granites tardi-tectoniques, dont le granite du Sidobre, datés à  $319 \pm 7$  Ma, scelle cette évolution tectonique.

La période de relaxation qui succède au paroxysme orogénique, se traduit, au Stéphanien moyen, par l'établissement d'un régime distensif et l'ouverture d'étroits bassins intracontinentaux en semi-grabens scellant de grands décrochements E-W, tel le bassin de Graissessac sur la faille des monts de Lacaune (et les bassins de Brousse – Broquiès au Sud du Rouergue et de Gabian sur le versant sud). Ces bassins reçoivent les produits du démantèlement des reliefs.

Au cours du Permien, ces bassins s'ouvrent beaucoup plus largement constituant de vastes aires de sédimentation : (1) bassins de Saint-Affrique et de Lodève en demi-grabens à pente sud, et, (2) beaucoup plus proche de la feuille Castres, le vaste bassin, largement masqué par la couverture tertiaire, s'étendant de la région de Revel (où il est connu par sondages) à Réalmont et à la Grésigne. Ces bassins reçoivent des séries fluviales à fluvio-lacustres, la sédimentation en cycles successifs étant rythmée par des accélérations de subsidence.

### *HISTOIRE GÉOLOGIQUE CÉNOZOÏQUE*

Il n'existe pas de dépôts entre les derniers événements hercyniens et les premiers sédiments tertiaires stockés en Castrais et en Albigeois. Les dépôts les plus proches sont le Permien du bassin de Réalmont, qui se prolonge sous la couverture à l'Ouest de la feuille Castres, et les conglomérats de la région de Saint-Amans-Valtoret (feuilles Mazamet et Saint-Pons), d'âge probable triasique à Lias inférieur.

Des études récentes (Simon-Coinçon, 1989) laissent supposer une extension des formations marines mésozoïques plus vaste que les affleurements actuels. Sur la feuille Castres, s'observent à la base des argiles à graviers antérieures aux calcaires de Castres, des argiles mises en place par des écoulements en nappes et des paquets de galets de quartz parfaitement ovoïdes. Ceux-ci ont subi de longs modelages fluviaux. Ces galets se distinguent par leur patine foncée, qui témoigne de longues expositions en position sub-aérienne. Stratigraphiquement, ils sont antérieurs aux premières érosions tertiaires remaniant les matériaux pédogénétisés au cours des longues phases de climats chauds latéritisants qui ont précédé. On pourrait leur attribuer un âge permo-triasique. Cependant, rien ne permet de l'affirmer, d'autant plus qu'ils ont été déblayés de leurs lieux d'origine et ont été transportés lors des premières phases des remaniements tertiaires. On a pu observer que ceux-ci ont laissé des traces dans les reliquats d'altérites que l'on retrouve piégés sous les sédiments tertiaires recouvrant directement les formations paléozoïques.

Ces phases de pédogenèses anté-tertiaires ont affecté de manière différentielle les roches sur lesquelles elles se sont appliquées. Cela est particulièrement bien illustré sur la feuille, lorsque l'on compare les grandes surfaces planes d'érosions

résiduelles qui ont pour support les formations du socle et les formes résiduelles conservées dans le massif du Sidobre.

Fin Crétacé et début Tertiaire, le climat intertropical qui règne sur la région explique l'alternance de sédiments provenant de l'érosion de paléosols et l'instauration de pédogénèses réaffectant les sédiments fraîchement déposés.

Sur la carte voisine Mazamet, les argiles à graviers antérieures aux calcaires de Castres développent sur de grandes épaisseurs une série de faciès superposés qui est fortement réduite sur la feuille. À Castres, les niveaux ligniteux riches en pollens sont absents. Ces derniers ont une importance paléogéographique et paléontologique non négligeable, puisqu'au Sud de la zone axiale de la Montagne noire, dans la région de Saint-Papoul, ils s'intriquent à des dépôts estuariens riches en fossiles illerdiens caractérisant des milieux marins à salinité affaiblie ou variable.

Le climat chaud, humide et assez constant, qui préside aux dépôts des premières argiles à graviers, à l'approche des temps lutétiens, va devenir plus irrégulier et évoluer entre des phases climatiques toujours chaudes, mais plus ou moins humides.

Un arrêt de sédimentation est probable entre l'ensemble des dépôts des argiles à graviers situées sous le calcaire de Castres et les premiers dépôts calcaires et argilo-calcaires lutétiens. La sédimentation lacustre, qui a donné les puissants calcaires de Castres, est datée du Lutétien supérieur. Il est vraisemblable que cette masse énorme s'est déposée en un temps relativement court, de l'ordre de 1,2 à 1,4 Ma.

Au Bartonien (*s.l.*), le Nord-Est du Castrais est une zone où se stockent, avec abondance, les matériaux arrachés aux recouvrements argilo-graveleux placés sur le socle. Le Castrais voit ici, plus qu'ailleurs, jouer les antagonismes sédimentaires qui naissent entre les apports venant du paléo-Massif central et ceux d'origine paléopyrénéenne. La sédimentation est, pendant cette période, essentiellement argilo-graveleuse au Nord-Est et argilo-carbonatée au Sud-Ouest. Au Sud-Ouest, les sédiments déposés avec ce dernier mode sont entrelardés de nombreuses lentilles de grès. Le dépôt se fait sous un climat chaud et aride, aux périodes pluviales exceptionnelles, pouvant atteindre une telle importance que les paléoaérites, les paléosols des reliefs déferlent, en coulées plus ou moins boueuses, vers les zones en creux. Les apports paléopyrénéens, quant à eux, sont plus constants dans leur milieu de dépôt. Ils forment de grandes zones d'épandage boueux parcourues de nombreux chenaux. Ces zones devaient correspondre à des milieux écologiques particuliers. On y retrouve des restes de vertébrés fossiles avec une présence inhabituelle, pour cette époque, de Paléothéridés.

À la limite Éocène-Oligocène, le paysage local change. Au Ludien, une végétation abondante cernait sûrement une grande partie du Languedoc toulousain. Presque partout se déposent des calcaires lacustres de puissance variable, tantôt azoïques, tantôt riches en gastéropodes. Sporadiquement, ces calcaires contiennent une quantité non négligeable de matière organique.

Très rapidement la sédimentation molassique reprend avec des apports argilo-détritiques venant du paléo-Massif central. La morphologie du pays change, les zones à inondations semi-permanentes concentrées en Castrais et en Vaurais vont s'étendre à l'Albigeois. De nouvelles topographies se sont différenciées à l'Est comme à l'Ouest de cette région. La sédimentation lacustre calcaire et argilo-carbonatée palustre s'instaure avec ses aléas habituels. Elle débute (feuille Albi) avec les calcaires à *Brotia albigensis* dont un petit témoin reste visible au Nord-Ouest de la carte Castres.

Une grande lacune d'informations subsiste entre les derniers dépôts fluvio-lacustres tertiaires et le Pliocène. Les dépôts quaternaires sont datés par leur raccordement, à l'Ouest, à des terrasses datées par la présence de faunes et d'outillages préhistoriques (Tavoso, 1978).

Au cours de ces temps quaternaires on voit, peu à peu, se dégager le paysage actuel. Au Pliocène la région de Castres, comme celle de Réalmont ou de Carmaux, est affectée de mouvements tectoniques. Ceux-ci expliqueraient que les divers étagements des terrasses d'érosion, comme celles d'accumulation, ne soient pas aux mêmes altitudes d'un cours d'eau à un autre.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### *FORMATIONS ANTÉ-OROGÉNIQUES VARISQUES*

*par M. Demange*

Les terrains anté-orogéniques (anté-tectoniques et anté-métamorphiques) de la feuille Castres comprennent :

– des terrains plus ou moins métamorphiques appartenant à la zone axiale *s.s.* de la Montagne noire (partie ouest du massif de l'Agout) et aux écailles para-autochtones qui la flanquent vers le Nord-Ouest. Ces terrains comprennent :

- des formations d'origine méta-sédimentaire appartenant au groupe de la Salvetat en zone axiale *s.s.* et, dans la zone des écailles, des formations également métasédimentaires qui peuvent être rattachées au groupe de Saint-Pons,
- des orthogneiss : gneiss œillés ou rubanés dérivant de granitoïdes, groupe du Somail et gneiss de Murat méta-volcaniques en zone axiale *s.s.* et gneiss de Plaisance interstratifiés dans le groupe de Saint-Pons (faisceau b) et les écailles para-autochtones,

- groupes de la Salvetat et groupe de Saint-Pons qui sont vraisemblablement des équivalents latéraux ;
- des terrains paléozoïques peu ou pas métamorphiques, non datés sur la feuille même, mais attribuables au Paléozoïque (Infracambrien à Cambro-ordovicien) par analogie de faciès et de lithostratigraphie. Ces terrains appartiennent aux unités allochtones des monts de Lacaune et de l'Albigeois (nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès) ;
- des granitoïdes précoces foliés et dont la foliation est déformée par les phases tectoniques tardives. Les plus importants sont le granite du Montalet en zone axiale *s.s.* et l'« orthogneiss » de Montredon-Labessonnié dans les monts de Lacaune ;
- des granites tardi-hercyniens : l'important massif du Sidobre dans le domaine des monts de Lacaune, et en zone axiale les massifs de moindre étendue : massif d'Anglès (qui se développe plus largement sur les feuilles voisines de Mazamet, Saint-Pons et Lacaune) et massif de Combrespinas.

### **Domaine de la zone axiale**

Comme sur les feuilles voisines (Bédarieux, Lacaune, Saint-Pons, Mazamet, Revel et Castelnau-dary), les formations métamorphiques qui constituent la zone axiale *s.s.* se groupent en deux grands ensembles :

- le groupe de Somail – Nore composé d'orthogneiss granitiques ;
- le groupe de la Salvetat (type sur la feuille Lacaune) composé de formations d'origine supracrustale, méta-sédimentaires et méta-volcaniques.

### **Groupe de la Salvetat**

Ce groupe, défini sur la feuille Lacaune, comprend un terme inférieur grésopélitique (formation de Puech Plo), un terme moyen d'origine volcanique et volcano-sédimentaire (formation de Murat) et un terme supérieur grésocarbonaté (formation de Nages).

**Formation de Puech Plo.** La formation de Puech Plo affleure largement dans la partie sud du synclinal de Fraïsse. Elle forme les bandelettes de paragneiss qui structurent le domaine orthogneissique du synclinorium du col de Fontfroide, plus au Sud (et en particulier la bande de Lasfaillades qui s'élargit considérablement au Sud-Ouest vers le Vayssas – les Combals, feuille Mazamet). Cette formation forme le dôme de Lamontélerié, mais y est très largement envahie par le granite du Montalet, de sorte que n'y subsistent plus que des bandelettes peu développées.

Cette formation grésopélitique comprend deux formations : (1) des gneiss et micaschistes, respectivement en position inférieure et moyenne ; (2) des grès feldspathiques supérieurs.

**Sa1a. Terme moyen (micaschistes d'origine pélitique) et inférieur (gneiss plagioclasiques à biotite).** La partie inférieure (au contact des orthogneiss) est essentiellement formée de « gneiss gris » (gneiss plagioclasiques à biotite dérivant de grès feldspathiques plus ou moins argileux) associés à de minces niveaux de gneiss-à-silicates-calciques et très localement d'orthoamphibolites (moins de 20 m).

La partie moyenne comprend des micaschistes d'origine pélitique (150 à 200 m ?).

**Sa1b. Terme supérieur : grès feldspathiques.** La partie supérieure (individualisée sous le nom de Sa1b) est formée de (méta-) grès feldspathiques, souvent siliceux (mais il n'y a pas de véritables quartzites), durs, à débit en dalles, associés à des gneiss-à-silicates-calciques (50 à 100 m ?).

**Sa2. Formation de Murat : gneiss quartzo-feldspathiques d'origine volcanique et volcanosédimentaire, orthoamphibolites ( $324 \pm 3$  Ma, U-Pb/Zr).** La formation de Murat, d'origine volcanique et volcanosédimentaire, affleure sur le bord nord du synclinal de Fraïsse, où elle forme une série de bandes qui sont vraisemblablement des replis tectoniques (Escalier de la Peyre, Gobert, lit de l'Agout). Son contact avec la formation de Nages peut être localement observé ; mais plus souvent les contacts sont masqués par des sills de granite du Montalet.

Cette formation est constituée de gneiss stratifiés en bancs décimétriques à métriques différenciés :

- les « gneiss clairs à petits yeux » constituent le faciès le plus abondant : ocelles feldspathiques (0,5 à 1,5 cm) dans une matrice quartzo-feldspathique, presque hololeucocrate, de couleur grise ou rose (quartz, feldspath potassique, oligoclase, biotite ferrifère, parfois une amphibole bleu-vert ferrifère (ferro-hastingsite), très peu de muscovite, zircon, apatite et minéraux opaques) ;
- gneiss leptynitiques, analogues aux précédents hormis l'absence d'ocelles feldspathiques ;
- orthoamphibolites, relativement abondantes ;
- paragneiss feldspathiques à biotite.

Sur la feuille Castres, cette formation manque sur le bord sud du synclinal de Fraïsse qui est envahi par le granite du Montalet ; mais elle affleure dans cette position quelques kilomètres plus à l'Est. Il est possible que la formation Sa1b (grès feldspathiques siliceux) en soit, en partie, l'équivalent latéral.

Il n'existe qu'une seule analyse de ces gneiss provenant de la feuille Castres (le Viala). Cette analyse s'intègre aux autres analyses disponibles qui proviennent de la feuille Lacaune (à laquelle nous renvoyons). Ces gneiss ont des compositions de rhyolites (granites) ( $\text{SiO}_2$  varie de 70,68 à 76,96 %) qui se distinguent des gneiss du Somail (à teneurs en  $\text{SiO}_2$  ou  $\text{MgO}$  équivalentes) par un caractère plus ferrifère (le rapport  $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$  varie de 0,76 à 0,96), plus calcique, moins potassique et des teneurs en titane relativement plus élevées. Ces roches sont saturées ou légèrement sursaturées en alumine.

La formation de Murat est datée par la méthode U/Pb sur zircon à  $532 \pm 13$  Ma (intercept supérieur, intercept inférieur à 50 Ma) (Ducrot *et al.*, 1979). Une datation plus récente (Cocherie, 2010) d'un échantillon provenant du Viala donne un âge de  $324 \pm 3$  Ma (U-Pb sur zircon).

**Sa3. Formation de Nages : gneiss plagioclasiques à biotite (métagrauweekes), gneiss-à-silicates-calciques.** La formation de Nage typique affleure au cœur du synclinal de Fraïsse où elle forme une bande large de plus de 1 500 m (cette puissance ne tient pas compte des nombreux sills de granite du Montalet interstratifiés et des très nombreux replis isoclinaux). Elle est formée de gneiss-à-silicates-calciques en niveaux centimétriques à pluridécimétriques alternant avec des « gneiss gris ». Elle renferme également des cipolins (peu abondants et peu puissants sur la feuille Castres), des niveaux graphiteux (qui n'affleurent qu'exceptionnellement : Le Rec) et localement des orthoamphibolites.

Dans la partie sud du synclinal de Fraïsse, des marbres calcaires et dolomitiques affleurent en position anticlinale sous la formation *Sa1b* à proximité de Castelès et dans la vallée de Lagrange (où ils encaissent l'ancienne mine de cuivre) jusqu'au Sud-Est de Castelès (à proximité du p.c. 639, X = 457,80 ; Y = 4 825,27).

Dans la retombée nord-ouest du dôme de Lamontéliarié, la galerie EDF de Brassac a recoupé une vingtaine de mètres de calcaires associés à des paragneiss, intrudés par le granite du Montalet (X = 460,49 ; Y = 4 830,24). Ces calcaires étaient karstifiés, les conduits remontant jusqu'à la surface. Ces calcaires n'affleurent en fait pratiquement pas dans cette zone très boisée.

### Âge du groupe de la Salvetat

Les données récentes (Faure *et al.*, 2010) sur les zircons et monazites (échantillons récoltés dans la formation de Puech Plo, sur les feuilles Lacaune et Bédarioux) fournissent les spectres d'âges suivants ; 2 365 Ma (Protérozoïque inférieur),  $552 \pm 6$  à  $524 \pm 7$  Ma (Protérozoïque terminal à Cambrien, orogénèse cadomienne),  $473 \pm 13$  à  $420 \pm 48$  Ma (Ordovicien moyen à Silurien, orogénèse calédonienne) et  $347 \pm 22$  à  $306 \pm 6$  (Ma) (Carbonifère : Viséen à Westphalien ;

orogénèse hercynienne). Les âges carbonifères concernent vraisemblablement le métamorphisme ; les âges calédoniens posent un problème qui sera discuté plus loin avec l'âge des orthogneiss du Somail ; les âges cadomien et protérozoïque inférieur sont sans doute les âges de zircons remaniés dans les métasédiments.

Ces âges des zircons remaniés dans les métasédiments rejoignent les datations obtenues sur les gneiss de Murat et ceux des Cammazes – Plaisance, et indiquent que la formation de la Salvetat est d'âge *protérozoïque terminal à cambrien*.

## Groupe du Somail – Nore

Le groupe du Somail – Nore est un ensemble monotone d'orthogneiss granitiques qui présentent deux faciès principaux : des faciès œillés, plus ou moins riches en phénocristaux de feldspath potassique (faciès gneiss œillé d'Héric) et des gneiss rubanés (faciès gneiss du Larn - qu'il vaudrait mieux nommer gneiss de l'Arn).

**ξ<sup>3</sup>. Orthogneiss rubané, de type Larn.** Le type de ces gneiss peut être choisi sur la feuille voisine de Mazamet dans les gorges de l'Arn (soit à la partie inférieure des gorges à Pont-de-l'Arn, soit aux gorges du Banquet). Ceux sont des gneiss clairs rubanés formés d'une alternance de fins lits de biotite et de lits millimétriques à centimétriques quartzo-feldspathiques, à grain moyen et à débit en dalles. Au microscope, ces gneiss sont analogues à la matrice des gneiss œillés ; ils sont toutefois souvent moins riches en biotite.

L'analogie chimique entre les gneiss œillés et les gneiss du Larn et parfois la présence de plages mosaïques de feldspath potassique provenant de phénocristaux granulés, suggère qu'une partie des gneiss du Larn dérive de faciès œillés par destruction tectonique des yeux. Il est par ailleurs très probable que la majeure partie des gneiss du Larn dérivent de granitoïdes équants.

Il n'existe pas d'analyse chimique d'échantillons de ces gneiss provenant de la feuille Castres ; aussi nous référerons nous aux données géochimiques acquises sur les feuilles voisines (auxquelles nous renvoyons le lecteur). Les gneiss du Somail ont des compositions de granitoïdes formant une série différenciée depuis les granodiorites ( $\text{SiO}_2 = 65\%$ ) jusqu'aux granites ( $\text{SiO}_2 = 74,5\%$ ), les termes les plus abondants étant des granites monzonitiques ( $\text{SiO}_2 = 70-72\%$ ) ; les faciès œillés sont généralement plus sombres et dérivent de granitoïdes moins différenciés, les faciès Larn plus clairs dérivent le plus souvent de granitoïdes plus différenciés. Ces gneiss sont peralumineux ( $\text{Al/Na} + \text{K} + 2 \text{Ca}$  compris entre 1,15 et 1,30), potassiques ( $\text{K}_2\text{O}$  varie de 3,8 % dans les granodiorites à 5,5 % dans les granites) et relativement pauvres en chaux. Dans cet ensemble des gneiss du Somail, une analyse plus fine distingue à l'échelle de la Montagne noire, plusieurs séries par des nuances en potassium, calcium et rapport fer/magnésium. Par continuité avec les feuilles voisines où ces gneiss ont

été analysés, les gneiss affleurant sur la feuille Castres appartiennent à la série, dite « série B », relativement moins calcique (CaO varie de 1,53 à 0,13 % des granodiorites aux granites) et plus magnésienne (MgO varie de 1,70 à 0,20 %).

o<sub>5</sub><sup>3</sup>. **Orthogneiss œillé, de type Héric.** Ces gneiss, dont le lithotype peut être pris aux gorges d'Héric (feuille Bédarieux), sont des gneiss œillés formés de phénocristaux atteignant couramment 5 à 6 cm (sur la feuille Castres, il s'agit d'orthose) dans une matrice granoblastique constituée de quartz, plagioclase (An28-0), feldspath potassique, avec ilménite, apatite et zircon. Les phénocristaux sont des monocristaux dans les zones les moins tectonisées, mais ils sont fréquemment brisés, granulés. La densité des phénocristaux est très variable ; il n'y a guère sur la feuille Castres de faciès très riches en yeux, les faciès étant « moyennement œillés », voire à yeux sporadiques. Ces gneiss œillés dérivent de granitoïdes porphyroïdes.

Sur la feuille Castres, ces gneiss forment en général des bandes larges de quelques dizaines de mètres à la centaine de mètres au sein des gneiss du Larn. Le corps de Lasfaillades – Bardou, le plus important sur la carte, est en fait formé de bandes de faciès œillés et de faciès « gneiss à yeux sporadiques ».

### **Rapports entre les orthogneiss du Somail – Nore et le groupe métasédimentaire de la Salvetat**

Comme dans tout le reste de la zone axiale *s.s.*, les contacts entre les orthogneiss et les séries métasédimentaires de la Salvetat sont concordants sur la lithostratigraphie et la foliation ; rien n'indique ni à l'échelle de l'affleurement ni à l'échelle de la carte, un éventuel caractère intrusif des orthogneiss.

### **Âge des orthogneiss du Somail**

Les datations sur zircon et monazite extraits d'orthogneiss provenant des feuilles Bédarieux, Mazamet et Saint-Pons (Gebauer & Grünfelder, 1974 ; Roger *et al.*, 2004 ; Cocherie *et al.*, 2004) fournissent les spectres d'âges suivants : 1 113-1 033 ± 22 Ma (Protérozoïque moyen à supérieur : orogénèse Greenville), 544 ± 57 à 513 ± 13 Ma (Protérozoïque terminal à Cambrien : orogénèse cadomienne), 471 ± 4 à 413 ± 17 Ma (Ordovicien moyen à Silurien : orogénèse calédonienne), 336 ± 23 à 308 Ma (Carbonifère : orogénèse hercynienne). Ces gammes d'âges sont analogues aux spectres obtenus sur les orthogneiss des Pyrénées, qui sont tout à fait semblables à ceux de la Montagne noire.

Si les âges Protérozoïque moyen à supérieur sont vraisemblablement des âges de zircons remaniés et les âges carbonifères ceux du métamorphisme hercynien, les âges cadomiens et calédoniens peuvent recevoir des interprétations différentes :

– certains auteurs admettent, sur la foi de ces âges calédoniens, que les orthogneiss du Somail (et des Pyrénées) sont des intrusions d'âge ordovicien

moyen ; les âges cadomiens sont alors les âges de zircons remaniés. Toutefois, les âges calédoniens ne concernent pas seulement les orthogneiss du Somail mais les roches les plus variées : gneiss de Rouvials (sur le flanc sud du massif de l'Agout), amphibolite de Durfort, paragneiss du groupe de la Salvetat, micaschistes du groupe de Saint-Pons, granite du Montalet. Les données géologiques ne sont pas non plus cohérentes avec cette hypothèse d'intrusions ;

- une seconde hypothèse est que les orthogneiss du Somail sont d'âge protérozoïque terminal à cambrien, et dans ce cas, constitueraient un socle pour les séries métasédimentaires. Dans cette hypothèse, les âges Ordovicien moyen à Silurien affectant des roches très variées seraient la trace d'un événement tectono-métamorphique calédonien. À moins encore que ces âges soient des âges composites de remaniement, intermédiaires entre un âge de mise en place cadomien et un âge hercynien.

### **Écailles para-autochtones : groupe de Saint-Pons**

Ces écailles comprennent :

- un ensemble de micaschistes bleutés, largement rétromorphosés en muscovite + chlorite, formant les écailles de la Peyrarque basse ;
- l'écaille d'Espérières qui contient de haut en bas un ensemble grésocarbonaté SP*d-e*, les gneiss de Plaisance  $\zeta^3$  et un ensemble grésopélitique SP*b*, le métamorphisme de ces formations étant de degré moyen (présence de biotite, staurotide, grenat et andalousite).

Ces écailles se prolongent vers le Sud-Est sur la feuille Mazamet puis plus au Sud au-delà de la faille de Mazamet dans la partie ouest de la Montagne noire et en Cabardès sur les feuilles Mazamet et Revel. Cela nous conduit à employer, pour désigner les formations, la terminologie utilisée sur la feuille Revel (1996). Toutefois il existe aussi de grandes analogies entre les formations impliquées dans ces écailles et les formations qui affleurent en zone axiale *s.s.* et nous aurions pu utiliser les mêmes notations.

Analogies entre :

- l'ensemble grésopélitique SP*b* avec la formation de Puech Plo Sa1 ;
- les gneiss de Plaisance (Cammazes) avec la formation de Murat Sa2,
- l'ensemble grésocarbonaté SP*d-e* avec la formation de Nages Sa3.

### **Écaille de la Peyrarque-Basse**

SP*d-f*. **Micaschistes.** L'écaille de la Peyrarque Basse est formée pour l'essentiel de micaschistes d'origine pélitique à andalousite-staurotide et, vers la base de l'unité, à sillimanite. Ces micaschistes ont subi une rétromorphose importante liée au jeu en chevauchements et décrochements des accidents qui

affectent cette unité ; ils sont très largement transformés en phyllonites à muscovite-chlorite. La taille des parties non rétrotransformées va de boudins décimétriques à des panneaux hectométriques.

Il existe également des « gneiss gris », gneiss plagioclasiques à biotite dérivant de grès feldspathiques plus ou moins argileux et des gneiss-à-silicates-calciques en niveaux décimétriques.

Sur la feuille Castres, la rétrotransformation et les écaillages sont tels qu'il est difficile d'établir une lithostratigraphie précise dans cet ensemble. Toutefois vers le Sud-Ouest, sur la feuille Mazamet, on peut y reconnaître différents termes de la série de Saint-Pons – Cabardès, bien connue par ailleurs sur le flanc sud de la zone axiale : (1) ensemble essentiellement pélitique (SPd), (2) ensemble grésocarbonaté (SPe) et (3) ensemble grés-quartzitique (SPf). Sur la feuille Mazamet cet ensemble est répété et s'y intercalent des (méta)gabbros associés à des marbres qui soulignent le caractère composite de ces écaillages.

### **Écaille d'Espérières**

Il est vraisemblable que la série impliquée dans l'écaille d'Espérières est en position inverse comme son équivalent en Montagne noire occidentale ; aussi décrivons-nous la série impliquée dans ce qui est l'ordre stratigraphique vraisemblable, soit du Nord-Ouest au Sud-Est.

**SPb. Schistes - micaschistes.** Cette formation d'origine grésopélitique constitue le toit des gneiss de Plaisance affleurant à travers toute la feuille en une bande SW-NE large au maximum de 800 m. Cette formation SPb présente un métamorphisme mésozonal (andalousite, cordiérite et localement grenat), ce qui la distingue sans ambiguïté de la formation de Marcoray k1 appartenant à l'unité de Cambous – Cambounès (à muscovite-chlorite et biotite naissante).

D'Ouest en Est, on peut y distinguer (sans préjuger d'éventuels replis tectoniques) un ensemble de grès plus ou moins feldspathiques (« gneiss gris »), un ensemble plus pélitique (« micaschistes ») et de nouveau un ensemble de grès impurs feldspathiques (« gneiss gris ») plus durs, à débit en grandes dalles, qui forment le défilé de l'Agout en amont de Brassac.

**ζ<sup>3</sup>. Gneiss de Plaisance (550 ± 5 Ma, U-Pb/Zr).** Ces gneiss ont été définis par M. Roques (1941) et étudiés par J. Mergoil-Daniel (1970) au défilé de la Durencuse, à proximité de la ferme de Plaisance, au Sud du Bez. Ces gneiss affleurent selon une bande NE-SW, concordante sur son encaissant et continue sur près de 14 km. Cette bande est large au maximum de 500 m environ, à la coupe de Plaisance, mais se réduit fortement vers le Sud jusqu'à une centaine de mètres à la limite de la feuille, puis, plus au Sud à quelques dizaines de mètres à l'endroit où elle disparaît sous la couverture tertiaire (Vermels, feuille

Mazamet). Vers le Nord, cette bande est tronquée par le charriage de base de l'unité d'Espérières.

Sur la coupe de la vallée de la Durencuse (Plaisance), on observe d'Est en Ouest :

- le contact avec les paragneiss de la formation *SPd-e* qui est concordant et peut être placé à moins de 50 cm près ;
- des gneiss sombres à biotite à ocelles feldspathiques (plagioclase et plus rarement feldspath potassique) très analogues aux « gneiss sombres à petits yeux » de la formation de Rouvials, sur le flanc sud de la zone axiale (voir feuille Saint-Pons) (10-20 m) ;
- des leptynites roses à grain fin (quelques dizaines de mètres) ;
- des « gneiss clairs à petits yeux » de feldspath rose (50 m) ;
- des leptynites grises associées à des orthoamphibolites (30-40 m ?) ;
- des gneiss riches en gros yeux (en face du carrefour) ;
- la masse principale des gneiss de Plaisance constitués de gneiss leptynitiques à ocelles feldspathiques roses ; ces gneiss contiennent des intercalations pluridécimétriques à plurimétriques de paragneiss et d'orthoamphibolites ;
- sur la coupe de Plaisance, le contact avec la formation *SPb* est masqué par un corps granitique (granite de Plaisance, voir plus loin) ; mais le plus souvent (et en particulier sur la coupe de la Durenque), le toit des gneiss de Plaisance est marqué par quelques dizaines de mètres de leptynites ;
- quelques niveaux métriques de leptynites apparaissent parfois au sein des « gneiss gris » de la formation *SPb*.

Le faciès le plus commun est un gneiss très clair à petits (0,5-1 cm) ocelles feldspathiques souvent roses. Ceux-ci sont formés de microcline ou, moins souvent, d'oligoclase (An10-15 ; Roques, 1941, donne An25-30). Les ocelles sont parfois polycristallins, les cristaux étant associés en syneusis. La matrice est formée de quartz, feldspath potassique, oligoclase, minéraux ferromagnésiens peu abondants : biotite largement chloritisée, muscovite et très rarement amphibole bleu-vert (de la famille des ferro-hastingsites), avec apatite, zircon, ilménite et parfois allanite. Les faciès leptynitiques sont analogues à la matrice du faciès à petits ocelles. Les faciès à gros yeux sont plus riches en minéraux ferromagnésiens ; les phénocristaux de microcline atteignent 4 cm. Tous ces faciès ont subi une déformation cataclastique ainsi que la rétro-morphose commune à toutes les roches impliquées dans ces écaillés para-autochtones.

Les gneiss de Plaisance sont tout à fait analogues aux gneiss des Cammazes (feuille Revel) qu'ils prolongent au-delà de la faille de Mazamet ; cette analogie avait été soulignée par J. Mergoïl-Daniel dès 1970. Ils représentent un complexe granitique vraisemblablement subvolcanique. Le caractère nettement stratifié de

certain affleurements suggère qu'une partie au moins de ce complexe est d'origine volcanique.

La seule analyse chimique disponible de gneiss de Plaisance est celle d'un gneiss cœillé prélevé dans la coupe de Plaisance sur la D53 à 100 m du carrefour avec la D68, donné par J. Mergoïl-Daniel (1970), qui s'intègre mal aux analyses des gneiss des Cammazes faites plus récemment.

Les gneiss des Cammazes ont des compositions de granites ( $\text{SiO}_2$  69-76 % jusque 78 % pour les leptynites), potassiques ( $\text{K}_2\text{O}$  4,9-5,3 %), ferrifères ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$  83-91 jusque 93,5 pour les leptynites), juste saturés en alumine ( $\text{Al}/\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca} = 0,94-1,11$ ).

Par rapport aux faciès les plus évolués des gneiss du Somail – Nore, à teneur en  $\text{SiO}_2$  ou  $\text{MgO}$  équivalente, ils sont plus calciques, plus ferrifères, plus riches en titane et plus pauvres ou équivalents en potassium. Ces caractères les rapprochent des gneiss de Rouvials et de Murat définis dans les parties est et centrale du massif de l'Agout.

Les ortho-amphibolites associées sont des tholéiites riches en titane.

L'âge Rb-Sr recalculé à partir des données de Hamet (1975) (deux gneiss des Cammazes et un échantillon de Plaisance) est de  $525 \pm 15$  Ma avec un rapport initial de 0,7096. Cet âge est confirmé par la datation par U-Pb sur zircon à  $550 \pm 5$  Ma (Cocherie, 2010).

**SPd-e. Micaschistes et paragneiss à niveaux carbonatés ; m - Marbres ;  $\alpha$  - Orthoamphibolites.** Cette formation, qui affleure au mur des gneiss de Plaisance, forme une bande large au maximum de 750 m (au Sud de Cambounès) qui se pince progressivement vers le Sud-Ouest (mais peut être suivie sur la feuille Mazamet jusqu'au point où elle disparaît sous le Tertiaire) et disparaît un peu au Nord de Plaisance par rabotage basal de cette unité.

Elle est constituée pour l'essentiel de « gneiss gris » (paragneiss feldspathiques à biotite) avec de très nombreuses intercalations (décimétriques à métriques) de gneiss-à-silicates-calciques et de marbres (calcitiques) (m) en bancs métriques à plurimétriques (la carte ne représente que les deux niveaux principaux) et d'orthoamphibolites ( $\alpha$ ).

## Domaine de l'Ouest des Monts de Lacaune

Comme dans le reste de la Montagne noire, les formations paléozoïques impliquées dans le domaine des monts de Lacaune montrent au Sud du Sidobre la succession lithostratigraphique suivante (fig. 1, hors texte) :

- k1 (Protérozoïque supérieur à Cambrien inférieur) formation grésopélimitique de Marcory avec dans certaines unités présence de blaviérites d'origine volcanique et volcano-sédimentaire ;
- k2a (Cambrien inférieur) formation carbonatée massive, essentiellement dolomitique ;
- k2b (Cambrien inférieur) « série noire », formée de pélites noires, contenant des niveaux gréseux et de rares calcaires ;
- k3-6 (Cambrien moyen à supérieur) « série verte » pélimitique avec un important faisceau gréseux et des niveaux carbonatés.

Sur la feuille Castres, comme dans l'ensemble des monts de Lacaune, ces différentes formations montrent des variations importantes de puissance et de faciès d'unité à unité.

Aucune de ces formations n'est datée sur la feuille Castres, les attributions stratigraphiques reposent sur l'analogie avec des régions voisines.

### **Cambrien inférieur**

**k1p. Blaviérites.** Nous appelons blaviérites des roches schisteuses blanches qui s'interstratifient vers le sommet de la formation de Marcory dans l'unité de Cambous – Cambounès.

Ces roches schisteuses sont plus ou moins riches en nodules millimétriques très tectonisés, qui sont formés de quartz et dérivent soit de phénocristaux d'origine volcanique, soit d'anciens petits galets. D'autres nodules, moins abondants, sont formés de feldspaths (potassique et plagioclase) qui sont transformés le plus souvent en agrégats de muscovite. La matrice est formée de muscovite, quartz et chlorite.

Les meilleurs affleurements se situent au voisinage de Combelirou (X = 454,21, Y = 4 825,37). Des affleurements plus petits se situent à l'Est de Cambounès (455,41-4 826,14) et au voisinage de la Clédelle (451,57-4 827,51). La puissance maximale de cet horizon ne dépasse pas quelques dizaines de mètres.

Les véritables blaviérites de la bande inférieure du Sorézois (feuille Revel) et de l'unité du Mendic (feuilles Bédarieux et Camarès) sont interprétées comme des roches d'origine volcanique - encore qu'elles n'en gardent ni les textures ni la minéralogie. Les « blaviérites » de la feuille Castres sont très analogues au niveau supérieur des « blaviérites » du Sorézois (feuille Revel) et peuvent s'interpréter aussi comme des formations volcano-sédimentaires plus ou moins remaniées.

**k1. Formation de Marcory : pélites et grès gris vert.** Cette formation qui affleure au Sud du granite du Sidobre dans l'unité de Cambous – Cambounès, ne montre que sa partie terminale. Ce sont des pélites fines, gris-bleu à gris-vert à débit en plaquettes avec localement (Sud-Est de Cugnasse) des termes plus gréseux. À son sommet, au Nord-Est de Brassac, s'observent des schistes noirs pyriteux, rouillés en surface et souvent broyés. Les blaviérites (*cf. supra ?*) s'interstratifient dans ces pélites. La puissance maximale observable de cette formation est de l'ordre de 150 à 200 m.

**k1-2. Alternances gréséo-carbonatées.** Le contact entre la formation schisto-gréseuse de Marcory k1 et la formation carbonatée massive k2a se fait dans l'unité de Cambous – Cambounès par la formation des « alternances gréséo-carbonatées ».

Cette formation n'affleure dans le domaine cartographié que dans l'unité de Cambous – Cambounès. La meilleure coupe s'observe au Rieu, au Nord-Est de Cambounès (455,39-4826,41). Des coupes moins complètes peuvent être observées au Sud de Cambounès (454,96-4 825,85), à proximité de Combelirou (453,97-4 825,28) et de Cugnasse (460,50-4 831,98).

Sur la coupe du Rieu, s'observe un premier ensemble où alternent des pélites gris-vert et six niveaux métriques à plurimétriques calcaires (associés à des dolomies dans le deuxième niveau) ; ce premier ensemble est couronné par une grosse barre de dolomies, qui constitue un niveau repère dans toute l'unité. Le second ensemble débute par une récurrence détritique, puis viennent des pélites gris-vert coupées de deux niveaux dolomitiques et couronnées par les dolomies k2a.

**k2a. Formation carbonatée massive.** Dans l'unité de Cambous – Cambounès, la formation k2a est représentée par environ 100 m de dolomies massives, noires ou grises, à patine ocre, coupées de plusieurs niveaux plurimétriques de calcaires rubanés, plus abondants dans la partie supérieure de cette formation. Le sommet de la formation est tronqué par le charriage des unités supérieures.

Les dolomies de Castelnau de Brassac représentent le prolongement de la formation k2a plus largement exposée sur la feuille Lacaune, dans l'unité de la Quille. Les dolomies des Payssibots représentent le dernier prolongement, fortement écaillé, de cette unité vers le Sud-Ouest.

Dans l'unité de *Fumade*, les dolomies grises massives affleurent en position (anticlinal faillé) sous la série noire k2b. Les sondages de reconnaissance du gisement ont recoupé une série puissante de 150 m de dolomies et calcaires dolomitiques.

Dans l'unité de Noailhac – Ferrières, ces dolomies forment une petite bande à valeur anticlinale au sein de la série noire au voisinage du Quéri (au Nord de Fiallesuch).

**Série noire** (k2b). La série noire est formée essentiellement de pélites et à un titre moindre de grès sombres ; les carbonates y sont très mineurs. Cette série affleure largement au Sud-Est du Sidobre dans les unités de Fontbelle, Boissezon – Fumade et Noailhac – Ferrières.

**Au Sud-Est du Sidobre**, les sondages de Fumade et la cartographie permettent de diviser cette formation en plusieurs unités lithostratigraphiques. Ces différents termes montrent des variations régionales importantes, d'unité à unité ou au sein d'une même unité : ils sont à la fois superposés sur une même coupe et en équivalences par variation latérale de faciès.

**k2bC. Formation à niveaux calcaireux de Fumade.** Cette formation est bien connue dans l'unité de Fumade grâce aux travaux de surface et sondages faits pour la reconnaissance du gisement. On y distingue de bas en haut (fig. 2) :

- les alternances calcaréo-argileuses inférieures ;
- les alternances calcaréo-silteuses (150 m) contenant un passage puissant de 30 à 50 m de calcaires rubanés à intercalations pélitiques ;
- les alternances calcaréo-argileuses (100 m) formées de schistes noirs à bancs de calcaires et calcschistes et couronnées par un niveau de calcaires et calcschistes (30-50 m ?) affleurant de Valez Bas à Sablayrolles sur le flanc ouest de l'anticlinal de Fumade.

Ces différents ensembles sont difficiles à tracer sur le terrain. Sur la carte, nous regroupons les ensembles calcaréo-schisteux et distinguons le niveau sommital de calcaires et calcschistes.

Dans l'unité de Fontbelle, la bande de calcaires et calcschistes qui affleure depuis la vallée de l'Agout (le Causse – les Planquettes) jusqu'à la Borio Haute représente ce niveau sommital sur le flanc oriental faillé et écaillé de cet anticlinal de Fumade.

Les sondages de Fumade montrent que les niveaux calcaires disparaissent vers le Sud par passage latéral de faciès. Il n'est plus possible de distinguer cet ensemble au Sud de l'Agout.

Il n'est pas non plus possible de cartographier cet ensemble dans l'unité de Noailhac – Ferrières. Mais les niveaux calcaireux, renfermant des lits de blende millimétriques intensément plissés, rencontrés dans la mine de Saint-Salvy, représentent vraisemblablement cet ensemble k2bC.

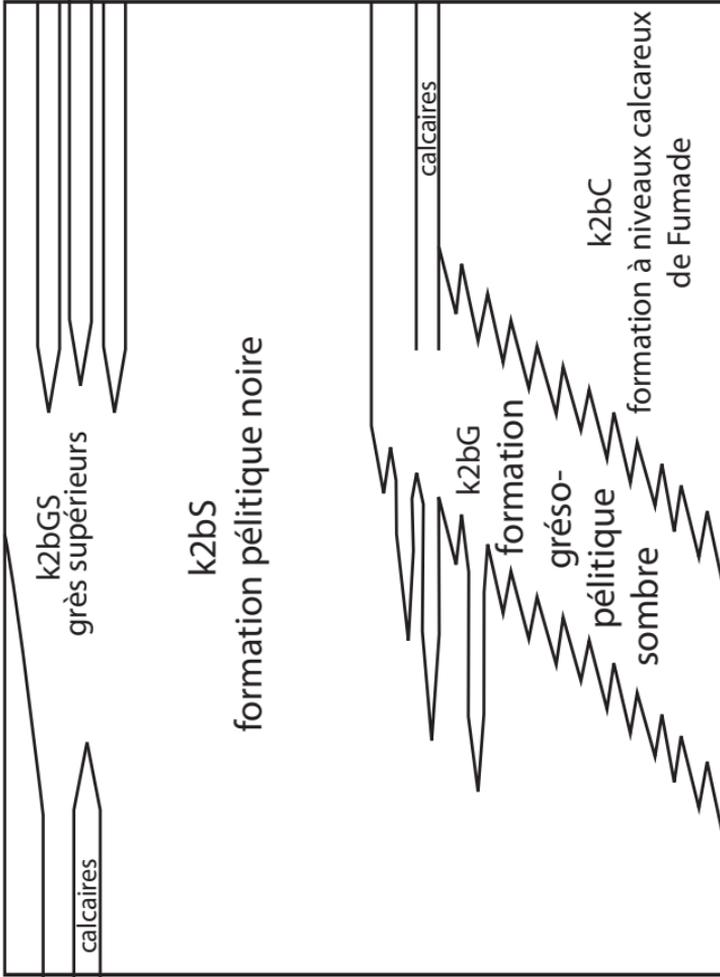


Fig. 2 - Organisation des faciès dans la « série noire » (Demange)

Plus à l'Est, dans *l'unité de la Quille*, les dolomies de Castelnaud de Brassac sont surmontées par un ensemble de calcaires noirs, schistes à niveaux calcaires, grès plus ou moins calcareux, plus largement exposés sur la feuille Lacaune dans la région d'Espérasse et qui n'affleurent que sur la marge est de la feuille Castres. Cet ensemble, équivalent de la formation k2bC, a été rattaché sur la feuille Lacaune à la formation carbonatée massive sous la notation k2a2a.

**k2bG. Formation grésopélitique sombre c - calcaires.** Dans les sondages de Fumade, la formation k2bC est suivie par des alternances de schistes noirs et de grès sombres plus ou moins quartzitiques (20 m environ). Cet ensemble k2bG se place en partie au-dessus de la formation précédente, en partie en équivalent latéral. Les sondages montrent également que ces grès deviennent beaucoup moins importants vers le Sud et au Sud de l'Agout, ils se réduisent à quelques rares niveaux peu continus (par exemple au Sud-Est du Verdier). On retrouve une formation de schistes noirs entrecoupés de niveaux gréseux (métriques à décamétriques) dans la partie nord-ouest de l'unité de Boissezon dans la région de la Barbasanié – Maynadier et plus au Sud, à l'Est de la Bertrandié.

Cette formation k2bG riche en grès est très développée dans *l'unité de Noailhac – Ferrières*. Dans la partie ouest de l'unité, les grès apparaissent en position anticlinale sous les schistes noirs k2bS le long de la vallée du Ganoubre et plus au Nord au voisinage du filon de Saint-Salvy.

Au Nord-Est de la Bertrandié, dans la région de Ferrières et jusque vers Bessès, cette formation est représentée par des alternances monotones de grès noirs en bancs décimétriques, groupés en faisceaux pluri-décamétriques et de schistes noirs qui forment les 2/3 orientaux de cette unité dans sa partie est (500 m ?). Des passées inframétriques d'amphibolites s'intercalent dans cet ensemble au Nord-Ouest de la Pausarié (X = 455,58, Y = 4 832,10).

Sur la feuille Lacaune et sur la marge est de la feuille Castres, cette formation apparaît dans *l'unité de la Quille*, en position synclinale dans les dolomies k2a et la formation k2bC (notée k2a2) dans la région d'Espérasse. Comme la formation précédente, elle a été rattachée sur la feuille Lacaune à la formation carbonatée massive sous la notation k2a2b.

**k2bS. Formation pélitique noire.** L'essentiel de la « série noire » est formé des schistes noirs ampéliteux (tachant les doigts et à rayure noire) et pyriteux, contenant des nodules phosphatés.

Cet ensemble débute par des laminites grésopélitiques ou silto-pélitiques décimétriques à pluri-centimétriques donnant à la roche un aspect rubané. Des granoclassements s'observent parfois dans la fraction la plus grossière. Plus haut

dans la série, les lamines sont plus fines, de taille centimétrique, et il peut aussi y avoir des pélites assez homogènes.

Ces schistes noirs ont été exploités localement pour ardoise, en particulier dans la vallée de l'Agout (Bastarens).

Les schistes noirs présentent deux types d'altération :

– un blanchiment donnant des roches d'un blanc très pur mais terne ; il faut casser ces roches pour y reconnaître, au sein des plaquettes, de petites plages où la couleur noire est préservée ; cette altération, sans doute assez précoce, est peut être d'origine hydrothermale ;

– une altération pédogénique, en particulier sous le Tertiaire, mais aussi Quaternaire, conduisant à des schistes jaunes - et même parfois rougeâtres (sous le Tertiaire) assez semblables aux schistes de la série verte ; là aussi il faut casser pour reconnaître la texture en laminites - et parfois des plages noires préservées.

Les nodules phosphatés ont une forme elliptique et une taille qui varie de quelques millimètres au centimètre. Ils sont noirâtres sur affleurement frais et, dans ce cas, peu visibles sur le fond de schiste noir. Ils deviennent blanchâtres par altération. Ils sont constitués de quartz, séricite et d'apatite de composition intermédiaire entre hydroxyapatite et fluorapatite (Boudrie, 1977). Ils peuvent être abondants dans certains niveaux, la distance entre chaque nodule étant inférieure au centimètre, mais ne sont jamais jointifs. Dans les sondages et dans la région de Fumade, ces niveaux à nodules phosphatés forment deux faisceaux de quelques mètres de puissance à valeur repère locale.

Des niveaux de calcaires blancs de puissance métrique s'observent vers le sommet de cet ensemble, dans la vallée de la Durenque (451,59-4 825,71) et au voisinage de la stèle de la Terrisse (447,88-4 825,62).

**k2bGS. Grès supérieurs c - calcaires.** Ces formations gréseuses apparaissent de nouveau vers le sommet de la série noire.

Dans la région de la Bertrandrié, Maynadier, la Barbazanié, des grès massifs, souvent quartzitiques, apparaissent en niveaux décamétriques séparés par des niveaux de pélites noires décamétriques. Ils sont surmontés par quelques dizaines de mètres de pélites noires avant le contact avec la formation k3. Ces grès ne sont connus dans cette position que dans cette région, dans la partie nord-ouest de l'unité de Boissezon – Fumade.

Dans le Sud des unités de Boissezon – Fumade et, à un titre moindre, dans celle de Noailhac – Ferrières, le sommet de la série noire est marqué par des niveaux discontinus de grès impurs, micacés, à éléments de feldspaths (peut-être d'origine volcano-sédimentaire ?) en bancs métriques et à débit de schistes noirs. Cet ensemble sommital est très variable et irrégulier. Plus au Sud, sur la

feuille Mazamet, sa puissance peut atteindre 50 m. Dans le Baile de Sarrette et entre Noailhac et Fiallesuch, sa puissance est de l'ordre de 10 à 20 m ; il se réduit à 1 à 2 m vers le pont du Grel. Il manque par ailleurs dans la majeure partie de la carte.

### **Milieu de sédimentation de la série noire**

Pour J.-P. Prian (1980), la série noire est l'image d'un milieu de sédimentation confiné. Le milieu devait être marin ou lagunaire, et la tranche d'eau peu profonde dans un environnement de plate-forme.

Toutefois, cette hypothèse d'une sédimentation euxinique s'accorde mal avec les nombreuses décharges détritiques, le caractère de turbidites distales des laminites montrant des granoclassements, et même des nodules phosphatés... Une hypothèse alternative serait un milieu de dépôt dans la tranche anoxique du talus continental.

**k2b2. Calcschistes, calcaires bleu-noir à interlits de pélites noires et calcaires dolomitiques.** Cette formation k2b2 rassemble des dolomies, calcaires et calcschistes noirs qui seraient l'équivalent des calcaires de Brusque, dans les monts de l'Est de Lacaune (feuille Camarès). Cet ensemble k2b2 est très variable d'unité à unité. Ces formations carbonatées pourraient recevoir d'autres attributions stratigraphiques, avec les conséquences structurales qui en découlent.

Dans l'unité du *Causse – Moulin Parahou*, nous rattachons à cette formation k2b2 une vingtaine de mètres de calcschistes noirs qui affleurent sous les calcaires sombres du Causse, entre la carrière de Cambounès et les Fontanelles.

Dans la *région de Ferrières – la Ramade – Armengaud*, les formations paléozoïques forment d'importants « roof-pendants » (300 m × 3 km) dans le granite du Sidobre. Ces formations consistent en schistes noirs de la série noire k2b et d'importants panneaux de dolomie gris-bleu où se développent des baguettes de trémolite associées à de la calcite par métamorphisme de contact. Des skarns de réaction (grossulaire, diopside) métriques se développent au contact de ces dolomies et de schistes siliceux près d'Armengaud (Albouy, 1975). Ces dolomies sont attribuées par l'auteur précédent à la formation k2a.

### **Cambrien moyen et supérieur**

**Série verte (k3-6).** La « série verte », formation essentiellement détritique est formée de pélites vertes, gris-vert, vert sombre, s'altérant en jaune, contenant un important niveau quartzitique, et des niveaux carbonatés plus ou moins abondants dans certaines unités. Elle affleure au Sud-Est du Sidobre. Cette formation montre d'importantes variations d'unité à unité qui témoignent d'une paléogéographie contrastée.

Quatre formations y sont distinguées qui se répartissent dans différentes unités décrites à la suite.

**k3M. Pérites métamorphiques de l'unité de Cuillé c : calcaires.**

**k3. Formation pélitique à nombreuses intercalations carbonatées (c).**

**k4B. Grès, quartzites à intercalations pélitiques.**

**k4b-6. Formation pélitique supérieure.**

Il est en général convenu dans les monts de Lacaune d'attribuer les formations contenant des grès à un terme du Cambrien supérieur passant à l'Ordovicien noté k4o1a. Or au Sud-Est du Sidobre, les formations grés-quartzitiques n'apparaissent pas au sommet de la « série verte » mais relativement bas dans cette série, occupant la place des « grands quartzites » (ou quartzites de Ferrals) du versant sud de la Montagne noire. Nous proposons donc une attribution différente : les grès et quartzites appartiennent au Cambrien moyen, la formation pélitique qui les surmonte au Cambrien moyen à supérieur.

*L'unité de Cuillé – le Teil*, définie sur la feuille Lacaune, se prolonge en une lanière continue jusqu'à Brassac. Elle est assez nettement métamorphique et contraste avec les unités qui l'encadrent. Elle est formée d'une série grésopélitique (**k3M**) où s'interstratifient des niveaux de calcaires rubanés et des calcschistes à nodules calcaires. Les roches basiques et ultrabasiques qui caractérisent cette formation sur la feuille Lacaune n'affleurent qu'à l'Est de Castelnau de Brassac, en limite de la feuille. Ces roches montrent une association de faciès schiste vert : albite An7-12, épidote ferrière (Al/Fe + Al = 0,76) et actinote. Elles montrent dans cette unité un métamorphisme prograde qui croît vers le Nord-Est jusqu'au faciès des amphibolites : andésine, épidote alumineuse (Al/Al + Fe = 0,91) et hornblende.

Dans *l'unité du Col de Caunan*, la « série verte » est représentée par des schistes pélitiques gris-vert à bleu-vert, fins, fissiles très monotones (**k3**). À la partie supérieure, ces schistes deviennent plus grossiers, plus gréseux et dans la partie supérieure de la série, affleure une double barre de grès plus ou moins massifs à débit parallélépipédique décimétrique (**k4B**). Le redoublement de ces grès est sans doute dû à un pli isoclinal. Entre ces barres affleurent sur 150 à 200 m des schistes très clairs, tendres, vraisemblablement en position synclinale.

Dans *l'unité du Causse – Moulin Parahou*, au-dessus des calcschistes de Cambounès, attribués ici à la formation k2b2, viennent des calcaires sombres bien lités à délit schisteux du Causse, exploités à la carrière de Cambounès (100 m environ). Ces calcaires sont surmontés par deux séquences de grès clairs - pérites vertes - calcaires (chaque séquence épaisse de quelques dizaines de mètres). Dans cette région, la série verte se termine par des schistes verts monotones (**k4b-6**).

Vers le Nord-Est, cette série est laminée par le charriage basal de l'unité : les calcschistes et calcaires de sa partie inférieure ne dépassent pas les Fontanelles. Les calcaires alternant avec des schistes se suivent jusqu'à l'Espardella et deviennent peu abondants et peu épais sur le plateau au Nord-Est du Bez (où néanmoins ils ont été localement exploités pour chaux). Par contre la série se complète au sommet par des niveaux gréseux, localement quartzitiques (Camp de la Plano).

Plus au Nord-Est encore, de nombreux niveaux calcaires métriques à décamétriques sont interstratifiés dans les schistes verts au Sud-Ouest de Brassac, puis au Nord-Est de cette localité. Un niveau peut être tracé du Moulin Parahou jusque la Tour.

Dans le Sud de l'unité de *Fontbelle*, la série verte débute par des schistes gris-vert peu épais (100-150 m) (**k3**). Il n'existe pas d'intercalation calcaire dans cette partie sud. Les calcaires apparaissent un peu plus au Nord vers Fontbelle en niveaux suffisamment épais pour être karstifiés et alimenter des exurgences karstiques (Fontbelle, Font Truncata). À ces schistes succède une double barre de grès quartzitiques sombres (**k4B**) dont les meilleurs affleurements s'observent dans les falaises qui dominent Malcros à l'Ouest (ainsi qu'au Crouzet). Vers le Nord, des schistes durs assez sombres s'interstratifient dans ces grès (Nord de Fontbelle, Roc de Corbière), mais des quartzites blancs massifs affleurent encore à proximité de Malout puis plus au Nord encore, vers la Vaisse. Vers le Sud, ces niveaux gréseux importants se suivent jusqu'à la faille des monts de Lacaune (Bois de Faufrech – Puech Sarrays).

Ces grès et quartzites dessinent une structure synclinale dont le cœur est occupé par des schistes verts, gris-vert, avec des niveaux plus durs, bleutés (**k4b-6**). La puissance apparente de cette formation pélitique supérieure dépasse plusieurs centaines de mètres.

*L'unité de Boissezon – Fumade* montre une série de schistes clairs, verts, gris-vert, gris-jaune, contenant de très nombreux niveaux carbonatés (**k3**) : calcaires blancs, calcaires sombres et calcaires noduleux. Ces calcaires noduleux sont appelés couramment « schistes troués » ou « schistes à trous » : ils sont formés d'une matrice schisteuse abondante renfermant des nodules calcaires de taille centimétrique plus ou moins alignés dans la stratification mais aussi transposés dans la schistosité. Il est clair que la schistosité accentue la nodularisation. Il est possible que la roche initiale ait présenté des lits centimétriques de calcaire. Il est aussi probable que la roche initiale était un calcaire noduleux, brèche de calcaire dans une matrice pélitique correspondant à un remaniement le long d'une pente (de telles brèches sédimentaires bien préservées peuvent être observées à Besselbes sur la feuille Lacaune).

La meilleure coupe de cette série peut être observée dans la vallée de la Durenque où une bonne dizaine de niveaux carbonatés plus ou moins importants (métriques à décamétriques) peuvent être reconnus (fig. 1, hors texte). Il ne s'agit pas de replis puisque chacun de ces niveaux peut être caractérisé par l'abondance relative des calcaires massifs ou rubanés, blancs ou noirs, et des calcaires noduleux. Les niveaux les plus importants peuvent être suivis vers le Nord-Est sur le plateau de Labro.

Sur le flanc sud-est, normal du synclinal de Boissezon, les calcaires sont importants au Nord de la Durencuse (le Viala, la Sabatarié, Bonnery et jusque la D622 et le Verdier). Il n'est pas toutefois possible de corréliser formellement banc à banc ces niveaux avec ceux mis en évidence dans la vallée de la Durenque.

Ces niveaux carbonatés sont très importants sur le flanc inverse du synclinal de Boissezon : les calcaires lités, calcaires noduleux et « schistes à trous » sont plus abondants que les niveaux pélitiques qui leurs sont associés. Ils forment une bande qui se suit depuis la région au Nord-Ouest du Griffoulas, Bouscassié et vers Briane. Vers le Nord-Est et le Sud-Ouest, cet ensemble est tronqué par le chevauchement de l'unité de Noailhac – Ferrières.

Les termes les plus élevés de la « série verte » dans l'unité de Boissezon sont des quartzites clairs, (**k4B**) relativement purs, en niveaux métriques à décamétriques qui affleurent aux Roques au Nord-Ouest de Gratteloup. Ces quartzites dessinent une structure synclinale dont le cœur est occupé par des schistes verts banaux.

La série verte n'affleure que dans la partie méridionale de l'unité de Noailhac – Ferrières. Elle est formée de schistes verts, gris-vert banaux (**k3**) sans intercalations de calcaires. Des niveaux de grès quartzitiques (**k4B**) sont connus au Nord-Ouest de Fiallesuch et vers la Roubilouse.

*FORMATIONS PROTÉROZOÏQUES (?) ET PALÉOZOÏQUES -  
FORMATIONS ANTÉ- ET SYN-OROGÉNIQUES VARIÉES :  
PRÉCAMBRIEN (?) À CAMBRO-SILURIEN  
(par J. Guérangé-Lozes, 2005)*

**Domaine des monts de l'Ouest de Lacaune  
(Unité composite de Brusque – Merdelou – Murasson)  
(par J. Guérangé-Lozes, carte en pl. 3, hors texte)**

Sur le territoire de la feuille Castres, J. Guérangé-Lozes a distingué et cartographié deux unités lithostratigraphiques et structurales majeures, constituées de formations cristallines et cristallophylliennes attribuées à cet

âge. Sont superposés, de bas en haut et du Sud au Nord, le domaine des monts de l'Ouest de Lacaune et la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès.

En ce qui concerne le Paléozoïque du domaine de l'Ouest de Lacaune rappelons que sur la carte éditée, ont été conservés au Nord du Sidobre les leviers cartographiques de J. Guérangé-Lozes, au Sud Sidobre figurent ceux de M. Demange (*cf.* conditions d'établissement de la carte).

Pour la zone comprise au Nord de la Montagne noire et le Sud Sidobre, les leviers cartographiques, description et interprétation des deux auteurs diffèrent. La carte à 1/50 000 de ce secteur par J. Guérangé-Lozes est représentée en planche 3, hors texte.

La description des formations du Paléozoïque également fait l'objet de deux rédactions indépendantes, faute de corrélations possibles. Le texte de J. Guérangé-Lozes ci-dessous, reprend pour l'essentiel la légende de la carte en planche 3, hors texte, en accord avec les données cartographiques, paléontologiques et structurales régionales des feuilles voisines Saint-Sernin-sur-Rance et Lacaune (monts de l'Est de Lacaune) cartographiées par cet auteur.

Ainsi le prolongement cartographique de deux sous-unités qui constituent la grande unité structurale composite de Brusque – Merdelou – Murasson, a été identifié et cartographié sur la feuille Castres. Ces sous-unités sont séparées par d'importants contacts anormaux. Ce sont du Sud au Nord (pl. 2, hors texte) :

**1 - la sous-unité de Merdelou**, représentée sur Castres par :

- A - son soubassement lithostratigraphique de la Quille – Bois-de-Luc ;
- au Sud du Sidobre, prolongement cartographique de Lacaune à Cambounès,
- au Nord du Sidobre, par le soubassement lithostratigraphique de Salvages,
- B - la sous-unité de Boissezon.

**2 - La sous-unité des ardoisières** prolongée sur Castres par :

- la sous-unité de Malacan, au Sud du granite du Sidobre,
- les lanières synclinales de Vabre-Cruzis et de Montredon-Labessonnié au Nord du Sidobre.

## 1 - Sous-unité du Merdelou

### *A - Soubassement lithostratigraphique de la Quille – Bois-de-Luc*

#### **Précambrien *p.p.* à Cambrien inférieur**

##### **Roches plutoniques anté-tectoniques, orthogneissifiées**

**ζγ. Orthogneiss de Montredon-Labessonnié.** L'orthogneiss de Montredon-Labessonnié occupe le cœur d'une structure en dôme. Ses diverses zones d'affleurement (Camp, Moulinas, Laz, Lagabié) s'inscrivent dans une ellipse de 2,5 km selon son plus grand axe.

Le faciès le plus représentatif est une roche équi-granulaire à grain moyen, localement parsemée de porphyroblastes de feldspath potassique. Un granite à grain fin holocrate à pyrite, mispickel et fluorine, recoupant l'orthogneiss « normal », a été reconnu, notamment dans la carrière Camp.

La roche porte l'empreinte d'une intense déformation laminaire (Guérangé, 1970). Elle a acquis une foliation cataclastique et une linéation d'étiement. Son origine granitique ne fait aucun doute.

La texture est en mortier, parfois cloisonnée. De grands cristaux en débris flottent dans un fond finement granulé qui se développe à leurs dépens et cimente leurs cassures. La granulométrie des grands cristaux varie de 4 à 10 mm, celle des cristaux du fond de 0,03 à 1 mm. De grands cristaux de quartz bleutés et zonés, pouvant atteindre 1 cm, apparaissent au microscope comme des assemblages polycristallins étirés. Un deuxième type de quartz est représenté par de petits cristaux qui composent en partie le fond de la roche et le ciment des fractures des grands feldspaths.

Trois types de feldspath potassique ont été distingués :

- de très grands cristaux automorphes (pluricentimétriques), d'un feldspath non quadrillé, perthitique. Disposés de façon quelconque par rapport à la schistosité, ils sont fracturés. Leurs cassures sont cimentées par des recristalliations de quartz et de muscovite ;
- de grandes plages pœcilitiques, très perthitiques. L'albitisation est très importante (Ab > Kfs). Il pourrait s'agir d'une ancienne orthose sodique exsolvée et transformée en microcline ;
- de petits cristaux xénomorphes dans la mésostase.

Le plagioclase est essentiellement l'albite (An 3). Il se présente soit en grands cristaux subautomorphes, parsemés de séricite, complètement démantelés, à macles tordues et aux fractures cimentées par des cristaux néoformés de quartz,

albite et séricite, soit en petits cristaux xénomorphes, non séricitisés, dans le fond de la roche et dans les fractures des grands feldspaths.

La biotite subsiste en reliques. La muscovite est abondante. Elle forme de grandes lames tordues ou brisées, provenant en partie de la muscovisation de la biotite, ou en fines lamelles soulignant la schistosité ou disposées dans les fractures des autres minéraux.

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

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

Les relations entre le « granite » et son enveloppe de micaschistes ( $K_1\xi$ ) ne peuvent pas être établies par l'observation de terrain, la structuration tectono-métamorphique éovarisque affectant uniformément ces matériaux (schistosité  $sD_{1-2}$  et métamorphisme régional associé).

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

On peut donc se poser la question de savoir si les micaschistes constituent bien l'encaissant du granite (et dans ce cas, ils seraient, du moins en partie, précambriens) ou s'il n'existe pas entre ces deux formations une relation de socle à couverture. Cette dernière interprétation est la plus plausible, les « micaschistes », par analogie de faciès, pouvant être rapportés aux « Grès de Marcory » (Cambrien basal  $K_1$ ). Dans ce cas, l'orthogneiss de Montredon-Labessonnié serait une écaille de socle impliquée dans les nappes varisques de cette région.

Les muscovites et les biotites néoformées ou recristallisées dans des plans de cisaillement qui recoupent la foliation  $sD_{1-2}$  de l'orthogneiss et des micaschistes de son enveloppe, traduisent un métamorphisme de contact dû à la mise en place d'une granite tardi-varisque sous-jacent.

S. Costa (1990), par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , a respectivement obtenu des âges de  $300,03 \pm 3,1$  Ma et  $302,5 \pm 3,2$  Ma pour les muscovites et les biotites de ce type sur un échantillon carotté dans l'orthogneiss (sondage BRGM de quelques centaines de mètres). Un âge comparable de  $297,9 \pm 3,0$  Ma a été obtenu pour

les biotites néoformées de son enveloppe micaschisteuse (lieu-dit la Frégère). Ces âges d'environ 300 Ma (Stéphanien) datent la mise en place d'un granite sous-jacent. Ils datent aussi une déformation extensive tardive concomitante, en relation avec la structuration en antiforme de la région de Montredon-Labessonnié, qui est attribuée à la phase de déformation régionale tardive D<sub>5</sub> (Guérangé-Lozes, 1987).

#### **k1. Formation schisto-gréseuse grise (« faciès Marcory »)**

##### *a - au Sud du Sidobre*

Il s'agit du prolongement cartographique de l'unité cartographiée sur la feuille voisine Lacaune. En structure anticlinale (pl. 4, hors texte, coupes 1 à 3), les matériaux qui composent cette sous-unité sont tronqués à Cambounès par les contacts anormaux délimitant la lanière d'Espérières au Sud et les sous-unités de Malacan et des ardoisières, au Nord.

Il s'agit d'une formation détritique « schisto-gréseuse » rythmique, très monotone, apparentée aux « grès de Marcory » du versant sud de la Montagne noire. Épaisse de 1 000 m environ, sa base n'est pas connue. L'âge attribué est Cambrien inférieur à *pro-parte* Précambrien supérieur à sa base (?).

Sur la feuille, immédiatement sous les calcaires dolomitiques, affleure un ensemble très homogène de schistes, prépondérants, et de schisto-gréseux très fin de couleur grise qui, dans la partie sommitale, devient localement verdâtre.

En lame mince, les clastes de quartz disséminés sont partiellement ou totalement recristallisés formant des niveaux lenticulaires dans la schistosité sD<sub>1-2</sub>. Les phyllites, qui constituent l'essentiel de la roche, sont de la muscovite et des chlorites. La pyrite y est souvent fréquente.

##### *b - au Nord du Sidobre, soubassement lithostratigraphique de Salvages*

En structure anticlinale (pl. 4, hors texte, coupe 5), les terrains qui composent cette unité affleurent largement au Nord du Sidobre. Ils sont tronqués, au Nord de la feuille, par la base de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès.

Constitués d'une formation schisto-gréseuse très homogène, il a été localement difficile de distinguer ces terrains de ceux de la formation schisto-gréseuse de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès chevauchante (pl. 4, hors texte, coupe 1).

Il s'agit d'un ensemble de grès fins et de schistes finement rubanés par l'alternance millimétrique de lits de quartzo-phylliteux et de lits schisteux. Les cristaux de quartz sont recristallisés, la séricite et la chlorite

néoformées se présentent en petites paillettes de 10 à 20  $\mu$ . On note la présence de débris lithiques.

Les blaviérites qui s'interstatifient au sommet de la formation K1 n'ont pas été observées dans l'unité de Salvages.

L'âge attribué est Cambrien inférieur à *pro-parte* Précambrien supérieur à sa base (?).

Entre Lacrouzette et Vabre, cette formation au contact avec le granite se présente sous l'aspect de cornéennes massives recoupées en bordure de l'Agout par des filons de microgranites.

À Montredon-Labessonnié une formation de micaschistes (K1 $\xi$  sur la feuille Réalmont), puissante de plusieurs centaines de mètres (300 à 500 m), enveloppe l'orthoigneiss de Montredon-Labessonnié.

Non cartographiés en tant que micaschistes sur la feuille éditée, ils correspondent à la formation K1 qui ceinture l'orthoigneiss.

La roche, de couleur gris-violacé, est constituée par des alternances de lits quartzo-feldspathiques et de lits phylliteux.

La composition minéralogique est homogène dans l'ensemble de la formation. Le quartz qui représente 30 à 40 % de la roche est toujours recristallisé. Il forme des petits cristaux de taille 0,04 à 0,1 mm. Le feldspath constitue près de 20 % de la roche. Déterminé comme de l'albite par M. Graye et A. Goffinet, il se présente en plages non maclées, tachées par l'oxyde de fer et constellées de fines paillettes de séricite. La granulométrie des cristaux de feldspaths est comparable à celle du quartz.

Les phyllites qui constituent près de 40 % de la roche sont la muscovite, la chlorite et de la biotite néoformée. Leurs proportions respectives peuvent changer.

Certaines lames montrent de petits cristaux interstitiels, en partie pseudomorphosés par des agrégats de micas. Il s'agit probablement d'un silicate d'alumine (andalousite ?) dont la proportion peut atteindre 10 %. Leur dimension est identique à celle du quartz.

Les minéraux accessoires sont de l'épidote, de l'apatite, du zircon, du sphène, de la tourmaline, du grenat et des minéraux opaques.

Ces micaschistes sont attribués à la partie supérieure du Cambrien inférieur K1 (sous bassement lithostratigraphique des Salvages).

## **Cambrien inférieur**

**K2a. Formation carbonatée massive.** Cette formation carbonatée constitue le cœur de synclinaux particulièrement écaillés (pl. 4, hors texte et coupes 2, 3). Elle est constituée pour l'essentiel de calcaires dolomitiques massifs ou rubanés monotones et de dolomies. De couleur gris-bleu dans la partie la plus basale, ils deviennent par la suite plus clairs. Cartographiquement, les dolomies gréseuses seraient au-dessus des calcaires.

Aucun passage indiscutable, en continuité de sédimentation avec la formation sous-jacente K1, n'a été observé. Cependant, dans la carrière de Cambounès, les calcaires bleus, massifs, à rares et minces intercalaires schisteux, se présentent en bancs plurimétriques et passent dans leur partie basale à des calcschistes à passées schisteuses pluridécimétriques. De même, au Sud-Est de Sablayrolles, ces calcaires lités se présentent en grandes dalles de puissance métrique, voire centimétrique, qui alternent avec des niveaux schisteux.

Le contact avec les gneiss et séricitoschistes de la lanière d'Espérières (écaille du versant nord de la zone axiale) est peu visible. Mais immédiatement après et le long du contact, ils sont généralement intensément bréchifiés, silicifiés et ferrugineux. Cet horizon bréchifié affecte également les calcaires dolomitiques au Sud-Ouest de Cambounès.

Ces carbonates sont largement recrystallisés. À Cambounès, ces roches constituées à 80 % de carbonates, ont une texture litée, les grains sont fins ( $< 10 \mu$ ). Parallèlement à la schistosité sont disposés des carbonates qui ont cristallisé en grains plus gros et des lentilles argileuses (mica blanc) à rares éléments détritiques de quartz, granules d'opiques et sulfures.

La puissance de cette formation est difficile à estimer du fait des nombreux cisaillements qui l'affectent. Cartographiquement, elle serait de l'ordre d'une centaine de mètres.

### ***B - Sous-unité de Boissezon***

## **Cambrien moyen**

**k3. Série pélitique verte à nombreux horizons calcaires et à faciès « schistes troués » 1 - Calcaire dominant.** Cette formation est affleurante dans le flanc inverse du synclinal D1-2 de Boissezon. Elle fait la transition stratigraphique entre la série à nodules phosphatés et la série schisto-gréseuse verte (pl. 4, hors texte et coupes 4, 5).

Monotone, elle est constituée de schistes verts, de calcschistes, de niveaux carbonatés d'épaisseur centimétrique, de schistes versicolores à amandes calcaires ou à « trous » résultant de la dissolution de celles-ci (« niveaux à schistes troués »), des bancs calcaires les plus épais ont été cartographiés (1, calcaire dominant).

Son épaisseur est difficilement estimable car localement très laminée par les cisaillements.

### **Cambrien supérieur – Ordovicien inférieur**

Une série grésopélitique verte est, largement affleurante dans le secteur de Boissezon, cette série passe en continuité de sédimentation, à sa base, à une formation pélitique verte à horizons carbonatés (k3) et à son sommet à une formation de grès blancs (01G).

Ces matériaux sont impliqués dans le « synclinal de Boissezon ». En fait ils sont plissés par deux mégastuctures synclinales de même direction : (1) un premier synclinal couché vers le Sud lors de la déformation varisque D1-2 et (2) un synclinal D4 qui présente une disposition en éventail. Cette superposition de structures explique la complexité cartographique du secteur.

**k6-01P. Pélites vertes et lie-de-vin g - Horizons gréseux.** Cette formation est constituée d'un ensemble homogène et d'une alternance de bancs de grès fins micacés verdâtres et d'interlits de schistes gris-vert.

Dans sa partie sommitale, cette formation est varvée et est constituée de schistes verts parfois lie-de-vin qui alternent avec des interlits de grès très fins. Par référence à des formations identiques connues en Albigeois, on lui attribue un âge ordovicien inférieur. Des intercalations métriques de grès verts moyens à grossiers ont été cartographiés (g).

**01G. Grès quartzitiques blancs.** Sur la route du pont de Grel à Fialessuch, des bancs de puissance décimétrique de grès blancs interstratifiés dans cette formation, annoncent la formation quartzitique qui lui succède. Sur la feuille, cet horizon gréseux est affleurant dans la région de Briane et dans la région de Sarrays.

**01-2. Pélites noires à petits bancs gréseux de la lanière de Sarrays.** Une formation de pélites noires attribuée à cet âge est uniquement affleurante dans le secteur de Sarrays. Elle est tronquée ici par de nombreux cisaillements, dont le cisaillement nord de la lanière d'Espérières (pl. 4, hors texte, coupe 5).

Dans ces schistes noirs sont interstratifiés de petits lits gréseux clairs. Ils sont dans l'ensemble particulièrement tectonisés.

## 2 - Sous-unité des ardoisières

Bien représentée dans les monts de Lacaune, la sous-unité des ardoisières se prolonge et est cartographiée sur la feuille Castres par la sous-unité de Malacan, au Sud du Sidobre, et dans les lanières synclinales de Vabre-Cruzis et de Montredon-Labessonnié au Nord du Sidobre. Ces formations sont structurées initialement en méga-synclinaux couchés vers le Sud-Est (pl. 4, hors texte, coupes 1 à 7).

### Cambrien inférieur

#### **k2b. Série périto-gréso-carbonatée noire à nodules phosphatés.**

La stratigraphie de cette série comprend un ensemble de shales noirs prépondérants, dans lesquels sont interstratifiés des bancs de calcaires bleus et/ou des dolomies qui font la transition avec la série sus-jacente k3, et des horizons de grès clairs ou bruns dans la partie supérieure de la formation.

#### **k2b(1). Formation de shales noirs localement ardoisiers, à abondants nodules phosphatés.**

Cette formation affleure dans trois sous-unités où elle est successivement décrite :

- A - Sous-unité de Malacan,
- B - Lanière synclinale de Vabre – Cruzis,
- C - Lanière synclinale de Montredon-Labessonnié.

#### **A - Sous-unité de Malacan**

La formation k2b(1) affleure largement dans cette sous-unité située au Sud du Sidobre. Le passage stratigraphique avec la série sus-jacente des pélites vertes (k3) se fait par l'intermédiaire d'horizons de calcaires bleu-noir et de dolomies. La formation est puissante d'environ 300 m. Très homogène, elle est constituée pour l'essentiel de shales noirs localement ampéliteux ou à caractère ardoisier.

Elle contient des petits lits gréseux, pyriteux parfois abondants, des lits de phosphates souvent fragmentés par la schistosité sD<sub>1-2</sub>. Les nodules phosphatés, aplatis par la schistosité, sont de forme elliptique. Localement abondants, ils peuvent atteindre la taille du centimètre. Ils sont constitués de matière organique, de phosphate d'aluminium et de calcium. En surface ces nodules blanchissent, puis les schistes eux-mêmes se décolorent à partir des fissures pour devenir totalement blancs. Cette formation est connue sous la dénomination de « formation des ardoisières ».

Ces épisodes phosphatés sont bien représentés dans les secteurs de Ferrières, Lavaissière, Cabrespine, entre la Grange et le Bouscaillou, au

Soulié, dans le talus de la route Ferrières-Brassac, à Fonbonne, à la Vergne, au Nord-Ouest de Brassac entre Cadoul et Pessols.

À *Saint-Salvy-de-la-Balme*, dans ces matériaux sont interstratifiés des calcaires bleus, des horizons plurimétriques de quartzites fins noirs décolorés comme ceux qui affleurent au Nord de Fialessuch. Ces derniers sont associés à des horizons pluri-décimétriques de nodules phosphatés. Dans la partie la plus sommitale s'intercalent des horizons de grès clairs.

C'est dans la partie sommitale qu'ont été observées des minéralisations stratiformes en blende. Dans des niveaux d'alternances recoupés par sondages, les minéralisations en blende se présentent en petits lits de puissance millimétrique, intensément remplissés. Pour F. Foglierini (1980), c'est une partie de cette blende que l'on retrouverait remobilisée en blende filonienne dans le filon de Saint-Salvy-de-la-Balme. Pour E. Marcoux (1989), d'après des analyses isotopiques, l'origine de ces deux blends serait distincte.

À *Cambounès*, ces roches, sont constituées à 95 % de muscovite et biotite et 5 % de clastes de quartz ( $< 5 \mu$ ). Ces minéraux se disposent parallèlement à la schistosité  $sD_{1-2}$  ainsi que les granules d'oxydes, de pyrites et localement de tourmaline.

À *Brassac*, les lits de phyllites alternent avec des lits et lentilles plus silteuses. Ces shales sont constitués de lamelles de muscovite. Ils passent localement à des schistes ardoisiers, comme ceux de la Barque et de la Barbazanié.

Dans le secteur de *Ferrières*, les schistes sont riches en matière carbonneuse et en pyrite. À proximité des lames granitiques, ils se présentent sous la forme de schistes indurés ou cornéennes sombres ou de schistes surmicacés à biotite et muscovite. L. Albouy (1975) a décrit des « skarns de réaction » à l'Est de Cabrespine dans les schistes noirs à proximité d'une lame granitique.

Pour J.-P. Prian (1980), ces « black shales » sont l'image d'un milieu de sédimentation confiné, à eau stagnante. Le milieu devait être marin ou lagunaire et la tranche d'eau peu profonde (environnement de plate-forme).

### ***B - Lanière synclinale de Vabre – Cruzis***

Les schistes noirs associés à des affleurements de la formation carbonatée sus-jacente se présentent en lambeaux très discontinus, en écaillage, dans un cisaillement tangentiel qui recoupe la formation schisto-gréseuse  $k_1$ . Ces affleurements ont été cartographiés au village Burlats, retrouvés à hauteur de Bennac et suivis le long de la vallée du Berlou jusqu'à l'Est dans la région de Cruzis et les Vergnes.

Les schistes noirs sont très ampéliteux et très tectonisés.

### ***C - Lanière synclinale de Montredon-Labessonnié***

Classiquement, les terrains dans la région de Montredon-Labessonnié sont décrits comme étant structurés en antiforme (« dôme de Montredon-Labessonnié ») et formés d'un cœur orthogneissique daté de 717 ± 83/-44 Ma (Calvez, *in* Guérandé-Lozes, 1987), ceinturé d'une enveloppe de micaschistes, elle-même surmontée par des dolomies, puis par une formation schisteuse noire à nodules phosphatés.

Les levés de la feuille Castres mettent en évidence un mégasyneclinal D1-2, à cœur de Cambrien inférieur k2b, affecté par des cisaillements importants en raison de la proximité de la base de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès. L'orthogneiss et les micaschistes de l'encaissant seraient une écaille de socle impliquée dans les nappes varisques de cette région. Ces formations sont ensuite, et c'est ce qui est le plus visible, intensément replissées en « dôme » par la phase D5.

La série pélito-carbonatée noire à nodules phosphatés est largement affleurante dans la région de Roquecourbe. Sa variation d'épaisseur est attribuée aux laminages tectoniques.

La série homogène est constituée de schistes noirs ampéliteux, friables, tachant les doigts car riches en matière organique (de 1 à 7 %). La roche est composée de quartz (cristaux de 20 à 100 µ), de muscovite, de chlorite, de biotites séricitisées et de produits organiques. La pyrite en lits ou en placages est localement abondante.

Les nodules phosphatés sont peu visibles à l'affleurement. Localement ils peuvent atteindre la taille du centimètre. Ils sont constitués de quartz, séricite et d'apatite de composition intermédiaire entre l'hydroxydapatite et la fluorapatite (Boudrie, 1977).

**k2b(c). Calcaires bleu-noir à interlits de pélites noires et calcaires dolomitiques.** Comme la précédente, cette formation se retrouve dans les trois sous-unités décrites plus haut qui seront reprises ci-dessous dans le même ordre.

### ***A - Sous-unité de Malacan***

*Dans la région de Ferrières*, une bande de 300 mètres sur trois kilomètres forme un appendice à l'intérieur du massif de granite. Au-dessus de l'intrusion, ont été cartographiés deux grands ensembles attribués l'un, à la formation schisto-gréseuse du Cambrien inférieur k1, l'autre, à la formation du Cambrien inférieur k2b. Cette dernière est constituée d'une formation carbonatée et dolomitique intercalée dans des schistes noirs. Le contact entre ces deux ensembles est anormal.

Des dolomies massives affleurent dans le secteur d'Armengaud, du Soulié et de la Ramade. Recristallisées, elles ont une couleur gris-bleu. Localement elles contiennent de minces intercalations de schistes noirs. Elles présentent localement un aspect caverneux. Ces vacuoles sont tapissées de minéraux de métamorphisme. L. Albouy (1975) décrit à la Pause, dans ces dolomies vacuolaires une disparition complète de la dolomite au profit de l'amphibole.

En lame mince, la calcite n'apparaît qu'en grains isolés au milieu d'un assemblage massif de grains dolomitiques.

La scheelite a été découverte dans les dolomies de la carrière de la Ramade située à proximité d'une lame granitique. Le minéral apparaît dans des fractures N 120°E qui se traduisent par des zones de broyage et de recristallisation de dolomite et de phyllites.

L. Albouy (1975) a décrit des « skarns de réaction » situés au contact entre deux types de roches carbonatées - siliceuses au niveau du village d'Armengaud, ce banc de skarn est puissant d'un mètre. Au contact, les roches carbonatées se chargent de lits centimétriques de grenats qui alternent avec la calcite. La roche s'enrichit en diopside et présente une alternance de lits centimétriques de grenat rose (grossulaire) et de diopside vert, sans forme cristalline nette.

Dans le secteur de Cabanes – Notre Dame, la blende imprègne la dolomie de façon inégale sur 200 m. Au Nord de la Ramade, la blende imprègne sur 4 m les premiers niveaux des carbonates. La minéralisation zincifère se présente sous la forme de gros cristaux. Elle est associée à de larges recristallisations de dolomite.

*Dans la région de Fumade*, ces formations carbonatées constituent le cœur de structures synclinales au sein des schistes noirs.

Des bancs de calcaires rubanés alternent avec des niveaux schisto-gréseux noirs pyriteux de puissance centimétrique. Au microscope, ces horizons détritiques sont composés de matière charbonneuse abondante, de quartz, de muscovite et de pyrite. D'après les coupes de sondages cet ensemble carbonaté serait épais d'une centaine de mètres et serait intercalé entre les schistes noirs et une formation de calcaires dolomitiques.

Des Planquettes à la Borio-Haute affleure une bande de calcaires dolomitiques gris. Ils contiennent, dans la partie est, une part notable de calcite, mais dans le secteur de Fumade ils s'avèrent dolomitiques.

Le gîte à tungstène de Fumade est encaissé dans ces calcaires. Un volcanisme cambrien très discret s'exprime ici par la présence de lentilles métriques de

roches vertes interstratifiées dans les dolomies. Celui-ci a été observé dans les sondages de la Fabrié.

Les phénomènes de granitisation apparaissent sous forme de leucogranites à deux micas liés à la phase de déformation D4.

Des phénomènes de métasomatose contemporains de cette phase sont la formation de deux types de skarns à scheelite :

– les skarns fissuraux, localisés dans les dolomies massives, en relation avec les filons de quartz de direction N110°E. Proportionnellement à la puissance de la fracture, se développent, symétriquement, une zone à forstérite, calcite, une zone à diopside, trémolite, scheelite et une zone à grossulaire, idocrase appartenant au filon ;

– les skarns lités se développent dans les calcaires grésilo-silteux et consistent en passées centimétriques à grossulaires, idocrase et salite. La scheelite est associée aux grenats.

L'hypothèse d'un apport de tungstène par le volcanisme synsédimentaire et d'une reconcentration de cet élément par les phénomènes plutoniques hercyniens a été envisagé par Séverac (1982).

### ***B - Lanière synclinale de Vabre – Cruzis***

En lame dans les schistes noirs, la position stratigraphique de ces formations carbonatées n'a pu être observée.

*De Bennac à Cayssié Grand*, les dolomies de teinte beige ou brune sont riches en magnésium.

*Entre Vabre et Cruzis* (Raynaud, 1984), il s'agit d'affleurements de calcaires de couleur gris-bleu. Largement veinés de calcite blanche, ils se caractérisent ici par une faible teneur en MgO qui constitue 20 à 30 % de la roche. Entre la Roque et la Mouline, ces carbonates sont très tectonisés et minéralisés en blende et galène. Autrefois les calcaires ont été exploités, comme en témoignent la présence d'anciens fours à chaux.

Les carbonates de Cruzis sont essentiellement constitués de dolomite. On y observe des structures annulaires, circulaires ou elliptiques qui peuvent faire penser à des structures d'origine organique. Le diamètre de ces organismes abondants à Cruzis varie de 1 à 3 mm. On distingue, de l'extérieur vers l'intérieur, une paroi externe formant un anneau sombre de 0,15 à 0,5 mm d'épaisseur, une partie interne constituée d'un matériel blanchâtre cristallin (dolomie) et, au centre, une structure axiale de 0,5 à 0,8 mm de diamètre plus sombre.

J. Mauriès (1970) les décrit comme des restes d'organismes coloniaux tubulaires (encrines ?). Ces traces d'organismes ne permettent pas de donner un âge à cette formation. B. Gèze avait attribué aux calcaires du versant nord de la Montagne noire un âge « Géorgien supérieur » par équivalence avec les calcaires à archéocyathes du versant sud de la Montagne noire. Cependant, par analogie avec les séries du Sud Sidobre et leur cartographie, un âge plus récent, partie sommitale du Cambrien inférieur, peut être attribué à cette formation.

### ***C - Lanière synclinale de Montredon-Labessonnié***

Dans cette sous-unité, la formation carbonatée k2b(c) constitue un horizon discontinu, d'épaisseur variable de quelques mètres à 50 m et en contact anormal avec les micaschistes.

G. Croise (1980) l'a décrite comme une formation finement litée, à niveaux ampéliteux, passant latéralement à des dolomies claires. Elle avait été attribuée par de nombreux auteurs aux calcaires à *Archeocyathus* du Cambrien inférieur k2a.

k2b(g). **Grès clairs ou bruns, à interlits de pélites noires ou grises.** Ces grès sont interstratifiés dans la partie sommitale des schistes noirs. Ils affleurent largement dans la région du mont Redon (Sud du Sidobre). Ce sont des grès micacés, fins, gris à noirs, soit massifs, soit en alternance avec des interlits de pélites noires ou grises.

La puissance de cette formation est de l'ordre de 100 m environ.

## **Domaine des nappes de l'Albigeois**

(J. Guérangé-Lozes, carte éditée et pl. 3, hors texte)

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

Régionalement, cette nappe est constituée de deux ensembles lithologiques différents : (1) une série verte à dominante schisto-gréseuse, surmontée par (2) une série noire à dominante schisteuse (appelée communément « série de l'Albigeois »), structurée en mégasynforme à valeur synclinale (mégasynclinal du Dadou, feuilles Réalmont et Saint-Sernin-sur-Rance), pliée en dôme par la phase D<sub>5</sub>.

La base de la nappe sectionne les structures des monts de Lacaune sous un angle faible (pl. 4, hors texte et coupes 1 à 7).

Au Nord-Est de la feuille, affleure le synclinal du Bousquet. Ce dernier est un des replis cartographiques secondaires de même génération du flanc normal du

mégasyncinal du Dadou. Cette structure est ici replissée en structure synclinale par la phase D<sub>4</sub>.

Au Nord-Ouest de la feuille, affleurant dans les vallées, sous le Cénozoïque, le flanc normal du mégasyncinal du Dadou sectionne les différentes structures de la lanière de Montredon-Labessonnié (pl. 4, hors texte, coupes 5 à 7).

### ***A - Série schisto-gréseuse verte (Cambrien supérieur – Ordovicien basal)***

Sur la feuille affleure, de bas en haut, deux formations lithologiques. Elles se succèdent en continuité de sédimentation.

**k601m. Formation des schistes verts homogènes du Masnau - Massuguiès - Rayssac 1 - Horizons gréseux.** Largement représentée sur la feuille, la formation du Masnau-Massuguiès-Rayssac (secteurs où elle est le mieux représentée), de couleur grise et verte, est régionalement une formation monotone. Épaisse de 100 à 200 m environ, elle succède en continuité de sédimentation à la formation schisto-gréseuse de Mandegourc, peu représentée sur la feuille car laminée par les cisaillements.

Elle se caractérise par des schistes gris, plutôt sombres à la base, contenant de petits bancs millimétriques de grès fins siliceux, donnant un aspect souvent rubané aux matériaux. Vers le haut, ces schistes passent à un ensemble plus homogène de schistes verts et lie-de-vin (« schistes bariolés ») qui constituent un **bon niveau repère dans l'Albigeois**. Des niveaux gréseux intercalés dans cette formation sont formés principalement de grains de quartz détritique, mal classés, associés à de fines paillettes de muscovite, dans une matrice siliceuse ou séricito-chloriteuse. Les feldspaths sont rares. Quelques bancs de grès siliceux micacés blancs, de puissance métrique, s'intercalent dans le haut de la formation annonçant la formation quartzitique qui lui succède.

À l'échelle de la lame mince, ces schistes sont constitués de lithons (séricite et chlorite) disposés à plat, parallèlement à la schistosité composite sD<sub>1-2</sub>, et des fins filonnets ou lenticules aplatis de quartz microcristallin.

Au Nord de Saint-Pierre-de-Trévisy (feuille voisine Réalmont), J. Guérangé-Lozes a découvert dans cette formation le premier gisement fossilifère de l'Albigeois, immédiatement sous les quartzites blancs. Il s'agit de brachiopodes de taille pluri-centimétrique, très déformés, auxquels M. Mergl (1991, inédit) attribue un âge cambrien supérieur à trémadocien. Il s'agit probablement de *Billingsella* sp.

**01m. Formation quartzitique du Moulin-Mont-Roc.** Elle fait la transition entre la série verte et la série schisteuse noire. Elle constitue le **principal repère lithologique de l'Albigeois**.

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

### ***B - Série schisteuse noire (Ordovicien inférieur)***

#### **O1-2. Formation des schistes noirs ou « schistes de l'Albigeois ».**

Elle surmonte en continuité de sédimentation la série schisto-gréseuse verte. Le passage progressif a été nettement observé sur la feuille voisine de Saint-Sernin-sur-Rance, dans le flanc inverse du synclinal du Dadou, où elle comprend dans sa partie basale, une formation assez gréseuse, peu puissante constituée de bancs de grès phylliteux sombres alternant avec des lits schisteux noirs.

Elle passe rapidement à une formation de schistes noirs, épaisse de 500 à 1 000 m, très homogène, riche en matière organique, contenant de fréquents lits gréseux d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Les lits gréseux sont formés d'éléments jointifs très bien classés : quartz détritiques sub-anguleux abondants, zircon et minéraux titanés fréquents soulignant le litage et, en faible proportion, de phyllites détritiques ; le liant est, tantôt siliceux tantôt phylliteux.

Des fragments d'acritarches, non déterminables, ont été trouvés à la base de petits niveaux gréseux de puissance centimétrique (au Nord du village de Masnau-Massuguiès, feuille voisine Saint-Sernin-sur-Rance). Cette formation contient de nombreux sills et coulées de roches volcaniques basiques.

**Mdβ. Métadolérites et metabasites.** Le volcanisme basique dans l'ensemble de la série schisteuse noire ordovicienne est constitué de sills et coulées de dolérites et basaltes métamorphisés, de puissance métrique à décamétrique, interstratifiés dans les schistes noirs. Ils sont particulièrement abondants dans la partie sommitale de la série (feuilles Réalmont, Saint-Sernin-sur-Rance, Carmaux).

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

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

L'âge attribué aux brachiopodes découverts dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès a permis de conforter les hypothèses d'attributions stratigraphiques proposées par J. Guérangé-Lozes (1987), fondées sur des corrélations avec les formations bien datées des monts de l'Est de Lacaune (tabl. 1, hors texte) :

– la série schisto-gréseuse verte correspondrait au Cambrien moyen à supérieur et à la partie basale de l'Ordovicien inférieur, la formation de Mandegourc, non représentée sur la feuille, étant rapportée au k3-5, la formation du Masnau-Massuguiès au k6-O1G et la formation quartzitique du Moulin – Mont-Roc à la partie supérieure du Trémadocien inférieur O1G ;

– la série schisteuse noire pourrait appartenir au Trémadocien supérieur - Arénigien inférieur (O1-2).

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

– en ce qui concerne la série schisto-gréseuse verte, il convient de noter que les « schistes troués » à *Paradoxides* n'ont jamais été observés dans l'Albigeois, aussi bas que l'on puisse descendre dans la formation. Soit la série schisto-gréseuse verte est postérieure au Cambrien moyen (« Acadien ») (rabotage basal des schistes à *Paradoxides* ?), soit les « schistes troués » n'existent pas dans ce domaine paléogéographique nord ;

– le Cambrien supérieur n'a jamais été daté dans les monts de Lacaune. On peut penser qu'il existerait bien, d'après la présence des brachiopodes probablement de cet âge découverts en Albigeois ;

– en ce qui concerne la série schisteuse noire, on note également certaines caractéristiques différentes de son équivalent des monts de Lacaune : absence de nodules siliceux et de calcaires « cone-in-cone », mais présence de silexites noires, de tufs rhyolitiques, de « roches vertes » et de niveaux carbonatés (feuilles voisines) ;

– en ce qui concerne la séquence quartzitique, relevons pour l'essentiel l'apparition du volcanisme acide dans le flanc inverse du mégasyndinal du Dadou de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès (feuilles Réalmont, Saint-Sernin-sur-Rance).

### *ROCHES PLUTONIQUES ET FILONIENNES SYN- À TARDI-OROGÉNIQUES VARISQUES*

#### **Roches plutoniques précoces de la zone axiale**

η. **Roches basiques et intermédiaires.** Comme dans toute la zone axiale, les roches basiques à intermédiaires ne sont pas rares sur la feuille Castres, même si elles ne représentent que des volumes assez faibles.

Elles forment des sills métriques à décamétriques jalonnant les contacts entre les bandelettes de paragneiss dans les orthogneiss du synclinorium du col de Fontfroide ou à la périphérie de dôme de Lamontélarié, qui est largement envahi par le granite du Montalet.

Ce sont des intrusions syntectoniques précoces plus ou moins foliées, qui ont subi la plupart des événements tectoniques et qui ont été rééquilibrées par le métamorphisme.

Elles renferment couramment plagioclase-biotite-amphibole-quartz. Mais les proportions de ces différents minéraux et les textures sont très variées. Les faciès les plus courants sont des (méta-)diorites quartziques à biotite-amphibole ou à biotite seule. Certaines roches particulièrement riches en fer contiennent du grenat.

Ces roches basiques et intermédiaires appartiennent en zone axiale à deux séries magmatiques : (1) une série calco-alcaline et (2) une série tholéiitique toutes deux pauvres en titane. Les roches associées au granite du Montalet appartiennent à la série tholéiitique.

### *Roches vertes interstratifiées dans les dolomies de Fumade*

Les roches vertes, en passées plurimétriques, ont été observées en sondages dans les dolomies grises massives de Fumade. Elles se présentent sous deux faciès : (1) un faciès massif, vert sombre, à grain fin et d'aspect homogène et (2) un faciès lité, vert ou brun, plus ou moins micacé et pyriteux.

Le faciès massif se caractérise en lame mince par la présence de nombreux pyroxènes en grains automorphes, associés à du quartz interstitiel, de nombreux cristaux de sphène automorphes et un fond sériciteux fin dans lequel on peut retrouver des feldspaths alcalins non déterminables.

Le faciès lité se caractérise par du sphène automorphe de grande taille et un fond sériciteux auquel s'ajoutent de nombreux minéraux opaques (pyrite), des microlits à biotite, chlorite, muscovite, épidote et calcite. L'albite semble absente de ces roches.

Ces roches ont été interprétées comme des roches volcaniques soit d'âge cambrien, soit tardi-hercynien. Il peut aussi s'agir de skarns.

Σybg. **Granite du Montalet.** Ce granite, largement développé dans la partie nord-ouest du massif de l'Agout (feuille Lacaune), envahit très largement sur la feuille Castres le dôme de Lamontélarié et la partie nord du synclinal de Fraisse où il forme un de nombreux sills pluri-décamétriques jalonnant les contact et les charnières des plis P3. Ces contacts à l'échelle de l'affleurement sont guidés par la foliation des gneiss, mais des contacts clairement intrusifs peuvent être

observés sur le terrain et pouvaient être observés dans la galerie EDF. Dans cette galerie, des skarns décimétriques à métriques se développent au contact des niveaux carbonatés.

Le granite du Montalet présente deux faciès qui se distinguent par leur teneur en biotite et leur géochimie. L'un, plus riche en biotite, mais néanmoins hololeucocrate, et moins évolué ( $\text{SiO}_2 = 69\text{-}70\%$ ) peut être considéré comme une granodiorite leucocrate. L'autre plus pauvre en biotite et plus évolué ( $\text{SiO}_2 = 71,5\text{-}74\%$ ) est classé en granite monzonitique. La carrière de la Raviège (feuille Lacaune,  $X = 466,00$ ,  $Y = 4\ 827,75$ ) montre que ces deux magmas sont contemporains et ont coexisté à l'état liquide.

Les deux faciès du granite du Montalet sont des roches sursaturées en aluminium ( $\text{Al/Na} + \text{K} + 2\text{Ca} = 1,15$  dans le faciès riche en biotite,  $1,10$  dans le faciès leucocrate), calciques ( $\text{CaO}$  respectivement  $3,24$  à  $2,70\%$  et  $2\text{-}1,60\%$  et  $\text{Ca/Ca} + \text{Na}$  respectivement  $0,22$  et  $0,18$ ) très peu potassiques ( $\text{K}_2\text{O}$  respectivement  $2$  à  $3,2\%$  et  $3,5$  à  $4\%$ ) et très ferrifères ( $\text{Fe/Fe} + \text{Mg}$  respectivement  $0,77$  et  $0,85$ ).

Les différents faciès du granite du Montalet (et les roches basiques et intermédiaires associées) définissent une lignée calco-alkaline subtholéiitique (calcique et pauvre en potassium) très nettement ferrifère.

Ces granites sont formés de plagioclase automorphe, à macles complexes, à zonation récurrente mais globalement normale An 38-18, feldspath potassique en quantité variable selon les faciès, quartz. Les minéraux ferromagnésiens sont peu abondants : biotite (ferrifère :  $\text{Mg/Fe} + \text{Mg} = 15,7\text{-}16$ , alumineuse  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 20,8\%$ , pauvre en titane :  $\text{TiO}_2 = 1,3\text{-}2,3\%$ ), grenat de la famille almandin-spessartine (plus de  $90\%$  d'almandin), rare muscovite primaire. Parmi les minéraux accessoires (apatite, tourmaline, minéraux opaques), le zircon est assez abondant et forme des cristaux libres atteignant  $0,5\text{ mm}$ . Des paillettes de quelques millimètres de molybdénite ont été observées dans la carrière située le long de la D62 au Sud-Est de Brassac ( $X = 460,20$  ;  $Y = 4\ 830,05$ ) et dans les déblais de la galerie EDF à Brassac.

Le granite du Montalet présente une foliation dont l'aspect varie beaucoup avec la position de l'affleurement dans le corps granitique. Au cœur des massifs importants, cette foliation est vraisemblablement magmatique primaire marquée par les biotites et les tablettes de feldspath. Vers la périphérie des corps granitiques, cette foliation prend un caractère plus tectonique, avec des textures en mortier plus ou moins recristallisées, un étirement des quartz, qui proviennent sans doute d'un rejeu de la foliation primaire. Parfois (carrière le long de la D62) cette foliation est associée à des plis isoclinaux marqués par les aplites. Cette foliation s'accompagne de lessivages et rétromorphose avec muscovite, placage de sillimanite, épidote. Cette foliation est déformée par les phases tardives aussi

bien en grand à l'échelle de la carte qu'à l'échelle de l'affleurement (très beaux affleurements dans le lit de l'Agout au Sud-Ouest du bois de Teil, X = 460, Y = 4 828,64).

Il existe localement des bouffées et filons, postérieurs à cette foliation, de granite très blanc à cordiérite qui se relie sans doute au développement du granite du Laouzas (feuille Lacaune).

Une seconde foliation apparaît en liaison avec le jeu chevauchant et décrochant des accidents qui affectent les écailles para-autochtones et la faille des monts de Lacaune, mais qui peut se développer à plus d'un kilomètre des accidents principaux. Cette foliation présente le caractère de mylonites à froid et s'accompagne de rétro-morphose en faciès schiste vert : chlorite, muscovite, épidote, de silicification et tourmalinisation.

Si l'âge relatif du granite du Montalet est bien calé par rapport aux phases tectoniques, son âge absolu demeure inconnu. Huit mesures effectuées dans le cadre du lever de la feuille Lacaune (Baubron, 1982) conduisent à des errorchrones probables à  $401 \pm 41$  Ma et  $608 \pm 80$  Ma. Les données inédites de J.-L. Duthou (1994) définissent un errorchrone à 280-285 Ma (rapport initial 0,711) qui est un âge de refroidissement ou de remaniement.

Les données de M. Faure *et al.* (2010) sur zircon et monazite fournissent les âges suivants : 2 700 Ma, 1 000 Ma,  $507 \pm 13$  à 460 Ma et  $333 \pm 67$  à  $324 \pm 3$  Ma. Les données de A. Cocherie (2010) fournissent un âge de  $317 \pm 4$  Ma (U-Pb sur zircon) Les âges précambriens sont vraisemblablement des âges de remaniement. M. Faure *et al.* (2010) considèrent que les âges hercyniens sont des âges de mise en place de ce granite. Ils en déduisent que ce granite n'est pas un granite précoce mais qu'il est plus ou moins contemporain du métamorphisme et du granite du Laouzas. Ce point de vue est contraire à toutes les données géologiques (foliations déformées, bouffées de granite du Laouzas, altérations hydrothermales). Il n'est pas impossible que les âges hercyniens soient en partie des âges de remaniement liés au métamorphisme tardif et au développement du granite du Laouzas. Il se pourrait que l'âge de mise en place du granite du Montalet soit hercynien précoce (ce que ne confirme aucune donnée géochronologique) ou calédonien (âges sur zircon, monazite et Rb-Sr).

$\Upsilon^3$ . **Granite de Plaisance.** Ce granite apparaît comme un sill interstratifié entre les gneiss de Plaisance et la série méta-sédimentaire qui forme son toit (formation SPb). Ce sill n'est connu que sur la coupe du défilé de la Durencuse (Plaisance). Sa puissance maximum est de l'ordre de la cinquantaine de mètres, son extension ne dépasse pas le kilomètre. C'est un granite à biotite, muscovite et grenat très cataclastique et intensément hydrothermalisé. Il occupe la même position que le granophyre de Malecoustat au toit des gneiss des Cammazes sur

la feuille Revel. Mais son faciès pétrographique est plus proche de celui du granite du Montalet.

### **Granites tardifs en massifs circonscrits**

$\gamma_{gt}^2$ . **Granite de Combrespinas**. Ce granite forme une coupole surbaissée de 6 km  $\times$  1,5 km dont seule la partie ouest affleure sur la feuille Castres, intrusive dans le dôme de Lamontélarié.

C'est un granite hololeucocrate, de couleur rose, à grain fin (0,5-1 mm), à texture primaire grenue xénomorphe. Il est formé de feldspath potassique dominant, plagioclase (An10-15 parfois, albite), micas très mineurs avec muscovite plus abondante que la biotite, tourmaline et grenat. La sillimanite apparaît parfois en aiguilles dans la muscovite, en placages et en paquets de fibrolite. Dans sa partie occidentale, ce massif a subi une forte cataclase avec granulation des minéraux, textures en mortier et apparition d'une foliation marquée par les muscovites et des lanières de quartz.

Chimiquement, ce granite se distingue par son caractère évolué ( $SiO_2 = 73-76\%$ ,  $MgO < 0,20\%$ ), potassique ( $K_2O = 4-5\%$ ,  $Na_2O = 2,2-3\%$ ) et ferrifère ( $Fe/Fe + Mg = 0,84-0,93$ ).

Il est très voisin tant du point de vue pétrographique que géochimique de certains granites tardifs associés au granite du Sidobre (la Fabrié, Fumade, Guzanes).

Neuf échantillons ont été analysés en Rb/Sr dans le cadre du lever de la feuille Lacaune. Ils permettent de tracer deux isochrones  $305 \pm 11$  Ma (rapport initial 0,7110) et  $282 \pm 11$  Ma (rapport initial 0,7107), âges qui représentent sans doute la mise en place de ce granite et/ou son refroidissement.

$\gamma_b^{3-4}$ . **Granite d'Anglès**. Le granite d'Anglès forme un massif long de 13 km pour une largeur atteignant 2,5 km et affleure largement sur les feuilles Lacaune, Saint-Pons et Mazamet. Seule la partie nord de ce massif apparaît dans le coin sud-est de la feuille Castres (2 km  $\times$  0,5 km).

Il contient de nombreuses enclaves. On peut tracer presque en continu des bandelettes de paragneiss depuis l'encaissant à travers le granite. Des roches basiques jalonnent ces bandelettes ou forment des bandes à travers le granite. Il existe aussi des panneaux de toutes tailles de gneiss du Larn à bord diffus en voie d'assimilation.

C'est un granite monzonitique à texture grenue hypidiomorphe, à grain moyen, non porphyroïde, formé de plagioclase (An 30-25), orthose, biotite riche en inclusions de zircon et d'apatite et rare muscovite tardive.

Bien qu'appartenant à la famille d'intrusions tardi- à post tectoniques comme les granites du Sidobre, des Martys et du Lampy, le granite d'Anglès n'est pas comagmatique de ceux-ci mais forme une série plus potassique, moins calcique et légèrement plus ferrifère.

Les données de M. Faure *et al.* (2010) par la méthode U-Pb-Th sur monazite fournissent des âges de  $322 \pm 34$  Ma et  $320 \pm 3$  Ma, ce qui est du même ordre que les âges des autres granites tardihercyniens.

### **Granitoïdes du massif du Sidobre**

L'étymologie du nom Sidobre est controversée. Certains le font dériver du latin *sin opere* (c'est-à-dire région non cultivée), d'autres du gaulois *seto briga*, évoquant un mont, une forteresse.

*Les éléments de la notice (descriptions et figures) sont empruntés pour l'essentiel aux travaux de P. Isnard (1982), A. Borrel (1978) et L. Albouy (1975).*

Le massif granitique du Sidobre forme une ellipse dont le grand axe, long de 15 km, est orienté SW-NE. Sa largeur ne dépasse pas 8 km. Il couvre une surface d'environ 105 km<sup>2</sup>. Il est intrusif dans les formations paléozoïques montrant une bordure bien nette, sauf dans la région de Ferrières où existent de nombreux et importants « roof pendants ». Il développe dans les terrains encaissants une auréole de métamorphisme de contact assez étroite, dans le faciès des cornéennes à hornblende. Le granite du Sidobre est une intrusion composite à caractère centrifuge avec des faciès granodioritiques au centre (granite bleu) et des monzogranites à la périphérie (granite blanc). Les enclaves basiques y sont nombreuses.

Les âges disponibles sont des âges Rb/Sr en roche totale de  $281 \pm 36$  Ma (Hamet, 1975, recalculé par Demange, 1982), sur biotite à  $304 \pm 8$  (Pin, 1981) et un âge Ar-Ar sur biotite de 313 Ma (Rainaud, 1995). Ces âges confirment le caractère tardi-hercynien de ce granite qui appartient à la même famille que les granites des Martys, du Lampy, du Soulié, d'Anglès et du Haut Vialais, dont les âges sont de l'ordre de  $219 \pm 7$  Ma.

Il existe à proximité immédiate du massif du Sidobre proprement dit des filons de microgranites ( $\mu\gamma$ ), de granites à grain plus ou moins fin et d'aplites à muscovite et grenat ( $\gamma^3$ ): Ferrières, filon d'aplite de la mine de Saint-Salvy, Rolland, Saut de la Truite...

À 2,5 km à l'Est du massif du Sidobre, le granite de la Fabrié ( $\gamma_3^3$ ) affleure dans la vallée du Vernoubre sur  $750 \times 500$  m. Ce granite montre des faciès à biotite dans la partie centrale et à muscovite et grenat dans la partie périphérique où des lames s'insinuent dans les formations schisteuses paléozoïques.

Le petit pointement hectométrique de Guzanes à 4 km, à l'Est du Sidobre, est un microgranite à muscovite et rare grenat ( $\mu\gamma$ ).

Le microgranite de Sablayrolle affleure dans les schistes noirs, 600 m au Sud de Sablayroles et en volantes à proximité des fermes de Camp Gourgui.

Les sondages de Fumade, à 4 km à l'Est du Sidobre, ont recoupé des lames de granites métriques à décamétriques associant fréquemment des granites de différents faciès ( $\gamma_3^3$ ) : granite à biotite analogue au granite blanc de bordure du granite du Sidobre, granites clairs analogues au granite de la Fabrié, aplites, microgranites, pegmatites, granophyres... Le granite à biotite forme une (ou des) coupole(s). En profondeur les granites clairs, microgranites... forment des lames et des corps filoniens guidés par la schistosité au voisinage du contact entre série noire et dolomies au-dessus de cette coupole.

Rappelons que le granite de Combrespinas, en zone axiale, présente des caractères pétrographiques voisins de ces intrusions périphériques.

Ces différents petits corps granitiques montrent des caractères pétrographiques et géochimiques voisins de ceux du Sidobre, aussi les associons-nous dans cette description.

## **Faciès pétrographiques**

Le granite du Sidobre est une roche massive, de couleur claire. Elle est grenue, hétérogranulaire avec fréquemment une tendance porphyroïde. Les phénocristaux automorphes de feldspath potassique ont une taille centimétrique et une répartition homogène dans la roche. Leur pourcentage volumique est variable.

Depuis B. Gèze (1949), on distingue deux faciès principaux dans le granite du Sidobre. Les granites bleus constituent une masse ovoïde au centre du massif et affleurent largement dans sa moitié sud. Des granites clairs entourent ces derniers occupant toute la terminaison nord-est et la bordure du massif. À l'exception de quelques endroits où des contacts nets ont été observés entre ces deux types de granite, le passage de l'un à l'autre est progressif. La composition modale confirme la distinction entre le granite bleu, qui est une granodiorite et le granite clair qui est un monzogranite. Il y a du premier au second, diminution en biotite et augmentation du rapport feldspath potassique/total des feldspaths.

Au sein de ces faciès principaux, P. Isnard, (1980) distingue les sous-faciès pétrographiques suivants (fig. 3) :

• **les granodiorites centrales ou « granite bleu »**

$\gamma^4_b$ . **Granodiorite bleue.** Cette granodiorite affleure pour l'essentiel dans le Sud-Ouest du massif où il est exploité dans des carrières comme à Lascombes, la Sigarié, le lac Bleu, la Fontasse, Cabrol et les Sept-Faux. Il se caractérise par sa couleur bleue. Apprécié pour le façonnage, il contient cependant de nombreuses enclaves ou « crapauds ».

Pétrographiquement, il s'agit d'une granodiorite qui contient environ 12 % de biotite. Le quartz, de taille moyenne, a un éclat gras. Les mégacristsaux de feldspaths potassiques sont constitués d'orthose en partie microclinisée. Il existe plusieurs types de plagioclase :

- des plagioclases à zonation normale oscillante, les plus fréquents : cœur An55, et plus souvent An40-45, puis une suite de zones An36 → An38, An35 → An28, An35 → An26, An28 → An20 ;
- plagioclases à zonation normale continue ;
- rares plagioclases non zonés An30-An32.

$\gamma^4_b$ . **Granodiorite gris-bleu.** Il s'agit là d'un terme de passage entre les granites bleu et gris. Ses caractères pétrographiques sont ceux du granite bleu mais son chimisme indique un caractère plus magnésien et moins ferrique (biotite plus magnésienne), un peu plus alumineux et silico-potassique (début de séricitisation des plagioclases), un peu moins calcique. Les plagioclases sont du même type que dans la granodiorite bleue.

$\gamma^4_g$ . **Granodiorite grise.** Ce type de granitoïde affleure largement dans le massif. Il est localement exploité comme à l'Oustalet, Carausse. Porphyroïde, il contient environ 11 % de biotite. Le plagioclase est de même type que dans les faciès précédents mais sa basicité est plus faible au cœur et de plus, il existe une plage non zonée An26-28. Les mégacristsaux sont de l'orthose en partie microclinitisée.

• **les granites périphériques clairs ou « granite blanc »**

Ce granite grossier, blanc ne présente que rarement des mégacristsaux de feldspath potassique. En se rapprochant du centre du massif, son aspect évolue pour devenir plus proche de celui du granite bleu. Le grain devient plus fin, les mégacristsaux plus nombreux et ont des tailles comparables à ceux du granite central. Il reste cependant plus clair.

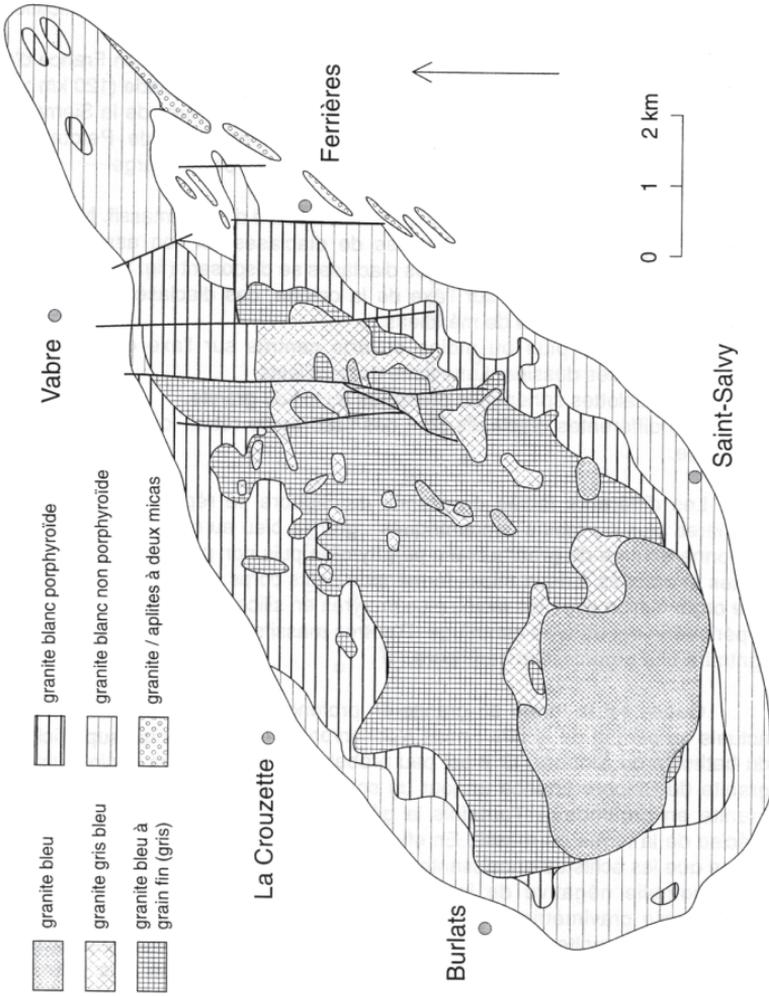


Fig. 3 - Répartition des faciès dans le granite du Sidobre (Isnard, 1980)

Si on fait abstraction des mégacristaux, on note une augmentation générale du grain du centre vers la périphérie du massif, de 0,1 à 0,8 cm (terme le plus fin) à 0,2 à 1,5 cm (terme le plus grossier).

$\gamma_p^3$ . **Monzogranite blanc porphyroïde.** Dans ce granite, les cristaux d'orthose souvent microclinisée et de microcline peuvent atteindre une taille de 7 à 8 cm. Ils sont irrégulièrement répartis. Le grain de ce granite est moyen. Les plagioclases zonés (oscillants et continus) sont moins abondants que dans les faciès bleus ; ce sont des plagioclases An25-27 couronnés d'un liseré An20. La biotite peut atteindre 9 % de la roche. La muscovite est très rare.

Il est localement exploité à Lacrouzette. Utilisé en bordure de trottoir, il est peu apte au polissage.

$\gamma^3$ . **Monzogranite blanc non porphyroïde.** Ce granite se caractérise par l'aspect envahissant du feldspath potassique qui perd son automorphisme. Il s'agit d'une orthose en partie microclinisée le long de la bordure sud, mais, le long de la bordure nord, la microclinisation devient plus intense et maximale dans la pointe nord-est du massif (le Bouriou, la Daureillé).

Bien que le caractère porphyroïde soit inexistant, il est plus riche que les autres granites en feldspath potassique qui conserve une taille supérieure à celle des autres minéraux. Il est par contre moins riche en fer et magnésium et moins calcique. Il contient environ 7 % de biotite et de rares muscovites. Les plagioclases An20-22 sont prédominants tandis que ceux An25-27 sont plus rares que dans les faciès précédents.

Son grain est plus grossier que dans les granites centraux. En extrême bordure, il passe à des faciès plus aplitiques. Il est très exploité aux environs de Lacrouzette et Saint-Salvy-de-la-Balme.

Entre Ferrières et la Pierre Plantée, on note un développement important de muscovite et la présence de petits grenats. Ce faciès d'extension limitée caractérise aussi quelques septas en intercalations dans les formations paléozoïques.

Les différents granites clairs ont une texture grenue hypidiomorphe, souvent porphyroïde. Ils sont constitués de cristaux subautomorphes de biotite et de plagioclase, et de cristaux subautomorphes et xénomorphes de quartz et de feldspath potassique. Le grain des granites blancs est plus grossier que celui des granites bleus.

Tous les types sont constitués de biotite, de plagioclase, de quartz, de feldspath potassique, d'apatite, de zircon (en inclusions dans la biotite) et d'ilménite. La monazite a été observée dans les faciès bleus. La magnétite n'est

pas connue dans le granite du Sidobre. Les minéraux secondaires sont : chlorite, séricite, minéraux opaques, calcite, muscovite, sphène, épidote, albite, quartz.

Le plagioclase se présente sous la forme de cristaux automorphes à subautomorphes. Ils sont isolés ou groupés en agrégats (glomérôphénocristaux et syneusis), à contours irréguliers. Ils peuvent atteindre 5 à 8 mm. Leur taille est variable dans le même échantillon allant de quelques dixièmes de millimètres à, plus rarement, quelques millimètres. Ils sont toujours maclés. La macle de l'albite est la plus fréquente.

Les feldspaths potassiques automorphes dans les faciès porphyroïdes, renferment en inclusions tous les autres minéraux. Biotite et plagioclase, visibles à l'œil nu, apparaissent en inclusions automorphes orientées, soulignant une zonation autour d'un cœur automorphe pauvre en inclusions. Ces mégacristaux ont généralement la forme de tablettes allongées. Leur taille peut atteindre 5 à 7 cm. Ils sont xénomorphes dans les granites blancs non porphyroïdes.

Les minéraux accessoires, l'apatite et le zircon, sont apparus les premiers, précédant de peu la cristallisation du plagioclase et de la biotite. Puis le quartz précède le feldspath potassique qui fixe en syneusis de nombreuses inclusions de tous les autres minéraux.

Leur développement se produit autour des plages des premiers cristaux automorphes, mais au fur et à mesure que l'encombrement cristallin augmente, leur caractère interstitiel s'accroît. En fin de cristallisation, le quartz, le feldspath potassique et l'albite apparaissent en même temps dans les espaces encore libres.

Les stocks (la Fabrié, Guzanes, Fumade) et filons périphériques présentent les faciès pétrographiques suivants bien individualisés non seulement par leur pétrographie mais aussi par leur géochimie (Tessier, 1989) :

– *granite à biotite de Fumade* (analogue au granite blanc périphérique du Sidobre) : quartz, microcline, plagioclase à zonation complexe récurrent An35-11, biotite, muscovite secondaire, zircon, apatite et rare monazite ;

– *microgranites* (faciès assez rare : Guzanes, Rolland) à phénocristaux de microcline, quartz, plagioclase et biotite dans une mésostase de quartz, microcline, plagioclase (An32-26 avec une frange d'albite An9,5), biotite et muscovite secondaire ;

– *granites à deux micas* : quartz, microcline, plagioclase (phénocristaux à zonation non oscillatoire An38-11 et pour les cristaux de la mésostase An17-8), biotite, muscovite (largement secondaire : par déstabilisation de la biotite, séricite sur les plagioclases et muscovite squelettique à partir de feldspath potassique), très rare grenat (série almandin-spessartine), apatite, zircon, ilménite. L'abondance de la biotite distingue un faciès riche d'un faciès pauvre en biotite ;

– *granophyre* (Ferrières, et Espérausses, sur la feuille Lacaune) : quartz, microcline, plagioclase An19-4, biotite, muscovite ;

– *granite à tendance pegmatitique et pegmatites*, relativement variés : granites miarolitiques à muscovite, à biotite-muscovite, veinules pegmatitiques, pegmatites et stockscheiders : microcline, plagioclase An10-12, quartz, muscovite, grenat (almandin 50 à 60, spessartine 43 à 34), biotite ;

– *granites à grain fin* : microcline, quartz, plagioclase (An16-4), biotite, muscovite, grenat (almandin-spessartine), tourmaline, ilménite. On distingue des faciès pauvres en grenat et des faciès riches en grenat. La composition du grenat varie d'almandin 64,2 - spessartine 32,7 à almandin 42,3 - spessartine 54,8, avec de très faibles proportions de pyrope et de grossulaire. Ce grenat est fortement zoné avec un cœur généralement plus riche en manganèse et une bordure plus riche en fer.

## Enclaves

Ces roches contiennent des enclaves (Didier, 1963) :

– des enclaves de roches encaissantes, cornéennes et schistes à andalousite, abondantes sur les bordures du massif et rares dans le faciès bleu ;

– des enclaves surmicacées, noirâtres, de forme lenticulaire, de taille n'excédant pas 20 cm, composées de biotite, plagioclase, quartz et opaques ;

– des enclaves microgrenues ovoïdes, constituées de microgranodiorites quartziques cogénétiques de la granodiorite du massif. Abondantes dans le granite bleu, de taille centimétrique (20 et 30 cm), elles sont rares et de petite taille dans le granite clair ;

– des enclaves sombres, plus fréquentes dans le granite bleu. Ce sont des tonalites, composées uniquement de biotite, plagioclase, quartz, apatite et zircon. Elles montrent des caractères magmatiques tels que syneusis ou zonation du plagioclase. Ce dernier a une composition plus calcique que dans le granite, son cœur a une composition de labrador. On n'observe ni amphibole ni pyroxène. Ces caractères montrent leur nette parenté avec les granites qui les renferment.

## Altération du granite

L'altération de la roche se traduit par une intense arénitisation. À partir de nombreux joints, la roche se débite en parallélépipèdes qu'un type d'altération conduit à la production de boules.

## Géochimie des granites

Il existe de nombreuses analyses du granite du Sidobre. Ces analyses ne sont pas toutes comparables : certaines sont anciennes et proviennent de laboratoires différents. P. Isnard (1980) fait 670 analyses mais ne donne aucune analyse brute et ne présente que des moyennes (avec écarts types). Les diagrammes de la figure 4 reposent sur les analyses de B. Tessier (1989).

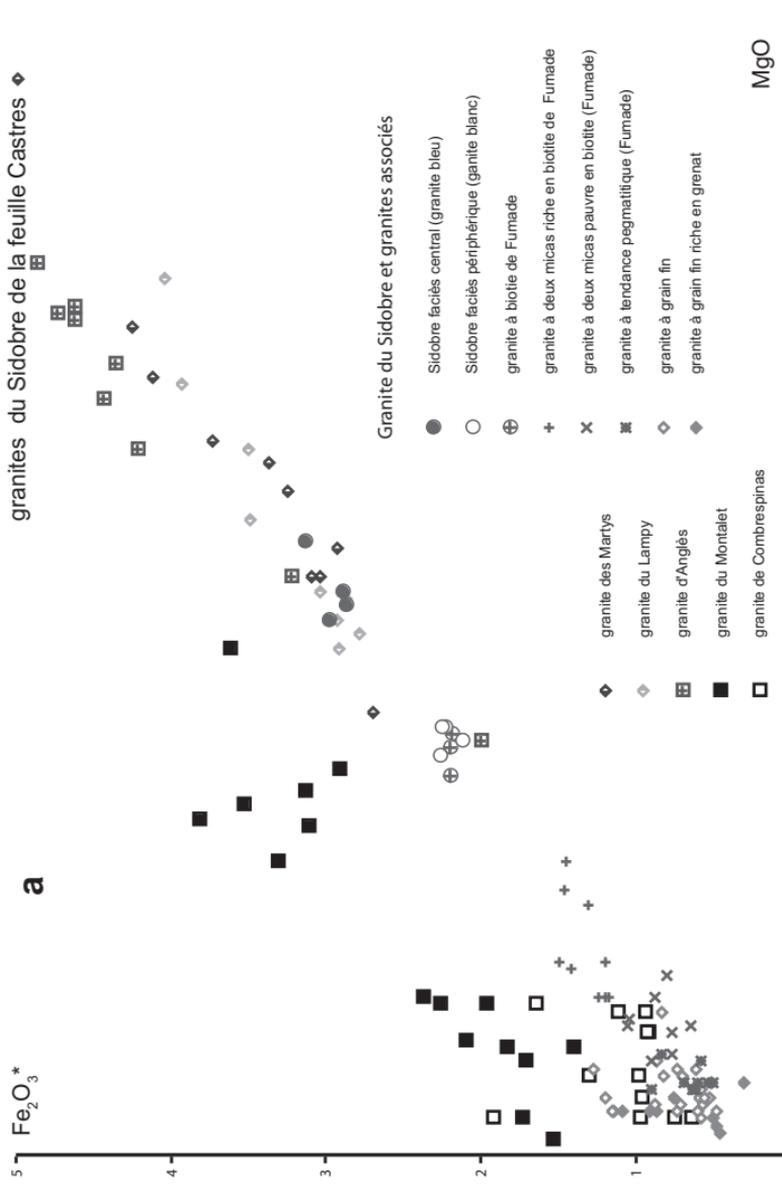


Fig. 4a - Diagrammes géochimiques du granite du Sidobre ; a - MgO vs Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* ; b - MgO vs CaO ; c - MgO vs K<sub>2</sub>O

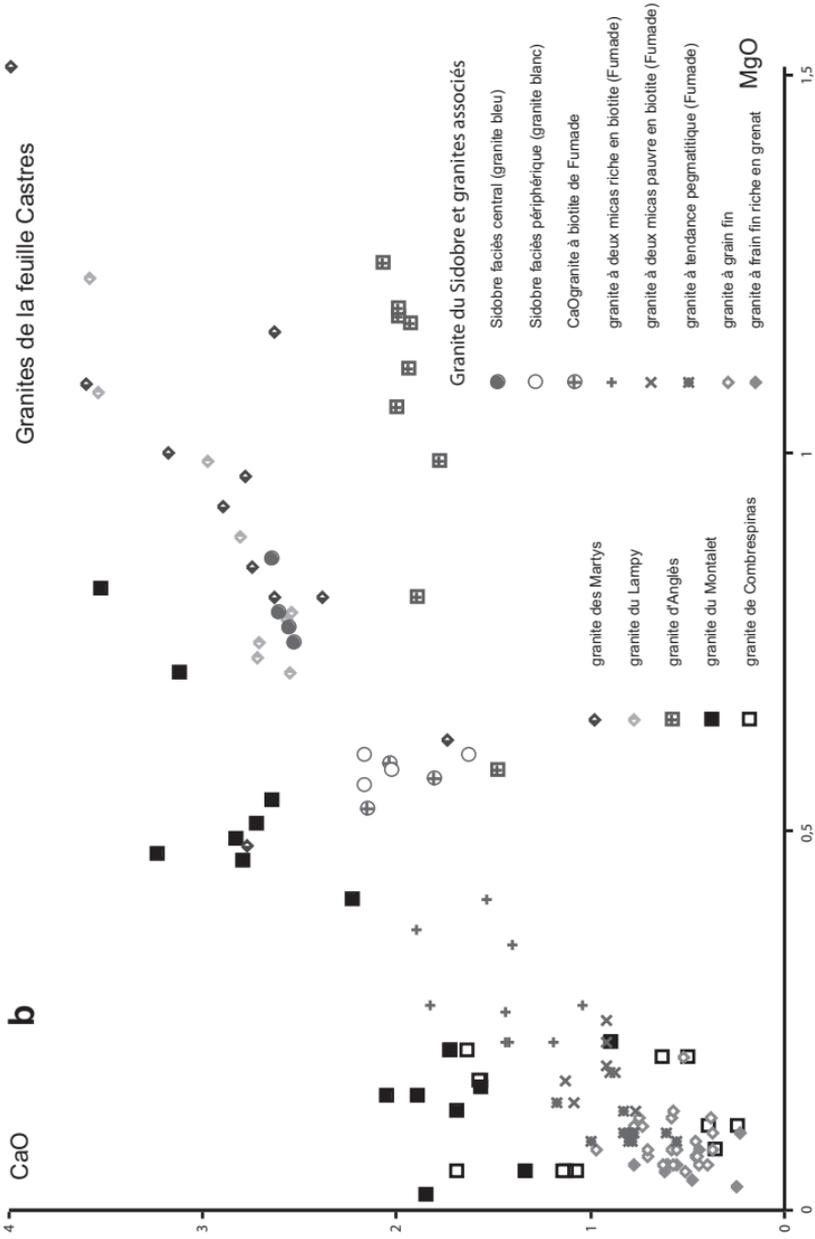


Fig. 4b - (suite)

Granite du Sidobre et granites associés

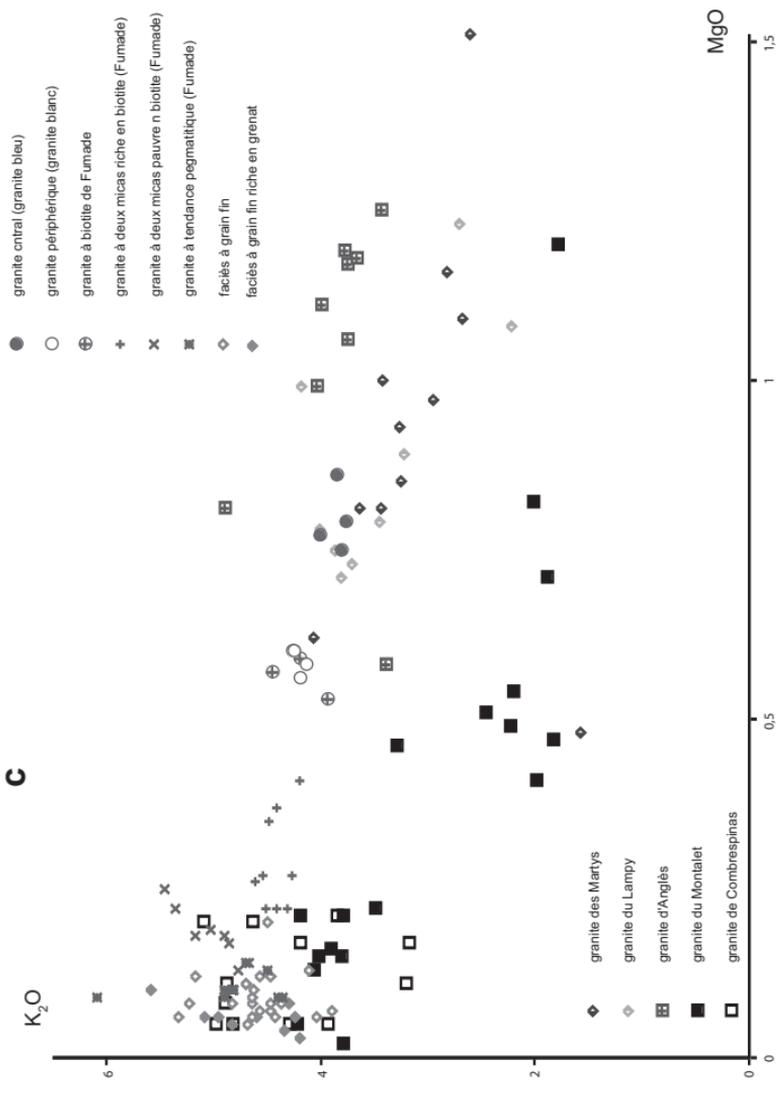


Fig. 4c - (suite)

Les différents faciès pétrographiques définis par P. Isnard n'ont pas d'individualité géochimique. Cet auteur note lui-même :

– « à la périphérie du massif, la distinction entre les types clairs d'après la présence ou l'absence de phénocristaux n'a pas d'incidence chimique » ;

– « au cœur du massif, le granite bleu est chimiquement très proche du granite gris auquel il passe vers le Nord... le granite gris est de type hétérogène... et présente une altération météoritique qui fausse ses caractères originels » ;

– « l'individualité de la zone périphérique des granites clairs par rapport à la zone interne (granites bleu et gris) apparaît être l'impact de l'existence de deux unités... ».

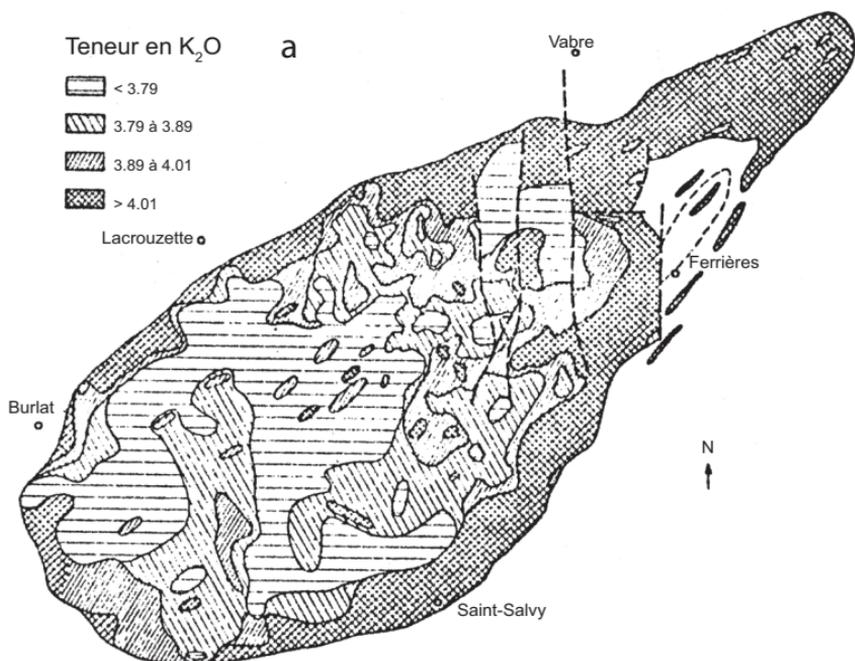
Le massif principal du Sidobre est constitué de deux ensembles bien tranchés : les granodiorites centrales (= granite bleu de Didier, 1963) et les granites clairs périphériques (= granite blanc de Didier, 1963). Les analyses chimiques (y compris les moyennes d'Isnard) montrent une lacune entre les deux groupes, ce qui indique des intrusions discrètes : coupure très nette en  $K_2O$  (à 3,90 %) en  $CaO$  (à 2,20 %), en  $MgO$  (à 0,70 %), en  $Fe_2O_3$  (à 2,80 %) et en  $TiO_2$  (à 0,30 %) ; un peu moins nette opposition en  $SiO_2$  (coupure à 71 %) et en  $Al_2O_3$  (à 14,70 %) ; les teneurs en  $Na_2O$  ne séparent pas les faciès. La cartographie géochimique de P. Isnard (fig. 5) et la carte des susceptibilités magnétiques (Darrozes, fig. 6) font bien ressortir la différence entre ces deux ensembles.

L'étude géochimique et minéralogique montre que tous ces faciès, enclaves basiques dans le batholite du Sidobre, granite central, granite périphérique, tous les faciès des stocks et filons périphériques (granites à biotite de Fumade, granites à deux micas, granites pegmatitiques) définissent une série magmatique évoluant par cristallisation fractionnée et dont les différents termes se sont mis en place de façon discrète (Tessier, 1989). Les analyses des granites des Martys et du Lampy (feuille Mazamet) s'intègrent à cette même série magmatique. Cette série présente un caractère calco-alcalin, relativement banal, évoluant vers des termes peralumineux. La cristallisation fractionnée seule ne permet pas d'expliquer les faciès à grain fin, et en particulier les faciès riches en grenat. L'évolution de ces roches à partir des termes différenciés fait intervenir une phase fluide : ces faciès montrent le passage du stade magmatique au stade pneumatolitique.

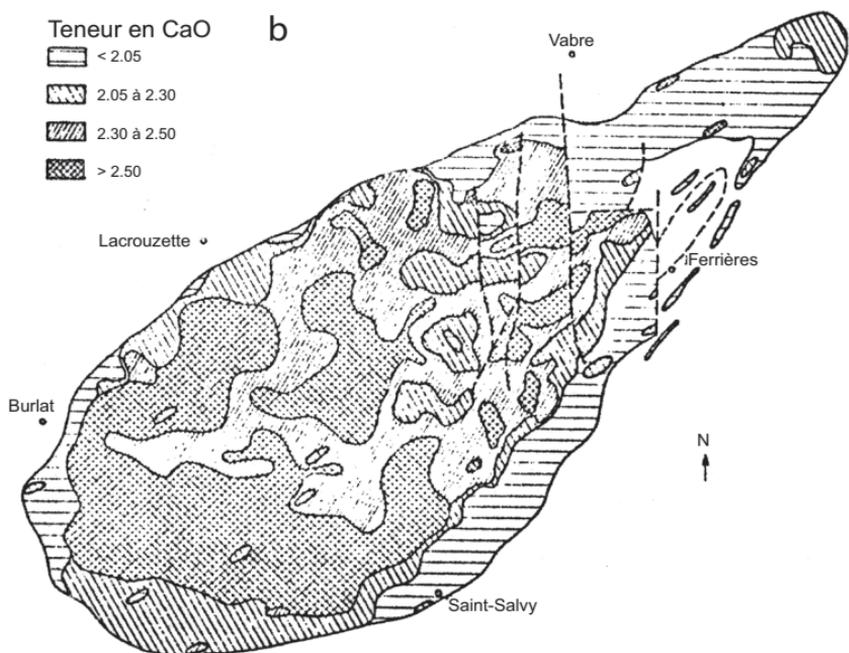
Le rapport initial  $^{87}Rb/^{86}Sr$  sur biotite est de 0,99 (Pin, 1991). Si tant est qu'une telle mesure sur mica soit significative, cela peut suggérer une origine infracrustale du magma (ou du moins une contamination crustale), origine également proposée par P. Borrel (1978) et P. Isnard (1982).

## **Structure et mise en place du batholite du Sidobre**

La cartographie du batholite du Sidobre fait ressortir une organisation centrifuge avec la granite bleu au centre du batholite principal, le granite blanc



**Fig. 5a - Cartes géochimiques du granite du Sidobre (Isnard, 1980)  $K_2O$**



**Fig. 5b - suite CaO**

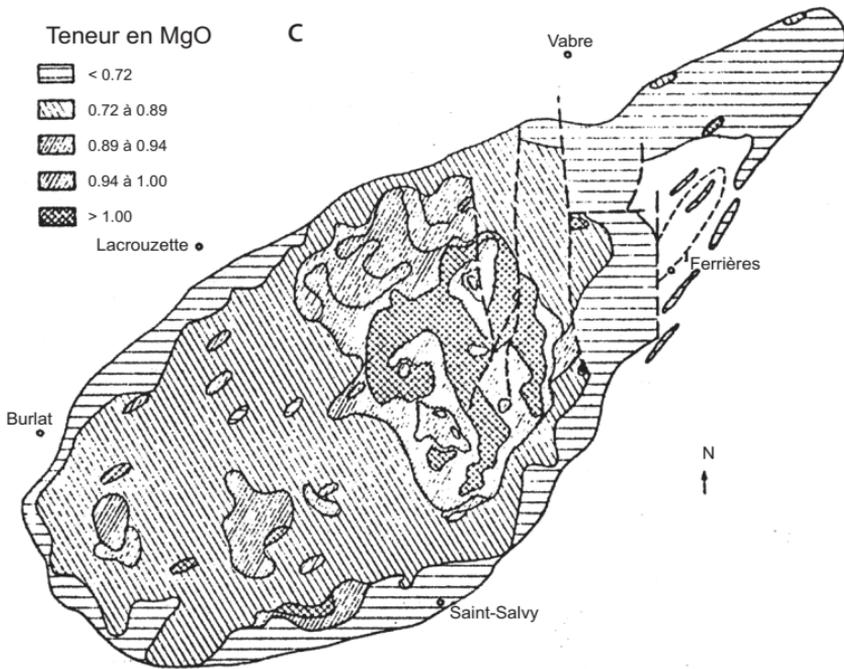


Fig. 5c - (suite) MgO

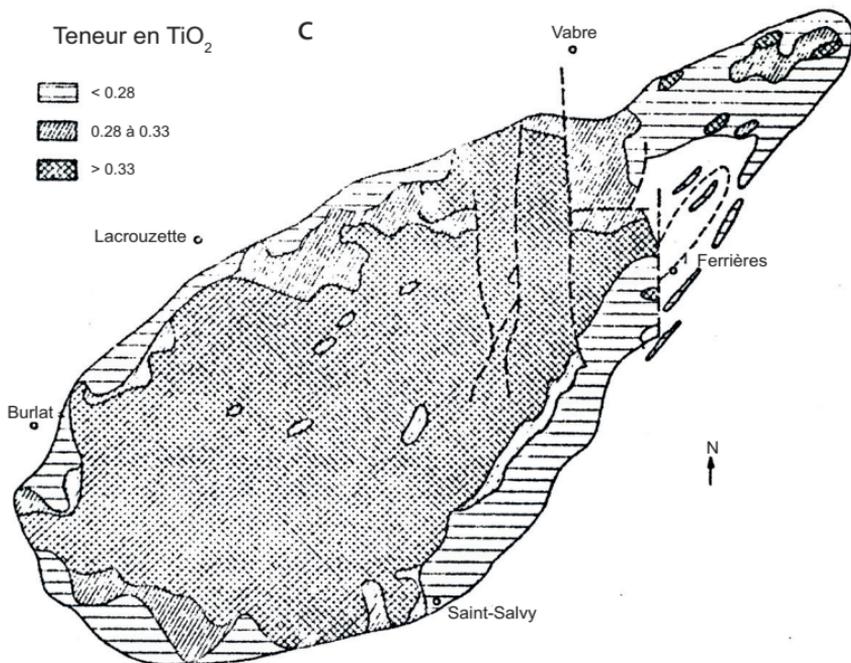


Fig. 5d - (suite)  $TiO_2$

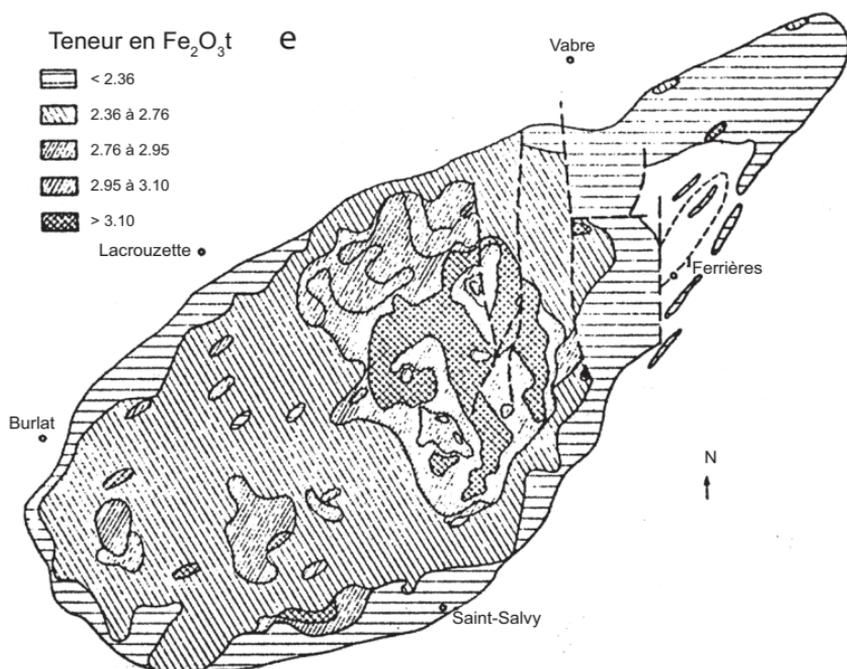


Fig. 5e - (suite)  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  t

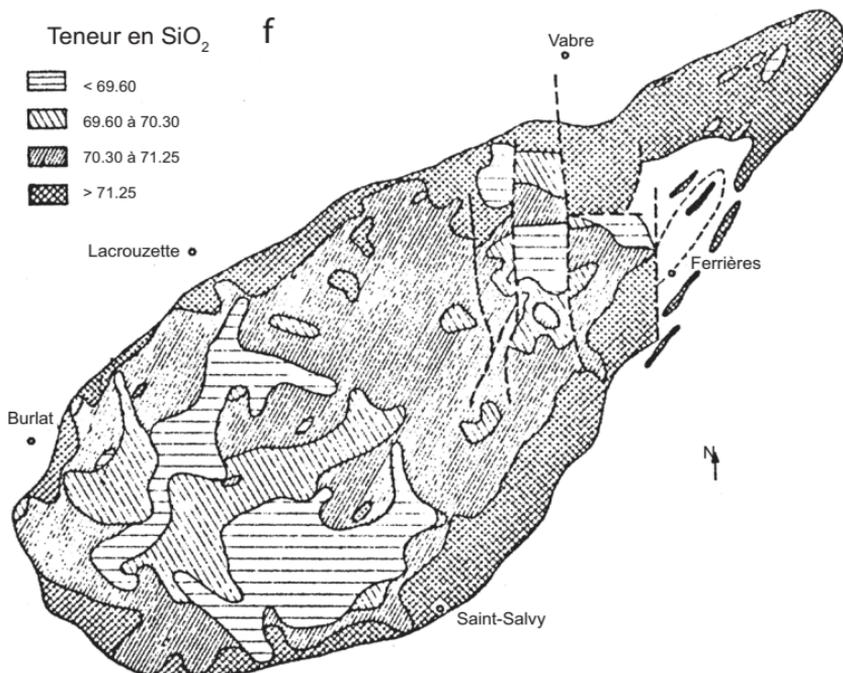


Fig. 5f - (suite)  $\text{SiO}_2$

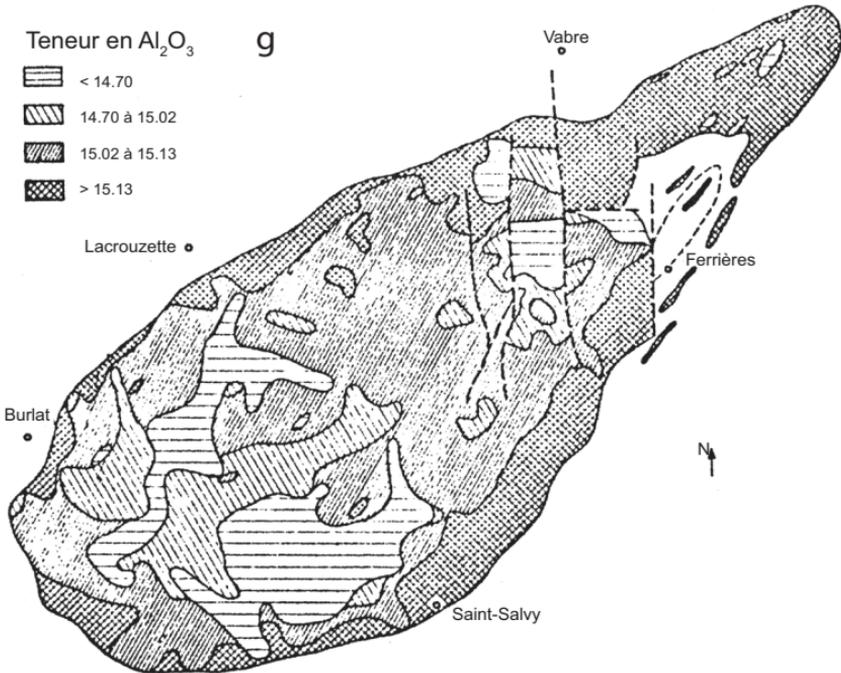


Fig. 5g - (suite)  $Al_2O_3$

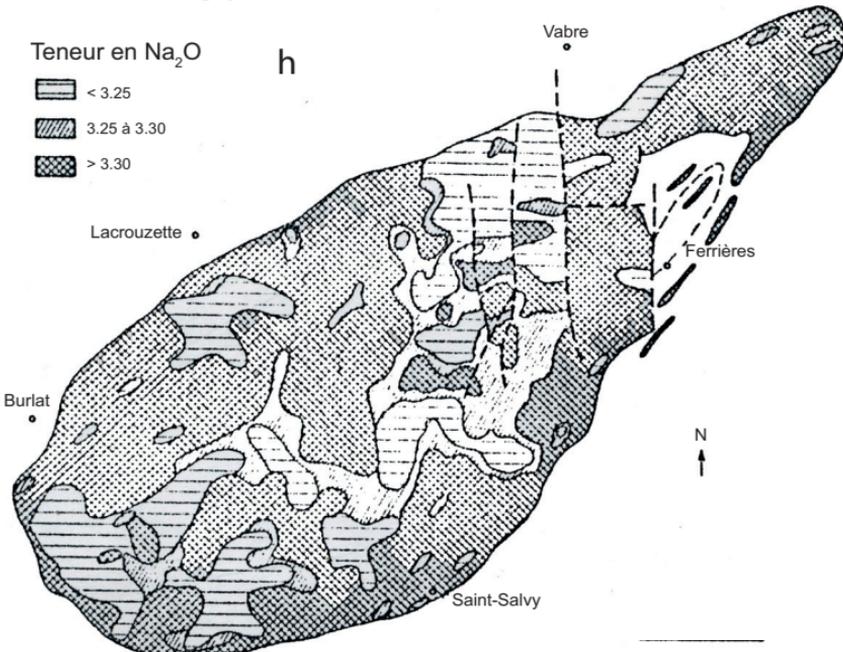


Fig. 5h - (suite)  $Na_2O$

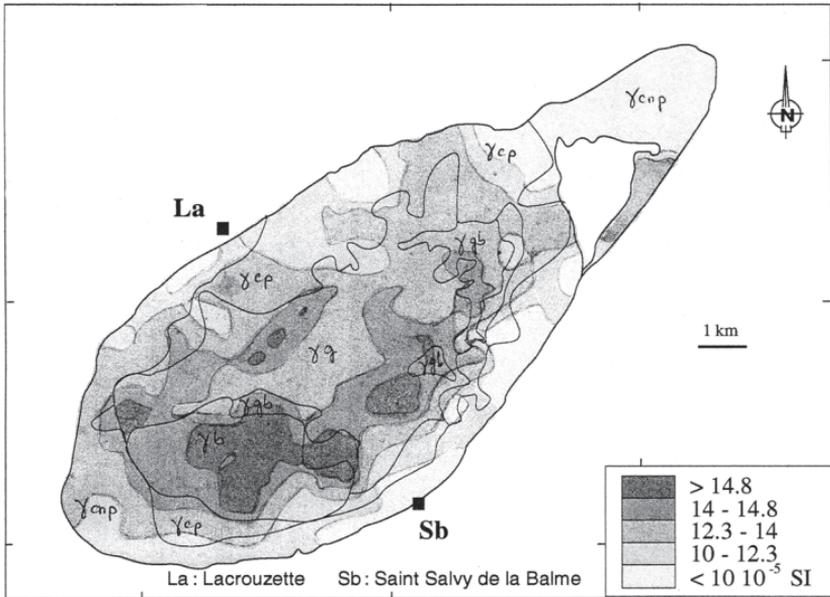


Fig. 6 - Carte de la susceptibilité magnétique du Sidobre (Moisy, 1993)

à sa bordure et les granites évolués en filons et stocks périphériques. Le batholite principal apparaît comme une coupole qui s'ennoie sous les terrains encaissants de façon assez douce vers le Nord-Ouest et Nord-Est, beaucoup plus raide vers le Sud.

M. Moisy (1993) suggère aussi que le granite se soit mis en place dans un cisaillement dextre. Selon cet auteur le granite serait à l'origine des minéralisations (Zn, Pb, Ag) de Saint-Salvy-de-la-Balme. Cette dernière hypothèse est réfutée par d'autres travaux (Guérangé-Lozes, 1987 ; Muñoz *et al.*, 1990).

Contrairement à l'enracinement profond du granite envisagé par A. Borrel (1978), l'étude gravimétrique de L. Améglio *et al.*, (1994) indique un corps peu épais, de l'ordre de 1 à 1,5 km d'épaisseur. L'anomalie résiduelle individualise assez bien le massif, sauf à l'Est de Ferrières et au Nord de Lacrouzette, où l'ennoiement à angle faible du granite sous l'encaissant est probable. Ces auteurs proposent que le granite, en forme de sill, est enraciné au Sud-Ouest (à une profondeur de l'ordre de 3 km), et séparé en trois domaines par des failles N120°E.

Les travaux de J. Darrozes (1997) ont concerné l'étude multi-échelles des organisations minérales du massif à l'aide d'outils d'image des fabriques.

L'étude structurale (Darrozes *et al.*, 1994) montre que les différents faciès du granite du Sidobre sont co-structurés à l'état magmatique et que le granite n'a eu que peu de déformation notable à l'état solide.

Les linéations magnétiques (fig. 7a) plongent faiblement et ont une direction NNE-SSW. L'étude d'affleurements montre que la foliation magmatique (fig. 7b) définie par les biotites est identique à la foliation magnétique ; la foliation définie par les phénocristaux de feldspath potassique et celle définie par les plagioclases en sont très voisines. Conforme à l'axe de mise en zone des plans de foliation magmatique, ces linéations magnétiques sont obliques sur l'axe d'allongement du massif, sauf localement sur ses bordures, où elles se parallélisent au contact. Les foliations suggèrent en outre que le pluton s'enfonce vers le Nord et vers l'Est sous son encaissant avec lequel il est concordant, tandis que le contact sud est vertical ou même inversé. Il est remarquable que ces linéations magnétiques soient indifférentes à la structure concentrique du batholite du Sidobre.

Cette disposition des linéations magmatiques NNE-SSW associées à des filons aplo-pegmatitique de direction perpendiculaire ont pu être interprétées dans un modèle de mise en place du granite : modèles de tectonique extensive fini-hercynienne (Van Den Driessche et Brun, 1989 ; Echtler et Malavieille,

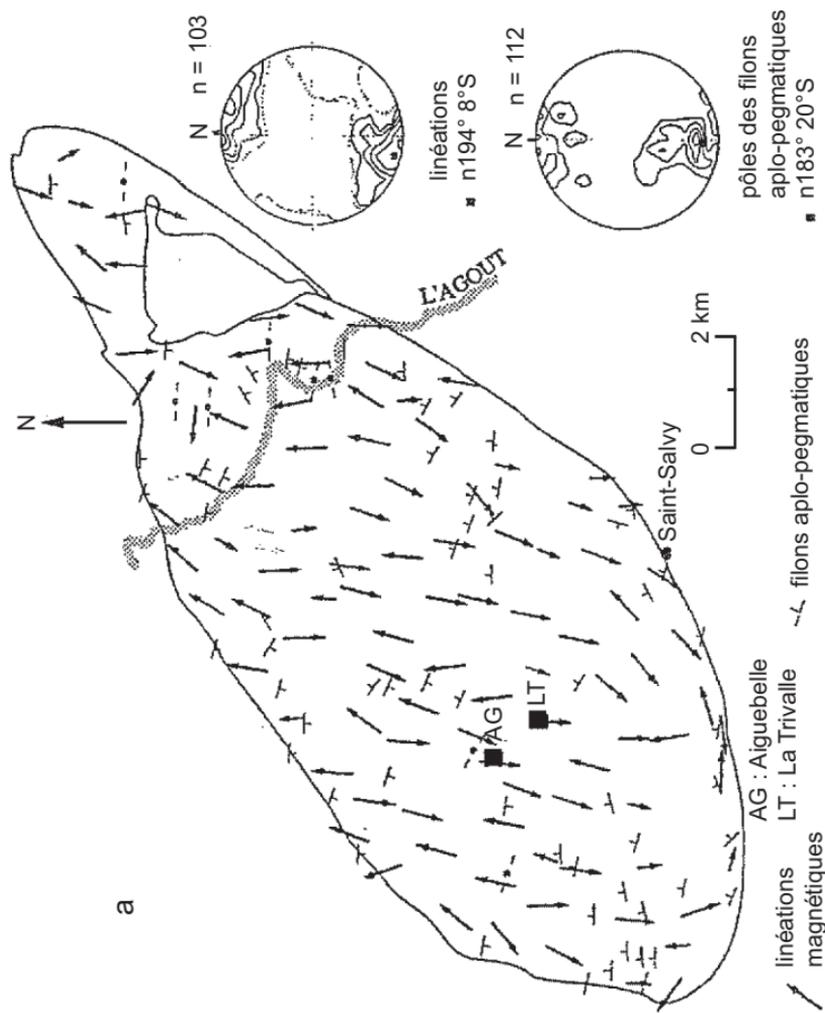


Fig. 7a - Cartes structurales du Sidobre (Darrozes *et al.*, 1994) ; a : Linéations magnétiques et filons aplo-pegmatiques

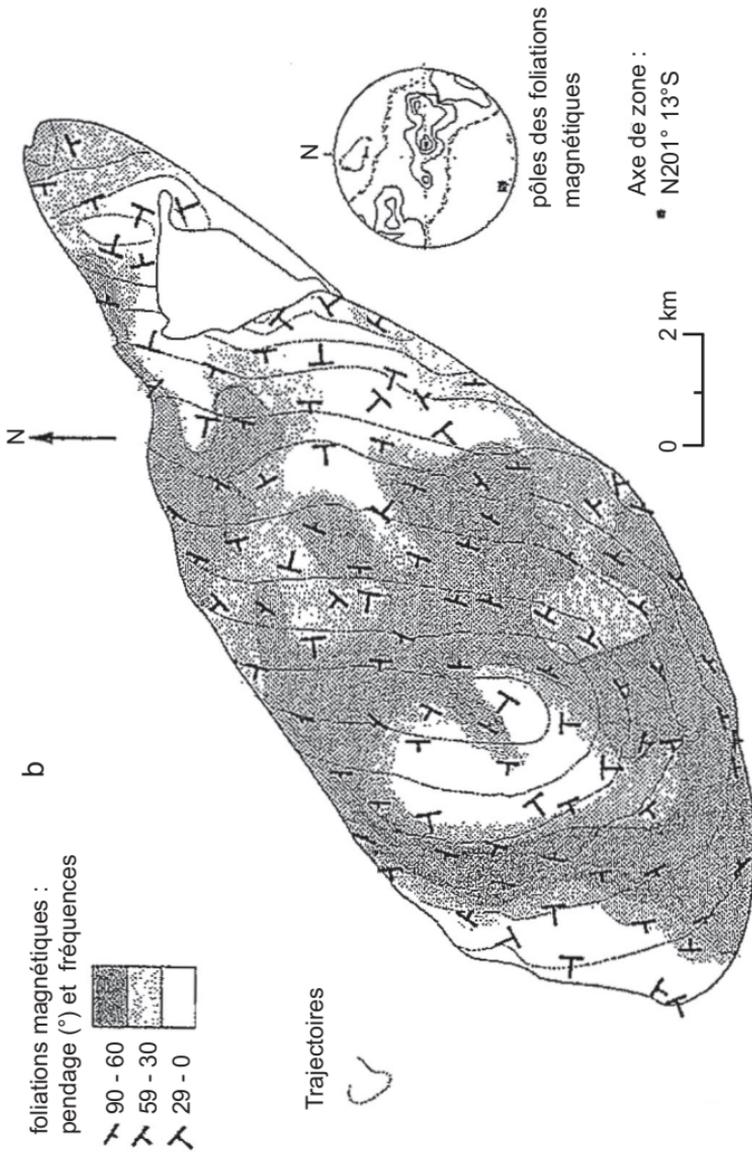


Fig. 7b - Cartes structurales du Sidobre (Darrozes et al., 1994) ; b : Foliations magnétiques

1990 ; Cassard *et al.*, 1993). Au moment ou à la fin de la mise en place du pluton, l'extension aurait pu être synchrone d'un cisaillement dextre NE-SW comme pourrait l'indiquer la rotation horaire, de NNE-SSW à NE-SW, des linéations en bordures nord et sud du pluton.

### **Métamorphisme thermique lié au granite du Sidobre**

Les roches au contact du granite du Sidobre ont subi un métamorphisme de contact. Les types observés sont des cornéennes, des schistes tachetés. Localement les termes carbonatés, au contact des séries alumineuses, ont conduit à la formation de skarns.

L'auréole de contact en bordure du massif, à l'Est de Ferrières se présente en deux zones : (1) une zone interne de cornéenne large de 600 m et (2) une zone externe de schistes à andalousite moins étendue.

Les cornéennes sont des roches massives, dures, homogènes et de teinte sombre. Leur composition est variable selon la nature originelle du sédiment et de l'intensité du métamorphisme.

Sur la bordure nord du granite, les cornéennes sont mieux représentées. Elles sont constituées de quartz à grains fins, à texture engrenée. Dans la matrice, on observe d'abondants plagioclases, en petits grains ou phénocristaux, accompagnés d'andalousite et de quartz développés parallèlement à la schistosité principale soulignée par les phyllites (muscovite et biotite parfois chloritisées). De nombreux minéraux opaques y sont présents.

Les schistes de l'auréole externe sont tachetés, constellés de petites tâches noires.

Sur la bordure sud, le métamorphisme se caractérise par des cornéennes et des schistes à andalousite (biotite muscovite, plagioclase, hornblende) dans les formations schisto-gréseuses, des skarns de réaction à idocrase, diopside, grossulaire, dans les alternances schisto-gréso-carbonatées et des niveaux à trémolite, talc, actinote dans les bancs calcaires.

On note également dans le secteur de Fumade des phénomènes de granitisation qui se seraient produits durant la phase D<sub>4</sub>. Les minéraux de métamorphisme peuvent se placer soit dans les plans de la schistosité principale sD<sub>1-2</sub> (andalousite), soit les recouper (pyroxènes).

Dans les dolomies massives où se développent les skarns, il y a eu d'abord apparition de trémolite. Les phénomènes de skarnification sont postérieurs aux minéraux de métamorphisme de contact et notamment à la trémolite, (J.-L. Séverac, 1982 ; D. Couilloud, 1988).

La température serait estimée à 620 °C au minimum et 700 °C au maximum.

### **Roches filoniennes tardi à post-orogéniques varisques**

$\mu\gamma$ . **Microgranites, granophyres, granites à deux micas.** Les roches filoniennes aplitiques, granophyriques et pegmatitiques (Ferrières, mine de Saint-Salvy-de-la-Balme, la Fabrié, la Bonnefon), ainsi que les microgranites (Saut de la Truite, mine de Saint-Salvy, Rolland, Guzanes, Sablayroles) qui font partie du cortège du massif du Sidobre, ont été décrits avec celui-ci.

**P. Pegmatites.** En zone axiale, les pegmatites sont courantes sur la feuille Castres où elles forment des corps filoniens généralement concordants sur la foliation, dont la longueur atteint parfois le kilomètre (Bouisset, Lasfaillades).

La plupart de ces pegmatites sont des pegmatites banales à muscovite, tourmaline, grenat et biotite.

Plusieurs champs se distinguent :

– dans la partie sud du synclinal de Fraïsse, dans la formation de Puech Plo ; généralement la distance du contact avec les orthogneiss ne dépassent pas quelques centaines de mètres. Les plus importantes se situent au Sud de Castelles et de Durenque. Ce champ de pegmatites ne se prolonge pas vers l'Est ; il se prolonge vers le Sud-Ouest dans les écaïlles de la Peyrarque Basse. Ces pegmatites semblent liées à la structure métamorphique ; ce sont vraisemblablement des pegmatites périanectiques ;

– de très grosses pegmatites s'observent dans la partie nord-ouest du dôme de Lamontélerié (gorges de l'Agout en amont de Brassac et plus au Nord-Est), aussi bien dans la zone axiale *s.s.* que dans les écaïlles para-autochtones. Elles prolongent le champ de pegmatites à minéraux de lithium et béryllium de la Croix de Saint-Julien et de Puech Margot (feuille Lacaune). Certaines de ces pegmatites contiennent du béryl ;

– sur la retombée sud du dôme de Lamontélerié, de nombreuses pegmatites, parfois associées à des sills de granite à muscovite, jalonnent les contacts des bandelettes de paragneiss et de gneiss de Murat.

$\gamma^2_{bm}$ . **Granite à deux micas du col de Fauredon.** Un filon de direction SSW-NNE de granite à deux micas (rose, à grain fin) s'observe à proximité du col de Fauredon. Sa puissance dépasse la vingtaine de mètres et son extension est de l'ordre de 500 m. Ce filon est analogue à des filons de direction SSE-NNW qui jalonnent des fractures tardives sur les feuilles Saint-Pons et Mazamet.

λ. **Lamprophyres.** Un filon plurimétrique de lamprophyre affleure sur 80 m environ au Sud-Est du Pélanças (448,44-4 836,46 au SE de Noailhac). Des roches analogues se rencontrent sous forme de blocs et boules métriques à Camp del Sol (Est de Labbro, commune de Boissezon, 451,76-4 826,19).

Ces roches, très fraîches, sont des spessartites, montrant une texture en grands cristaux enchevêtrés, automorphes, de hornblende brune, andésine interstitielle, avec quartz et biotite très mineurs, de rares aiguilles d'apatite, magnétite et ilménite.

μδ. **Microdiorites - microdiorites quartziques.** Des sills métriques à plurimétriques de microdiorites affleurent au moulin dans la vallée de la Durenque, 400 m au Nord-Est du pont du Grel (449,04-4 824,55) et entre Boissezon et la Roubilouse (449,70-4 854,38). Ce sont des microdiorites quartziques à texture interstitielle porphyrique : phénocristaux de quartz arrondis, montrant des golfes de corrosion, atteignant 2 à 3 mm, plagioclases millimétriques séricitisés, parfois baguettes d'un minéral ferro-magnésien chloritisé, dans une matrice de tablettes de plagioclases automorphes séricitisés, de minéraux ferro-magnésiens interstitiels chloritisés, de sphène, rutile et minéraux opaques.

Au bois de Faufrech (452,83-4 824,65) se rencontrent des blocs d'une roche analogue mais sans quartz : phénocristaux (0,5-2 mm) de plagioclase automorphe présentant des macles complexes (albite, péricline, Carlsbad), d'une chlorite en lattes riches en inclusions de rutile dérivant sans doute de biotite, agrégats octogonaux de chlorite dérivant peut-être de pyroxène et peut-être rares feldspaths potassiques presque totalement altérés ; matrice felsitique à grain très fin (0,01-0,02 mm), apparemment plagioclasique, chlorite à inclusions de rutile (ex. biotite), oxydes de fer et calcite secondaire interstitielle.

Ces roches sont voisines de l'« andésite » du Puech du Fau affleurant un peu plus au Sud sur la feuille Mazamet.

Q. **Filons de quartz - filons minéralisés.** Dans toute la partie sud de la zone axiale s.s. des filons de quartz jalonnent des fractures tardives de direction WSW-ENE. Ils sont encaissés aussi bien dans les paragneiss que les orthogneiss. Certains peuvent être tracés sur presque 2 km. Le filon de Lagrange est minéralisé en cuivre. Certains sont minéralisés en hématite.

Des directions SW-NE s'observent sur la bordure nord-ouest du dôme de Lamontélarié, soulignant le rejeu tardif en décrochement dextre de ce secteur.

De nombreux filons de quartz « BTH » plus ou moins minéralisés recoupent les formations paléozoïques. Deux d'entre eux sont importants par leur extension et l'intérêt économique de leur minéralisation.

*Le filon de Saint-Salvy-de-la-Balme* fait partie d'un vaste complexe filonien encaissé dans les formations cambriennes au Sud-Est du granite du Sidobre. Ces filons, tous plus ou moins minéralisés, présentent des directions WSW-ENE et, à proximité même du granite, sensiblement E-W. Le filon exploité pour zinc (et argent, germanium, cadmium contenus dans la blende) fait partie de ces derniers. La structure filonienne, reconnue sur 5 km, est une puissante zone broyée de 30 à 40 m qui peut atteindre 75 m.

De direction E-W, le filon, d'abord parallèle au contact du granite et situé à une centaine de mètres de celui-ci, jusqu'à hauteur du village de Saint-Salvy-de-la-Balme, s'en écarte ensuite selon une direction de N60°E. À l'Ouest, au Nord du village de Malacan, cette structure disparaît sous les argiles à graviers. Elle se poursuit probablement vers Castres, où une structure broyée réapparaît dans la vallée de l'Agoût. Dans sa partie E-W, le filon a un pendage moyen de 80° vers le Sud qui, s'inverse vers le Nord-Est.

La minéralisation en sidérite-sphalite, qui constitue le filon de Saint-Salvy proprement dit se localise dans la partie EW. Au-delà, vers le Nord-Est, on observe que peu de sidérite et des carbonates clairs.

La paragenèse du filon est très simple, sidérite-sphalérite avec parfois un peu de pyrite et de galène rare. Les sphalérites de Saint-Salvy sont riches en Ag, Ge et Cd.

*Le filon de Roquemaure (Montredon-Labessonnié)*, de par son importance, se distingue de loin dans le paysage. Sa direction principale est E-W, N80°E à l'Ouest de l'Hom-Haut (feuille Réalmont) et N110°E à l'Est. Son pendage est vertical à subvertical dans la région de Roquemaure et de 50 à 60° vers le Nord à l'Hom-Haut.

Sa puissance varie de 10 à 20 m et atteint 100 à 150 m à l'Hom-Haut. Ce filon est visible sur plus de 6 km. Il apparaît ensuite comme un mur dans les formations schisteuses. À hauteur de l'Hom-Haut, il se divise en deux branches entre lesquelles se place un lambeau de série verte. Puis le filon disparaît sous le Tertiaire à hauteur de Lafargue. Il est constitué de quartz blanc laiteux. Les oxydes de fer abondants (gœtite, hématite) cimentent les éléments de quartz et les schistes encaissants.

On y trouve aussi de nombreuses géodes tapissées de quartz, quelques boxworks de fluorine, de l'opale et de la calcédoine constituant les agates. Les sondages qui ont recoupé cette structure ont montré dans la zone métrique

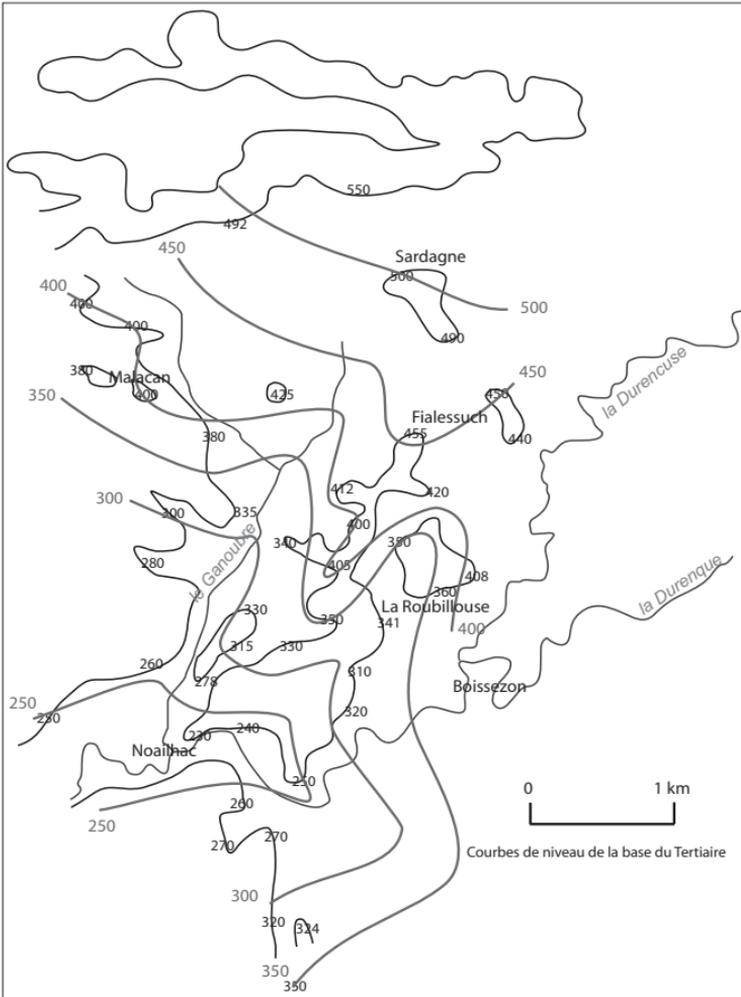


Fig. 8 - Carte de la base du Tertiaire

bordant le filon quartzeux, la présence de chalcopyrite sous forme de mouches de 3 à 5 cm. Dans cette zone, des bancs d'agates rougeâtres accompagnent le quartz blanc cristallisé.

L'importance du rejet vers le Nord de cet accident serait de 100 à 200 m (?).

## *CÉNOZOÏQUE*

### **Surface anté-tertiaire**

Les formations post-hercyniennes reposent en discordance sur les terrains paléozoïques par une surface d'érosion. Cette surface est loin d'être plane. Son allure reflète à la fois la surface d'érosion sur laquelle se sont déposées les formations tertiaires et les déformations pyrénéennes ou plus récentes.

La cote de la base des formations tertiaires est de l'ordre de 350 en limite sud de la feuille, 240 m dans la vallée de la Durenque près de Noailhac ; elle dépasse 550 m sur le Sidobre, pour s'abaisser ensuite vers le Nord-Ouest : 230 m vers Roquecourbe, 250 m en limite de la feuille au Nord-Ouest de Saint-Amans-de-Négrin.

Au Sud-Est du Sidobre la carte en courbes de niveau de cette surface (fig. 8) montre que la topographie antérieure aux dépôts était très accidentée. Globalement cette surface s'élève du Sud-Ouest vers le Nord-Est, mais elle est loin d'être plane : il existait des vallées NNE-SSW à ENE-WSW, l'une correspondant à l'actuelle vallée du Ganoubre, l'autre se situant vers la Roubillouse ; ces deux vallées confluent dans la région de Noailhac pour dessiner une vallée sensiblement E-W empruntée par la vallée actuelle de la Durenque.

À Brugayroux, au Sud de Malacan, se situe immédiatement sous la couverture tertiaire, un horizon de puissance métrique de brèche beige reconnu par J. Guérangé-Lozes. Il est constitué pour l'essentiel de blocs ferrugineux de taille millimétrique à multi-décimétrique, qui proviennent du filon de Saint-Salvy, de carbonates beiges en plages centimétriques et localement d'abondantes baguettes blanches de taille millimétrique de sulfates. Ces éléments ont été cimentés par la silice au Tertiaire.

À cette époque, la région de Brugayroux-Malacan se trouvait probablement à la limite de la transgression tertiaire et correspondait à une frange d'altération dans laquelle se trouvaient tous les blocs ferrugineux démantelés. Cette surface a dû être envahie par une nappe phréatique, la précipitation de silice provenant des eaux continentales et la présence de carbonates et de sulfates traduisant une ambiance sursalée lagunaire.

L'anomalie en zinc qui se superpose à cet horizon semble conforter l'existence de cette nappe qui devait se caractériser par un battement vertical important provoquant le lessivage du zinc du filon (absence de zinc sur quelques dizaines de mètres dans la partie superficielle du filon et absence d'anomalie géochimique en zinc à l'aplomb du filon). Le zinc était entraîné et précipité plus au Sud par la même nappe et les mêmes eaux dans les sédiments spongieux ferrugineux (Michard, inédit).

### **Formations paléogènes**

**C-~~e6~~M, C-~~e6~~G. Mésozoïque indéterminé (?) à Bartonien moyen. Paléoaltérites et paléosols - G sur granite - M sur socle.** Jusqu'au Bartonien moyen, les argiles à graviers reposent sur des résidus de paléosols ou s'intriquent avec des altérites. Très caractéristiques, elles ne sont que sporadiquement observables car généralement disséminées au milieu de leurs remaniements pléistocènes.

Il convient de distinguer les altérites sur granite ou gore, avec ou sans boules, (C-~~e6~~G) et les altérites plus minces (C-~~e6~~M) sur le reste des surfaces entaillant le socle. Les altérites sur granite peuvent avoir des épaisseurs considérables. Elles contiennent à l'Ouest de très nombreuses boules, de taille parfois gigantesque, alors qu'à l'Est elles restent confinées en contrebas des dos de baleine où les érosions ne les ont pas toutes éliminées. Les autres altérites, souvent de faibles épaisseurs, se caractérisent par des décolorations rosées à rouge et localement des ferruginisations (la Roubillouse) des matériaux encaissants.

**e4-5b. Argiles à graviers sous-jacentes aux calcaires de Castres. Éocène inférieur indéterminé, Lutétien moyen et supérieur (partie inférieure).** Dans le Castrais, le début de l'histoire sédimentaire se situe à la fin d'un prologue mal connu s'étalant pendant des temps très longs où une grande partie de ce pays est restée hors des eaux depuis le Primaire. Il a subi des dynamiques morphogénétiques et pédologiques qui se superposèrent et fournirent ainsi une masse considérable de sédiments qui se déplaçaient selon des modes variés et généralement sur de faibles distances.

À la fin du Crétacé, il restait d'épaisses accumulations sur des roches-mères altérées. Les derniers épisodes de la genèse de ces altérites et de la structuration des formations qui les recouvrent sont relativement connus. Ces formations sont polygéniques. Leur stratigraphie est relativement lisible à l'exception des zones où se superposent les altérations, des pédogenèses et les morphogenèses anciennes.

Les argiles à graviers placées sous les calcaires de Castres débutent souvent par des dépôts conglomératiques suivis de dépôts relativement fins. Tous les

niveaux dans le Castrais portent les marques de pédogenèses successives, développant les faciès à *crottes de biques*.

e5c2-e6c. **Calcaires de Castres, de Labruguière et Aigufonde. Lutétien supérieur (parties moyenne et supérieure) et Bartonien basal.** Ces calcaires représentent la plus épaisse accumulation de calcaires lacustres d'Europe, leur puissance pouvant dépasser la centaine de mètres. Ils sont constitués essentiellement de lithoclastes, plus ou moins abondants, noyés dans une matrice cryptocristalline ou micritique. Les figures sédimentaires (stratifications obliques ou entrecroisées, ripples-marks) y sont rares. Par contre sont présentes des zones à stylolites à la limite de deux bancs. Elles se substituent à des joints à dominante argileuse. Très souvent partent de ces surfaces stylolitiques des dykes sédimentaires qui recoupent sur plusieurs mètres les sédiments sous-jacents. Ils témoignent d'une lithification tardive des couches traversées ou plus probablement de dépôts puissants déposés sur de courtes périodes.

Les débris bioclastiques sont abondants. Parmi les débris végétaux, il convient de citer les encroûtements *stromatolitiques*, les *verticilles de Characées* associées à de nombreuses *gyrogonites*, *des graines de Césalpinées*, (G. Astre, 1927). Les débris d'os ne sont pas rares, mais des éléments de dentition et des os complets par contre le sont.

Plusieurs de ces gisements sont actuellement masqués par des constructions dont celui qui se situait dans une ancienne carrière à la sortie de Castres, route de Roquecourbe. Au début du siècle, ce lieu-dit portait le nom, de Roc de Lunel. Il fut recueilli dans ce site du *Lophiodon rhinoceroïdes*, du *Paléothérium médium*, du *Plagiolophus minor*.

Un second gisement important, connu sous le nom de Fontaine de Sagnes, est situé aujourd'hui sous le béton qui soutient les bords de l'Agoût dans sa traversée de la ville de Castres. Dans ces sédiments, on note l'existence fréquente d'objets fossiles ovoïdes centimétriques. Ils pourraient être attribués à des pontes de reptiles. Ce seraient alors soit des œufs éclos portant à leur sommet des traces de sorties, (l'objet étant alors rempli de boues calcaires), soit des œufs non éclos, ce qui expliquerait la présence d'objets creux ou remplis de calcite bien cristallisée. Une dent de crocodile de petite taille a été trouvée dans le Causse de Labruguière. Les débris de carapaces de tortues ne sont pas rares dans ces calcaires.

La faune malacologique est abondante. Plusieurs niveaux contiennent des gastéropodes bien conservés ou des Unios, sous forme de débris avec : *Australorbis pseudoammonius*, *Viviparus soricinensis*, *Galba michelini*, *Ischurostoma formosum*, *Mastigophallus viali*, *Bulimus Rouxi*, *Melanopsis castrensis*, *Llnio rouxii*. À la limite supérieure de certains bancs sommitaux, on trouve des *Microcodium*.

L'intérêt de cette formation réside dans le grand nombre d'anacatalepses présentes, anacatalepses allant de traces racinaires uligineuses à des figures pédogéniques, marques des exondations sous climat aride sévère, (M.-P. Mouline, 1989).

Les successions de ces anacatalepses sont ordonnées d'une manière cyclique. Elles permettent de caractériser, dans ces dépôts calcaires, une alternance de périodes climatiques à tendance pluviale et de périodes à tendance aride. La subsidence a permis la grande accumulation de calcaires lacustres pendant 1,2 à 1,4 Ma.

Cette formation passe sans discontinuité au Bartonien. Il convient d'attribuer aux calcaires de Castres un âge lutétien supérieur final allant au Bartonien basal.

e5b-e6p. **Argiles palustres à stromatolites cernant les calcaires de Castres. Lutétien supérieur (parties moyenne et supérieure) et Bartonien basal.** Les calcaires de Castres reposent, à l'Est et au Nord, sur des argiles palustres très carbonatées riches en niveaux racinaires, en stromatolites qui peuvent prendre la forme de choux-fleurs, de boules de taille variable souvent associées à des momies de bouts de branches ou de racines. Repérés depuis le XVI<sup>e</sup> siècle par les amateurs de curiosités naturelles, ils étaient décrits sous le nom de priapolithes lorsqu'ils étaient allongés, bien cylindriques et à un bout émoussé. Lorsqu'ils étaient de belle taille, ils étaient considérés comme les attributs bien membrés de géants ayant habité la région, (P. Borel, 1641) et P. Crouzet (1879). Les plus beaux étaient à cette époque recueillis sur les flancs du Puytalos. Aujourd'hui, la butte de la Caulié est recouverte d'habitations qui masquent le gisement. Au Nord des causses de Labruguière et de Saint-Hippolyte, ces faciès palustres sont entrelardés de minces couches de calcaires lacustres faisant suite à la masse principale des calcaires de Castres. Ce serait dans ce faciès qu'à Augmontel ont été trouvées les dents de *Lophiodon tapiroides* (Cavelier, 1976 ; Thaler, 1964) qui confirment l'hypothèse d'âge basée sur l'étude des cycles climatiques (Mouline, 1989).

e6M. **Argiles palustres carbonatées marmorisées à niveaux lenticulaires de grès molassiques et de calcaires (Bartonien inférieur) (1) Grandes lentilles de grès.** Ces argiles dites « Molasses de Saïx » succèdent aux calcaires. Il y a un passage continu entre les formations lutésiennes et bartoniennes constituées d'illites et de smectites. Elles renferment de très nombreuses traces à caractères pédogéniques ou protopédologiques (surfaces durcies, figures de dessiccation, niveaux à poupées, encroûtements carbonatés...). Dans cette masse d'argiles carbonatées de couleur souvent rosâtre, des niveaux de calcaires se développent sur des distances plurikilométriques. De faibles puissances, ils ne dépassent que rarement le mètre.

Ces niveaux calcaires contiennent des *Ischurostoma formosum*, **calcaires de Ganes (e6MCg)**, des *Australorbis castrensis* et des *Melanopsis mansiana*, **calcaires du Verdier (e6MCv)**, des *Galba castrensis*, **calcaires de Saix (e6MCs)**.

Les argiles calcaires ont livré de nombreuses characées (Mirsche,1970), *Tectochara major* sp. *ganesensis*, *Raskyella peckii* sp. *ganesensis*, *Madleriella intermedia*, *Sphaenochara cathariensis*. *Chara molassica* et *Raskyella peckii* sont présentes dans les calcaires de Ganes.

Les niveaux d'argiles palustres associés aux calcaires de Saix contiennent également des *Harrisichara caeciliana*, des *Raskyella caliciformis* et des *Gyrogona coelata*.

Ces formations du Bartonien inférieur contiennent de nombreuses **lentilles de grès (notées 1)** parfois très épaisses, longues d'une dizaine de mètres. Elles présentent de belles stratifications obliques ou entrecroisées facilement observables au village de Viviers-les-Montagnes. Elles correspondent à des dépôts de grève de la rive convexe de méandre ou de gué. Ces grès furent autrefois activement exploités. Ils constituent une grande partie des murs de la cathédrale, de l'ancien évêché et de la mairie de la ville de Castres.

e6ab. **Argiles de Saint-Jean-de-Vals, du Carmausin et de l'Albigeois (partie supérieure) (g) grandes lentilles de grès, (c) conglomérats, (1) argiles à graviers de Saint-Amans-de-Négrins et Montredon (partie inférieure) (Bartonien inférieur et moyen)**. Au Nord-Est de Castres, les argiles palustres carbonatées marmorisées du Bartonien inférieur s'intriquent à des ensembles complexes d'argiles à graviers.

Ce n'est que sporadiquement que l'on peut distinguer la base de cette formation et le sommet des dépôts les plus septentrionaux des argiles à graviers placées sous les calcaires de Castres qui se terminent en biseau sous ces argiles à graviers du Bartonien inférieur.

Ces sédiments constituent une série compréhensive, azoïque, où alternent des ensembles peu détritiques et des complexes plus graveleux et conglomératiques.

Au sommet des argiles à graviers de Saint-Amans-de-Négrins et de Montredon sont disséminées des lentilles de grès fins associées à des horizons fortement carbonatés d'argiles rosées, parfois légèrement dolomitiques. Ces horizons contiennent çà et là des encroûtements carbonatés qui correspondent aux calcaires de Ganes (e6MCg), du Verdier (e6MCv) et de Saix (e6MCs). Fréquents au Nord de Roquecourbe, ces calcaires pédogénétisés deviennent plus rares sur la carte Réalmont.

e6b. **Argiles, grès (g) et conglomérats (C) de Puech Auriol, Venès et de la Boulbène (Fin du Bartonien inférieur et Bartonien moyen et supérieur)**. Ces formations succèdent aux argiles à graviers de Saint-Jean-de-Vals, du Carmausin et de l'Albigeois. Elles se biseautent, à l'Ouest et au Sud-Ouest, sous les formations molassiques du Lautrecois.

Dans cette formation alternent des complexes sédimentaires soit argileux soit graveleux (g) devenant parfois conglomératiques (c). Ces derniers sont de plus en plus hétérométriques et ont des centiles de volume de plus en plus importants, au fur et à mesure que l'on s'éloigne de Castres et que l'on se déplace vers l'Est. Ces formations sont azoïques.

À l'Ouest, et non différenciée sur la feuille, cette formation passe au complexe détritique de Laboulbène constitué d'une puissante masse d'argiles illitico-montmorillonitiques carbonatées où argiles franches et argiles silteuses alternent de manière capricieuse. Cet ensemble contient de nombreuses lentilles de grès à stratifications obliques et entrecroisées mises en place par une série de systèmes fluviaux anastomosés. Elles correspondent aux accumulations sableuses déposées sur les bords convexes des méandres des chenaux.

Ces sédiments sont bien datés par des gisements fossilifères, ceux de la Fosse, Sicardens, la Badarié, Bouffard, la Verdarié, Molinier, la Crouzarié, la Vivarié etc... Ils contiennent une faune très variée avec : *Adapis parisiensis*, *Hyaenodon nouleti*, *Viverravus angustidens*, *Choeropotamus lautricensis*, *Xiphodon castrense*, *Lophiodon lautricense*, *Propalaeotherium parvulum*, *Anchilophus*, *Palaeotherium* cf. *curtum*, *Palaeotherium castrense*, *Palaeotherium pomeli*, *Plagiolophus* cf. *minor*.

e6-e7bc. **Calcaires de Ronel, Cuq et Vielmur (Base du Priabonien)**. *Les argiles rutilantes de Lamillarié*, intercalées entre les formations molassiques du Bartonien supérieur et les calcaires de Ronel, Cuq et Vielmur, bien représentées sur la carte Réalmont, sont absentes sur la feuille.

Les calcaires de Ronel, Cuq et Vielmur sont de faible puissance. La présence de matière organique les colore légèrement en brun. Ces calcaires sont mieux représentés sur les feuilles voisines Revel, Lavaur et Réalmont où ils ont leur puissance maximale au niveau des buttes de Ronel, de la Cape Haute. Ils sont particulièrement riches en figures sédimentaires et en gîtes fossilifères. Les gastéropodes recueillis sont : *Ischurostoma formosum* var. *minuta*, *Australorbis castrensis*, *Limnea longiscata*.

e7M. **Molasse inférieure de Lautrec et de Blan (Priabonien inférieur et moyen) (1) grès**. Ces marnes constituent une masse assez importante d'argiles illitico-montmorillonitiques carbonatées renfermant moins de lentilles gréseuses (1) que la formation précédente. Leur couleur varie, de jaunâtre à des

teintes rosées. Elles contiennent de très nombreux niveaux marmorisés riches en encroûtements carbonatés ou en lits de poupées pédogéniques.

Elles passent rapidement au Nord de la feuille à un ensemble de formations argilo-graveleuses dont la plupart se différencie nettement d'Ouest en Est et du Sud au Nord. Elles font suite à l'Ouest (feuille Lavaur), à d'autres accumulations molassiques qui s'enrichissent verticalement, peu à peu, en lentilles conglomératiques.

e7d-g1a. **Calcaires de Damiatte (Priabonien supérieur)**. Ce niveau de calcaire correspond, au Nord, aux calcaires de Marssac (cartes Réalmont et Albi), au Sud aux calcaires de Saint-Paulet (carte Revel). Ces calcaires sont azoïques au Nord de la zone axiale de la Montagne noire. Ce n'est que dans la région très méridionale de Mas Saintes-Puelles, et de Villeneuve-la-Comptal que ce niveau stratigraphique est très fossilifère, riche en vertébrés et en gastéropodes.

## Formations néogènes et quaternaires

**Formations résiduelles polygéniques, épandages.** Il s'agit des formations et formes résiduelles dégagées dans les altérites et au détritisme des paléofformes anté-bartoniennes du socle. Leur âge est attribué au Pliocène supérieur à actuel.

### Bartonian à actuel

Re-Fs1-Fy. **Alluvions de la basse plaine.** Il est difficile de distinguer ces matériaux de certains faciès à paléaltérites et paléosols c-06G et c-06M. Régulièrement, ces argiles à graviers tertiaires remaniées, d'âge indéterminé, passent latéralement à des faciès à nombreux débris schisteux et quartzeux, de genèse inconnue. Ces derniers ne se distinguent que par des variations morphométriques, de centiles et de degrés d'altération. Ils sont parfois intimement entremêlés et constituent des sols squelettiques recouvrant les croupes les plus hautes et les échines filoniennes. Très souvent, dans les parties basses de ces plates-formes, en forme de serre, ces débris sont emballés soit dans des limons, soit dans des terres noires chargées en matière organique.

L'origine de ces limons est mal connue. Ils résulteraient, soit d'une décomposition purement pédologique, sur place, de débris schisteux, soit de l'accumulation de limons hydroéoliens que l'on appelait dans le pays encore au siècle dernier des « pluies de sang ». Ces dernières sont actuellement fréquentes, voire abondantes. En effet, chaque chute de ces lœss de provenance lointaine, en général de l'Atlas marocain, apporte chaque année dans la région un ou deux dixièmes de millimètres de sédiments. Ce phénomène existerait depuis le début du Würm.

La cartographie quantitative de la nature pétrographique des éléments permettrait d'élucider les questions posées par l'existence de ces surfaces d'aplanissement et des dépôts qui les recouvrent. Les centiles de ces d'objets ne varient pas d'une manière aléatoire. Une cartographie précise permettrait de mettre en évidence le tracé de chenaux d'écoulements afin de les différencier des phénomènes apparentés à de la solifluxion.

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

### **Pliocène supérieur terminal - Pléistocène inférieur**

**Fs-t. Glacis d'accumulation et matériaux résiduels des paléovallées les plus anciennes.** Sur les feuilles Albi, Lavour et Gaillac, les matériaux altérés, décalcifiés, issus des conglomérats et des grès molassiques tertiaires locaux, se mêlent à des apports allochtones constitués de sables argileux et de matériaux graveleux, parfois très grossiers. Ils nappent certaines parties hautes, plus particulièrement les buttes témoins rupéliennes (feuille Réalmont) et le revers de la cuesta de Saint-Félix (carte Revel).

Ces dépôts ne semblent exister qu'au Nord de la feuille.

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

**FV-w1. Alluvions des terrasses moyennes les plus élevées (Tarn et Dadou).** Ces formations n'affleurent qu'au Nord de la feuille. Sur la feuille Réalmont, elles se situent généralement entre 50 et 75 m au-dessus de la basse plaine et constituent de sporadiques accumulations confinées aux abords immédiats du Tarn et du Dadou.

Hors de la vallée du Tarn proprement dite, il existe deux paliers appartenant à cette formation qui sont décalés en altitude de quelques mètres ; un palier supérieur (Fv) et un palier inférieur (Fv-w1). Seul le palier inférieur est présent sur la feuille.

Très caillouteuses, ces formations contiennent exclusivement des quartz et quartzites patinés, parfois cariés, souvent gélifractés.

Dans la vallée de l'Agout, en aval de Brassac, des fragments de terrasses s'observent au-dessus de la Catalanié vers la cote 500-510, 20-30 m au-dessus de la vallée actuelle, jusque vers une cote 530 au terrain de rugby plus au Sud. Cette terrasse occupe la même position que la terrasse Fx attribuée au Riss sur les feuilles Mazamet et Revel.

**FV-W1G. Glacis se raccordant à la partie supérieure de la basse plaine alluviale du Dadou.** Par place, les paliers supérieur et inférieur du Riss n'existent pas. Dans de tels cas, des glacis autant d'érosion que d'accumulation partent au niveau d'un palier supérieur ou inférieur et forment un plan dans lequel les recreusements würmiens viennent s'inscrire. Le sommet d'un de ces glacis concentrés autour de la vallée du Dadou est présent sur la carte Castres.

### **Pléistocène supérieur**

Un ensemble de sédiments détritiques est attribué à cet âge. Ils seraient issus d'une part des érosions quaternaires des reliefs amont du socle, et d'autre part du remaniement d'argiles provenant de l'érosion de formations tertiaires plus anciennes. Ces alluvions généralement sableuses à leur base deviennent plus caillouteuses à leur sommet, lui même recouvert de limons d'inondation.

**Fw2. Formations alluviales supérieures à gros galets patinés.** Elles sont constituées de galets de quartz et de schistes, de taille dm, emballés dans une matrice sablo-argileuse.

**Fw3. Formations alluviales moyennes.** Ces formations, à mélange hétérogène de galets, proviennent de remaniements de niveaux supérieurs et d'érosions contemporaines de leur dépôt.

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

Dans la vallée de l'Agout, en aval de Brassac, au voisinage de Saint-Agnan, s'observe une terrasse située une dizaine de mètres au-dessus de la vallée actuelle. Le substratum paléozoïque affleure dans le ressaut de cette terrasse. Cette terrasse occupe la même position que la terrasse notée Fy<sub>1</sub> sur la feuille Mazamet et qui est attribuée au Würm 1.

En amont de Brassac, s'observent dans la vallée de l'Agout de petites terrasses quelques mètres au-dessus du lit de la rivière, qui elle, coule directement sur le substratum. Des bois carbonisés préservés à Monségou (un peu à l'Est de la limite de la feuille) sous une de ces terrasses, ont fourni un âge au carbone 14 de 200-250 BP (before present).

### **Holocène**

**Fy. Alluvions de la basse plaine.** Dans ces alluvions sablo-argileuses, le plus souvent sableuses, sont intercalées d'importantes lentilles caillouteuses, parfois exploitées.

## Formations colluviales

cv. **Colluvions de bas de versants.** Ces colluvions occupent les parties hautes du réseau fluvial actuel dans la partie SE de la carte.

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

### Dépôts et formations spécifiques au Sidobre

Fycr. **Rivières de cailloux ou Compayres et chaos granitiques.** Dans le Sidobre, de nombreuses formations ne datent que d'une époque récente. Les « rivières de cailloux » ou « compayres » (les compagnons) et les « rochers » en sont les principaux.

Des boules accumulées en grand nombre dans les talwegs constituent de pittoresques chaos rocheux. Les ruisseaux disparaissent dans ces blocs et y circulent en profondeur.

Les rochers sont formés de boules de granites résiduelles dans des horizons profonds d'altérites élaborées par les pédogenèses intertropicales. Ces boules ont été dégagées par soutirage des matériaux, sablo-argileux ou gore, au fur et à mesure de l'établissement de nouveaux niveaux de base d'érosion dus au basculement du Massif central vers l'Ouest.

## TECTONIQUE

### *TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME HERCINIENS*

*(par M. Demange)*

La faille des monts de Lacaune est un accident majeur qui sépare le domaine de la zone axiale au sens large, formée de terrains fortement métamorphiques et de roches magmatiques, du domaine paléozoïque des monts de Lacaune et de l'Albigeois, qui, pour l'essentiel, ne présente qu'un métamorphisme très faible (zone de la chlorite). Dans son état actuel, la faille des monts de Lacaune est un accident tardif. Les grands domaines structuraux de la Montagne noire représentés sur la feuille Castres sont séparés par des accidents chevauchants majeurs ; ce sont du Sud-Est au Nord-Ouest, c'est-à-dire depuis la base vers le sommet de la pile (pl. 1, hors texte) :

- la zone axiale (au sens strict) ;
- les écailles para-autochtones à matériel de type zone axiale mais charriées sur celle-ci ;
- le domaine paléozoïque des monts de Lacaune, formé d'un ensemble complexe d'écailles imbriquées ;
- les nappes de l'Albigeois, dont seule la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès est représentée sur la feuille Castres.

### **Faille des monts de Lacaune**

Cette faille est un accident majeur qui borde la zone axiale sur plus de 60 km depuis la région de Payrin – Augmontel (feuille Mazamet), jusqu'au bassin stéphanien de Graissessac qui la scelle (feuille Bédarieux) ; vers le Sud-Ouest, elle se prolonge par l'accident chevauchant qui sépare, dans la partie ouest de la Montagne noire (au sens géographique), l'unité cambrienne de Durfort des écailles para-autochtones (les Cammazes, Arfons, la Loubatière, la Prune) (feuilles Mazamet et Revel).

Sur la feuille Castres, la faille des monts de Lacaune se présente comme un accident très redressé ou à léger pendage nord-ouest ; cet accident est extrêmement discret sur le terrain : il peut exister une zone broyée accompagnée de quartz et de rétromorphose en muscovite + chlorite des terrains métamorphiques, dont l'épaisseur ne dépasse pas quelques mètres. Mais plus généralement, elle ne peut être notée que par la juxtaposition à quelques mètres près, de terrains de degré de métamorphisme différent.

Cette faille est un accident composite ayant eu une histoire complexe :

- chevauchement des unités paléozoïques des monts de Lacaune sur les écailles para-autochtones et sur la zone axiale (*s.s.*). Sur la feuille Castres, ce jeu en chevauchement est effacé par les rejeux ultérieurs, mais le jeu en accident chevauchant est manifeste dans l'Ouest de la Montagne noire (*s.s.*). En effet, l'écaille d'Espérières est le prolongement de l'unité des Cammazes et l'unité de Cambous – Cambounès correspond à l'unité de Durfort. Et, dans l'Ouest de la Montagne noire *s.s.*, ces deux unités sont en contact chevauchant relativement peu penté et déformé par les phases tardives ;
- décrochement dextre tardi-hercynien postérieur à toute tectonique souple et au métamorphisme des terrains qu'il met en contact et scellé vers l'Est par le bassin stéphanien de Graissessac. Le rejeu de cet accident peut être apprécié par la disposition des différentes unités des monts de Lacaune et en particulier par celle des unités à blaviérites dilacérées le long de cet accident, depuis le Sorézois jusqu'au Mendic, soit presque 50 km. Ce jeu précoce de la faille des monts de Lacaune s'accompagne d'une rétromorphose qui transforme très intensément les terrains mis en contact en phyllonites à muscovite + chlorite ;

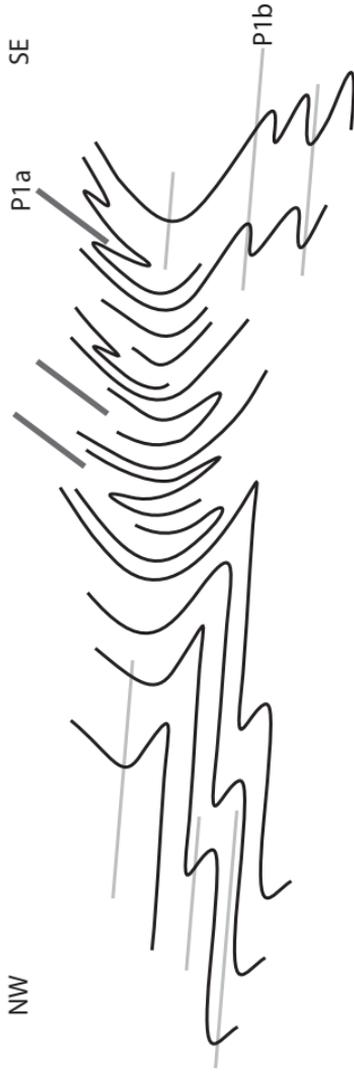


Fig. 10 - Interférences P1a x P1b (formation de Puech Plo, Bois du Teil) environ 5 m

– le rejeu en faille inverse (vraisemblablement pyrénéen), bien visible sur la feuille Lacaune, ne s’observe pas sur la feuille Castres ;

– rejeu tardif en faille normale puisque la zone axiale et l’écaille d’Espérières de métamorphisme moyen à fort, est actuellement en position haute par rapport aux terrains très peu métamorphiques des monts de Lacaune. Ce rejeu est probablement tardi-pyrénéen, oligocène ou miocène. On peut se demander si ce rejeu ne pourrait être encore plus récent : en effet, la surface d’érosion vraisemblablement pliocène qui tronque aussi les terrains tertiaires s’élève d’une cote d’environ 250 m en bordure ouest de la feuille à 650-680 m sur le Sibobre ; 8 km plus au Sud-Est, sur la zone axiale, la surface d’Anglès, d’âge probablement aussi pliocène, se situe vers 720-750 m ; ou bien cette surface est décalée par un rejeu très récent de la faille des monts de Lacaune, ou bien, ce qui est plus probable, ces deux surfaces sont en continuité géométrique, s’abaissant régulièrement d’Est en Ouest sans rejeu notable.

**Le texte de J. Guérandé-Lozes** concernant la « faille » des monts de Lacaune se situe dans son chapitre « Déformations cassantes, failles E-W ».

## **Zone axiale**

### **Les phases tectoniques**

On retrouve sur la feuille Castres des phases connues sur l’ensemble de la zone axiale. Les phases P1 et P2 sont propres à la zone axiale et ne peuvent se corréler facilement avec les phases des monts de Lacaune, les phases ultérieures se rencontrent dans l’ensemble de la Montagne noire (fig. 9, hors texte).

Deux événements précoces en plis isoclinaux sont reconnus en zone axiale : (1) P1a responsable de la foliation régionale, en particulier de la foliation des orthogneiss (les plis P1a ne s’observent dans les orthogneiss que lorsqu’ils sont matérialisés par un niveau de nature différente, comme par exemple un niveau de (méta-aplité) et (2) P1b en plis isoclinaux synschisteux qui transposent fréquemment la foliation P1a. À vrai dire, ce n’est que sur des affleurements privilégiés que l’on est capable de distinguer ces deux phases et en général on ne peut distinguer qu’une seule phase notée P1 (fig. 10).

La phase P2 crée des plis fermés globalement à vergence sud, accompagnés d’une schistosité plus ou moins développée. Si cette phase est importante dans l’enveloppe métasédimentaire sur la bordure sud de la zone axiale (feuilles Saint-Pons, Mazamet et Carcassonne), elle n’est que très peu développée dans les dômes de gneiss et en particulier sur la feuille Castres. Nous attribuons à cette phase des plis métriques à hectométriques serrés, à vergence SE, qui sont les plis majeurs de l’écaille d’Espérières.

Les plis P3 sont des plis en genou à vergence globale nord. À l'échelle de la Montagne noire, ils montrent des flancs longs peu pentés, et des flancs courts verticalisés. Ils créent ainsi des couloirs de largeur plurikilométrique où les formations -et les structures antérieures- sont verticalisées : c'est le cas de toute la partie sud de la zone axiale affleurant sur la feuille Castres.

La phase P4 en plis en genou à plan axial penté vers le Nord, est peu importante dans la partie de la zone axiale affleurant sur la feuille Castres.

Les phases tardives en plis droits à plan axial subvertical, comprennent des plis de direction N80-70 (P5), N130 (P6 sans grande importance ici), N160-170 (P7a) et N10-30 (P7b). Les phases P5 et P7b sont importantes puisque leur interférence produit le dôme de Lamontélarie.

### **Les structures cartographiques**

Sur la feuille Castres, la structure P1 majeure est le synclinal de Fraïsse. Cette structure est définie plus à l'Est sur la feuille Lacaune où le synclinal montre une partie centrale occupée par la formation de Nages (caractérisée par des marbres et gneiss-à-silicates-calciques), encadrée de façon symétrique par : (1) la formation (volcano-sédimentaire) des gneiss de Murat, (2) la formation d'origine grésopélitique de Puech Plo et (3) les orthogneiss du Somail. Sur la feuille Castres, la formation de Nages affleure au centre de cette structure en une bande sensiblement est-ouest depuis le Viala jusqu'à la ferme du Rec et à l'Est de Plaisance.

Au Nord du synclinal de Fraïsse se développe une structure anticlinale, le dôme de Lamontélarie, due à l'interférence des phases P6 et P7b. La feuille Castres ne montre que la retombée occidentale, en brachyanticlinal, de ce dôme. Le bord nord du synclinal de Fraïsse et le dôme de Lamontélarie sont largement envahis par le granite du Montalet. Néanmoins, différents panneaux et enclaves permettent d'y reconnaître les différentes formations du groupe de la Salvetat et d'en décrypter la structure. La foliation du granite du Montalet est clairement affectée par cette structure en dôme et certains affleurements, comme par exemple le lit de l'Agout entre le Bois du Teil et l'Escalier de la Peyre (X = 460 ; Y = 4 829), montrent cette foliation affectée par des plis métriques dus à ces phases tardives.

La partie nord du synclinal de Fraïsse et la retombée sud du dôme de Lamontélarie montrent des bandes répétées où interviennent les formations de Nages et de Murat (et le granite du Montalet). Ces répétitions sont sans doute dues à des plis P1b, clairement à vergence nord ; des interférences P1a × P1b ne sont d'ailleurs pas exclues.

De telles structures se retrouvent, après basculement tardif, sur la retombée nord-ouest du dôme de Lamontélaré. Des charnières importantes s'observent au voisinage de Sarrazy ( $X = 459,8$  ;  $Y = 4\ 829,7$ ) et le long de la D62, au Sud-Est de Brassac ( $X = 460,0$  ;  $Y = 4\ 830,0$ ).

La formation de Murat manque, sur la feuille Castres, en bordure sud du synclinal de Fraïsse entre les formations de Nages et de Puech Plo. Elle y est remplacée, dans la partie supérieure de la formation de Puech Plo, par les grès feldspathiques (à intercalations de gneiss-à-silicates-calciques) de la formation *Sarb*. Plus au Sud, les paragneiss *Sa1a*, principalement d'origine pélitique, affleurent largement. Ils sont structurés en plis antiformes en chevrons aigus au cœur desquels apparaît la formation *Sarb* et, dans les plis de Lagrange et de Castelès, les marbres de la formation de Nages (fig. 11, hors texte, coupes 2 et 3). Ces structures vont se brancher plus à l'Est sur le cœur même du synclinal de Fraïsse.

Plus au Sud, le synclinorium du Col de Fontfroide est formé d'orthogneiss du Somail (faciès Larn dominant et faciès œillé) où s'intercalent des bandelettes de paragneiss de la formation de Puech Plo. La largeur de ces bandes varie de quelques dizaines de mètres à 150 m. Ces bandes de paragneiss vont se brancher plus à l'Est sur le bord sud du synclinal de Fraïsse. Vers le Sud, elles se prolongent sur les feuilles Mazamet et Saint-Pons en des figures d'interférences assez complexes. Sur la feuille Castres et ses abords immédiats, la disposition des bandelettes de paragneiss suggère des replis isoclinaux (P1b) de grande ampleur, accompagnés de replis secondaires et d'une très forte transposition (fig. 12).

### Écailles para-autochtones

Ces unités sont constituées de séries présentant de fortes analogies avec celles affleurant en zone axiale mais présentant un métamorphisme moindre. Ces écailles forment plusieurs unités de direction SW-NE charriées sur la zone axiale *s.s.* et sécantes sur les structures de celle-ci. Ces écailles sont analogues aux unités para-autochtones définies sur la feuille Revel, qu'elles prolongent au-delà de la faille de Mazamet. On reconnaît sur la feuille Castres de bas en haut :

– l'écaille de la Peyrarque Basse, ensemble de micaschistes à andalousite-staurotide (et vers le bas, sillimanite), gneiss gris à intercalations de gneiss-à-silicates-calciques, largement rétro-morphosés ; cette unité se biseaute très vite vers le Nord-Est. Vers le Sud-Ouest, sur la feuille Mazamet, on peut y reconnaître les formations *SPd* à *SPg* en position globalement monoclinale et position normale où s'intercalent des écailles de gabbros + marbres ; cette unité correspond sans doute à l'unité d'Arfons exposée sur les feuilles Revel et Mazamet ;

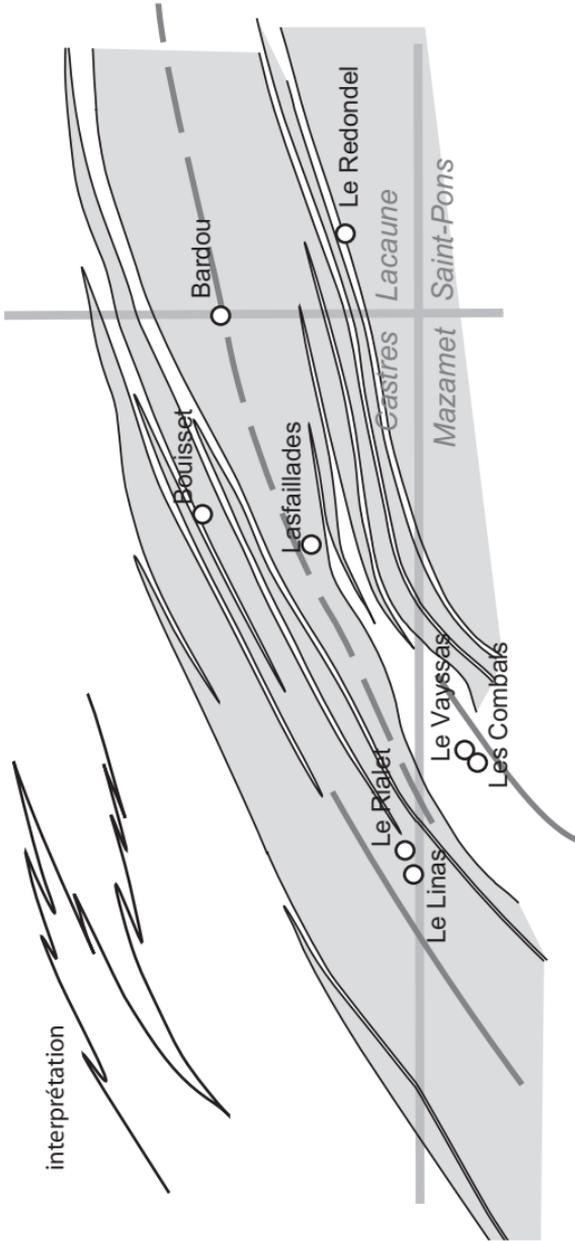


Fig. 12 - Interférences et transpositions dans les bandelettes de paragneiss intercalées dans les orthogneiss dans le secteur du Rialet - Lasfaillades - Bouisset

– l'écaille d'Espérières (définie par Gèze 1949) où l'on reconnaît en position inverse : (1) la formation *SPb*, (2) les orthogneiss de Plaisance (Roques 1941 ; Mergoïl-Daniel, 1970) et (3) les formations *SPd-e*, avec de nombreux niveaux de marbres. Son métamorphisme est de degré moyen (avec andalousite et cordiérite). Cette unité est analogue à l'unité des Cammazes en Montagne noire occidentale et les gneiss de Plaisance sont analogues aux gneiss des Cammazes, définis sur la feuille Revel.

Les plis les plus courants sont des plis fermés à isoclinaux, le plus souvent à vergence sud-est, dont les axes de direction N50-65 sont nettement obliques sur les contacts anormaux majeurs. Ces plis sont particulièrement bien exprimés dans les formations carbonatées et les gneiss-à-silicates-calciques *SPd-e* de l'écaille d'Espérières dans la région d'Espérières et au Sud-Est de Cambounès où ils forment des structures pluri-décamétriques à hectométriques. Une zone de charnière, large de 200-300 m (synforme affectant une série renversée), peut être observée dans la formation *SPb* dans la coupe de l'Agout au Sud-Est de Brassac.

L'ensemble est repris par des plis tardifs assimilables aux phases P5-P7 qui s'organisent en couloirs prolongeant les domaines affectés par ces phases ; aussi bien en zone axiale (dans la prolongation du dôme de Lamontélarie dans la région du Bez et dans la coupe de la Durençuse), que dans les monts de Lacaune (au Sud de Cambounès).

### **Domaine des monts de Lacaune, Sud du granite du Sidobre**

*La phase synschisteuse principale*  $\Phi 2$  (D2b sur la feuille Lacaune) crée des plis de toutes échelles (centimétriques à pluri-kilométriques) accompagnés d'une schistosité plus ou moins intense : strain slip dans les formations gréseuses, à schistosité ardoisière dans les schistes pélitiques homogènes (formation k2bS en particulier). Dans la majeure partie de la carte, les axes ont une direction dominante de N30-45 ; les plans axiaux plongent de 30 à 40° vers le Nord-Ouest. Toutefois, sous l'influence de phases ultérieures, les plans axiaux peuvent être subverticaux (basculement de phase P3) et les directions tournent à N-S et à NW-SE ; ces dernières directions sont dominantes au Sud de la Durenque, sous l'influence d'une structure majeure P6. Sur la coupe de la Durenque, dans la série verte, ces plis sont assez fermés avec un flanc long relativement plat et un flanc court subvertical, ce qui leur donne un déversement vers le Sud-Est à l'Est (Nord-Est dans les domaines de direction NW-SE). Dans un matériel plus pélitique et homogène, comme la série noire, ces plis ont tendance à devenir plus isoclinaux ; mais les charnières demeurent assez rondes. Dans les zones renversées par la phase P3, comme en bordure sud du Sidobre au Nord de Fialessuch, la vergence (sens de déversement apparent) semble Nord à Nord-Ouest, mais le sens de déversement réel demeure bien Est à Sud-Est.

Cette phase synschisteuse est responsable des grandes structures cartographiques : la carte au Sud-Est du Sibobre montre une succession d'anticlinaux à cœur de série noire, et localement de dolomies k2a, et de synclinaux de série verte. Du fait des ennoyages axiaux, les synclinaux se pincent vers le Sud et le Nord-Est, alors que les anticlinaux s'élargissent : au Nord de l'Agout, la carte montre essentiellement la série noire. À l'inverse dans la partie médiane de la carte, entre Durenque et Durencuse, les anticlinaux de série noire se pincent et la carte montre surtout la série verte.

Sur la feuille Castres, il existe peu de preuves de l'existence des phases antérieures reconnues plus à l'Est, antérieure à  $\Phi 1$ . L'examen du schéma structural (pl. 1, hors texte) vient compléter les informations de ce paragraphe.

Ces plis isoclinaux  $\Phi 2$  sont cisailés : cisaillements à l'échelle du pli métrique à décimétrique et cisaillements à l'échelle de la carte. Le cisaillement le plus spectaculaire sur le terrain s'observe dans le village même de Boissezon. Le chevauchement amène la série noire de l'unité de Noailhac – Ferrières sur la série verte au cœur du synclinal de Boissezon. Les cisaillements majeurs divisent ainsi les formations affleurant au Sud-Est du Sidobre en grandes unités (qui seront décrites plus loin).

Ces cisaillements ne sont pas l'exagération des plis synschisteux  $\Phi 2$  mais bien une phase distincte : les plis sont recoupés sous un angle faible par ces cisaillements et à l'échelle de la carte, les structures anticlinales et synclinales majeures sont recoupées obliquement par les charriages principaux. Ces contacts anormaux sont non seulement des charriages du Nord-Ouest vers le Sud-Est, mais aussi des décrochements dextres. Nous verrons plus loin comment ce fait peut s'intégrer à une vision d'ensemble des monts de Lacaune.

La phase P3 crée des plis en genou dissymétriques à vergence nord-ouest avec un flanc long peu penté et un flanc court verticalisé, voire renversé. Ces zones verticalisées se présentent en couloirs hectométriques ou plus larges. La carte montre un tel couloir large de 1 à 2 km au Sud-Est du granite du Sidobre. Les axes sont SW-NE à SSW-NNE (du moins là où les structures ne sont pas déformées par les phases ultérieures). Le plan axial est marqué par une schistosité de fracture, parfois un peu en éventail, ou dans les zones de charnière ou dans un matériel plus pélique, une schistosité de strain slip. Cette schistosité présente un pendage vers le Sud-Est (ou l'Est) de 30 à 60°.

La phase P4 forme des plis en genou, généralement à vergence est à SE avec un flanc peu penté et un flanc verticalisé de plan axial voisin de 20 W 45. Ces plis sont assez discrets (unité de Moulin Paradou, et Est de Bastarens ; unité de Ferrières dans la vallée de l'Agout). Cette phase ne forme pas de structure majeure.

La phase P5 crée des plis droits très ouverts de direction NW-SE accompagnés localement de diaclases subverticales de plan axial, plus ou moins serrées. Ces plis, et les diaclases associées, se disposent en couloirs. À l'échelle de la carte, la phase P5 produit des virgations : la plus importante se situe dans la région de Malacan – Brugayroux et fait tourner les structures de N-S – NNE-SSW au Sud à des directions sensiblement E-W. D'autres virgations d'importance moindre s'observent dans la région la Bertrandie – Ferrières : les directions tournent de NE-SW à N-S.

La phase P6 crée des plis droits plus ou moins ouverts, accompagnés de diaclases subverticales ou d'une schistosité de fracture, ou même localement de strain slip de direction N70-80. À l'échelle de la carte, cette phase est responsable d'une structure majeure qui correspond globalement à la vallée de la Durenque, et de structures satellites de moindre importance : les directions tournent de NE-SW au Nord, à N-S puis à NW-SE au Sud de la carte.

Enfin la phase P7 crée des kinks accompagnés de diaclases de direction N160-170 et N10-20. Cette phase ne produit pas de structure cartographique importante, tout au plus quelques virgations mineures locales.

## **Les structures cartographiques**

Le domaine des monts de Lacaune est formé d'écaillés imbriqués. Ces différentes unités, limitées par des charriages chevauchants de différents ordres, ont des directions NE-SW dans la majeure partie de la carte, qui tournent sous l'influence des phases tardives P5 et P6 à des directions N-S puis NNW-SSE dans la partie sud de la feuille. Les unités inférieures prolongent les unités définies sur la feuille Lacaune et se prolongent au Sud-Ouest sur les feuilles Mazamet et Revel.

Nous décrirons ces différentes unités du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Cette disposition correspond à l'empilement depuis les unités les plus inférieures jusqu'aux termes les plus élevés.

**L'unité de Cambous – Cambounés** est formée de Cambrien inférieur en position globalement normale et monoclinale : sommet de la formation de Marcory k1 avec un niveau de blaviérites, alternances k1-2 et dolomies k2a. Sur la feuille Castres, cette unité se biseaute vers le Sud-Ouest contre la faille des monts de Lacaune au Sud de Malcrouzet.

Cette série stratigraphique est remarquable par la présence de blaviérites ; cette série est analogue à celle de l'unité de Durfort définie sur la feuille Revel ainsi que dans les monts de l'Est de Lacaune à celles de Murat – Castanet et d'Avène – Mendic (feuilles Bédarioux et Camarès). L'unité de Cambous – Cambounés constitue donc un jalon entre le Mendic et le Sorézois.

Les unités superposées à l'unité de Cambous – Cambounès viennent se biseauter successivement sur le sommet de cette unité et présentent ainsi une remarquable disposition en épi, qui souligne le fait que l'accident qui sépare cette unité de celles qui lui sont superposées est un accident majeur à l'échelle de la Montagne noire, ayant joué à la fois en chevauchement et en décrochement (fig. 13, hors texte).

**L'unité de Cuillé – le Teil** est constituée, sur la feuille Lacaune, par une série gréso-pélimitique attribuée au Cambrien moyen où s'intercalent de nombreux niveaux carbonatés et des roches basiques et ultra-basiques. Sur la feuille Castres, si les roches carbonatées sont bien présentes au Nord-Est de Brassac-sur-Agout, les roches basiques ne présentent qu'un petit affleurement en bordure de feuille à proximité de Biot (X = 460,9 ; Y = 4 832,9), de sorte que cette série est essentiellement constituée de (mica)schistes à biotite et muscovite, que leur degré de métamorphisme nettement plus fort distingue des unités voisines.

Dans la région de Castelnau-de-Brassac, l'unité de Cuillé – le Teil chevauche directement l'unité de Cambous – Cambounès et est chevauchée par l'unité de la Quille. Celle-ci se pince vers le Sud-Ouest et, au niveau de Brassac, l'unité de Cuillé – le Teil est chevauchée directement par l'unité du Causse – Moulin-Paradou.

Au Sud-Ouest de Brassac, le complexe des **écailles des Cabanes** s'intercale entre l'unité de Cambous – Cambounès et celle du Causse – Moulin-Paradou (fig. 14, hors texte coupes 3 et 4) ; ces écailles sont de faible épaisseur et se différencient non seulement par leur contenu lithostratigraphique mais surtout par leur degré de métamorphisme. Ce sont de l'ESE au NNW (c'est-à-dire de bas en haut) :

- micaschistes à biotite et muscovite de la prise d'eau des *Payssibots* (X = 458,2 ; Y = 4 829,3), ils montrent un degré de métamorphisme relativement fort, avec de la biotite largement cristallisée ; cette écaille se rattache peut être à l'unité de Cuillé-le Teil plus au Nord-Est ;
- schistes gris-vert de très faible degré de métamorphisme (zone de la chlorite), attribuables au Cambrien moyen k3 (écaille inférieure des Cabanes) ;
- schistes noirs localement graphiteux de très faible degré de métamorphisme (Cambrien inférieur k2b) (écaille supérieure des Cabanes) ;
- micaschistes pélimitiques et grès à biotite-muscovite qui prolongent directement l'unité de Cuillé – le Teil au-delà de la plaine de l'Agout ;
- étroite bande de schistes noirs épimétamorphiques (k2b).

Cet ensemble d'écailles est limité vers l'Ouest par une zone broyée importante avec silicification et développement d'oxydes-hydroxydes de fer (dérivant sans doute de pyrite en profondeur).

**L'unité du col de Caunan** est un ensemble monoclinale (isoclinal) de schistes gris-vert monotones, épimétamorphiques, (Cambrien moyen k3), où s'intercalent vers le sommet des niveaux gréseux massifs (k4a). Cette unité se pince vers le Sud-Ouest au Nord de Cambounès sur l'unité de Cambous – Cambounès ; elle atteint sa largeur maximum au niveau du col de Caunan et de la vallée de la Durencuse (fig. 14, hors texte coupes 5 et 6) ; puis elle se prolonge vers le Nord-Est presque jusqu'à la vallée de l'Agout par une étroite bande de schistes gris-vert très broyés.

**L'unité de la Quille**, plus largement développée plus à l'Est sur la feuille Lacaune, apparaît à la marge est de la carte avec un peu de formation de Marcory k1 à la base, dolomies k2a, formation k2bC (alternances grésos- et schisto-carbonatées notées k2a2a sur la feuille Lacaune), et formation k2bG grésopélitique (notée k2a2b sur la feuille Lacaune). Les dolomies portent le village de Castelnau-de-Brassac puis se biseautent vers le Sud-Ouest dès avant la vallée de l'Agout.

L'écaïlle des dolomies des Payssibots (X = 457,9 ; Y = 4 829,6) en constituerait le prolongement vers le Sud-Ouest. Les contacts entre ces dolomies et les unités qui les encadrent sont jalonnés par des zones silicifiées et ferruginisées.

**L'unité du Causse – Moulin Paradou** forme une bande très continue longue d'environ 18 km et large au maximum d'un kilomètre. Cette unité, définie sur la feuille Lacaune à Besselbes (à l'Ouest d'Espérausses), se prolonge dans la région de Brassac (Moulin Paradou), puis vers le Sud-Ouest jusque les Fontanelles et le Causse au Nord de Cambounès. Elle montre, en position globalement monoclinale, à la base des calcschistes et calcaires noirs (k2b2 : carrière du Causse au Nord-Ouest de Cambounès), puis des pélites gris-vert à intercalations de calcaires (Cambrien moyen k3) avec au sommet, des grès quartzitiques (k4a). Son degré de métamorphisme est très faible : un peu de biotite s'observe vers la base de l'unité au Nord-Est, sur la feuille Lacaune, mais sa majeure partie appartient à la zone de la chlorite. Le chevauchement de base est oblique sur les structures internes de cette unité de sorte que ce sont différents termes de cette série qui viennent au contact des unités sous-jacentes. L'importance de ce contact anormal de base, charriage et décrochement (dextre), est également soulignée par le fait que cette unité du Causse – Moulin-Paradou repose sur des unités variées, du Sud-Ouest au Nord-Est : unité de Cambous – Cambounès, du col de Caunan, dolomies des Payssibots, unité de Cuillé – le Teil et enfin unité de la Quille.

L'unité du Causse – Moulin-Paradou est également limitée à son sommet par un accident majeur. Cet accident est parfois souligné par des zones broyées, avec localement des brèches silicifiées, spectaculaires sur le flanc nord du Camp de la Plano (X = 455,8 ; Y = 4 828,1) ou à l'Est des Pradels (X = 457,4 ; Y = 4 829,8). Sur la majeure partie de son cours, cet accident amène les schistes noirs k2b sur les

schistes verts et grès k3-4. Mais ces schistes noirs appartiennent à différentes unités ou sous-unités (fig. 17d), soulignant le caractère sécant oblique de cet accident. Vers le Sud-Est, la partie frontale des schistes noirs de l'unité de Fontbelle se termine par une langue anticlinale de schistes noirs k2b écaillée au sein des schistes verts k3 : à l'Est de ces schistes noirs, les schistes verts appartiennent à l'unité du Causse – Moulin-Paradou ; à l'Ouest ces schistes k3 sont surmontés par l'ensemble des calcaires (à intercalations de minces niveaux de schistes verts) de Malcrouzet – Lavopé, le tout apparaissant comme une écaille au front de l'unité de Fontbelle. Les conditions d'observation ne permettent pas de localiser précisément dans cette région le contact anormal entre ces deux unités.

Au-delà de l'accident qui limite vers l'Ouest l'unité du Causse – Moulin-Paradou et jusqu'à la bordure du granite du Sidobre, s'étend un domaine structuré par des plis synschisteux  $\Phi 2$  de différentes tailles, où la série noire k2b apparaît au cœur d'anticlinaux, séparés par des synclinaux occupés par la série verte k3-6. Ces plis sont cisailés et les différentes unités et sous-unités de ce domaine apparaissent limitées par des accidents chevauchants et décrochants. Les cisaillements majeurs bien visibles dans la coupe de la Durenque et un certain nombre de différences dans la lithostratigraphie permettent de distinguer trois unités majeures : (1) unités de Fontbelle, (2) de Boissezon et (3) de Noailhac – Ferrières.

**L'unité de Fontbelle** forme une bande large de 2 à 2,5 km, tronquée au Sud par la faille des monts de Lacaune et biseauté au Nord par l'accident qui la met en contact avec l'unité du Causse – Moulin-Paradou. Elle est limitée à l'Ouest par le chevauchement des schistes noirs k2b à la base de l'unité de Boissezon. La structure interne est oblique sur ces limites. Dans la vallée de la Durenque (fig. 14, hors texte coupe 8) et plus au Sud, cette unité apparaît comme un synclinal de série verte, schistes verts k3, quartzites k4a et série schisteuse verte k4b-6 au cœur de la structure. Vers l'Est apparaissent au sein de la série verte k3, de petits anticlinaux écaillés de série noire k2b (Lavalette). Les pendages (de stratification et de schistosité), de l'ordre de 40 à 60° au Sud et dans l'Ouest de l'unité, se verticalisent vers Lavalette et plus au Nord par l'effet d'un pli P3. L'ensemble de la structure montre des virgations dues aux plis tardifs P6.

Plus au Nord, ces anticlinaux de série noire se développent jusqu'à former une bande large de plus de 1,5 km, où l'on peut reconnaître différentes structures anticlinales, comme par exemple l'anticlinal de Bastarens – Guzanes (où la schistosité est verticalisée sous l'effet d'un pli P3) et localement de petites pincées synclinales de série verte (fig. 14, hors texte coupes 2 et 3). Le flanc inverse (Ouest) du synclinal majeur est tronqué par le chevauchement de l'unité de Boissezon. Au Nord de la Durencuse, la série verte du Viala, avec de nombreuses intercalations calcaires représente le flanc inverse du synclinal principal (fig. 14, hors texte coupe 5). Ce synclinal de série verte avec les

quartzites k4a vient se pincer dans la série noire au Nord de la Vaissa (fig. 14, hors texte coupe 3). Au Nord de l'Agout, la série noire de l'unité de Fontbelle vient au contact de la série noire de l'unité de Boissezon ; nous plaçons le contact entre ces unités à la faille qui limite vers l'Est l'anticlinal de Fumade. Dans cette région, l'unité de Fontbelle apparaît ainsi formée d'un anticlinal de série noire : l'anticlinal de Bastarens, de la bande de calcaires (dolomitiques) - calcschistes k2bC les Planquettes – la Borio Haute et d'une seconde bande de schistes noirs plus à l'Ouest (fig. 13, hors texte coupes 1 et 2).

**L'unité de Boissezon** chevauche la série verte (grès k4a et formation pélitique supérieure k4b-6) de l'unité de Fontbelle par l'intermédiaire d'un anticlinal de série noire k2b, bien visible dans la vallée de la Durenque (fig. 13, hors texte coupe 8). Sa limite ouest est un chevauchement de la série noire k2b sur la série verte, très spectaculaire dans le village même de Boissezon. Entre Durenque et Durencuse, l'unité de Boissezon apparaît comme un synclinal complexe (de phase  $\Phi 2$ ) de série verte (riche en niveaux carbonatés) et dont le cœur est marqué par les quartzites des Roques (au Nord-Ouest de Gratteloup : X = 450,8 ; Y = 4 826,5). Le flanc ouest inverse, très riche en niveaux carbonatés, s'observe à l'Ouest du Griffoulas et surtout dans la vallée de la Durencuse entre Bouscassié et Briane. Le flanc ouest de cette structure est laminé par le chevauchement de l'unité de Noailhac – Ferrières.

Au Sud de la Durenque, une série d'anticlinaux écaillés (déjà visibles dans la série verte dans la coupe de la Durenque) fait apparaître la série noire. Ces anticlinaux s'élargissent vers le Sud de sorte que la série noire affleure alors largement ; elle est entrecoupée de minces bandes (à valeur synclinale) de série verte. L'ensemble est tordu par des plis P6.

Au Nord de la Durencuse, les nombreux plis  $\Phi 2$  (bien visibles vers la Sabatarié (X = 453,6 ; Y = 4 828,7) et au Sud de Bonnery (X = 454,1 ; Y = 4 823,9), sont cisailés et la série noire apparaît à la faveur de ces accidents, de sorte qu'au Nord du Verdier s'observent des alternances de série verte - série noire correspondant à autant de plis écaillés (fig. 14, hors texte coupe 3) ; plus au Nord encore, la série verte finit par disparaître et, au Nord de l'Agout, on observe un vaste anticlinal complexe de série noire au cœur duquel apparaissent les termes inférieurs riches en carbonates de la série noire (k2bC) et les dolomies k2a de Fumade (fig. 13, hors texte coupe 1). À l'Ouest de ce vaste domaine de série noire, des niveaux écaillés discontinus de série verte jalonnent le contact avec l'unité de Noailhac – Ferrières.

Dans la coupe de la vallée de la Durenque (fig. 14, hors texte coupe 8), **l'unité de Noailhac – Ferrières** montre des plis isoclinaux synschisteux plus ou moins écaillés avec un cœur de série noire k2b, séparés par d'étroits synclinaux de série verte k3. Les directions sont NNW-SSE, avec quelques virgations dues à la

phase P6. Plus au Nord, les directions tournent à SSW- NNE puis à SW-NE sous l'influence de plis P6 et P5.

Comme dans les autres unités, les anticlinaux mis en évidence dans la coupe de la Durenque se pincent et la série verte occupe une place plus importante : les quartzites k4a affleurent dans la région de la Roubilouse (X = 449,3 ; Y = 4 825,8).

Vers Fialesuch et plus au Nord-Est, apparaît une grande structure de phase P3 qui verticalise et même renverse localement les structures de phase  $\Phi 2$ . Les plis  $\Phi 2$ , qui normalement sont déversés vers le Sud-Est, présentent dans les zones renversées un sens de déversement apparent vers le Nord-Ouest.

Dans cette région située en bordure sud-est du granite du Sidobre, l'unité de Noailhac – Ferrières comprend deux domaines séparés par un contact anormal (fig. 14, hors texte coupes 5 et 6) : (1) au Sud-Est, un domaine où affleure essentiellement la série verte avec d'étroits anticlinaux de série noire et (2) au Nord-Ouest un domaine de schistes noirs k2b, large de 800 m au Nord de Fialesuch, de 500 m au niveau de Saint-Salvy-de-la- Balme et qui s'élargit vers le Nord-Est à presque 2 km. Le gisement filonien de Saint-Salvy est encaissé dans ces schistes noirs. Ce domaine de schistes noirs est structuré en grand plis synschisteux  $\Phi 2$ , du Sud au Nord : (1) pli du Quéri à cœur de dolomies k2a entourées par la formation grésopélitique k2bG (fig. 14, hors texte coupe 7), (2) anticlinal intermédiaire formé uniquement de schistes noirs k2bS, puis (3) anticlinal dont le cœur est occupé par la formation schisto-gréseuse k2bG ; cet anticlinal se suit depuis la zone d'affleurement du filon de Saint-Salvy au Nord-Est de Malacan, la vallée du Ganoubre et vient passer entre le village de Saint-Salvy et le hameau de la Provinquière. Le filon de Saint-Salvy se situe pratiquement dans le plan axial de cet anticlinal.

Plus au Nord-Est, les synclinaux de série verte se pincent au Nord d'Oms, de sorte que sur la coupe de l'Agout et plus au Nord, cette unité n'est plus représentée que par la série noire. Il est également possible de mettre en évidence dans cette région des plis isoclinaux synschisteux d'importance pluri-hectométrique.

Au Nord de Ferrières, dans la région de la Ramade – Armengaud, des panneaux de schistes noirs associés à des dolomies (attribuées ici à la formation k2b2) s'observent dans la zone des « roof-pendants » en bordure est du granite du Sidobre (« zone des enclaves géantes »). Ces formations sont plus ou moins en continuité avec l'unité de Noailhac – Ferrières. Au Nord-Ouest d'Armengaud, les dolomies sont en contact avec une formation schisto-gréseuse attribuée ici à la formation de Marcory k1 (mais que les auteurs précédents attribuaient à la série verte k3-4).

## Métamorphisme régional

Les différentes unités structurales montrent des degrés de métamorphisme contrastés et nettement différents d'unité à unité. Le jeu en chevauchement et en décrochement des accidents qui limitent ces unités, s'accompagne d'une très forte rétro-morphose des paragenèses primaires en muscovite + chlorite : au voisinage des accidents, les roches sont couramment transformées en phyllonites, mais cette rétro-morphose affecte également, à des degrés divers, le cœur de certaines unités.

La **zone axiale** est entièrement située en zone de la sillimanite. Les paragenèses sont couramment biotite + sillimanite, biotite + sillimanite + cordiérite et, plus rarement biotite + sillimanite + grenat, dans les métapélites. La muscovite primaire semble absente dans la plus grande partie de ce domaine ; mais la muscovite secondaire est relativement commune. Toutefois vers le Sud-Ouest, il semble qu'une partie au moins de la muscovite soit primaire. La staurotide est couramment rencontrée en association avec la sillimanite. Dans ce domaine, la sillimanite présente plutôt le faciès fibrolite et l'on peut rencontrer de l'andalousite (relique). Il semble donc exister un gradient de métamorphisme depuis la périphérie de la zone axiale - au Sud-Ouest - vers le centre avec une zone externe à sillimanite + muscovite + staurotide et une zone plus interne caractérisée par les associations sillimanite + grenat et sillimanite + cordiérite sans staurotide, ni muscovite. L'association biotite + sillimanite + grenat + cordiérite + feldspath potassique (paragenèse kinzigitique), si commune dans le cœur de la zone axiale, n'est pas connue sur la feuille Castres.

**L'écaille de la Peyrarque Basse** présente un métamorphisme primaire de degré moyen caractérisé par l'association biotite + muscovite + andalousite + staurotide (sans chlorite primaire) ; la sillimanite en association ou non avec de l'andalousite (relique) apparaît vers la base de l'unité. La rétro-morphose tardive en muscovite + chlorite est très importante dans cette unité.

**L'écaille d'Espérières** présente dans la région de Brassac-sur-Agout un métamorphisme mésozonal caractérisé par l'association biotite + muscovite + andalousite ± cordiérite (sans chlorite primaire). Un échantillon provenant de l'extrême base de l'unité, au Nord-Est de Brassac, montre de la sillimanite (faciès fibrolite). Vers le Sud-Ouest (Sud-Ouest d'Espérières), les mêmes formations qu'à Brassac contiennent chlorite apparemment primaire, grenat et staurotide ; la cordiérite n'est connue qu'en un seul point au Sud-Ouest de Cambounès.

Ces variations indiquent un degré de métamorphisme moindre (avec un isograde-chlorite oblique sur les limites de l'unité) et très vraisemblablement une variation du type de métamorphisme avec cordiérite commune au Nord-Est, rare au Sud-Ouest, grenat et staurotide pratiquement absents au Nord-Est mais très communs au Sud-Ouest.

Il semble donc exister des variations régionales du type de métamorphisme analogues dans la partie de la zone axiale et dans les écaillés para-autochtones affleurant sur la feuille Castres. En domaine de métamorphisme moyen (zone de l'andalousite), la cordiérite est abondante et le grenat et la staurotide sont absents au Nord-Est ; cela semble indiquer un métamorphisme de basse pression. Par contre, vers le Sud-Ouest, dans les mêmes formations, la cordiérite est très rare alors que grenat et staurotide sont très communs ; les associations sont celles d'un métamorphisme intermédiaire de basse pression avec andalousite, grenat et staurotide. Le disthène est d'ailleurs présent dans les bandelettes de paragneiss encaissées dans les orthogneiss plus au Sud, sur la feuille Mazamet.

Le métamorphisme de **l'unité de Cambous – Cambounès** est très faible sur la feuille Castres (zone de la biotite, avec des associations biotite + muscovite + chlorite) et les pélites de la formation de Marcory à la base de cette unité contrastent fortement avec celles de l'unité d'Espérières. La biotite, naissante, est présente dans la partie de cette unité située au Sud-Ouest de l'Agout. Le degré de métamorphisme de cette unité croît vers le Nord-Est avec des biotites mieux cristallisées et plus abondantes. Plus au Nord-Est encore, dans le dôme de Viane, sur la feuille Lacaune, il est possible de définir une zone de la cordiérite puis une zone de l'andalousite.

**L'unité de Cuillé – le Teil** montre un métamorphisme qui contraste fortement avec celui des unités qui l'encadrent. Ce contraste est particulièrement saisissant au Sud de l'Agout, dans les écaillés des Cabanes, en particulier dans l'écaillé de la prise d'eau des Payssibots. Les pélites montrent des associations à biotite + muscovite + chlorite + albite avec une biotite abondante et bien formée. Les roches basiques qui affleurent en limite de la feuille dans cette unité montrent deux associations incompatibles : albite (An7-12) + épidote ferrique + actinote (faciès des schistes verts) et andésine (An39) + hornblende + épidote alumineuse (faciès des amphibolites à épidote). L'association de faciès schistes verts est plus fréquente, mais les textures ne permettent pas de trancher entre l'hypothèse de métamorphisme prograde ou de rétrograde.

Un métamorphisme du tout début de la zone de la biotite s'observe dans la base de **l'unité du col de Caunan**, à la base de **l'unité du Causse – Moulin Paradou** et à l'extrême sud de **l'unité de Noailhac – Ferrières** au voisinage de la faille des monts de Lacaune (bois de Faufrech – Puech Sarray).

Bien que le degré de métamorphisme de ces unités situées au Sud-Est du domaine des monts de Lacaune soit très faible, le degré de cristallisation de la biotite semble indiquer un gradient de métamorphisme croissant du Sud-Ouest au Nord-Est.

Le reste du domaine des monts de Lacaune et de l'Albigeois, mis à part le métamorphisme de contact autour du Sidobre et dans le dôme de Montredon-

Labessonnié, montre un métamorphisme très faible avec des associations à quartz + albite + muscovite + chlorite dans les roches grésopélitiques.

L'étude structurale montre que ce métamorphisme culmine au cours des phases synschisteuses. La structure métamorphique contrastée des différentes unités démontre donc l'antériorité de la culmination métamorphique aux charriages qui les affectent et au jeu de ces accidents en décrochement.

Les cisaillements (charriages et décrochements) s'accompagnent d'une rétro-morphose en chlorite + muscovite des associations métamorphiques régionales (y compris dans la partie sud-est du domaine des monts de Lacaune qui montre un faible métamorphisme de la zone de la biotite). Muscovite et chlorite (re)cristallisent dans ces surfaces de cisaillement, qui se produisent donc dans un régime de très faible métamorphisme.

*TECTONIQUE, MÉTAMORPHISME RÉGIONAL ET ÉVOLUTION  
GÉODYNAMIQUE HERCYNIENNE AU NORD DE LA ZONE AXIALE  
(par J. Guérangé-Lozes, 2005)*

Les caractères généraux et les relations respectives des déformations précoces et des déformations tardives, plicatives et cassantes, sont résumés dans les tableaux 2, 3, hors texte. Ils permettent de distinguer pour les monts de Lacaune, l'Albigeois et, plus au Nord, le Rouergue, deux événements tectono-métamorphiques distincts :

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

La structuration majeure tangentielle présente un gradient de déformation croissant du Sud vers le Nord, unité structurale par unité structurale et phase par phase. Le tableau 2, hors texte met en évidence cette évolution.

La structuration interne précoce de chaque unité structurale est essentiellement le produit de deux phases de plissement  $D_1$  et  $D_2$  souvent corrélables bien que leur intensité varie d'une unité à l'autre.

## Déformations souples précoces

### Domaine des monts de Lacaune

La structuration de ce domaine apparaît comme le produit de deux déformations successives dont les relations géométriques et chronologiques ont été clairement établies dans le synclinal de Brusque, sur la base de données acquises par J. Guérangé-Lozes (1978), complétées par des données nouvelles (Guérangé-Lozes, 1987) : une phase de plissement (déformation  $D_1$ ) à laquelle se superpose une tectonique d'écaillage (déformation  $D_2$  composite) (tabl. 2, hors texte).

Les formations sont impliquées dans un certain nombre « d'écailles » imbriquées qui constituent des unités et des sous-unités structurales séparées par des surfaces de cisaillement d'importance variable (pl. 2 et 4, hors texte, coupes 1 à 8).

#### • Déformation $D_1$

Cette déformation engendre régionalement de grands plis aschisteux, d'amplitude kilométrique à pluri-kilométrique, à l'origine orientés NE-SW et déversés vers le Sud-Est. Sur la feuille, ces plis sont difficilement identifiables.

En effet, au Sud du Sidobre, il sont particulièrement affectés, d'une part par les déformations tardives dont la déformation  $D_4$ , ici très intense, et, d'autre part, en bordure nord de la zone axiale, par la large zone faillée qui constitue « la faille » des monts de Lacaune.

Au Nord du Sidobre, les plis sont particulièrement affectés par les déformations tangentielles plus intenses  $D_2$  (proximité de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès) et les déformations post-hercyniennes  $D_4$  et  $D_5$  (dôme de Montredon-Labessonnié).

Dans les monts de Lacaune et en Albigeois, il a été clairement établi que ces mégaplis se sont moulés sur des structures paléogéographiques, en particulier sur des rides volcaniques (Guérangé-Lozes, 1987).

#### • Déformation $D_2$

Elle se traduit dans l'ensemble des monts de Lacaune par une tectonique d'écaillage qui se superpose aux grands plis cartographiques précédents. Elle est caractérisée ; d'une part, par les cisaillements proprement dits, et d'autre part, par un plissement associé, avec développement d'une schistosité de flux  $sD_2$ .

### ***Les cisaillements***

À l'échelle cartographique, les grands plis  $D_1$  sont sectionnés sous un angle faible par les surfaces de cisaillement qui délimitent les différentes unités et sous-unités « écailles » (pl. 4, hors texte et coupes 1 à 7).

Sur la feuille, l'intensité des déformations tardives  $D_4$  et  $D_5$  a rendu difficile la reconnaissance et la cartographie du prolongement des unités distinguées dans les monts de l'Est de Lacaune et, en particulier, celles de la feuille voisine Lacaune (pl. 2, hors texte, schéma structural). Cependant a été reconnue la continuité de la grande unité structurale composite de Brusque-Merdelou-Murasson avec ses sous-unités dont :

- la sous-unité *s.s.* du Merdelou, représentée sur la feuille par son soubassement lithostratigraphique du Bois-de-Luc – la Quille, cartographiée et au Sud et au Nord du Sidobre (sous-unité de Salvages), et la sous-unité de Boissezon ;
- la sous-unité des ardoisières et de Senaux se prolongeant par la sous-unité de Malacan (Sud Sidobre) et les lanières synclinales de Vabre-Cruzis et de Montredon-Labessonnié (Nord Sidobre).

L'inclinaison des surfaces de cisaillement vers le Nord-Ouest ou le Nord varie de  $60^\circ$  à  $30^\circ$  car affectées par les phases de déformation tardives. À l'échelle de l'affleurement, le cisaillement est pénétratif. À l'intérieur même des diverses sous-unités, on observe d'importants et nombreux cisaillements secondaires.

### ***Le plissement synschisteux***

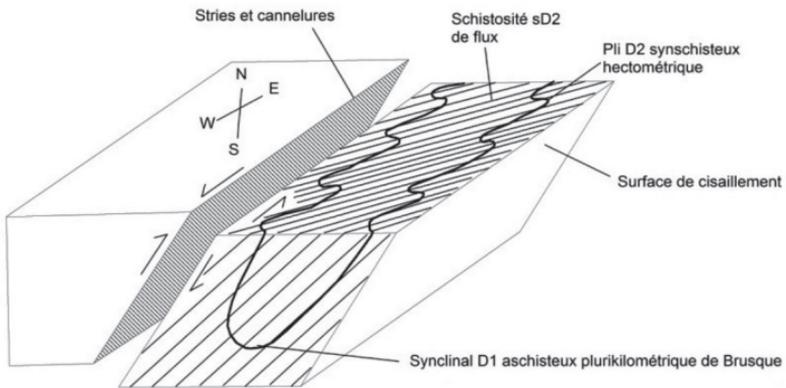
À l'affleurement, une schistosité unique  $sD_2$ , pénétrative et d'extension régionale, affecte les matériaux du Paléozoïque inférieur.

Dans l'ensemble des monts de Lacaune, ses caractères morphologiques et son intensité peuvent varier ; d'une part, en fonction de la nature des matériaux, d'autre part, selon sa position au sein d'une même écaille.

Sur la feuille, la schistosité  $sD_2$  (strain-slip à flux) est généralisée à l'ensemble des terrains. Elle est plan axial de plis de la stratification d'amplitude variable. Ce sont des plis semblables déversés à couchés vers le Sud.

L'orientation des axes des plis  $D_2$  et des linéations  $L_2$  (intersection  $S_0/sD_2$ ), généralement ENE-WSW, peut varier jusqu'à devenir N-S. La variation de cette orientation peut être due à des figures d'intersection entre les structures  $D_1$  et  $D_2$  et à l'existence de charnières courbes visibles localement au Nord du Sidobre.

Il a été établi dans le synclinal de Brusque (feuille Camarès) que les relations angulaires entre les différents éléments structuraux (cisaillement, schistosité et striation) sont tout à fait compatibles avec un mécanisme unique conduisant



**Fig. 15 - Mouvement senestre inverse des cisaillements dans les écailles des monts de l'Est de Lacane et développement synchrone de la schistosité sD2 (Guérangé-Lozes)**

simultanément ; d'une part aux cisaillements proprement dits, et d'autre part, au plissement synschisteux, toujours d'ordre secondaire, apparaissant ainsi, en quelque sorte, comme un plissement d'entraînement (fig. 15).

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

La nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès est l'unité la plus méridionale des nappes de l'Albigeois (pl. 2, hors texte, schéma structural). Elle repose en contact anormal sur les unités des monts de l'Ouest de Lacaune qu'elle prend en biseau. Le cisaillement ne se fait pas selon un niveau lithologique privilégié puisque diverses formations de la nappe peuvent reposer sur le substratum des monts de Lacaune, lui-même affecté de troncatures sommitales.

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

### **• Déformation $D_1$**

À l'échelle de l'affleurement, la phase de déformation  $D_1$  est caractérisée par une schistosité de flux  $sD_1$  généralement parallèle à la stratification et généralisée à la nappe. La schistosité est soulignée par l'orientation des phyllites néoformées (muscovite et parfois chlorite). Elle apparaît comme plan axial de rares microplis de la stratification.

À l'affleurement, il est très difficile de dissocier la schistosité  $sD_1$  de la schistosité  $sD_2$ , en dehors des charnières de plis  $D_2$  où l'on peut parfois observer l'enroulement de la linéation  $L_1$  (intersection  $S0/sD_1$ ). Aucune direction axiale significative de la déformation  $D_1$  n'a pu être mesurée sur le terrain.

La cartographie géologique régionale a permis cependant de mettre en évidence l'existence de mégastructures d'ordre kilométrique couchées vers le Sud, auxquelles on peut associer la schistosité  $sD_1$  : ce sont le mégasyndinal du Dadou (structure cartographique majeure, visible sur la feuille Réalmont), sur la feuille Castres le mégasyndinal du Bousquet, et sur la feuille voisine Réalmont, le mégaanticlinal de la Trivale (pl. 2, hors texte, schéma structural).

L'axe cartographique déplié de ces structures est orienté  $N60^\circ E$  et  $N80^\circ E$ , avec un faible plongement vers l'Ouest.

### **• Déformation $D_2$**

Elle se traduit dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès par une tectonique d'écaillage ( $D_2$ ) très intense qui se superpose à la déformation  $D_1$ . Les grands plis cartographiques  $D_1$  sont sectionnés sous un angle faible par le cisaillement majeur constituant la base de la nappe. La phase de déformation  $D_2$  est

caractérisée par un cisaillement associé à un plissement, avec développement d'une schistosité de strain-slip ( $sD_2$ ).

### ***Cisaillements***

À l'échelle cartographique, la surface de cisaillement de la base de la nappe apparaît faiblement pentée vers le Nord (10 à 20°) et plissée par la phase  $D_3$  (peu visible sur la feuille) et par les phases tardives  $D_4$  et  $D_5$  (pl. 4, hors texte, coupes 1, 5 à 7).

L'ensemble des formations est affecté par des cisaillements internes satellites, légèrement sécants à  $sD_{1-2}$ , toujours faiblement pentés vers le Nord. Leur écartement est en moyenne décimétrique. Des boudins de quartz (décimétriques) et des schistes broyés soulignent certains d'entre eux.

### ***Déformation souples***

Les déformations souples rapportées à la phase  $D_2$  se manifestent par des plis d'amplitude au maximum hectométrique, admettant comme plan axial une schistosité de strain-slip généralisée ( $sD_2$ ) recoupant  $sD_1$  sous un angle très faible et difficile à dissocier de celle-ci en dehors des zones de charnière des plis  $D_2$  : d'où la dénomination  $sD_{1-2}$  pour désigner la schistosité composite régionale, visible à l'affleurement. La géométrie des plis  $D_2$  est complexe. Leurs axes sont fréquemment courbes.

Dans les schistes ordoviciens, on observe de nombreux plis  $D_2$  d'amplitude centimétrique à métrique. Ces plis ont ici une orientation axiale tout à fait variable (E-W à N-S), mais ils admettent la même schistosité  $sD_2$  de strain-slip comme plan axial, horizontale ou peu pentée vers le Nord. Pour l'ensemble de la nappe, les charnières décimétriques observées ont cependant une direction préférentielle N-S. Dans les zones très cisailées, les charnières de plis peuvent être isolées dans des panneaux délimités par des surfaces de cisaillement faiblement obliques à  $sD_2$ .

## **Métamorphisme régional et relations avec les déformations précoces**

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

La recristallisation métamorphique a commencé pendant la déformation  $D_1$  où elle se manifeste par une néogénèse de phyllites se développant dans les plans de schistosité  $sD_1$ . Le métamorphisme se poursuit pendant la phase de déformation  $D_2$ , la muscovite recristallisant également dans le strain-slip  $sD_2$ .

(coalescence des phyllites dans les joints de clivage  $sD_2$  et cristallisation en arcs polygonaux).

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

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

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

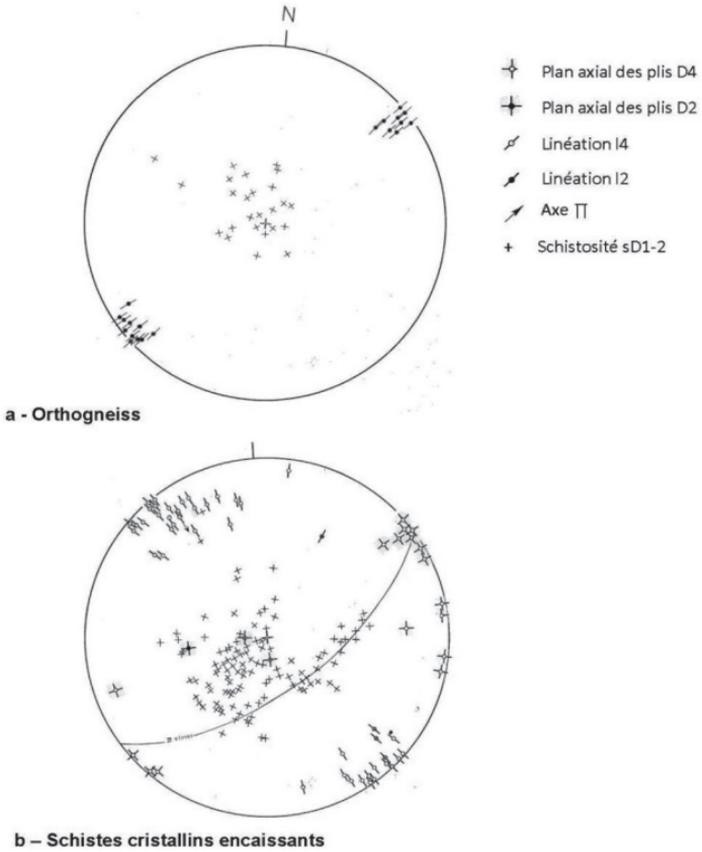
- la première, à quartz-albite-muscovite, apparaît synchronique de la déformation  $D_2$  : les phyllites soit se disposent dans la schistosité de strain-slip  $sD_2$ , soit dessinent des microplis polygonaux (trace de  $sD_1$  ?) entre les joints de schistosité de strain-slip  $sD_2$  ;
- la seconde, à biotite néoformée, est postérieure à la déformation  $D_2$ . Les biotites cristallisent principalement dans les lits micacés (= microstratification) mais sont disposées dans ceux-ci sans aucune orientation particulière. Ces biotites ont fourni un âge de 303,2 Ma (Costa, 1990).

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

Les schistes du Cambrien inférieur k2b présentent la paragenèse à quartz-albite-muscovite, synchronique de la déformation synschisteuse  $D_2$ . D'après E. Barras, la biotite serait présente dans les calcaires dolomitiques et les schistes noirs.

La complexité structurale due aux déformations tardives, ici très importantes, n'a pas permis de mettre en évidence des traces de la déformation antérieure au strain-slip  $sD_2$ , dont la disposition en « plis polygonaux » des phyllites suggère l'existence. Cette phase  $D_1$  serait ici génératrice de schistosité alors qu'elle ne l'est pas à l'Est de Lacaune.

*L'orthogneiss de Montredon-Labessonnié* est affecté par la même phase de déformation synschisteuse et synmétamorphique  $D_2$ . Elle se traduit par le



**Fig. 16 - Diagramme des éléments structuraux des phases de déformation D2 et D4. Secteur de Montredon - Labessonnié (Guérangé - Lozes). (Cannevas de Schmidt - Hémisphère supérieur)**

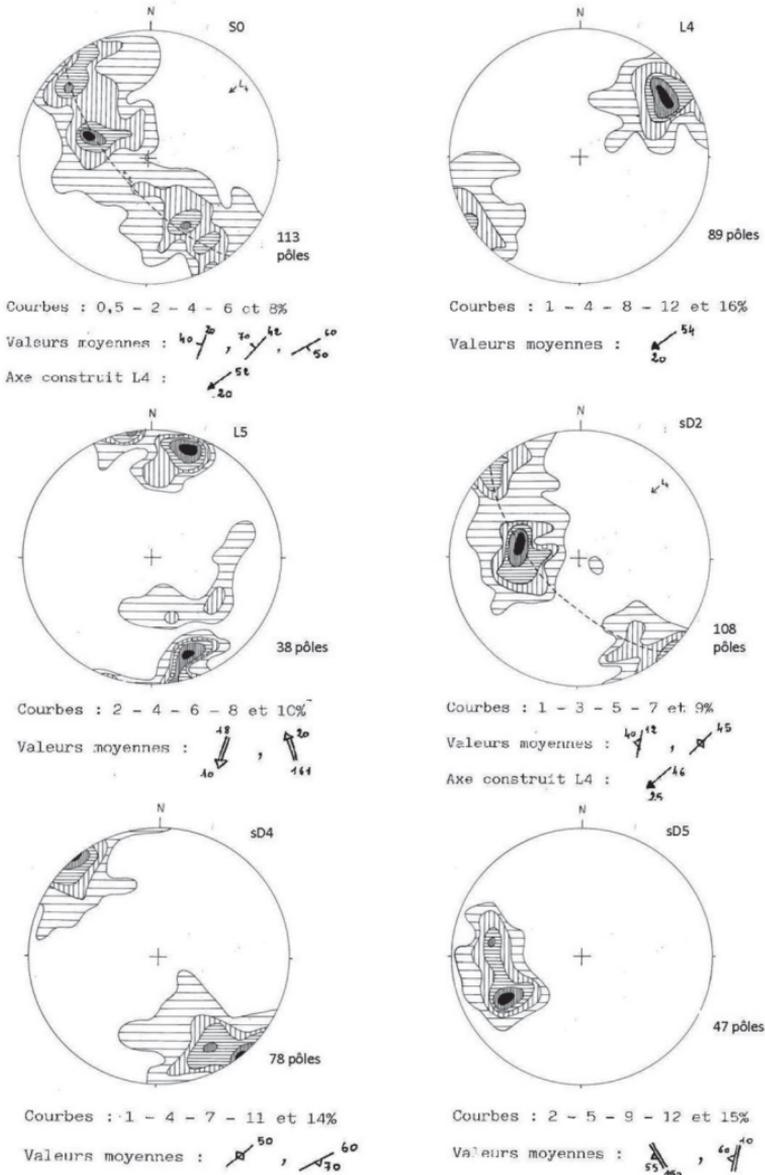


Fig. 17 - Diagrammes structuraux collectifs de la région de Saint-Salvy-de-la-Balme (Guéragé - Lozes) (Canevas de Schmidt - Hémisphère supérieur)

développement d'une foliation cataclasique. La linéation d'étirement acquise par la roche, de direction N40°E, subhorizontale, est difficilement interprétable par la seule déformation D<sub>2</sub>. Cette linéation a pu être engendrée par la déformation D<sub>1</sub>, qui se traduit régionalement par un plissement de direction ENE-WSW. L'orientation actuelle N40°E de cette linéation pourrait résulter de l'interface de la déformation tangentielle D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub> avec les déformations tardives régionales (fig. 16).

Les éléments structuraux mesurés dans l'orthogneiss et dans les schistes cristallins encaissants soulignent l'homoaxie de deux phases de plissement.

Le diagramme (fig. 16a) montre dans l'orthogneiss un groupement des linéations L<sub>2</sub> d'orientation moyenne N46°E, avec un plongement voisin de l'horizontale.

Le diagramme (fig 16b) montre dans les schistes encaissants des plans de schistosité sD<sub>1-2</sub> ainsi que les plans axiaux de rares plis L<sub>2</sub> peu pentés. Leur inclinaison augmente quand on s'éloigne du cœur de l'anticlinal. Leurs pôles se placent sur un grand cercle  $\pi$  dont le pôle construit correspond à l'axe du dôme qui est attribué à la phase tardi-hercynienne D<sub>4</sub>.

## Déformations tardi-hercyniennes

Les événements tectoniques tardifs, communs à toutes les nappes et associés à la mise en place de magma granitique, se caractérisent par des couloirs régionaux de déformation, soulignés par des plis à grand rayon de courbure et une intense tectonique cassante. Les caractères généraux des déformations tardives plicatives et cassantes associées, ainsi que leurs relations mutuelles, sont résumés dans le tableau 2, hors texte. Deux phases de déformation plicatives sont distinguées D<sub>4</sub> et D<sub>5</sub>.

## Déformations souples tardives

### • Déformation D<sub>4</sub>

*Entre la zone axiale et le granite du Sidobre*, la déformation D<sub>4</sub> est particulièrement intense. Elle se traduit par de grands plis d'ordre cartographique, de direction NE-SW, admettant comme plan axial une schistosité sD<sub>4</sub> de crénulation à strain slip très redressée. Ces plis ont une disposition en éventail, ils sont déversés vers le Nord-Ouest près du Sidobre, vers le Sud-Est, à proximité de la zone axiale.

Dans la région de Saint-Salvy-de-la-Balme, l'analyse des diagrammes structuraux (fig. 17) met en évidence cette déformation. Dans les diagrammes, les pôles de stratification S<sub>0</sub> et de schistosité sD<sub>1-2</sub> se dispersent selon une courbe  $\pi$  dont l'axe conduit à une direction :

- pour  $S_0$ ,  $N52^\circ E$ , avec un plongement de  $20^\circ$  vers le Sud-Ouest ;
- pour  $sD_{1-2}$ ,  $N46^\circ E$ , avec un plongement de  $25^\circ$  vers le Sud-Ouest.

Ces axes correspondent à la direction axiale  $L_4$  du plissement  $D_4$ . Le diagramme des axes de plis  $L_4$  mesurés confirme cette direction. Le diagramme des schistosités  $sD_4$  montre que celles-ci sont fortement redressées. Les pôles se regroupent autour de 2 maxima : (1)  $N50^\circ E$  à pendage vertical et (2)  $N60^\circ E$  à pendage de  $70^\circ$  vers l'Est.

Au Nord du Sidobre, la déformation  $D_4$  se traduit cartographiquement par un vaste synclinal. Dans la région de Montredon-Labessonnié, à l'échelle de l'affleurement, les plis correspondant à cette déformation sont particulièrement développés dans les micaschistes et les schistes enveloppant l'orthogneiss. Dans les schistes, les plis  $D_4$  sont semblables, d'amplitude millimétrique à métrique. Ils admettent comme plan axial une schistosité de fracture  $sD_4$  subverticale. Ces plis ont une direction  $N40^\circ E$  avec un plongement voisin de l'horizontale. Dans l'orthogneiss, la déformation  $D_4$  se traduit par le ploiement en dôme de la foliation  $sD_2$ .

La déformation  $D_4$  présente un gradient décroissant du Sud-Est au Nord-Ouest, souligné par :

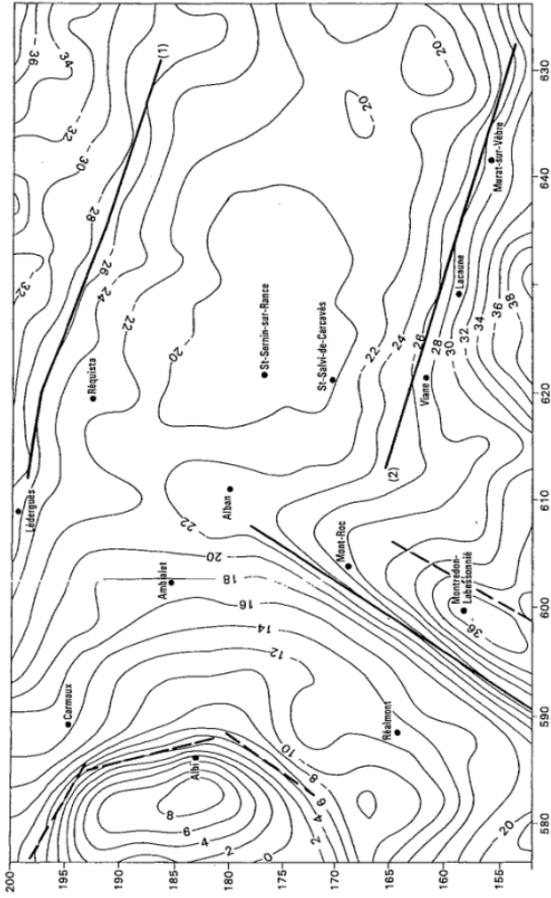
- au Sud-Est du Sidobre, un plissement d'ordre cartographique auquel est associée une schistosité de strain slip ou de crénulation (Béziat, 1973) ;
- entre le Sidobre et Montredon-Labessonnié, une large voussuration accompagnée de plis secondaires à l'échelle de l'affleurement. Cette déformation affecte la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès et, sur la feuille voisine celle de Saint-Serin-sur-Rance ; toutefois dans ces deux domaines, les plis secondaires deviennent exceptionnels ;
- au Nord d'une ligne passant par Réalmont et Alban (feuille de Réalmont), il n'existe plus aucune trace de la déformation.

#### • **Déformation $D_5$**

Cette déformation se distingue cartographiquement de la déformation  $D_4$  sans ambiguïté (pl. 2, hors texte) ; elle apparaît composite.

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

Un second événement subordonné, mais distinct, se traduit par un plissement d'ordre cartographique de direction N-S à NNE-SSW qui se manifeste par des plis de faible amplitude. Elle se traduit par un plissement d'ordre cartographique de direction N-S à NNE-SSW (pl. 2, hors texte, voussure anticlinale de Viane – Senaux).



(1) - Couloir Lédergues-Broquès (2) - Couloir Mont-Roc-Lacune-Graissessac  
**Fig. 18 - Discontinuités gravimétriques principales mises en évidence sur la carte de l'effet des sources profondes, profondeur 5 à 10 km (Corpel et al., 1987)**

À l’affleurement, la déformation  $D_5$  se traduit par des plis en chevrons, d’amplitude centimétrique à hectométrique, droits ou déjetés (généralement vers l’Est). À ces plis, d’axe  $N170^\circ E$  à  $N20^\circ E$ , plongeant légèrement vers le Nord, est associée une schistosité de fracture subverticale, plus ou moins serrée et disposée en « couloirs » sub-méridiens.

En Albigeois, la déformation  $D_5$  est responsable de la grande antiforme allant de Montredon-Labessonnié jusqu’au Nord du Tarn, trait structural tardif majeur ; l’axe de cette structure orienté NNE-SSW avec un plongement faible vers le NNE explique l’enoïement vers le Nord de « l’antiforme de Montredon-Labessonnié ».

Ce plissement est probablement contemporain de la mise en place d’un corps granitique « caché » sur les feuilles voisines Réalmont et Carmaux, dont l’existence est confortée ; d’une part, par la remarquable structure gravimétrique légère de direction NNE-SSW, bien marquée de Montredon-Labessonnié jusqu’au Nord du Tarn (fig. 18), et d’autre part, par les nombreux filons granitiques et microgranitiques cartographiés ponctuellement tout le long de cette structure.

#### • **Datation des déformations souples $D_4$ et $D_5$**

L’âge Rb-Sr de J. Hamet (1975), recalculé par M. Demange (1982), pour le granite du Sidobre ( $281 \pm 36$  Ma) date la déformation  $D_4$  qui contrôle cette intrusion au début du Stéphanien.

Cette attribution d’âge est confortée par les dépôts carbonifères supérieurs du Sud-Ouest Massif central dans des bassins actifs pendant les phases  $D_4$  et  $D_5$  (tabl. 2, hors texte). Les premiers dépôts carbonifères connus sont d’âge stéphanien A (bassin de Carmaux).

#### **Déformations cassantes**

Quatre systèmes de fractures majeures, d’ordre cartographique, affectent les terrains paléozoïques de la feuille. Par ordre d’importance décroissante, on relève les familles de direction WNW-ESE à NW-SE, N-S à NNE-SSW, E-W et NE-SW.

Une chronologie relative par rapport aux phases de plissements  $D_3$ ,  $D_4$  et  $D_5$  est proposée dans le tableau 2, hors texte.

#### • **Les failles WNW-ESE à NW-SE**

Ce sont les accidents les plus fréquents. Régionalement, à l’échelle du Sud-Ouest Massif central, des couloirs de fracturation de cette direction ont été identifiés (tabl. 2, hors texte). Leur écartement moyen est de l’ordre de 1 à 4 km. Il s’agit des larges zones faillées Mont-Roc – Graissessac (feuilles Réalmont et

Saint-Semin-sur-Rance), Lédergues – Broquiès (feuilles Carmaux et Réquista) et détroit de Rodez.

Certaines de ces failles sont soulignées par du quartz et constituent des « BTH » (brèche « tectonique » hypersilicifiée). L'aspect bréchique est donné par la présence d'abondants blocs de l'encaissant, emballés dans la silice mise en place lors de l'ouverture de ces fractures. Généralement, ces filons ne sont pas minéralisés en fluorine.

La carte gravimétrique des sources profondes (fig. 18) fait ressortir clairement deux discontinuités à fort gradient, de direction WNW-ESE, à l'aplomb des deux premières zones faillées. Ces discontinuités correspondent à des accidents crustaux qui se traduisent en surface par ces couloirs de fracturation intense.

#### • **Les failles et filons N-S à NNE-SSW**

Ces failles subverticales sont présentes dans tout le secteur d'étude mais avec une intensité forte dans le couloir de Montredon-Labessonnié.

En Albigeois, les zones faillées de cette direction correspondent à des accidents profonds comme en témoignent les discontinuités gravimétriques mises en évidence sur la carte de l'effet des sources profondes (fig. 18).

#### • **Les failles et filons E-W**

La large zone faillée qui ceinture la bordure nord de la zone axiale dénommée « **faille des monts de Lacaune** » de direction NE-SW à l'Ouest (feuille Castres), devient E-W du col de la Bassine à Murat-sur-Vèbre. Comme bien des grands accidents majeurs crustaux, elle est souvent mal exprimée à l'affleurement.

La continuité cartographique orientale de cet accident pourrait se situer soit au Nord de la lanière Murat – Castanet et se prolonger à l'aplomb du bassin stéphanien de Graissessac, soit au Sud, jusqu'à Saint-Gervais-la-Billièrre (zone matérialisée ici par des mylonites). Il est très difficile de poursuivre son prolongement occidental (bordure nord ou sud de l'unité de Durfort ?).

Cet accident profond, indiscutablement très précoce (Dévonien moyen à supérieur et/ou Namuro-Westphalien) a joué au cours des divers événements qui ont suivi, en particulier son segment de direction E-W, allant du col de la Bassine à Murat-sur-Vèbre.

Ce segment E-W de la zone faillée a dû déjà jouer lors de la formation des grands accidents crustaux de direction E-W à N120°E qui tronçonnent régulièrement, à intervalles de 20 à 30 km, du Sud au Nord, le Sud-Ouest Massif central :

– larges zones faillées plurikilométriques, l'une allant de Graissessac jusqu'au Sud de Montroc (feuille Réalmont), et l'autre allant de Broquiès à Lédergues et dans laquelle se situe le décrochevauchement dextre du Pinet. La carte gravimétrique des sources profondes (fig. 18) fait ressortir clairement deux discontinuités à fort gradient, de direction N110 à 120°E : l'une au Nord de la zone axiale, l'autre au Nord de Réquista. Elles correspondent à des accidents profonds qui se traduisent en surface par ces deux couloirs de fracturation intense ;

– la zone faillée correspondant au détroit de Rodez.

Ces accidents d'ordre cartographique peuvent donc avoir été créés ou avoir rejoué vers 345 Ma, âge du granite qui s'est mis en place dans le décrochevauchement du Pinet (feuille Réquista). La grande faille de Mazamet – Labastide, qui sectionne la zone axiale à environ 25 km au Sud du segment E-W Lacaune – Murat, est de même direction et pourrait avoir réutilisé un couloir de fracturation de cet âge. Cette interprétation est lourde de conséquences, car cette faille serait alors un élément de datation pour la structuration tangentielle de la zone axiale : même âge que celle du versant nord et donc anté -345 Ma. Signalons que cette faille se bloque sur la grande zone faillée qui borde au Sud la zone axiale et qu'aucune faille de cette direction n'affecte le versant sud.

Les accidents ont tous rejoué lors de la tectonique tardi-hercynienne :

– flexuration lors des phases D<sub>4</sub> et D<sub>5</sub> de la faille de Lacaune (dôme de Viane) ;

– rejeu en faille normale de tous ces accidents, dans lesquels se placent :

- dans les segments de direction E-W, le bassin stéphanien de Graissessac et le bassin stéphano-permien de Brousse – Broquiès,
- les brèches siliceuses, comme à Viane,
- les sources thermominérales de Cros et de Lacaune.

Une période d'extension et d'amincissement de la croûte, surépaissie lors de l'étape collisionnelle, est corrélée à la remontée du dôme gneissique formant la zone axiale de la Montagne noire, sous des conditions métamorphiques progressivement rétrogrades (Echtler et Malavieille, 1990 ; Van den Driessche et Brun, 1991-92 ; Brun et Van den Driessche, 1994). Le développement des failles normales ductiles, sur les bordures nord et sud du dôme, a pu contrôler la sédimentation stéphano-permienne dans des bassins typiquement continentaux. Les minéraux syncinématiques des jeux en faille normale ont livré des âges <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar autour de 297 ± 3 Ma. Pour H. Maluski *et al.* (1989), ces âges sont interprétés comme marquant la fin de l'épisode extensif.

Au Tertiaire, ces accidents ont dû probablement rejouer. Au Sud, la faille de Mazamet – Labastide – Tantaño a joué à cette époque en faille inverse.

Les failles de direction E-W correspondent aux accidents les plus importants du point de vue économique, car ce sont eux qui sont minéralisés. Ils ont été exploités à Saint-Salvy-de-la-Balme, Montredon-Labessonnié et plus au Nord (feuille Réalmont) à Mont-Roc, Saint-Jean-de-Jeannes et au Burc.

#### • **Les failles NE-SW**

Ces failles présentes entre la bordure sud du Sidobre et la zone axiale, reprennent les cisaillements tangentiels D<sub>1-2</sub>. Dans les schistes encaissants, elles n'ont aucune incidence cartographique notable sur la feuille.

### **Conclusion**

L'évolution géodynamique des terrains de la feuille Castres ne peut être appréhendée que si on la replace dans un contexte régional à l'échelle du Sud-Ouest Massif central (tabl. 4, hors texte).

Dans ce domaine, les unités les plus septentrionales (nappe de Saint-Sernin-sur-Rance et complexe gneissico-amphibolique de Réalmont – Najac – Lévézou) apparaissent comme les nappes majeures de l'Albigeois et du Rouergue. Le domaine des monts de Lacaune, qui présente le degré de déformation le moins élevé, pourrait constituer soit « un front de chevauchement » se terminant par plusieurs branches délimitant les écailles, soit un para-autochtone déformé par l'avancée des nappes.

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

L'hypothèse d'un transport en bloc, plus tardif, vers le Sud, des structures tangentielles dévoniennes de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance n'est pas à écarter *a priori*, mais deux objections peuvent être formulées : (1) d'une part, la cohérence de la structuration tangentielle dans l'ensemble du domaine au Nord de la zone axiale de la Montagne noire et (2) d'autre part, l'absence de traces d'un tel déplacement, les rejeux tardifs des surfaces de chevauchement restant limités et se faisant au contraire vers le Nord (en failles normales).

De toute façon, les grands décro-chevauchements D<sub>3</sub>, d'âge à la limite Dévonien-Carbonifère (350 Ma) scellent la mise en place des nappes et « fossilisent » à **cet âge limite le plus jeune**, la superposition des différentes unités structurales telle que l'on peut l'observer actuellement : superposition de

la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance sur la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès et superposition de cette dernière sur les écaillés des monts de Lacaune.

Ce modèle conduit à envisager un hiatus de quelques dizaines de millions d'années entre la structuration d'un domaine septentrional, Rouergue-Albigeois – monts de Lacaune, et celle d'un domaine méridional, comprenant le versant sud de la Montagne noire, le massif de Mouthoumet et les Pyrénées, dont la structuration polyphasée syn-métamorphique tangentielle est namuro-westphalienne (Viséen C - Namurien A dans le versant sud, post-westphalien A dans les Pyrénées) ; ces deux grands domaines constituent par ailleurs des ensembles paléogéographiques hétéropiques, aujourd'hui contigus.

Dans cette hypothèse, la zone de transition entre ces deux domaines pourrait se situer à hauteur de la zone axiale cristalline de la Montagne noire et sur la bordure sud, si le grand accident de Mazamet – La Bastide, qui tronçonne la zone axiale, est à rapporter, pour son jeu initial, aux décro-chevauchements D<sub>3</sub>. Notons que cette faille se bloque sur la grande zone faillée qui limite au Nord le versant sud et que ce dernier n'est affecté par aucune fracture de ce système.

La période de relaxation qui succède au paroxysme orogénique, se traduit, dès le Stéphaniens, par l'établissement d'un régime distensif et l'ouverture de bassins intracontinentaux où viennent s'accumuler les produits du démantèlement des reliefs. Au Stéphaniens, ces bassins sont limités au voisinage immédiat des accidents.

#### *COMPARAISON DES MODÈLES STRUCTURAUX (tabl. 5, hors texte)*

Le modèle de M. Demange, fondé au Sud-Est du Sidobre sur une cartographie différente de celle de J. Guérangé-Lozes (pl. 2 et 3, hors texte), considère que les différentes unités structurales se distinguent par leur contenu lithostratigraphique, leur structure et leur métamorphisme, et ne peuvent être regroupées en de grands ensembles indifférenciés, mais doivent être distinguées individuellement.

Pour M. Demange l'examen des rapports géométriques, une fois annulé l'effet des phases tardives (P3 et au-delà), entre les différentes unités distinguées dans l'ensemble des monts de Lacaune depuis le Sorèzois jusqu'au Mendic, permet de repenser la structure de l'ensemble du versant nord de la Montagne noire :

1 - les contacts anormaux entre les différentes unités des monts de Lacaune et des nappes de l'Albigeois n'ont pas la même importance ; certains accidents sont majeurs et permettent de regrouper les différentes unités individuelles en unités majeures :

- l'accident de base des unités para-autochtones,

- un accident entre la zone axiale + les unités para-autochtones et les unités paléozoïques superposées. Cet accident coïncide à peu près avec la faille des monts de Lacaune sur l'essentiel de son parcours et se prolonge par l'accident à la base de l'unité de Durfort en Sorèzois,
- le contact anormal au sommet de l'unité de Cambous – Cambounés sur lequel viennent se biseauter les différentes unités superposées ; cet accident se prolonge en Sorèzois par le contact anormal de base de l'unité du Désert de Saint-Ferréol ; cet accident permet ainsi d'individualiser un domaine Mendic – Sorèzois caractérisé par la présence de blaviérites et regroupant d'Ouest en Est les unités de Durfort, Cambous – Cambounés, du bois de Marc, de Murat – Castanet et du Mendic,
- le contact anormal de base des nappes de l'Albigeois qui tronque les différentes unités sous-jacentes,
- le domaine compris entre le domaine Mendic – Sorèzois et les nappes albigeoises constitue le domaine des monts de Lacaune ; parmi les différents accidents chevauchants et cisailants qui affectent ce domaine, l'accident situé vers la base de l'ensemble Fontbelle – Boissezon Fumade prolongé par l'accident à la base de l'ensemble des ardoisières *s.l.* (unités de Septval – les Cambous, Sénau – le Cabanial – Murasson et des ardoisières *s.s.*) semble le plus important puisqu'il tronque aussi bien les unités basales que les unités superposées ;

2 - ces accidents majeurs ont joué en chevauchements, mais aussi en grands décrochements dextres ; l'importance de ces décrochements est souligné par le fait que certaines écaïlles sont des copeaux détachés de grandes unités poussées plus à l'Est :

- l'unité du Désert de Saint-Ferréol en Sorèzois se rattache à l'unité de Mélagues : les séries lithostratigraphiques sont identiques,
- les schistes verts k3 de l'écaïlle inférieure des Cabannes se relie sans doute à l'unité de Brusque,
- les schistes noirs k2b de l'écaïlle supérieure des Cabanes correspondent à l'unité de Farayruc – Calmejeanne,
- les unités du Thioys et de Cuillé – le Teil caractérisées par la présence de volcanisme et de roches basiques prolongent l'unité du Merdelou,
- ni l'unité du col de Caunan, ni celle de la Quille (prolongée par l'écaïlle des Payssibots, n'ont d'équivalents dans les monts de l'Est de Lacaune. Cela suggère un hiatus majeur, dans les monts de l'Est de Lacaune, entre l'unité du Merdellou et l'unité des ardoisières ;

3 - Globalement le domaine des monts de Lacaune (*s.s.*) apparaît comme un système d'écaïlles imbriquées entre ces deux décrochements-chevauchements majeurs que sont l'accident au sommet de l'unité de Mendic – Sorèzois et l'accident de base des nappes albigeoises ; les accidents qui limitent les différentes unités distinguées dans ce domaine sont des accidents conjugués de ces accidents majeurs.

J. Guérangé-Lozes, à partir de ses études cartographiques et structurales régionales (réalisées depuis 1970 en collaboration avec M. Donnot, B. Guérangé et nombreux collaborateurs) a abouti à un modèle structural (*et même cartographique*) très différent de celui présenté par M. Demange.

Elle a tenté, dans ce tableau 5, de corréliser ses phases de déformations reconnues au Sud du Sidobre à celles présentées par M. Demange pour ce secteur sud Sidobre.

Rappelons cependant qu'il est très difficile, dans la zone des « monts de l'Ouest de Lacaune » comprise entre le Sud Sidobre et le Nord de la zone axiale, de définir une chronologie des événements tectoniques. Il s'agit d'un secteur cartographique très complexe car très affecté, postérieurement aux déformations hercyniennes, par les déformations souples et cassantes post-hercyniennes, par la mise en place du granite du Sidobre et les rejeux successifs de la zone broyée, appelée « faille de Lacaune, accident complexe encore mal défini ».

#### *MÉTAMORPHISME DE CONTACT DU GRANITE DU SIDOBRE*

Le massif du Sidobre développe à sa périphérie une auréole de métamorphisme de contact, relativement étroite (300-400 m) au Sud-Est, où le contact du granite est subvertical. Elle est plus étendue (600 m) au Nord-Ouest, où le granite s'enneoie plus doucement sous sa couverture. Les produits du métamorphisme de contact dépendent de la nature des roches affectées : schistes tachetés et cornéennes dans les roches pélitiques, cornéennes calciques et marbres pour les roches carbonatées. Des skarns, localement minéralisés se développent dans ces roches calciques.

Dans les roches grésopélitiques, les schistes tachetés contiennent de la biotite et localement de petits nodules noirs (mais la cordiérite n'est pas signalée). En zone interne, ce sont des cornéennes à andalousite (automorphe, en cristaux non orientés, le plus souvent altérées en muscovite) et biotite (plus ou moins chloritisée). Dans ces roches, quartz et muscovite sont recristallisés. Du plagioclase s'observe en petits grains ou en phénocristaux. L'ilménite est courante. La sillimanite en fibres associées à l'andalousite apparaît localement (Saut de la Truite, « route de Vabre ») à quelques centimètres du contact avec le granite.

Les cornéennes calciques sont constituées de biotite, plagioclase, actinote ou hornblende et localement diopside et/ou grenat ; l'épidote est parfois présente. Ces roches sont fréquemment zonées et peuvent alors s'interpréter comme des skarns de réaction entre lit carbonaté et lit grésopélitique. Les marbres dérivés de dolomies ou de calcaires dolomitiques contiennent talc, trémolite et/ou phlogopite. Le sphène est un minéral accessoire courant dans ces roches.

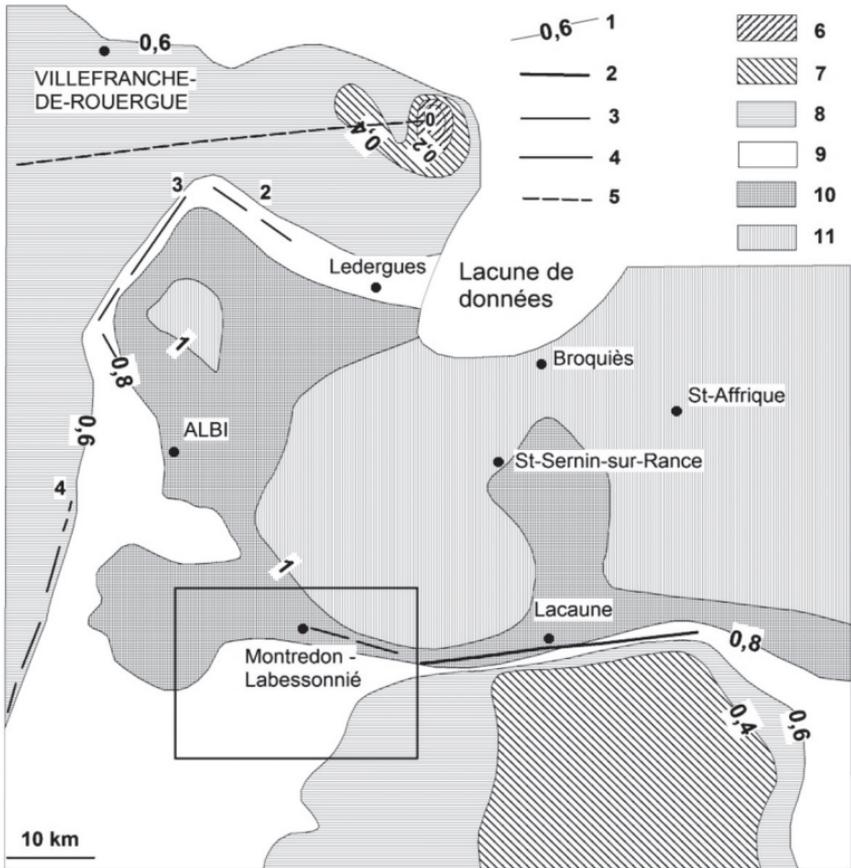


Fig. 19 - Carte isocline (Lenôtre *et al.*, 1987, 1989). 1 : Courbe isovaleur (en mm/an) ; 2 : Discontinuité majeure ; 3 : Discontinuité importante ; 4 : Discontinuité secondaire ; 5 : Axe d'inflexion synforme ; 6, 7, 8 : Zones en affaissement ; 9 : Zone stable ; 10,11 : Zones en surrection

Les conditions de ce métamorphisme de contact sont estimées à 570 °C à 2 kb pour la zone de l'andalousite (600 °C au maximum) (Acuana-Soriaux, 1981). D'autres estimations donnent des températures comprises entre 620 et 700 °C (pour les parties plus proches du granite).

Des skarns d'apport (Acuana-Soriaux, 1981 ; Couillou, 1988 ; Safa *et al.*, 1987) s'observent dans la zone des « roof pendants » au Nord-Est du batholite (Armengaud, Ferrières), au voisinage du granite de la Fabrié et surtout dans la région de Fumade – la Fédial, où des minéralisations en tungstène ont justifié des recherches minières.

Les skarns de Fumade – la Fédial montrent une organisation en zones : dolomite, dolomite + talc, (dolomite + trémolite), calcite + forstérite + humite, diopside, grenat. La vésuvianite se développe couramment sur le grenat. La scheelite se localise dans la zone du diopside et surtout dans celle du grenat ; elle est soit dispersée, soit regroupée en zones plus grossières. Le diopside se transforme tardivement en trémolite, le grenat en épidote. Les skarns ont des puissances qui peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres.

À Armengaud, les skarns, puissants d'environ 50 cm, se développent en zones depuis les calcaires dolomitiques et les schistes noirs : dolomite + calcite + diopside ± talc, calcite + diopside + vésuvianite (idocrase) ± talc, calcite + diopside + grenat, calcite + grenat.

Les skarns de Ferrières, de puissance métrique, renferment actinote, diopside, phlogopite, grenat et scheelite sans qu'aucune organisation zonale ne soit notée.

### TECTONIQUE RÉCENTE

Toutes les failles tardi-hercyniennes ont rejoué à de multiples reprises. Mais il est difficile, faute de marqueurs, de dater et caractériser ces rejeux successifs. Au Tertiaire, au Nord de la feuille, à l'Est de Réalmont, une faille de direction N20°E, la faille de Gédoul (Serville, 1979), a un jeu en faille normale indiscutable au Rupélien inférieur.

Postérieurement au Tertiaire, une tectonique importante va réactiver les systèmes de failles anciennes et donner des bassins d'effondrement ou s'accumuleront les matériaux arrachés à l'Est.

La carte isocine (fig. 19) établie à partir des comparaisons des nivellements (Lenôtre *et al.*, 1987 ; Lenôtre *et al.*, 1989), montre pour la région qui nous intéresse, un domaine septentrional « monts de Lacaune/Albigeois/bassin permien de Saint-Affrique » en élévation, et un domaine méridional en affaissement (zone axiale de la Montagne noire). Le passage d'un domaine à

l'autre est marqué par la discontinuité (1) qui coïncide exactement avec une grande discontinuité gravimétrique (fig. 18). Les mouvements d'exhaussement et d'affaissement actuels sont guidés par le jeu des grands accidents crustaux varisques. La vitesse des mouvements verticaux actuels, mesurée sur une centaine d'années, est relativement rapide et peut atteindre 1 mm/an.

## GÉOMORPHOLOGIE

La feuille de Castres couvre deux domaines géologiques et géomorphologiques différents : (1) à l'Ouest, le Castrais, pays molassique qui est la marge orientale du bassin d'Aquitaine, et (2) à l'Est, une partie de moyenne montagne qui correspond au domaine hercynien, terrains paléozoïques des monts de l'Ouest de Lacaune, terrains métamorphiques de la zone axiale et massif granitique du Sidobre.

Le sous-sol du Castrais est constitué de terrains molassiques essentiellement argileux (Éocène inférieur à Bartonien) et cette région apparaît comme une dépression entre les plateaux du Lauragais et du Tolosan, vers l'Ouest, et les plateaux du Sidobre et Montredon-Labessonnié. L'altitude de cette dépression va de 200 à 300 m.

Au Sud de la carte, les calcaires de Castres forment une cuesta, bien marquée au Nord de la Durenque, dans la région de Pioch-de-Gaix. Dans la dépression même du Castrais, certains niveaux forment de petits ressauts ou de petites cuestas de faible importance : calcaires du Bartonien inférieur (calcaires de Ganes, du Verdier et de Saix), grès de Navès au Sud de l'Agout et les différents niveaux conglomératiques du Bartonien moyen et supérieur.

La dépression du Castrais, qui prolonge la dépression de Revel, est limitée vers l'Ouest par une double cuesta : (1) « cuesta ludienne » avec ses calcaires (côte de Lautrec, localité située sur la feuille Lavaur) et (2) « cuesta sannoisienne » avec ses calcaires et conglomérats (cuesta de Saint-Félix, localité située sur la feuille Revel). Seule la cuesta inférieure apparaît dans le coin nord-ouest de la feuille Castres (calcaires de Ronel, Cuq et Vielmur) où elle est beaucoup moins marquée que plus au Nord et plus au Sud, du fait de la faible épaisseur locale de ces calcaires.

L'Agout et ses principaux affluents (Durenque et Thoré) forment en Castrais de larges vallées alluviales (flanquées de différents niveaux de terrasses).

La morphologie de la partie montagnarde de la feuille Castres est marquée par des plateaux, correspondant à différentes surfaces d'érosion, dans lesquels s'encaissent les vallées majeures de l'Agout et de ses affluents et sous-affluents (Gijou, Berlou, Durenque et Durencuse).

En partie sud-est de la feuille, la zone axiale est un plateau correspondant à la surface d'Anglès largement développée sur les feuilles voisines de Lacaune et de Mazamet dont l'altitude s'abaisse de 790-800 m à l'Est (811 m au-dessus de Lasfaillades) à 750 m environ vers le Sud-Ouest.

Le plateau du Sidobre et de Montredon-Labessonnié, au Nord de l'Agout, s'élève de 450 m à l'Ouest à presque 700 m. Ce plateau correspond aussi bien aux terrains paléozoïques qu'à leur couverture d'argiles à graviers qui se raccordent aux formations molassiques du Castrais. Ce plateau est une surface d'érosion, souvent voisine de la surface anté-tertiaire, mais qui tronque aussi bien les formations tertiaires que le socle paléozoïque.

Entre ces deux surfaces anciennes (surface d'Anglès, et plateau du Sidobre – Montredon-Labessonnié), se développe un berceau légèrement en creux dont les altitudes s'abaissent de 650 m au Nord-Est à environ 500 m au Sud-Ouest : sillon de Castelnau de Brassac, Brassac-sur-Agout, Cambounès.

La surface d'érosion des plateaux du Sidobre – Montredon-Labessonnié semble pouvoir se relier, par delà la dépression du Castrais, à la surface du plateau du Lauragais – Tolosan. Elle se relie sans doute aussi à la surface d'Anglès en zone axiale, avec peut-être un rejet récent de la faille des monts de Lacaune. Il est probable que cette surface soit d'âge pliocène.

Une seconde surface d'érosion, en contrebas de la précédente, s'observe au Sud du Sidobre : cette surface est particulièrement remarquable entre Durenque et Durencuse où elle forme le plateau de Labro. Au Nord de la Durencuse, cette surface se marque par des replats qui portent des hameaux en contrebas du plateau du Sidobre : Tailhades, la Garrigue, Provenquière. Au Sud de la Durenque, elle forme un glacis qui monte jusqu'à la crête entre cette rivière et la vallée du Thoré. On retrouve ce même glacis plus au Sud suspendu au-dessus de la vallée du Thoré. Par analogie avec la feuille Mazamet, nous attribuons cette surface d'érosion, antérieure au creusement des vallées actuelles, au Günz.

Les vallées actuelles, et en particulier la vallée de l'Agout, sont encaissées dans les plateaux de 250 à 300 m et montrent de nombreux méandres. Le cours des rivières est indifférent à la nature du substratum : ainsi l'Agout et le Gijou entaillent profondément le Sidobre qu'ils auraient dû contourner ; la Durencuse et de la Durenque s'encaissent dans cette seconde surface de 100 à 150 m. Ces vallées correspondent vraisemblablement à des rivières qui coulaient sur les surfaces d'érosion anciennes et qui se sont surimposées lors de l'exhaussement de ces surfaces.

Il est fréquent en pays paléozoïque que les rivières coulent plus ou moins directement sur le substratum (Agout en amont de Brassac et dans la traversée du Sidobre, Gijou, Durencuse) et les zones d'alluvions récentes sont très

limitées. Ce n'est que dans la traversée du pays schisteux paléozoïque entre Brassac et le Sidobre, puis, dans la région de Roquecourbe que se développe une véritable vallée alluviale. Dans la région de Brassac s'observe une haute terrasse 20 à 30 m au-dessus de la vallée actuelle (Riss probable). On retrouve cette terrasse moyenne plus en aval dans la région de Roquecourbe puis en pays tertiaire. Dans la région de Brassac (Saint-Agnan), s'observe également une basse terrasse une dizaine de mètres au-dessus de la vallée (Würm ancien).

En amont de Brassac, s'observent, dans la vallée de l'Agout, de petites terrasses discontinues quelques mètres au-dessus du lit actuel de la rivière. Ces terrasses sont sub-actuelles ; des bois carbonisés préservés dans une de ces terrasses à Montségou fournissent un âge au carbone 14 de 200-250 BP (before present). Cela montre que la rivière continue à creuser actuellement son lit.

Dans le détail, le modelé reflète la nature du substratum : ainsi les gneiss de Plaisance, lorsqu'ils sont suffisamment puissants, et les schistes noirs k2b apparaissent-ils, souvent en relief.

Les très célèbres rochers et chaos rocheux du Sidobre proviennent d'une histoire qui remonte à la formation même du massif : (1) formation d'un réseau de diaclase débitant le massif rocheux en parallélépipèdes, (2) altération antérieure aux argiles à graviers guidée par ces diaclases, (3) décapage de ces arènes lors du creusement des vallées et formation du relief actuel. Les boules granitiques ainsi dégagées peuvent rester sur place (Peyro-Clabado) ou fluer sur la pente, particulièrement lors des débâcles périglaciaires, pour former des rivières de rochers ou compayres, jusqu'à plus d'un kilomètre du massif granitique.

## **GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT**

### *RESSOURCES EN EAU*

#### **Aménagement hydroélectrique du Sidobre**

Le contexte géomorphologique, la structure, les caractéristiques pétrographiques du massif du Sidobre et de la vallée de l'Agout, ont permis la réalisation d'un aménagement hydroélectrique efficace et discret qui utilise les ressources hydrauliques stockées en territoire cristallophyllien de la haute vallée (réservoirs du Laouzas et de la Raviège, feuille Lacaune).

Un équipement coordonné s'est échelonné de 1955 à 1980 à partir de la construction du barrage de la Raviège retenant 43 M de m<sup>3</sup> dans la haute vallée de l'Agout. Le débit moyen annuel de l'Agout est de 11 m<sup>3</sup>/s (avec 364 km<sup>2</sup> de

bassin versant). Trois usines sont réparties entre Brassac et Burlats et utilisent une succession de prises d'eau, de galeries et de conduites forcées.

L'usine souterraine du Carla, située à Burlats, mise en service en 1957, turbine 19 m<sup>3</sup>/s sous 142 m de chute. Elle utilise 5 m<sup>3</sup>/s d'une prise d'eau annexe située sur le Gijou en aval de Vabre. Une galerie de 7 330 m recoupe le méandre de Roquecourbe depuis le confluent du Gijou et court-circuite 30 km du trajet aérien de l'Agout.

L'installation de Luzières, mise en service en 1965, turbine 16 m<sup>3</sup>/s sous 133 m de chute. La prise d'eau est située en amont de Ferrières (barrage de Record). Une galerie de 2 780 m recoupe deux boucles de la rivière.

En amont, à Brassac, la dernière usine équipée d'une turbine de 10 m<sup>3</sup>/s sous 141 m de chute depuis le barrage de Fonvielle avec une galerie de 7 250 m. L'équipement des trois usines totalise une puissance de 72 MW.

### **Aquifères (tabl. 6, hors texte)**

Dans le cadre de la feuille, quatre aquifères sont distingués :

- les aquifères alluviaux limités aux alluvions quaternaires des vallées. Ils présentent des nappes phréatiques avec des réservoirs à porosité d'interstice ;
- les aquifères des formations molassiques tertiaires avec, en particulier, la nappe captive infra-molassique anciennement reconnue à Castres ;
- les aquifères des formations paléozoïques (granite du Sidobre, gneiss et schisto-gréseux paléozoïque) ;
- les aquifères karstiques des formations tertiaires et carbonatées paléozoïques.

Les **aquifères alluviaux** des nappes phréatiques des alluvions récentes de l'Agout, de la Durenque, du Thoré et du Bernazobre sont exploitées par des puits à faibles débits (jusqu'à 10 m<sup>3</sup>/h) qui assurent les besoins industriels et domestiques. Les plaines alluviales du socle sont limitées en largeur et épaisseur.

Les **aquifères sédimentaires des formations molassiques tertiaires** présentent généralement une porosité d'interstices. Ils sont présents dans les grès molassiques et les argiles à graviers où ils constituent la nappe captive profonde infra-molassique. Ils ont été reconnus dans le forage de Rambouillet et le forage de Mascarens (BSS 1012-1-13) qui alimente en eau potable la commune de Navès. La nappe captive est située ici à une profondeur de 190 à 240 m dans des sables à graviers situés sous un toit d'argiles plastiques sous les calcaires de Castres. Elle débite en surface 2 l/s. Les horizons de grès contiennent des aquifères peu productifs drainés par les sources de tête de vallons. Ils sont

exploités localement par de nombreux puits et sources captées pour alimenter les fermes et les hameaux isolés.

**Aquifères dans le granite du Sidobre.** Le creusement des galeries EDF, de 2,5 à 4 m de diamètre, a permis l'exploration du massif granitique jusqu'à 300 m sous la surface topographique. La galerie du Lignon (Lacrouzette) a révélé des zones d'altération en boules sous 120 m de couverture.

Entre 20 et 50 m, le forage BSS 7-116, situé dans une de ces zones fracturées et arénacées, a fourni un faible débit d'eau de bonne qualité.

Sur le plateau granitique, l'accumulation d'arènes donne de larges vallons humides à alluvions tourbeuses où les nappes superficielles sont des aquifères à porosité d'interstices limitées à l'épaisseur des altérites, soit quelques mètres. Leur excellent drainage ne permet pas d'importantes réserves.

Les perméabilités mesurées dans les arènes, comprises entre  $1,10^{-5}$  et  $1,10^{-6}$  m/s, diminuent rapidement en profondeur.

Le drainage des tourbières et des têtes de vallons alimente de nombreuses sources souvent captées pour usage domestique et agricole.

**Aquifères des altérites gneissiques.** La perméabilité est du même ordre que celle des granitoïdes et atteint  $1,10^{-8}$  m/s en profondeur. Les forages réalisés dans des combes humides (AEP : le Bez) se sont révélés improductifs en période sèche. Le remplissage des fractures des gneiss de la zone axiale est plus argileux qu'arénacé.

**Les formations schisto-gréseuses paléozoïques** sont dans leur ensemble, imperméables. L'épaisseur des altérites est faible. Cependant la circulation de l'eau aux faibles profondeurs est favorisée par les discontinuités tectoniques (failles, microfissuration, schistosités...).

Les aquifères sont limités sous les plateaux en tête des vallons où ils alimentent de nombreuses sources. En profondeur, les grandes fractures favorisent le drainage superficiel mais leur débit est faible, rarement plus du  $m^3$  par heure au forage des Grèzes à Burlats. Les nombreux et importants filons quartzeux jouent le rôle de drains préférentiels pour les eaux d'infiltration, mais la minéralisation y est alors élevée.

**Les aquifères karstiques des formations carbonatées** possèdent de petits systèmes karstiques. Les grottes de Cambounès et Lacaze (feuille Lacaune) qui présentent des galeries fossiles à remplissages alluviaux suspendus, parcourues de petits ruisseaux souterrains qui drainent, avec de faibles débits, les versants des vallées de la Durenque et du Berlou. Les bandes calcaires constituent des drains dans les ensembles schisto-gréseux. Des pertes diffuses peuvent capturer

localement les écoulements superficiels. Elles alimentent des réservoirs karstiques qui soutiennent, par d'abondantes sources, le débit des affluents de l'Agout (par exemple Fontbelle et Font Trucata à proximité de Fontbelle ainsi que la prise d'eau des Payssibots).

De nombreux forages de recherche minière, dont ceux de la province métallifère de Ferrières, ont recoupé d'importants aquifères dans les calcaires et dolomies paléozoïques et des galeries de grandes dimensions (BSS 4-22). La nature de leurs remplissages les attribue à des phénomènes paléokarstiques hydrothermaux (Bakalowicz, Mangin, 1985). Pendant l'exploration, le déversement de cinq forages artésiens (BSS 4-6) a donné des débits de 7 à 78 m<sup>3</sup>/h. L'étude piézométrique a montré qu'il s'agit d'un aquifère hétérogène qui, en période de recharge ou d'exploitation, peut être considéré comme un aquifère multicouche. En régime permanent, il peut être assimilé à un aquifère monocouche. Cet aquifère est alimenté uniquement par drainance avec un débit de 68 l/s, délimité par les vallées du Vernoubre, du Terral, de l'Agout et en profondeur par le granite. Avec de faibles performances hydrauliques (perméabilité de  $1.10^{-7}$  à  $1.10^{-8}$  m/s et une porosité de 1 à 2 %), son écoulement orienté NNE-SSW par la structuration géologique est lié à la nature fissurale de la perméabilité. L'artésianisme des drains à grande conductivité des couches carbonatées, souvent recoupés sous le niveau de base constitué par l'Agout, a montré l'intérêt pratique de cette ressource.

**Les calcaires tertiaires** ne développent pas de zones karstiques importantes. Sur la feuille un aquifère intéressant a été mis en évidence à Castres (forage du Travet).

### **Ressources en eau potable**

Une importante part de l'approvisionnement en eau potable des collectivités est assurée par les cours d'eau. À Castres, l'usine de traitement assure la distribution journalière (10 000 à 18 000 m<sup>3</sup>). En 1863, L. Alquier-Bouffard réalisait la prise d'eau avec la digue du Bridou-sur-l'Agout (BSS 6-73) située en aval de l'usine EDF du Carla, commune de Lacrouzette. Le « chemin des Fontaines », achemine, par un canal de 8 200 m actuellement recouvert, 1 200 m<sup>3</sup>/h d'eau de rivière jusqu'à la station de filtrage en traversant le ruisseau du Lézert et les nouveaux quartiers de Castres. D'autres communes, Roquecourbe, Lacrouzette, Boissezon et Cambounès ont adopté le système des prises d'eau dans les ruisseaux.

Les eaux des aquifères superficiels du socle paléozoïque ont une faible minéralisation (50 à 150 µS, pH acide, 5,5 à 6,5). Les eaux issues des zones carbonatées plus ou moins karstifiées présentent une minéralisation plus importante avec la dissolution des carbonates (de 210 à 300 µS, pH de 7,5 à 8).

L'aquifère profond émergeant des forages artésiens de Castelnau-de-Brassac présente des eaux peu minéralisées bicarbonatées calciques (185  $\mu$ S, pH 8 et TH 8,5).

Les forages artésiens infra-molassiques des aquifères profonds présentent une forte minéralisation (300 à 650  $\mu$ S, pH de 8,5 et TH de 17 à 25).

La validation de la procédure des périmètres de protection a présenté de multiples problèmes. Ils sont actuellement en cours de résolution avec la réadaptation des réseaux de production et de distribution de l'eau potable. Les problèmes concernent :

- la dispersion de l'habitat avec une faible densité sur le plateau du Sidobre et dans les reliefs voisins ;
- un nombre d'unités de production par commune élevé qui peut dépasser la dizaine (24 pour Castelnau-de-Brassac) ;
- la présence d'importantes provinces métallifères et de nombreux filons minéralisés qui recoupent les aquifères, comme à Saint-Salvy-de-la-Balme, Ferrières et Cambounès.... ;
- les nappes alluviales surchargées en nitrates et les nappes phréatiques des coteaux molassiques très localisées et vulnérables, drainant des brousses cultivées.

Progressivement, les captages sont supprimés, plus particulièrement les sources des nappes de déversement exploitées par gravité ou redistribuées par pompage. Ceci est le cas de très nombreuses unités situées sur le plateau du Sidobre ou en têtes de ravins en bordure des vallées de l'Agout, du Gijou et de la Durenque. Les périmètres de protection proches y sont menacés par les hameaux, les ateliers de taille de granite, les fermes et les prairies cultivées. Les réserves y sont également très limitées en fin d'été.

Leur remplacement est alors assuré par l'extension des grands réseaux voisins (syndicat du lac du Pas des Bêtes pour Noailhac, société castraise des eaux pour Burlats). Le choix d'une ressource abondante, régulière et protégée est la stratégie des communes comme celles de Brassac, Castelnau-de-Brassac, Cambounès, Vabre, le Bez. Celles-ci se tournent vers les émergences des drains karstiques et Saint-Salvy-de-la-Balme vers le traitement par filtration sur membrane des eaux de ruisseaux. La qualité chimique de l'eau peut être compromise, dans les provinces métallifères, par la présence d'un taux anormal d'arsenic (rarement par les autres métaux peu solubles tels Zn et Cu), dans la nappe infra-molassique par le fluor (forages profonds de Navès). Une dilution est alors envisagée avec une autre ressource accessible (nappe de déversement ou nappe phréatique).

## *MATÉRIAUX DE CONSTRUCTION*

Le territoire de la feuille est riche en matériaux de construction. Les formations paléozoïques (grès, schisto-gréseux...) très variées ont été autrefois utilisées pour des usages ponctuels, comme en témoignent les nombreuses petites carrières, épisodiquement exploitées à proximité des maisons, des fermes. Les calcaires ont localement été exploités pour la chaux, certains fours à chaux étaient installés à proximité même du niveau calcaire, même fort peu épais (comme par exemple les calcaires du k3). Calcaires et dolomies paléozoïques restent à ce jour uniquement exploitées en carrière pour granulats à Cambounès. Ils étaient autrefois exploités comme moellons. Les schistes ardoisiers ont servi de couverture de toiture dans les zones les plus montagneuses. Des ardoisières importantes ont été exploitées dans la vallée de l'Agout entre Brassac et le Sidobre. Des grattages existent également dans la vallée de la Durenque.

Les formations tertiaires furent jusqu'à nos jours une richesse en matériaux de construction. Les niveaux argileux furent intensément exploités pour la fabrication de tuiles et de briques crues ou cuites. Les grès les plus célèbres sont ceux de Navès. Au Nord de la feuille, il existait aussi des carrières, dont celle de Bouffard, qui fut exploitée jusqu'au XX<sup>e</sup> siècle. Ces grès, qui se taillaient bien, étaient utilisés en pierre d'angle, plus rarement en pierre de parements. L'incapacité d'une production massive explique l'utilisation en abondance de la brique, même dans les secteurs où ces roches affleuraient.

Le XVII<sup>e</sup> siècle fut caractérisé par l'emploi systématique de matériaux locaux. Il s'agissait de construire vite et bon marché. L'ancienne cathédrale Saint-Benoît de Castres, construite de 1678 à 1718, apparaît comme une anomalie avec ses murs de parements entièrement en grès molassiques. Son importance symbolique lui a valu de bénéficier des matériaux dont elle est construite, car elle dû, à elle seule, épuiser de nombreux gisements de grès de qualité (Mouline, 1992). Les grès tertiaires de qualité sont aujourd'hui quasiment épuisés.

De longue date, les habitants ont tiré parti des boules de granite, faciles à fendre, pour leurs habitations. Les carrières en activité, sur le territoire de la feuille, concernent essentiellement le massif du Sidobre.

Le parc naturel du Haut-Languedoc couvre une grande partie du territoire de la feuille, dont le Sidobre. Il soumet cette région à une charte qui règlemente l'extension des carrières. La zone d'affleurement susceptible de fournir des blocs à vocation commerciale couvre seulement 64 km<sup>2</sup>.

De plus, à l'exception de la terminaison nord-est du massif, ce dernier et son enveloppe font partie d'un site classé à contraintes fortes : Zone Naturelle

d'Intérêt Écologique, Faunistique et Floristique (ZNIEFF) de type I. Ces zones, sensibles à des aménagements ou des modifications du fonctionnement écologique, seront soumises à des études d'impact.

Une partie centrale du Sidobre et sa terminaison nord-est sont soumises à une ZNIEFF de type II. Ce sont des secteurs naturels riches peu modifiés par l'homme où il importe de respecter les équilibres biologiques et paysagers. C'est plus particulièrement le cas des zones humides correspondant aux tourbières du Sidobre.

À la fin du XIX<sup>e</sup> siècle, le granite a été utilisé pour la construction de ponts, bordures de trottoirs... La fabrication des monuments funéraires a pris son essor après 1918, avec la construction de monuments aux morts de la guerre. Depuis, elle a connu une évolution continuelle et a pris son importance pendant la période économique des années 1960-1970. L'activité extractive a induit une importante activité de sciage, polissage et la création de multiples petites et moyennes entreprises qui se sont installées autour du massif. En 2000 (Spencer et Pasquies, 1996), une centaine de carrières recensées étaient en activité, 180 000 t (soit 60 000 m<sup>3</sup>) de granite par an étaient extraites et 213 entreprises de transformation utilisaient 65 000 m<sup>3</sup> sur place. Le travail du granite dans cette région de montagne est important.

Malgré une gamme de couleur limitée, la qualité du granite est incontestable. Le réseau de fractures modéré permet l'extraction de blocs pouvant dépasser 10 m<sup>3</sup>. Les propriétés physiques sont bonnes ; la roche est isotrope et la densité des enclaves (« crapauds » des carriers) est relativement faible.

La plupart des carrières exploitent des boules, certaines atteignant quelque milliers de mètres cubes. Autrefois, après dégagement des arènes, on taillait au pic une saignée, dans laquelle on insérait des coins d'acier. Actuellement, les coupes sont faites par forages chargés de poudre noire.

Ce granite porte divers noms commerciaux, comme le Bleu Royal du Tarn, Impérial Granit, Silver Star... et dans l'industrie funéraire, il est distingué par le nom de « Tarn petits éléments » ou « Tarn gros éléments ».

### *GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

Les indices et gîtes métallifères sont nombreux sur le territoire de la feuille (tabl. 7, hors texte). Deux d'entre eux ont fait l'objet d'une exploitation minière récente : les gîtes de Saint-Salvy-de-la-Balme et de Montredon-Labessonnié.

Régionalement, de nombreuses recherches gîtologiques et métallogéniques (tabl. 8, hors texte) ont été faites par des sociétés privées et des organismes

d'État. Le BRGM, de 1976 à 1986, a réalisé un inventaire des ressources minières du territoire métropolitain. Cette date est significative, au plan régional, car elle correspond à l'ouverture de la mine de zinc de Saint-Salvy, dont les indices avaient été découverts dix ans auparavant par le BRGM.

### **Métaux de base (Zn, Pb, Ag, Sb)**

Le gisement filonien de Saint-Salvy-de-la-Balme a été découvert en 1965 par le BRGM. Il a été exploité de décembre 1975 à 1993 par la SMM Peñarroya devenue Métaleurop en 1988. Il a été étudié par F. Foglierini *et al.* (1980), J. Halfon et A. Rosique (1989), E. Marcoux (1989), D. Cassard *et al.* (1994).

Cette structure filonienne est une puissante zone broyée. D'une puissance de 30 à 40 m, elle peut atteindre 75 m. Reconnue sur 5 km jusqu'à hauteur du village de Saint-Salvy-de-la-Balme, elle est parallèle au granite du Sidobre puis, à l'Est, s'en écarte selon une direction N60°E. À l'Ouest cette structure disparaît sous les argiles à graviers, au Nord de Malacan. Elle se poursuit vraisemblablement jusqu'à Castres, où une structure broyée réapparaît dans la vallée de l'Agout. La caisse bréchique a un pendage moyen de 80° vers le Sud dans sa partie E-W qui vers l'Est s'inverse.

La minéralisation se présente sous la forme de filonnets de sidérite et/ou blende (sphalérite) anastomosés, de filons de blende massive et de corps bréchiques (brèche de schistes noirs et mylonites de ceux-ci cimentés par la blende, des carbonates et du quartz). Elle se localise seulement dans la partie occidentale de la structure orientée E-W, où elle a été exploitée sur environ 3 km. Au-delà, vers le Nord-Est, on n'observe qu'une paragenèse faiblement minéralisée à quartz, carbonates clairs, sidérite.

Les paragenèses, polyphasées, sont très simples. On note successivement :

- 1 - blende-sidérite et quartz accessoire ; cette première paragenèse n'est connue qu'en éléments dans les brèches ;
- 2 - cocardes à sidérite, galène et blende ;
- 3 - blende sombre et quartz transparent ;
- 4 - blende-sidérite et silice microcristalline.

Les aplites qui forment un filon au mur du gisement montrent une altération en montmorillonite-calcite-ankérite. Cela, ainsi que les inclusions fluides dans le quartz de phase III, indique une température de mise en place de l'ordre de 100 °C. La galène est rare et se présente essentiellement dans la partie supérieure du filon. Ce sont d'ailleurs des minéraux secondaires de plomb (pyromorphite) qui avaient attiré l'attention des prospecteurs. La pyrite est rare ; chalcopyrite et pyrrhotite sont signalées.

Les blendes du minerai de Saint-Salvy sont riches en Ag, Ge et Cd. Elles contiennent en moyenne : 63 % Zn, 1 600 ppm Ge, 600 à 850 ppm Ag, 1 500 ppm Cd. Les blendes noires peuvent contenir 50 ppm d'indium.

Il existe également des minéralisations stratiformes en lits centimétriques à métriques dans les schistes noirs encaissants avec sidérite et blende en égales proportions, fréquente pyrite et marcasite, rare chalcopryrite, pyrrhotite et galène. Les teneurs atteignent localement 1 % de zinc, avec 78 ppm Ge, 6 ppm Ag et 44 ppm Cd.

À la fin de 1990, sur 15 ans de production, la mine de Saint-Salvy avait fourni 2 793 400 t de minerai à 11,7 % Zn et 547 300 t de concentrés contenant en moyenne 55 % Zn, 750 g/t Ge, 350 g/t Ag, 0,6 % Pb et 0,3 % Cd. Le gisement a fermé en 1993, ayant produit 350 000 t de zinc, 280 t d'argent, 500 t de germanium.

Différents indices de plomb-zinc (argent-antimoine) se localisent dans les formations carbonatées cambriennes :

- anomalies d'*Espardella*, de *Fontanelles* et de *Malcros k3* ;
- indice filonien de galène (avec pyrite et rare blende, chalcopryrite et fluorite) de Malcrouzet (commune de Cambounès) de faible extension ;
- indice d'antimoine (semseyite  $Pb_9Sb_8S_{21}$  et antimonocres) dans les fractures des dolomies des *Payssibots* ;
- amas de blende dans les dolomies microfracturées de Ferrières observé par L. Albouy (1975) ;
- minéralisation plombo-zincifère à l'Est de Vabre imprégnant sur 4 m un niveau calcaire dolomitique bleu-noir très tectonisé entre les hameaux de la Roque et de la Mouline.

En zone axiale, l'ancienne mine de Lagrange (X = 456,8 ; Y = 4 824,9, commune du Rialet) est encaissée dans des dolomies roussâtres pulvérulentes (formation de Nages S<sub>æ3</sub>). On y trouve chalcopryrite, chalcosine et malachite. Selon les gens du pays, il y aurait eu du plomb et « de l'or » !

## Tungstène

**Le gisement de Montredon-Labessonnié** a été découvert par le « sieur » Caminade, facteur à Montredon-Labessonnié : en 1942 il trouva des blocs de quartz à cristaux brillants qu'il confia en 1950 à un ingénieur des mines.

Les premières prospections furent entreprises par la Société des Mines de Montredon-Labessonnié (CMM). Elle exploita, de 1958 à 1962, une vingtaine

de filons dans le ravin de la Frégère et à la Coste, dont la puissance atteignait 0,9 m ; environ 10 000 t  $WO_3$  furent exploitées, les teneurs étaient de l'ordre de 1,08 % de  $WO_3$ . Les travaux s'arrêtèrent en 1962 en raison de la conjoncture mondiale. En 1971, le BRGM reprenait l'étude avec le creusement de deux carrières qui n'ont révélé que quelques filons trop minces et inexploitable.

Les filons et stockwerks de quartz, de direction NW-SE, contiennent plutôt de la wolframite (cassitérite, tourmaline, scheelite, mispickel et fluorite subordonnée) quand ils sont encaissés dans l'orthogneiss, et plutôt de la scheelite (avec fluorite, cassitérite et plus rarement wolframite) quand ils traversent les formations (mica)schisteuses. En plus de ces minéraux majeurs, les filons renferment chalcopryrite, mispickel, pyrite, traces de béryl, bismuth, bismuthinite, or natif, cubanite ( $CuFe_2S_3$ ), emplectite ( $CuBiS_2$ ), cosalite ( $Pb_2Bi_2S_5$ ), mackinawite ( $(Fe,Ni)_9S_8$ ), molybdénite, pavonite ( $AgBi_3S_5$ ), etc... et de nombreux minéraux supergènes.

Le dôme de Montredon-Labessonnié renferme d'autres indices de tungstène encaissés dans les schistes noirs k2b, et en particulier dans les niveaux carbonatés vers le sommet de cette série.

**L'indice de l'Hom-Haut**, découvert en 1972, se situe à 3 km au Nord du village. La minéralisation est formée de lentilles centimétriques à décimétriques de quartz blanc, feldspath, fluorine, scheelite très abondante en grains atteignant 2 à 3 mm, mispickel, pyrite, tourmaline, un peu de blende et de cassitérite, traces de bismuthinite. Les travaux du syndicat de recherche du BRGM – Peñarroya – CMM ont montré que ces lentilles se répartissent sur une puissance de 10 à 15 m et que l'extension de la zone minéralisée est d'ordre kilométrique. Les teneurs sont de l'ordre de 0,15 à 0,20 % de  $WO_3$ . En 1986, un sondage à la Goussarié a trouvé d'autres indices 1 500 m plus au Nord.

Dans la partie sud du dôme de Montredon-Labessonnié, la région de Roquecourbe montre de nombreux indices, soit filoniens soit « stratiformes » de tungstène (scheelite et/ou wolframite) et fluorine.

Les indices **d'Auriole**, découverts en 1971, ont été explorés par la Société Centrale des Mines et Carrières Guilliams et Compagnie (SOMICA), puis par la Société Minière d'Anglade (qui exploitait alors la mine de Salau en Ariège). Les travaux arrêtés en 1980 avaient mis en évidence un potentiel de l'ordre de 2 000 t de  $WO_3$  (avec de l'étain récupérable). Ce sont comme à l'Hom-Haut, des lentilles quartzo-feldspathiques interstratifiées dans les schistes noirs ampéliteux situés sous le contact tectonique avec le série verte : quartz, feldspath, fluorine, scheelite avec cassitérite, pyrite, mispickel, muscovite, tourmaline, rares apatite, béryl, chalcopryrite et pyrite. Ces lentilles sont plus importantes qu'à l'Hom-Haut : 30 à 60 cm d'épaisseur pour une extension atteignant 8 m ; elles se répartissent sur une puissance de 6 à 15 m.

À l'Est du Sidobre, se rencontrent différents gisements de skarns associés : (1) soit au voisinage du contact même du batholite principal (secteur d'Armengaud), (2) soit aux granites évolués qui forment le cortège du Sidobre.

Les premiers indices de scheelite avaient été découverts au début des années soixante, par prospection alluvionnaire dans la vallée du Gijou en amont de Vabre. L. Albouy (1974) signale la scheelite dans les dolomies recoupées par une lame aplitique à la carrière de la Ramade, dans la région de Ferrières. Des sondages implantés aux environs du Soulié (500 m), au Nord de Ferrières, recoupent des skarns à scheelite avec des teneurs allant de 0,4 à 1,09 % de  $WO_3$  sur des puissances allant jusque 7,85 m. Mais très vite l'intérêt s'est porté sur la région de Fumade – la Fédial, d'abord dans le cadre de l'Inventaire, puis par des recherches par sondage de la SNEA(P), de 1978 à 1986. Les recherches ont été abandonnées à cette date à la suite de la chute des cours, avant le début des travaux miniers.

Ces travaux montrent un potentiel d'environ un million de tonnes à près de 1 % de  $WO_3$  (pour une teneur limite de 0,5 % de  $WO_3$  pour 2 m d'ouverture minimum) entre 250 et 350 m de profondeur.

Les skarns se développent au contact de veines qui associent différents faciès de granites évolués injectés le long des contacts entre dolomies massives k2a et la base de la série noire. Ces veines sont guidées par les charnières des plis et surtout par la schistosité. Les skarns se développent plus largement à l'intersection de ces structures syn-schisteuses NE-SW et de structures transverses SSW-NNW et NW-SE. Les dolomies massives ne renferment que des skarns fissuraux à diopside-trémolite-calcite-humite, faiblement et irrégulièrement minéralisés. Les minéralisations sont préférentiellement développées dans les alternances calcaréo-argileuses inférieures à la base de la formation k2bC. On distingue des skarns clairs, bien lités et zonés, à diopside-grossulaire-vésuvianite-wollastonite-épidote, faiblement minéralisés, et des skarns sombres, massifs, à grain grossier à grenat brun-rouge de la série grossulaire almandin-spessartine et vésuvianite, qui renferment l'essentiel des minéralisations.

## Fluorine

La fluorine est pratiquement cantonnée à la province des formations de l'Albigeois et contrôlée par une fracturation E-W. De nombreuses recherches ont été entreprises à partir des années 1940. De nombreuses petites exploitations artisanales ont été abandonnées (site de Berlan exploité de 1958 à 1970). De même, les trois derniers gisements : le Burc, le Moulinal et Mont-Roc (feuille Réalmont) sont actuellement abandonnés.

Les indices faiblement minéralisés connus sur la feuille sont la Cazalié, la Payrastrié, Auriole, le Goutal, l'Estivigné, Payssel, Cambon, Bouyrol (tabl. 7).

### **Autres filons peu minéralisés**

Le filon de sidérite de *Vabre*, boudiné, de direction N140°E, à pendage de 85° vers l'Ouest, a une puissance maximale de 2,5 m. Il est constitué de quartz et sidérite et montre des traces de blende et de galène.

Les filons de quartz sont nombreux au *Nord-Est de Ferrières*. De dimension variable, leurs chapeaux sont généralement constitués d'agate. Ce type de minéralisation ne présente pas d'intérêt économique. Le filon le plus important se développe entre deux lames de granite sur près de 2 km de Cabrespine au Nord-Est de Lavaissière et Casalits. Le quartz laiteux contient localement de la pyrite.

Le filon de quartz de la *vallée du Berlou* n'est visible que sur 30 m. De direction N20°E, à pendage vertical, puissant de 5 m, il est constitué par une brèche de quartz laiteux cimentant des éléments gris silicifiés.

Le filon de la *forêt de Montagnol*, à 1 km du hameau de la Roussié, est visible sur 50 m. De direction N110°E, à pendage vertical, puissant de 15 m, il est constitué de quartz bréchi que qui cimente des éléments de schistes verts. En surface, le filon est en partie coiffé par des encroûtements de limonite brune et des jaspes limonitiques massifs.

Le filon situé en dessous de la route qui monte au *hameau de Cruzis* et à 300 m de celui-ci, puissant de 10 m, est visible sur 20 m. Sa direction est N110°E et son pendage vertical. C'est une brèche constituée de quartz blanc laiteux cimentant des éléments silicifiés noirs. Il présente en surface des encroûtements de jaspe limonitique.

Le filon *au-dessus de Cruzis*, puissant de 2 m, de direction E-W, à pendage vertical, est constitué de quartz laiteux qui cimente des éléments de schistes verts. Il montre des anomalies en Pb, Zn, As, P.

Les filons de *Montredon-Labessonnié*, minéralisés en fer et manganèse, ont fait l'objet des travaux de la Clauzalié, de Barjac et de la Quille du Roy (ou Moulin du Rey).

En zone axiale, l'indice du Castelès (X = 457,8 ; Y = 4 825,3) est constitué par des filons à hématite et quartz, associés à des pegmatites, encaissés dans des carbonates de la formation de Nages Sa3 (ancien four à chaux).

## Gisements oxydés du type chapeau de fer

Dans la région nord de Ferrières, des minéralisations de type « chapeau de fer », ont donné lieu vers le début du siècle à une petite exploitation, faisant suite à une autre bien plus ancienne. Ces gisements de la zone d'oxydation, sont en relation avec une fracturation de direction N-S.

Entre Ferrières et Vabre, les affleurements de la zone de lessivage, sont le résultat de plusieurs phénomènes physico-chimiques : oxydation et mise en solution des dépôts de sulfures et précipitation dans les affleurements d'oxydes et d'hydroxydes de fer. La minéralisation est essentiellement constituée de quartz blanc laiteux et de jaspes limonitiques massifs (gîtes de *la Borie de Mialhe, le Soulié, Crues, Rennes, Brugayrolles*).

Certains gisements lessivés de type « chapeau de fer » en relation avec les fractures N30 à 60°E au *Nord-Ouest de Brassac* ont donné lieu à de petites exploitations autour du village de Pessols. Dans le secteur de Cadoul – Pessols, les affleurements forment un vaste chapeau au-dessus d'un gros filon. Au Sud-Est de Cadoul, le filon large de 6 à 7 m sur 100 m, de direction N75°E à pendage vertical, apparaît comme une virgation d'une structure plus importante de direction N55°E, matérialisée par un important « chapeau de fer » affleurant sur environ 1,6 km. À l'Ouest de Pessols large de 15 m, il a donné lieu, localement, à d'anciennes exploitations. La zone d'oxydation se caractérise par les éléments : Fe, Zn, Pb, P, Sb, As, Ba, Cu.

## VÉGÉTATION, CULTURES

La carte de la végétation de la France, feuille Carcassonne à 1/200 000, réalisée par H. Gaussen, avec la participation de G. Cabaussell, G. Dupias et L. Mestre (1964), ainsi que la carte phyto-écologique de Midi-Pyrénées à 1/500 000, réalisée par R. Delorme (1970), ont été utilisées pour la rédaction de ce chapitre.

La feuille se compose de deux grands ensembles géographiques et géologiques :

- la moitié occidentale, région de coteaux molassiques, correspond à la terminaison orientale du Bassin aquitain : les sols sont marno-calcaires ;
- la moitié orientale, ensemble montagneux, constitue la terminaison méridionale du Massif central. Les formations du socle se caractérisent par des sols silico-argileux, les arènes granitiques du massif du Sidobre et les arènes gneissiques de la zone axiale, dans l'extrême coin sud-est de la feuille. Les reliefs sont soumis à de fortes précipitations, 1 000 à 1 500 mm par an.

Ces deux grands ensembles se caractérisent par des étages de végétation distincts.

Le bassin molassique, partie la plus basse de la feuille (200 à 400 m en moyenne), est couvert par la série du *chêne pubescent latéméditerranéen*. Le développement du chêne pubescent est favorisé par une pluviosité modérée (700 à 900 mm/an) et des températures douces. Il occupe dans cette région soumise à une dominance climatique atlantique les situations les plus sèches et les plus ensoleillées.

Le chêne pubescent, généralement en taillis, est accompagné sur la molasse de prunellier, genévrier, églantier, corroyère, *Spartium*. Dans cette région, des zones agricoles se sont développées aux dépens de cette série avec la culture du blé, du fourrage, du maïs, de la vigne de coteaux.

Cultivé partout sur le pourtour méridional du Massif central, depuis une époque très ancienne, le *châtaignier* a joué un rôle important dans l'alimentation. Peu exigeant, il a été planté partout où les conditions édaphiques (sols siliceux et bien drainés) le permettaient. Il s'est substitué à la chênaie. On peut le rencontrer dans plusieurs séries, celle du chêne sessile et dans le Sidobre il se substitue au chêne pédonculé. Le sous-bois des châtaigneraies comprend surtout le genêt à balais, la fougère-aigle, la bruyère cendrée, la callune, la digitale, *Teucrium scorodonia*, *Luzula forsteri*. Mal entretenues, les châtaigneraies sont actuellement en régression.

La série du *chêne pédonculé* a ici un rôle réduit. Elle est concurrencée, sur les coteaux molassiques par les chênes pubescent et sessile, le pédonculé occupant alors les fonds de vallon, dans les régions plus élevées du Sidobre et de la haute vallée de l'Agout, par le hêtre, le pédonculé se situant alors sur les lisières.

Le sous-bois admet le chèvrefeuille, la bourdaine, le houx et le noisetier. Deux types de lande peuvent être distingués : (1) dans le Sidobre une lande de type atlantique avec *Ulex europaeus*, *Genista anglica*, *Erica cinerea*, *Calluna*.... , occupant les dépressions de faibles étendues, (2) surtout dans le Sidobre, une lande tourbeuse à Molinie, *Eriophorum angustifolium*, *Rhynchospora alba*.

Le bouleau, colonise les landes subatlantiques à sol frais du Sidobre.

La série du *Rouvre (chêne sessile)* forme une bande étroite entre la série du hêtre et la série du chêne pédonculé. Le rouvre préfère les sols siliceux bien drainés, et un climat moyennement sec. Il se rencontre plus souvent à l'intérieur des massifs. Les bois généralement peu étendus montrent des sous-bois lumineux permettant le développement d'arbrisseaux (houx, noisetier et néflier...). La lande intermédiaire entre les landes atlantique et montagnarde se caractérise par la prédominance du genêt à balais. Elle fournit un pâturage médiocre.

Le hêtre trouve des conditions très favorables dans les régions les plus élevées : températures relativement basses, forte pluviosité (1 200 mm/an). À plus basse altitude, et avec des hauteurs de pluie inférieures, il occupe les stations les plus fraîches en versant nord. Localement, on le retrouve associé au chêne sessile et au chêne pédonculé, comme dans le Sidobre et la région au Nord de l'Agout en amont de Roquecourbe.

Le hêtre constitue à lui seul la strate arborescente. En sous-bois, on trouve *Sambucus racemosa*, *Rubus idaeus*, *Vaccinium myrtillus*, *Asperula odorata* et beaucoup d'herbacées fleurissant au printemps, *Anemone nemorosa*, *Corydalis solida*, *Scilla bifolia*... Les landes représentent généralement des strates de dégradation de la forêt primitive avec les genêts à balais, la bruyère cendrée, la callune.

Forêts et landes sont reboisées en résineux.

Pour le Sidobre, on peut distinguer des ensembles distincts :

– *le haut Sidobre* (entre Sept Faux, Crémaussel et Guior-Haut), avec les altitudes les plus hautes du massif, est constitué de vallons à berceau ou à fond plat. Dans cette zone, on retrouve des lambeaux de l'ancienne surface d'aplanissement éocène et des cuvettes d'arénitisation marécageuses. Ce paysage est caractérisé par des landes basses à bruyère, bouleau et pin sylvestre. Au centre se trouve le massif forestier du lac de Merle et de Vialavert avec ses hêtres et ses résineux. Vers Guior-Haut, quelques exploitations agricoles persistent malgré le reboisement important de résineux ;

– *le bas Sidobre* constitue la ceinture du massif. Il se caractérise par un réseau hydrographique bien hiérarchisé, des rivières plus nombreuses, des vallons bien encaissés aux versants nets. Ce paysage comprend le plateau forestier du Verdier-Camp Soleil comportant une chênaie mixte et une hêtraie-chênaie en taillis replantée en résineux ;

– *le Sidobre moyen*, situé entre les deux zones précédentes, se caractérise par des plateaux vallonnés dans lesquels se situent de larges dépressions. Dans ces dernières se situaient des exploitations agricoles remplacées actuellement par les ateliers de transformation de granite ;

– *la vallée de l'Agout* est un élément marginal à l'intérieur du Sidobre. La rivière est ici encaissée dans un couloir d'érosion, elle n'a pas d'affluent important. Son influence se limite à une gorge aux versants encombrés d'éboulis et de larges dalles. L'implantation humaine y est peu importante.

Climatiquement, le Sidobre évolue dans une ambiance de moyenne montagne, combinant les caractéristiques aquitaines et les traits montagnards. L'hiver est assez long et rigoureux, le printemps tardif et fortement arrosé, l'été au contraire chaud et sec. L'automne ensoleillé et frais est de loin la plus belle saison. Le massif montagneux peu fertile était voué autrefois à l'élevage.

Le territoire de la feuille Castres est resté longtemps pauvre, subsistant par la culture du seigle (d'où le nom de ségala) et du sarrasin, l'élevage de brebis et l'exploitation de la forêt.

Sa surface est couverte de forêts de chênes, de hêtres, châtaigniers qui ont alimenté d'anciennes industries du fer, plus récemment des papeteries. Ces forêts sont replantées en conifères.

Le Sidobre est un site touristique réputé. Il offre de curieux paysages de roches granitiques sculptées en boules par l'érosion, comme la Peyro Clabado, bloc de granite de 780 tonnes qui repose en équilibre sur un socle de un mètre carré. D'autres roches branlantes ou aux formes surprenantes sont visitées comme le rocher de Sept-Faux, les Trois Fromages, le Roc de l'Oie.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### *ARCHÉOLOGIE PRÉHISTORIQUE*

La disparité du peuplement humain de la feuille, au cours des temps préhistoriques, des périodes protohistoriques et gallo-romaines, est tributaire de la juxtaposition des deux grands domaines géographiques et géologiques.

La plus ancienne présence humaine est attestée par la découverte de vestiges lithiques caractéristiques de l'Acheuléen. Les stations de plein air du Paléolithique ancien, localisées sur les terrasses alluviales de l'Agout, se développent aux abords des monts de Saïx et principalement sur la feuille voisine Lavaur. On les trouve aussi sur des glacis développés au Nord-Ouest de Castres et sur le Causse de Labruguière. Le matériau employé pour la fabrication des bifaces sur galets ou sur grands éclats, est le quartzite. Les Acheuléens ont sélectionné sur place des quartzites de teinte bleutée offrant une bonne aptitude à la taille, leur permettant de façonner des unifaces, des bifaces et parfois des hachereaux remarquables par leurs grandes dimensions et symétrie. Ces populations de Prénéandertaliens ne dédaignaient pas les outils en quartzite d'origine garonnaise, comme en témoigne la découverte de quelques exemplaires en quartzite brun verdâtre dans le bassin de l'Agout. À proximité du socle, ce sont les galets de quartz des argiles à graviers remaniés dans les nappes alluviales qui ont été débités ou travaillés. Sur ces derniers sites, la médiocre qualité de la matière première utilisée transparait au travers du façonnage malhabile des outils bifaciaux et du débitage (nucléus). Les vestiges lithiques acheuléens, qui forment des nappes plus ou moins denses, présentent fréquemment une usure éolienne à des degrés divers. Des indices tendraient à prouver que les Acheuléens ont exploré la partie montagneuse de la feuille jusqu'à la cuvette de Brassac.

Comme dans la partie basse du bassin de l'Agout, la période moustérienne n'est représentée sur la feuille que par quelques vestiges isolés : petits bifaces cordiformes sur éclats de quartz ou quartzite gris ou bleuté.

Pour ce qui concerne le Paléolithique supérieur, les sites préhistoriques connus demeurent rares, malgré l'intensification des prospections au cours de ces dernières décennies. La présence éventuelle de certaines civilisations préhistoriques n'a pu être démontrée : c'est le cas de celles du Gravettien, Solutréen et Badegoulien. Par contre, le début du Paléolithique supérieur est représenté par une station de plein air aurignacienne sur la commune de Venès. Sur une surface restreinte, ont été découverts, à l'emplacement probable de campements de chasseurs-cueilleurs, de nombreux outils ou artefacts en silex d'importation (silex dit du Verdier). Parmi les vestiges lithiques les plus caractéristiques, ont été trouvés : des grattoirs carénés, un grattoir sur lame aurignacienne, une lame à retouche aurignacienne, des pièces esquillées. L'Aurignacien serait également présent dans la vallée de l'Agout, à son débouché du socle hercynien.

L'occupation magdalénienne de la grotte de Lacalm, située à proximité (feuille voisine Mazamet), présente un grand intérêt pour l'étude du peuplement humain des temps fini-glaciaires dans le Castrais. L'industrie lithique découverte ici comprend de nombreux produits de débitage et un outillage constitué par des burins, perçoirs, grattoirs, microgravettes, quelques pointes aziliennes, lamelles à dos, etc. La présence d'un outillage osseux est un caractère exceptionnel dans cette région tarnaise avec : des harpons et sagaies en bois de renne, des poinçons en os. Les objets de parure sont discrets.

La découverte de restes humains en fait un gisement d'une réelle importance. Pour l'approvisionnement en silex destiné à la fabrication de l'outillage, ces chasseurs-cueilleurs vraisemblablement se déplaçaient fréquemment, tirant partie de multiples sources de matières siliceuses, parfois d'origine lointaine : silex noir de Dordogne, du Verdier, de Saint-Ferréol, jaspes de l'Infra-Lias..., plus rarement d'origine locale.

Les populations du Paléolithique supérieur ne se seraient jamais aventurées dans la partie montagneuse de la feuille. Les supposés indices découverts dans la grotte de Latour (commune de Lacaze, feuille voisine Lacauze), ne sont pas totalement convaincants.

Au début de l'Holocène, à la faveur du réchauffement climatique, les derniers chasseurs-cueilleurs vont parcourir les espaces jusque là inaccessibles aux hommes. Les quelques sites mésolithiques qui existeraient dans les environs de Roquecourbe et, sous toutes réserves, dans le Sidobre, témoigneraient du début de la conquête des régions montagnardes du Sud du Massif central.

La connaissance du Néolithique de la région castraise a progressé depuis deux décennies suite aux prospections systématiques effectuées par les archéologues bénévoles et aux fouilles préventives à l'emplacement de la rocade sud de Castres. Les sites de la Fedarié et du Clot principalement, ont livré des vestiges céramiques du Néolithique moyen, Chasséen. L'outillage en silex est soit d'origine régionale (silex tertiaires), soit d'origine lointaine (Provence) ; tel est le cas de produits lamellaires bruts ou retouchés en silex blond. Les galets de quartz et de quartzite ont été débités intensivement ou ont fait l'objet d'aménagements divers. Les meules et les broyeur sont en gneiss ou granite. Plusieurs galets d'hématite ont vraisemblablement servi de lissoirs de potier. On constate donc que les alluvions récentes de l'Agout et du Thoré ont été une source de matériaux privilégiée au Néolithique. Les structures de combustion qui nécessitent de grandes quantités de pierres, sont construites à l'aide de galets ou plus rarement de blocs de grès empruntés à un affleurement proche.

Quant aux lames de pierre polie, les matériaux locaux (métabasites et métavolcanites de l'Albigeois) entrent en concurrence avec les matériaux d'importation : cinérites siliceuses du Rouergue, éclogites d'origine alpine (Piémont, régions de Gênes ou de Turin). Ces stations de plein air, au même titre que les rares habitats en grotte (grotte de Lacalm), sont fréquentées par les premiers éleveurs et agriculteurs de la région. Au cours du II<sup>e</sup> millénaire, sur les mêmes lieux, se sont installés des groupes humains dont la culture matérielle est proche des civilisations de l'âge du Cuivre occupant le Languedoc méditerranéen (Vérazien). Les premiers objets en cuivre (parures) apparaissent, mais leur production n'est vraisemblablement pas locale, malgré la présence de gîtes de cuivre aux abords du Castrais.

La fin du Néolithique voit l'apparition et le développement du mégalithisme. Outre un hypothétique dolmen dans le Sidobre, ce phénomène est représenté par des monolithes, menhirs et statues-menhirs. Tous sont localisés dans la partie orientale de la feuille, sur le plateau du Sidobre et ses abords (communes de Brassac, Castelnau-de-Brassac, Ferrières, le Bez, Cambounès). Sept statues-menhirs et près d'une trentaine de menhirs ont été répertoriés dans le Sidobre et ses abords. Les statues-menhirs, souvent de belle taille (la plus grande ayant 3,40 m), sont façonnées pour la plupart dans des dalles de granite épaisses. L'une d'elles n'est autre qu'une grande écaille de desquamation issue d'une énorme boule granitique. Tous les monuments identifiables appartiennent à la catégorie des statues-menhirs masculines. Menhirs et statues-menhirs ont également fait l'objet d'une mise en forme régulière par martelage ou piquetage sur les deux faces principales et sur les bords. Le façonnage effectué, avec des outils en pierre, a dû exiger beaucoup de temps. Un effort considérable a été nécessaire pour le transport de la dalle, du site d'extraction au lieu de l'érection du monument.

L'âge du Bronze est très mal connu dans le Castrais, à l'exception de l'extrême fin de cette période. La phase moyenne de l'âge du Bronze (XV<sup>e</sup> à

XII<sup>e</sup> siècles av. J.-C.) a été cependant reconnue à Saïx et en bordure du Causse de Labruguière (grotte d'en Gasc). La découverte de quelques exemplaires de lames de haches en bronze a été signalée autrefois aux environs de Castres et près de Ferrières. Aux abords de la feuille, au Sud de Viviers-les-Montagnes, une épée en bronze de type Monza a été datée du début du Bronze Final.

La période de transition entre l'Âge du Bronze et l'Âge du Fer est surtout représentée dans le Castrais par plusieurs nécropoles constituées chacune par des centaines de tombes à incinération. Chaque tombe comprend une fosse renfermant le dépôt funéraire (urne cinéraire, vases d'accompagnement, objets de parures, instruments métalliques, parfois offrandes carnées) et un entourage de petites dalles ou galets. La fermeture des tombes est assurée à l'aide d'un assemblage de dalles de pierres, vraisemblablement disposées sur un plancher. Les quelques nécropoles protohistoriques majeures fouillées au XIX<sup>e</sup> siècle et fin du XX<sup>e</sup> siècle sont situées à l'Est de Castres, non loin de la bordure occidentale du socle : Sainte-Foy, Gourjade et le Martinet (Castres), le Causse (Labruguière), Lacalm et Mons (Roquecourbe). Le fonctionnement de ces nécropoles couvre une période allant de la fin de l'âge du Bronze (VIII<sup>e</sup> siècle av. J.-C.) jusqu'à la fin du I<sup>er</sup> âge du Fer (VII<sup>e</sup> ou VI<sup>e</sup> siècle av. J.-C., selon les nécropoles). Pour la construction des entourages ou l'élaboration de la fermeture des tombes, les populations protohistoriques ont eu généralement recours à des matériaux d'origine locale et proche (grès, calcaire ou galets), leur taille modeste ne posant aucun problème particulier de transport. La nécropole du Martinet se singularise par l'utilisation de grandes dalles de granite, provenant assurément de la bordure occidentale du Sidobre, distant de 5 km environ. Ces grandes écailles de desquamation ont été prélevées à la surface de grosses boules émergeant du sol ou dégagées par l'érosion.

Les habitats contemporains des nécropoles protohistoriques à incinération sont essentiellement situés en plein air : le Clot, les Barradières, les Amialhes, plus rarement établis dans des cavités (grotte de Lacalm). Parfois, la configuration topographique du site (plateau Saint-Jean à Castres), possédant des versants très abrupts ou des falaises de part et d'autre, a attiré les populations protohistoriques pour y installer un camp retranché.

Des sites archéologiques datant du II<sup>e</sup> âge du Fer (V<sup>e</sup> au I<sup>er</sup> siècle av. J.-C.) sont certes connus dans le Castrais, mais ils ne permettent que rarement d'étudier les relations que ces populations d'agriculteurs ou d'artisans ont entretenues avec leur environnement minéral. Il est possible que les gîtes de fer, de cuivre et d'étain aient été exploités dès cette période. La réalité de cette exploitation n'a pu à ce jour être démontrée.

Durant le I<sup>er</sup> siècle avant notre ère, et jusqu'au II<sup>e</sup> siècle après J.-C., nombreuses sont les mines de cuivre et de fer qui ont été exploitées sur le territoire de l'actuel département du Tarn. Pour ce qui concerne le territoire de la

feuille, il ne fait pas de doute selon A. Caraven-Cachin que la mine de fer de la Clauzelié a été exploitée dans l'Antiquité. On aurait découvert dans l'une des galeries antiques une lampe à huile. Il est possible que l'orpaillage ait été pratiqué dans l'Agout dès cette époque.

Dans l'Empire romain, l'extraction des roches les plus diverses est une activité très florissante. Sur la feuille, la seule carrière dont l'activité soit reconnue dans l'antiquité est celle des Maurels, située dans l'agglomération même de Castres. On y exploitait des bancs de grès tertiaires pour la fabrication de sarcophages. Des indices témoigneraient également de la réalité d'une exploitation très ancienne de ces grès affleurant sur la butte de la Fosse, au Nord de Castres. Ces carrières doivent être bien plus nombreuses que celles réellement identifiées : les besoins en matériaux de construction ayant été immenses durant la période gallo-romaine.

#### DOCUMENTATION CONSULTABLE

La Banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service régional Midi-Pyrénées, 3 rue Marie Curie, BP 49, 31752 RAMONVILLE-SAINT-AGNE Cedex, Fr., soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

#### BIBLIOGRAPHIE

- ACUANA-SORRIAUX G. (1981) - Le métamorphisme de contact du granite du Sidobre (Tarn). Thèse, Univ. Paul-Sabatier, Toulouse, 193 p., BU Toulouse.
- ALBOUY L. (1975) - Étude géologique et métallogénique de la région de Vabre-Ferrières et Brassac (81). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Toulouse.
- ALSAC C., CABANIS B., GUÉRANGÉ-LOZES J., BÉZIAT D. (1987) - Caractères magmatiques du volcanisme basique ordovicien de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès dans l'Albigeois cristallin. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, 305 (2), p. 1199-1205.
- AMEGLIO L., VIGNERESSE J.-L., DARROZES J., BOUCHEZ J.-L. (1994) - Forme du massif granitique du Sidobre (Montagne noire, France) : sensibilité de l'inversion des données gravimétriques au contraste de densité. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 319, série II, p. 1183-1190.
- ASTRE G. (1927) - Graines de Césalpinées dans les calcaires lacustres de Castres. *Ass. franç. Avanc. Sc.* Constantine, Paris 1928, p. 197-200.

- AUBAGUE M., ORGEVA J.J., SOULIÉ M. (1977) - Les gîtes minéraux de la terminaison méridionale du Massif central et de sa bordure languedocienne. *Bull. BRGM*, (2), 11, 3, p. 87-122.
- BAKALOWICZ M., MANGIN A. (1985) - Étude hydrogéologique des secteurs de Fumade et de la Fédial au Nord de Brassac (Tarn). Rapport Laboratoire souterrain du CNRS pour la SNEAP. 42 p.
- BARRAS E. (1979) - Le dôme orthogneissique de Montredon-Labessonnié (Tarn) et son enveloppe métamorphique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Toulouse.
- BARBANSON L. (1979) - Étude des minéralisations du district zincifère de Saint-Salvy. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Toulouse.
- BERGERON J. (1889) - Étude géologique du massif ancien situé au Sud du « Plateau central ». Thèse Fac. Sci. Paris, *Ann. Sci. Géol.*, 22, 362 p., 1 carte géol. à 1/320 000.
- BÉZIAT P. (1973) - Style des déformations et figures d'interférence sur la bordure sud-est du Sidobre (versant nord de la Montagne noire). *Bull. BRGM*, IV, 3, p. 161-183.
- BIROT P. (1955) - Les méthodes de la géomorphologie. Orbis, PUF, Paris, 177 p.
- BLAYRAC J. (1930) - Aperçu de la répartition des faciès et du synchronisme des terrains tertiaires de l'Aquitaine au Nord de la Garonne et jusqu'à Castres. Livre jubilé. *Centenaire Soc. géol. Fr., Paris*, tome I, p. 151-170, pl. XXV et XXVI.
- BOISSE A. (1852) - Recherches sur les gîtes métallifères du département de l'Aveyron et leurs relations avec divers produits plutoniques. *Ann. Mines*, 5, (2).
- BONNEMAISON M., DEMANGE M., ISSARD H., LEGER M., PERRIN M., PASCAL M.-L., (1980) - Lithostratigraphie et structure des schistes x du Cabardès (Montagne noire, France). *C. R. Acad. Sc., Paris*, t. 291, série D, p. 147-150.
- BOREL P., (1641) - Les antiquitez, raretez, plantes, minéraux et autres choses considérables de la ville et comté de Castres d'Albigeois. Castres, Colomiez A.
- BORREL A. (1978) - Le massif granitique du Sidobre : pétrographie, structures, relation mise en place cristallisation. Thèse Univ. Paul-Sabatier, Toulouse, 122 p.
- BOUDRIE M. (1977) - Étude minéralogique et géochimique des minéralisations en scheelite et fluorine de l'Hom-Haut (Tarn). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Toulouse, 183 p.
- BOUCHEPORN de M. (1848) - Carte et explication de la carte géologique du Tarn, Imprimerie nationale. Paris.

- CARAVEN-CACHIN A. (1879) - Nouvelle carte géologique du Tarn, *Bull. de la Comm. des Ant. de la ville de Castres et du département du Tarn*. Castres, tome II, p. 84.
- CARAVEN-CACHIN A. (1880) - Faune fossile des environs de Castres. *Bull. de la Comm. des Ant. de la ville de Castres et du département du Tarn*. Castres, tome III, p. 44-49.
- CARAVEN-CACHIN A. (1898) - Description géographique, géologique, minéralogique, paléontologique et agronomique des départements du Tarn et du Tarn et Garonne. Privat Toulouse et Masson Paris, 684 p.
- CASSARD D. *et al.* (1993) - Mise en place et origine des minéralisations du gisement filonien de Noailhac – Saint-Salvy Zn, Ge, Ag, (Pb, Cd), Tarn - France. Rapport BRGM RPI 01, 82 p.
- CASSARD D., FEYBESSE J., LESCUYER J.-L. (1993) - Variscan crustal thickening extension and late overtaking durant the Namurian-Wesphalian in the Western Montagne noire (France). *Tectonophysics*, 222, p. 33-53.
- CASSARD D., CHABOT J.-C., MARCOUX E., BOURGINE B., CASTAING C., GROS Y., KOSAKEVITCH A., MOISY M., VIALLEFOND L. (1994) - *Chron. Rech. Min.*, n° 514, p. 3-37, 27 fig., 8 tabl.
- CAVELIER C. (1976) - La limite Éocène-Oligocène en Europe occidentale. Thèse d'État Paris, 348 p.
- COCHERIE A. (2000) - Datations effectuées dans le cadre du projet « carte au 1/50 000 ». Module Pyrénées. *C. R. techn. BRGM*, 16 p.
- COCHERIE A. (2003) - Datation avec la SHRIMP II du métaganite œillé du Somail-Montagne noire. C. R. technique ANA-ISO/NT 2003.07
- COMBAZ A., MOULINE M.-P. (1967) - Premier inventaire d'un microbios d'une série continentale anté-lutétienne du Castrais. *Act. Soc. Linn. Bx.*, vol. Spécial A.F.A.S., p. 111-114, 2 pl.
- CORPEL J., DEBEGLIA-MARCHAND N., GUÉRANGÉ-LOZES J. (1987) - Apport de la gravimétrie à la cartographie géologique et structurale de l'Albigeois. Rapport BRGM n° 87 DT 015 GPH.
- COSTA S. (1990) - De la collision continentale à l'extension tardi-orogénique : 100 millions d'années d'histoire varisque dans le Massif central français. Une étude chronologique par la méthode  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ . Thèse Doc. Géochimie isotopique et Géochronologie. Univ. Montpellier II, 441 p.
- COULLLOUD D. (1988) - Étude pétrographique, minéralogique et géochimique des skarns à tungstène de Fumade (Montagne noire). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Toulouse.
- CROISE G. (1880) - Le tungstène, étude cartographique et métallogénique de la terminaison sud de Montredon (Tarn). DEA ENSGAPM, Nancy.
- CROUZET P. (1879) - Les priapolithes de Castres. *Bull. de la Comm. des Ant. de la ville de Castres et du département du Tarn*. Castres, tome IV, p. 209.

- DARROZES J. (1997) - Fabrique minérale dans les granites : étude multi-échelle. Exemple du pluton du Sidobre (Tarn, France). Thèse Université Montpellier II, France, 198 p.
- DARROZES J. (1992) - Le granite du Sidobre, marqueur d'une extension NNE-SSW tardi-hercynienne en Montagne noire, DEA, Univ. Montpellier II et Toulouse III, 51 p., non publié, BU Montpellier II.
- DEBAT P., (1967) - Étude pétrographique des gneiss œillés intercalés dans la série micaschisteuse du Sorézois (Montagne noire). *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, t. XC, p. 236-240, 2 fig.
- DEBAT P. (1974) - Essai sur la déformation des gneiss de la Montagne noire occidentale. Thèse, Toulouse, 468 p., 221 fig., 2 cartes.
- DEMANGE M. (1982) - Étude géologique du massif de l'Agout (Montagne noire, France). Thèse d'État, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 2 vol., 408 et 647 p., 1 carte h.t.
- DEMANGE M., (1993) - Que signifie la faille des monts de Lacaune (Montagne noire, France) ? Implication quant au problème de la patrie des nappes. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 317, 2, p. 411-418.
- DEMANGE M. (1994a) - Antevariscan 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 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. (1998) - Contribution au problème de la formation des dômes de la zone axiale de la Montagne noire : analyse géométrique des plissements superposés dans les séries métasédimentaires de l'enveloppe. Implication pour tout modèles géodynamique. *Géologie de la France*, n° 4, p. 3-56.
- DEMANGE M. (1999) - Évolution tectonique de la Montagne noire (France) : un modèle en transpression. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 329, 2, p. 823-829.
- DEMANGE M., JAMET P. (1985) - Le stade majeur du métamorphisme est de moyenne pression sur le flanc sud de la Montagne noire dans la région de Labastide-Rouairoux (Tarn, France). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 301, 2, p. 603-606.
- 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., PERRIN M., (1986) - Interprétation géochimique des séries métasédimentaires du versant sur de la zone axiale de la Montagne noire. *Mémoire du Centre de Géologie Générale et Minière*, ENSMP, Paris, 250 p., inédit.

- DEMANGE M., ISSARD H., PERRIN M. (1986) - Rapports entre la zone axiale de la Montagne noire et les nappes du versant sud au Sud-Ouest du massif (Minervois et Cabardès, Aude, Hérault). *Géologie de la France*, n° 3, p. 281-292.
- DIDIER J. (1963) - Étude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif central français. Thèse, Univ. Clermont-Ferrand.
- DONNOT M., GUÉRANGÉ B. (1978) - Le synclinorium cambrien de Brusque. Implications stratigraphiques et structurales dans les monts de l'Est de Lacaune (Tarn, Aveyron, Hérault). Versant nord de la Montagne noire. *Bull. BRGM Fr.*, (2), (I-4), p. 333-363.
- DOTTIN O. (1955) - Étude géologique des terrains cristallins de la Montagne noire (s.s.). Dipl. Géol. Pétrol. Université Clermont-Ferrand, 154 p., 1 pl., 1 carte h.t.
- DUBREUILH J., CAPDEVILLE J.-P., FARJANEL G., KARNAY G., PLATEL J.-P., SIMON-COINÇON R. (1995) - Dynamique d'un comblement continental néogène et quaternaire : l'exemple du bassin d'Aquitaine. *Géologie de la France*, n° 4, p. 3-26.
- DUFRENOY P., DE BEAUMONT É. (1841-1848) - Explication de la carte géologique de la France, t. I, XX + 825 p., 71 fig., 1841 ; t. II, XII + 813 p., 105 fig., 1848.
- DURAND M.-C. (1961) - Le Sidobre. Étude morphologique. Mém. Principal DES, Fac. Lettre, Toulouse. France, 184 p.
- DURAND-DELGA M. (2002) - Regards sur la géologie de l'Albigeois. La Revue du Tarn, n° 194, p. 197-214.
- DURAND-DELGA M. (2003) - Prémices et développements de la connaissance géologique de l'Albigeois du XVII<sup>e</sup> à la fin du XIX<sup>e</sup> siècle. Société des Sciences, Arts et Belles Lettres du Tarn, Bulletin LVII, p. 397-429.
- DURAND-DELGA M. (2004) - Géologie et géologues du bassin d'Aquitaine du XVI<sup>e</sup> siècle à la période moderne. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, vol. 41, n° 4, p. 49-72.
- ECHTLER H., MALAVIEILLE J. (1990) - Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in late Variscan metamorphic core complex (Montagne noire, Southern Massif central). *Tectonophysics*, 177, p. 125-138.
- ENJALBERT H. (1961) - Les pays aquitains, le modelé, les sols. Brière Bordeaux, 606 p.
- ESCANDE B. (1974) - Étude géologique et métallogénique de la région de Burlats, Roquecourbe, Vabre (81). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Toulouse.
- FAUGERES Y. (1970) - Les conditions de l'alimentation de la nappe des sables sous-molassiques en Castrais et en Albigeois. Thèse, Bordeaux. 91 p.

- FAURE M., COCHERIE A., BÉ MÉZÈME E., CHARLES N., ROSSI P. (2010) - Middle carboniferous crustal melting in the Variscan Belt: New insights from U-Th-Pb total monazite and U-Pb zircon ages of Montagne noire axial zone (Southern French Massif central). *Gondwana Research*, accepted Manuscript.
- FOGLIERINI F., BEZIAT P., TOLLON F., CHABOT J.-C. (1980) - Le gisement filonien de Noailhac – Saint-Salvy (Tarn) : Zn (Ag, Ge, Pb, Cd). 26<sup>e</sup> CGI, Gisement français, fasc. E6, 43 p.
- GENSANNE (de) M. (1776-1779) - Histoire naturelle de la province du Languedoc Rigaud, Montpellier, tome 1, 288 p., tome 2, 267 p., tome 3, 275 p., tome 4, 304 p., tome 5, 320 p.
- GÈZE B. (1949) - Étude géologique de la Montagne noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 29-62, 215 p.
- GHAHREMANLOU B. (1973) - Le granite du Sidobre et son encaissant entre Burlats et Vabre (Tarn). *Microtectonique et pétrologie*. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Toulouse.
- GRANO B. (1979) - Contribution à la connaissance hydrogéologique des massifs cristallins. Application au massif du Sidobre et à la zone axiale de la Montagne noire. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier.
- GUÉRANGÉ B. (1970) - Étude structurale du dôme de Montredon-Labessonnié (Tarn). Rapp. BRGM 70 SGN 059 GEO.
- GUÉRANGÉ-LOZES J., GUÉRANGÉ B. (1984) - Les nappes de charriage de l'Albigeois cristallin (Tarn et Aveyron, France). *C. R. Acad. Sci. Fr.*, 299, II, p. 471-474.
- GUÉRANGÉ-LOZES J. (1989) - Étude du champ filonien sud-Sidobre. Région de Noailhac – Saint-Salvy (Tarn). Rapport BRGM 89 SGN 182 GEO, 37 p.
- GUÉRANGÉ-LOZES J. (1987) - Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformations. Thèse d'État, *Doc. BRGM*, n° 135.
- GUÉRANGÉ-LOZES J., BURG J.-P. (1990) - Les nappes varisques du Sud-Ouest du Massif central (cartes géologique et structurale à 1/250 000 Montpellier et Aurillac). *Géologie de la France*, n° 3-4, p. 71-106, 7 fig., 4 tabl., 3 cartes en pochette.
- GUILLON J.-H. (1963) - Étude géologique et métallogénique de l'Albigeois. Région d'Alban-Trébas. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris. 74 p.
- HALFON J., ROSIQUE A. (1973) - Comparaison des éléments « en traces » dans les blends du filon stratiforme de Saint-Salvy (Tarn). *Bulletin du BRGM*, section II, n° 5, p. 403-432.
- HAMET J. (1975) - Étude systématique par la méthode <sup>87</sup>Rb/<sup>87</sup>Sr des processus orogéniques. Exemple de la Montagne noire. Thèse d'État, Paris VI, 248 p.
- ISNARD P. (1966) - Note pour accompagner une carte géologique du Sidobre. CRPG, 10 p.

- ISNARD P. (1982) - Étude chimique du massif granitique du Sidobre (Tarn) : contribution à la méthodologie d'étude des grands échantillonnages. Thèse, *Inst. Nat. Polytechnique de Lorraine*, Nancy, 419 p.
- LE GRIEL A. (1991) - L'évolution géomorphologique du Massif central français. Imprimé par l'auteur à Saint-Étienne, 3 tomes, 659 p.
- LEGRAYE M., GOFFINET A. (1955) - Étude géologique et métallogénique du gisement de wolframite de Montredon-Labessonnié (Tarn). *Ann. Soc. Géo. Belgique*, LXXVIII, p. 203-246.
- LENÔTRE N., GUÉRANGÉ-LOZES J., FOURNIGUET J. (1987) - Apport des comparaisons des nivellements et confrontation des résultats avec les données géologiques dans l'Albigeois cristallin. *Rapp. int. BRGM*.
- LENÔTRE N., GUÉRANGÉ-LOZES J. (1989) - Mouvements verticaux actuels dans l'Albigeois cristallin (Tarn, Aveyron, France) : corrélations entre les données de nivellements et les données géologiques. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, 308 (2), p. 1105-1113.
- LEYMARIE A. (1868) - Étude sur l'étage inférieur du bassin sous-pyrénéen et sur la nature possible des roches qui lui serve de fond. *Mém. Acad. Sci. et Belles Lettres*, Toulouse, 6<sup>e</sup> série, tome VI, p. 198 à 220.
- MALUSKI H., MONIÉ P. (1988) - <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar laser probe multi-dating inside single biotites of a variscan orthogneiss (Pinet, Massif central, France). *Chem. Geol. (Isotope Geosc. Sect.)*, 73, p. 245-263.
- MARCOUX E. (1989) - Minéralogie des remplissages du gisement filonien à Zn (Ag, Ge) de Noailhac – Saint-Salvy (Tarn) et des structures proches. *Doc. BRGM*.
- MARINI F. (1978) - Considérations méthodologiques sur l'étude des spilites. Exemple : les spilites de Peyrebrune (Tarn). *Réun. Ann. Sci. Terre*, 6, Orsay, p. 266.
- MÄRSCH I. (1970) - Contribution à l'étude des Charophytes éocènes en Aquitaine orientale. Thèse, Toulouse, 248 p.
- MAURIÈS J. (1970) - Microtectonique du Paléozoïque à l'Ouest de Vabre (Tarn). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 125 p.
- MENGAUD L. (1945) - Deux sondages dans le département du Tarn. *Bull. Soc. Hist. Nat. de Toulouse*, 80, p. 16-20.
- MERGOIL-DANIEL J. (1970) - Les feldspaths potassiques dans les roches métamorphiques du Massif central français. *Ann. Fac. Sci. Clermont*, 1970, 42, 304 p., 7 pl.
- MICHARD A.-G. (1990) - Inventaire des ressources minières du territoire métropolitain, synthèse Montagne noire. Rapport BRGM, R 30358 DEX-DAM 90.
- MILLOT G. (1964) - La géologie des argiles. Paris. Masson, 499 p.

- MOISY M. (1993) - Évolution de la perméabilité et de la circulation des fluides hydrothermaux dans une zone de cisaillement fragile. Thèse univ. Joseph-Fourier, Grenoble, 214 p.
- MOULINE P.-P., SENGÈS G., GUÉRANGÉ-LOZES J. (1992) - Les monuments et bâtiments remarquables du département du Tarn : origines des matériaux de construction employés selon les époques, 117° *Cong. nat. Soc. Sav., Clermont-Ferrand*, 2° Coll. Carrières et Constructions, p. 273-287.
- MOULINE M.-P. (1989) - Sédimentation continentale en zone cratonique : le Castrais et l'Albigeois (France) au Tertiaire. Thèse d'Etat, Institut de Géodynamique, Univ. de Bordeaux III, 878 p.
- MUÑOZ M., KIM Y.-D., VERRAES G., TOLLON F. (1988) - Hydrothermal alteration paragenese associated with zinc vein deposit of Noailhac – Saint-Salvy (Tarn, France), conditions of mineralisation deposit. Proceedings of the 7 th Quadrennial. IAGOD Symposium E. Schweizerbart sch Verlags – buchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart, p. 171-178.
- NOULET J.-B. (1861, 1863, 1867a, 1867b, 1867c) - Mémoire sur les coquilles fossiles des terrains d'eau douce du Sud-Ouest de la France. 1<sup>ère</sup> édit., Masson, Paris, 200 p., tome 41, p. 297-576, 93 fig.
- PAGÈS L. (1972) - Étude minéralogique et métallogénique du district à tungstène et étain de Roquecourbe, Montredon-Labessonnié (Tarn). Thèse 3<sup>e</sup> cycle. Univ. Paul Sabatier, Toulouse.
- PIERROT R., PICOT P., FORTUNÉ J.-P., TOLLON F. (1976) - Inventaire minéralogique de la France n° 5, Tarn, éd. BRGM Orléans.
- PIN C. (1991) - Sr-Nd isotopic study of igneous and metasedimentary enclaves in some hercynian granitoids from the Massif central, France, in *Developments in Petrology: enclaves and granite petrology*, Didier J. et Barbarin B., éd. Elsevier, p. 333-343.
- PRIAN J.-P. (1980) - Les porphyrites cambriennes du versant septentrional de la Montagne noire, au Sud du bassin permien de Camarès (Aveyron). Thèse univ., Paris VI, 407 p.
- RAULIN V. (1855) - Sur l'âge des formations d'eau douce de la portion de l'Aquitaine située à l'Est de la Garonne. *Recueil des Actes Acad. Sic. et Lettres et Arts*, Bordeaux, p. 205-266.
- RAYNAUD A. (1984) - Contribution à l'étude des affleurements de roches carbonatées dans l'axe Vabre-Viane (département du Tarn). *Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse*, 120, p. 137-162.
- ROGER F., RESPAUT J.-P., BRUNEL M., MATTE P., PAQUETTE J.-L. (2004) - Première datation U-Pb des orthogneiss œillés de la zone axiale de la Montagne noire (Sud du Massif central) : nouveaux témoins du magmatisme ordovicien dans la chaîne varisque. *C. R. Géosciences*, 336, p. 19-28.

- ROQUES M., VACHETTE M. (1970) - Âges au strontium sur roches totales des migamtites de la zone axiale de la Montagne noire et du massif de granite du Mendic (Massif central français). *C. R. Acad. Sci, Paris*, D, 270, p. 275-278.
- ROUX DU CARLA L. (1860) - Géologie du bassin de l'Agoût. Nouvelle édition annotée par L. Mengaud en 1910. Extrait de la *Revue du Tarn Répub.* En biblio. Populaire. Albi. Nougès édit. Albi, 25 p.
- SAFA P., COUILLOUD D., TESSIER B., MOINE B. (1987) - Le gisement de tungstène de Fumade (Tarn, France). Gîtologie, caractères pétrographiques et géochimiques des skarns et des granites. *Chron. Rech. Min.*, 487, p. 39-51.
- SERVELLE C. (1979) - Le rôle géomorphologique de la faille de Gédoul (près de Réalmont, Tarn). *Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse*, Université de Toulouse, p. 197-208.
- SÉVERAC J.-L. (1982) - Étude géologique, minéralogique et géochimique des minéralisations en tungstène de Fumade (Tarn). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Toulouse, 144 p.
- SIMON-COINÇON R. (1989) - Le rôle des paléo-altérations et des déformations dans les socles : l'exemple du Rouergue (Massif central). CGGM, Paris, 289 p.
- SIMON-COINÇON R. (1993) - Influence du paléodrainage mio-pliocène et de la tectonique sur le réseau hydrographique actuel dans le Sud-Ouest du Massif central. *Géologie de la France*, n° 1, p. 29-39.
- SOULÉ J.C. - État des connaissances et synthèse hydrogéologique du département du Tarn. Rapp. BRGM 80 SGN 058 MPY, 29 p., 9 pl.
- SPENCER C.-H., PASQUIES J.-C. (1996) - Étude technico économique sur la filière « granit du Tarn ». Établissement d'un état des lieux pour l'ensemble de l'industrie granitière du Sidobre. Rapp. BRGM R 39043, 117 p., 25 fig., 12 tabl., 3 ann.
- TAVOSO A. (1986) - Le Paléolithique inférieur et supérieur du Haut-Languedoc. Études quaternaires n° 5. Institut de Paléontologie humaine, Paris, 405 p.
- TAVOSO A. (1978) - Le Paléolithique inférieur et moyen du Haut-Languedoc. Gisements des terrasses alluviales du Tarn, du Dadou, de l'Agoût, du Sor et du Fresquel. Thèse de doctorat ès Sciences. Univ. de Provence. 497 p., 143 fig.
- TESSIER B. (1989) - Mise en place, pétrographie, géochimie et minéralogie des granites associés aux skarns minéralisés en tungstène de Fumade (Tarn, France). Thèse, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 349 p.
- THALER (1964) -
- THIÉBAUT J., ESCANDE H. (1949) - Un nouveau contact visible du granite du Sidobre et des terrains métamorphiques. *Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse*, t. 84, p. 159.

- THIÉBAUT J., ESCANDE H. (1950) - Sur la bordure du Sidobre dans la région de Ferrières. *Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse*, t. 85, p. 125.
- THIÉBAUT J., ESCANDE H. (1951) - Description du granite du Sidobre dans la région du confluent du Gijou et de l'Agout. *C. R. Som., Soc. Géol. Fr.*, p. 282.
- THORAL M. (1935) - Contribution à l'étude géologique des monts de Lacaune et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne noire. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, 192, (38), p. 318-637.
- TOURNOUER R. (1868) - Mémoire sur le terrain d'eau douce de l'Aquitaine. *Bull. Soc. géol. Fr., Paris*, 2<sup>e</sup> série.
- VAN DEN DRIESSCHE J., BRUN J.-P. (1989) - Un modèle cinématique de l'extension paléozoïque supérieur dans le Sud du Massif central, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, série II, p. 1607-1613.
- VASSEUR G. (1894) - Note préliminaire sur les terrains tertiaires de l'Albigeois. Avec la collaboration de Blayrac et Ripelin. *Bull. Serv. Carte Géol. dét. Fr.*, T6, n° 38, p. 75-80.
- VATAN A. (1945) - Étude minéralogique des provinces distributives du matériel sédimentaire d'Aquitaine. *Bull. Soc. Fr., Paris*, 5<sup>e</sup> série, tome XV, p. 657-668.
- VATAN A. (1950) - Rythmes de sédimentation en Aquitaine au Crétacé et au Tertiaire. XVIII Intern. *Géol. Congr.*, London, Part. IV, sect. C, p. 74-82.
- VATAN A. (1960) - (sous la direction) - Biblio. Des travaux récents de sédimentologie. Symposium: Sedimentology and the oil industry. Technip, Paris, 162 p.
- VIALLEFOND L. (1963) - Étude géologique et métallogénique de l'Albigeois, région de Montredon-Labessonnié (Tarn). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris, 73 p.

### **Cartes géologiques de la France à 1/80 000**

Feuille *Castres* : 1<sup>ère</sup> édition (1896) par G. Vasseur.

Feuille *Castres* : 2<sup>e</sup> édition (1954) par J. Goguel, B. Gèze, J. Mattéi.

### **Cartes géologiques de la France à 1/50 000**

Feuille *Camarès* (961) : **pour la notice** : J. Guérangé-Lozes, B. Guérangé, avec la collaboration de A. Lefavrais, J.-P. Rançon, J.-G. Astruc, A.-G. Michard, C. Greber, C. Servelle (1991). **Carte géologique** par M. Donnot, A. Lefavrais, G. Lablanche, C. Greber, J.-M. Rouchy, J.-P. Prian (1990).

Feuille *Saint-Sernin-sur-Rance* (960) : **pour la notice** : J. Guérangé-Lozes, B. Alabouvette, et la collaboration de M.-C. Maugenest, B. Defaut, P. Havlichek, F. Marty, A. David, C. Servelle (1999). **Carte géologique** par J. Guérangé-Lozes, B. Guérangé, B. Alabouvette, B. Defaut, P. Havlichek, M.-C. Maugenest (1999).

Feuille *Réquista* (934) : **pour la notice** J. Guérangé-Lozes, J.-P. Burg, C. Vinchon, B. Alabouvette, B. Defaut, J.-G. Astruc, J. Galharague, A. Leyreloup, A.-G. Michard, C. Perrin, C. Servelle (1995). **Carte géologique** par J. Guérangé-Lozes, J.-P. Burg, C. Vinchon, B. Defaut, B. Alabouvette (1996).

Feuille *Réalmont* (959) : **pour la notice** J. Guérangé-Lozes, B. Guérangé, M.-P. Mouline, B. Delsahut, avec la collaboration de C. Alsac, B. Cabanis, G. Sengès, J. Corpel, N. Debeglia, N. Lenôtre, J.-C. Soulet, J. Galharague, A. David, C. Servelle (1966). **Carte géologique** par J. Guérangé-Lozes, M.-P. Mouline, B. Delsahut, avec la collaboration de G. Sengès, B. Guérangé, C. Grignac (1996).

Feuille *Carmaux* (933) : **pour la notice** J. Guérangé-Lozes, M.-P. Mouline, avec la collaboration de A. David, C. Servelle (1998). Carte géologique J. Guérangé-Lozes, M.-P. Mouline (1998) avec la collaboration de G. Sengès.

Feuille *Lacaune* (987) : **pour la notice** M. Demange, J. Guérangé-Lozes, B. Guérangé, avec la collaboration de J.-G. Astruc, J.-L. Tessier, M. Maldinier, J. Galharague, A.-G. Michard, C. Servelle (1995). **Carte géologique** par M. Demange, J. Guérangé-Lozes, B. Guérangé (1996) avec la collaboration de M. Donnot.

Feuille *Mazamet* (1012) : 1<sup>ère</sup> édition (1979) par P. Debat, M.-P. Mouline, J. Ferraud, J. Cosson ; 2<sup>e</sup> édition (2011) par M. Demange.

Feuille *Revel* : (1011) par M. Demange, B. Alabouvette, M.-P. Mouline, J.-G. Astruc.

Feuille *Saint-Pons* : (1013) par B. Alabouvette, M. Demange.

Feuille *Lavaur* : (985) par M.-P. Mouline.

## **Cartes géologiques de la France à 1/250 000**

Feuille à 1/250 000 *Montpellier* : **pour la notice** B. Alabouvette, M. Demange, J. Guérangé-Lozes, P. Ambert (2003). **Carte géologique** par G. Berger, B. Alabouvette, M. Demange, J. Guérangé-Lozes (2001).

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

**Carte géologique et carte structurale à 1/250 000 des terrains paléozoïques et cristallins du Sud-Ouest du Massif central** (1990), par J. Guérangé-Lozes et J.-P. Burg, dans *Géologie de la France*, n° 3-4, p. 71-106, 7 fig., 4 tabl., 3 cartes en pochette.

**Carte à 1/200 000 des gîtes minéraux de la terminaison méridionale du Massif central et sa bordure languedocienne** (1977), par M. Aubague, J.-J. Orgeval, M. Soulié, F. Boyer, P.-J. Combes.

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

**Carte phyto-écologique de la région Midi-Pyrénées (1970)** par R. Delorme.

### AUTEURS

Cette notice a été rédigée par :

- J. Guérangé-Lozes (ingénieur géologue au BRGM), pour les formations du Paléozoïque inférieur, les gîtes et indices minéraux, la géologie l'environnement (excepté chapitre « Hydrogéologie ») ;
- B. Guérangé (†) (ingénieur-géologue au BRGM), pour l'étude de la région de Montredon-Labessonnié ;
- M. Demange (†) (ingénieur de recherche à l'école nationale supérieure des mines de Paris), pour la zone axiale de la Montagne noire, le domaine des monts de Lacaune situé entre le Sud du Sidobre et la zone axiale, la géomorphologie et des compléments pour le tungstène dans le chapitre gites minéraux.
- M. Mouline (maître de conférences à l'université Bordeaux II), avec la collaboration de G. Sengès (professeur de sciences naturelles au collège d'enseignement général de Saint-Juéry) (Tarn), pour les formations tertiaires et quaternaires ;
- J. Corpel (†), N. Debégli-Marchand (ingénieurs géophysiciens au BRGM), pour l'apport gravimétrique à la cartographie géologique et structurale ;
- N. Lenôte (ingénieur géologue au BRGM), pour l'étude des mouvements verticaux actuels en Albigeois ;
- C. Bou (professeur d'histoire naturelle à Albi), pour l'hydrogéologie ;
- C. Servelle (ingénieur au Service Régional de l'Archéologie), pour l'archéologie préhistorique.

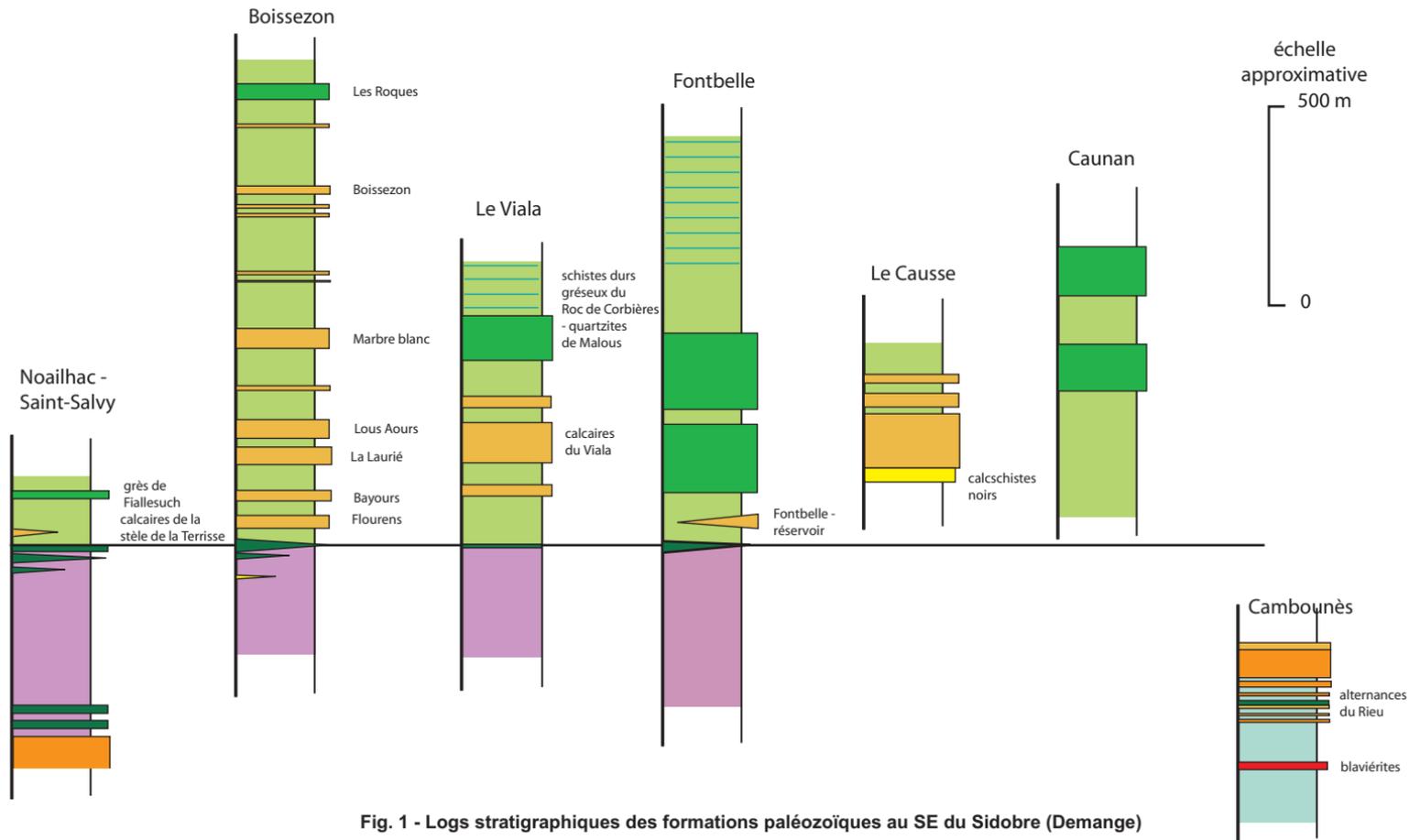


Fig. 1 - Logs stratigraphiques des formations paléozoïques au SE du Sidobre (Demange)

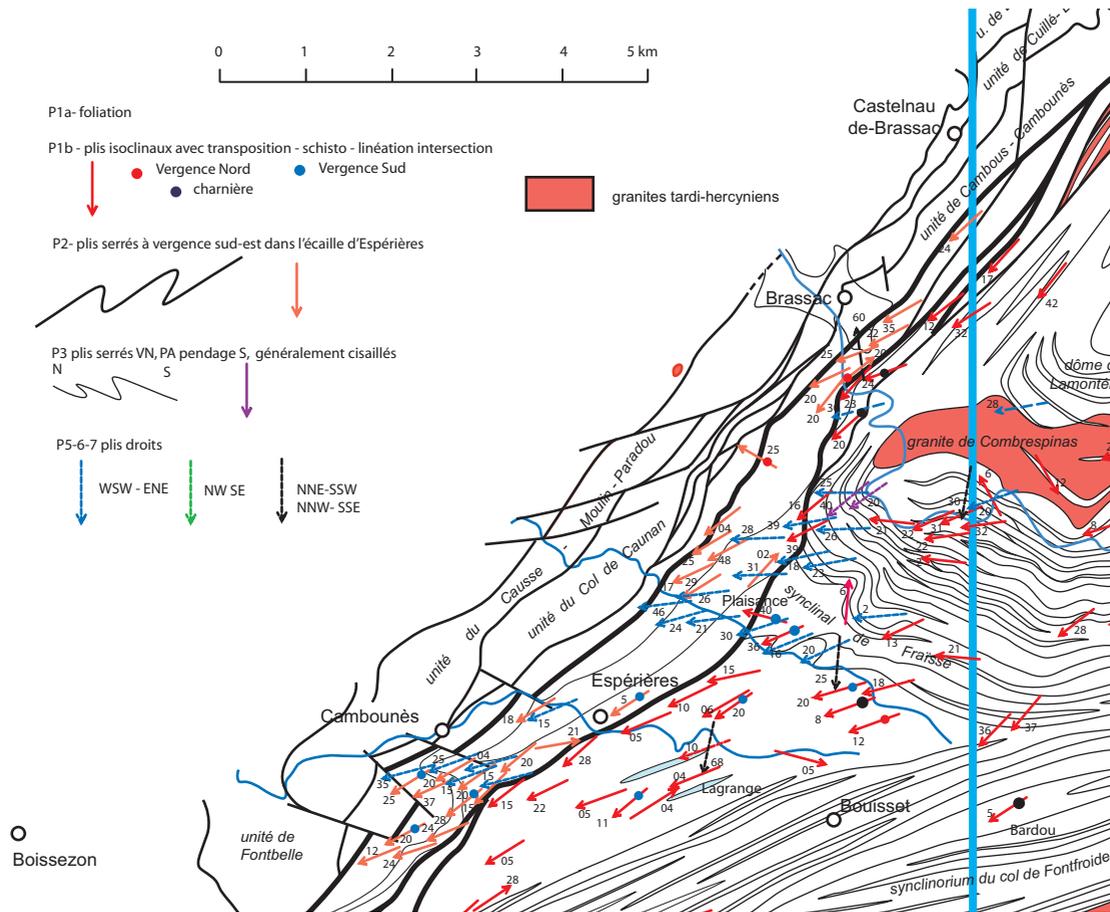


Fig. 9 - Carte des axes des plis en Zone axiale

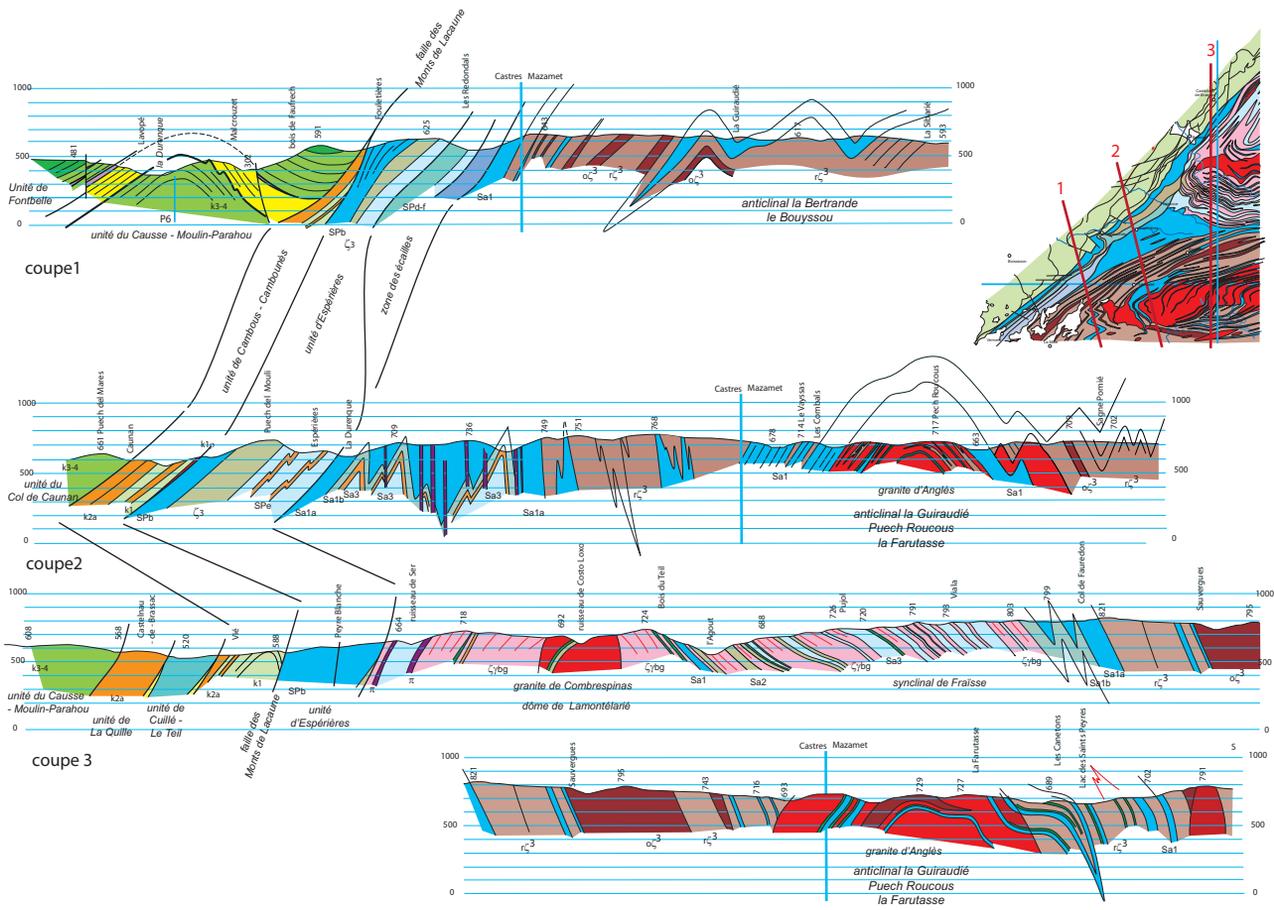


Fig. 11 - Coupes sériées en Zone Axiale

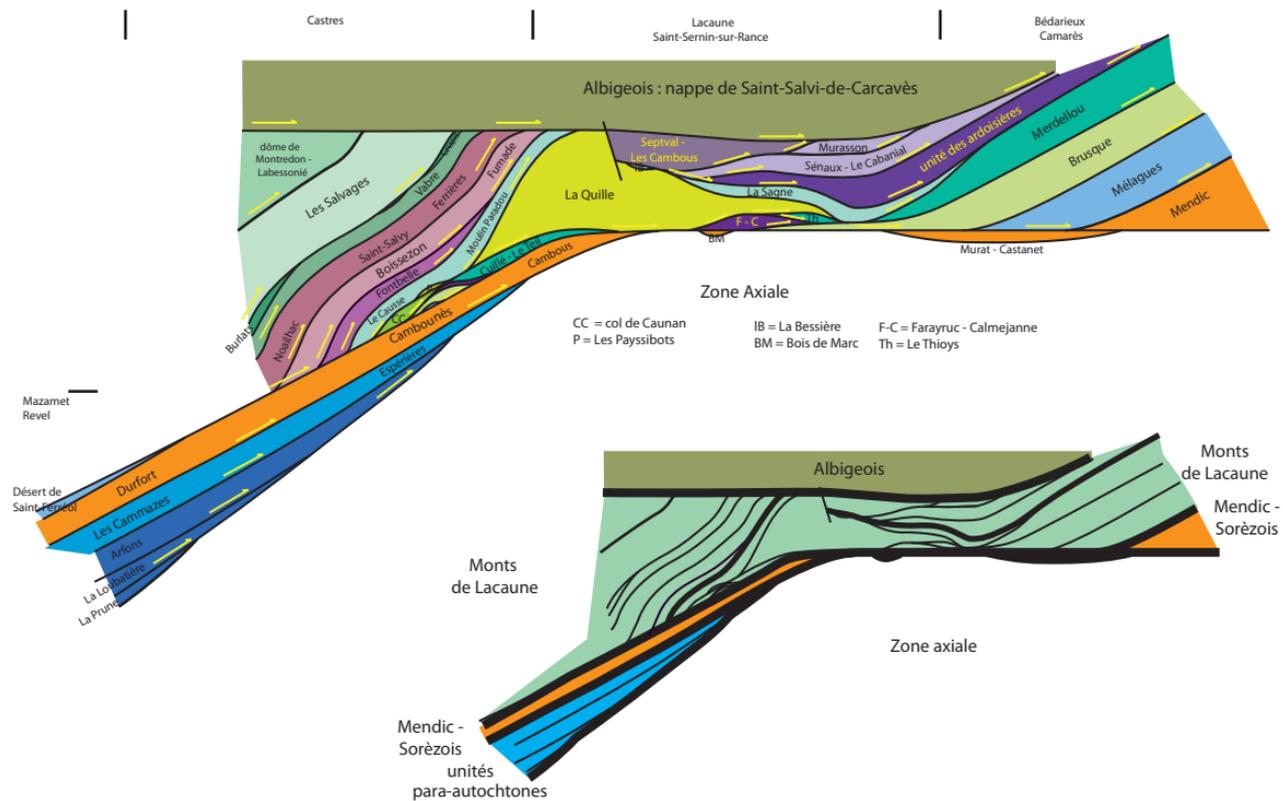


Fig.13 - Rapports géométriques entre les différentes unités des Monts de Lacaune (Demange)

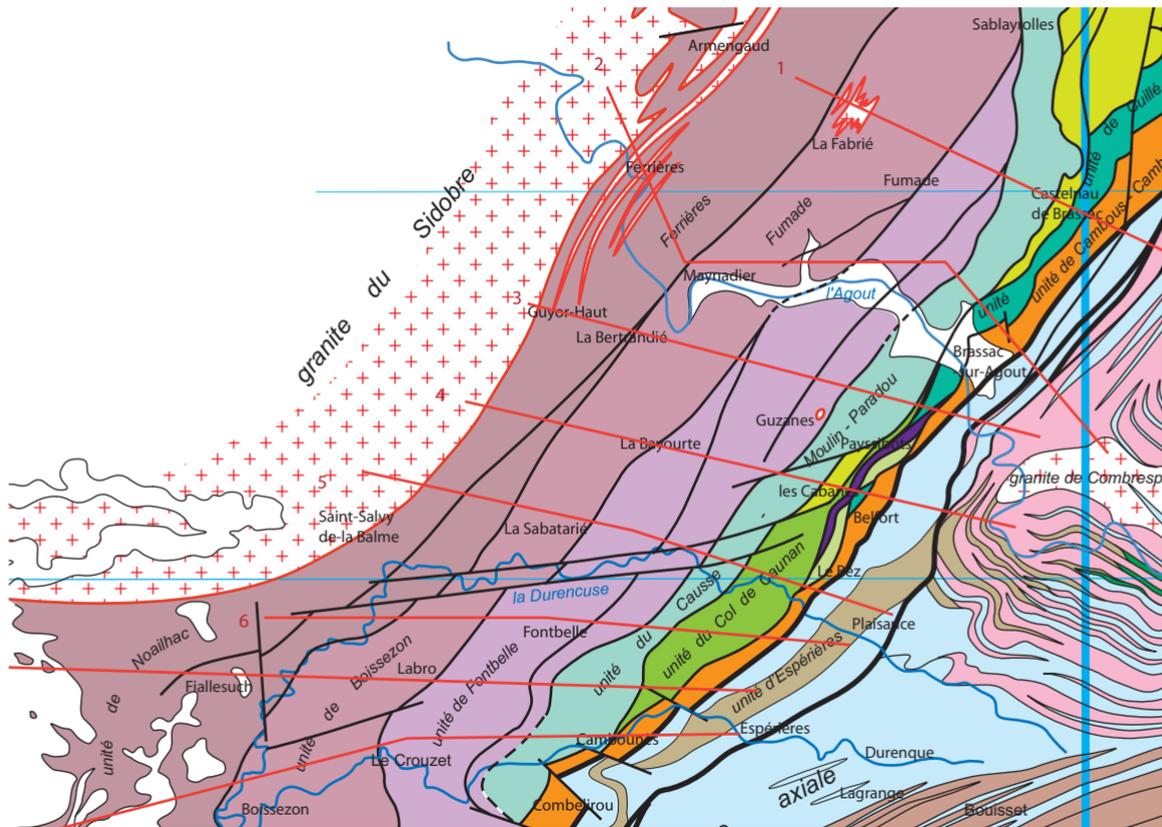


Fig. 14 - Coupes sériees des Monts de Lacaune au Sud - Est du Sidobre, localisation des coupes (Demange)

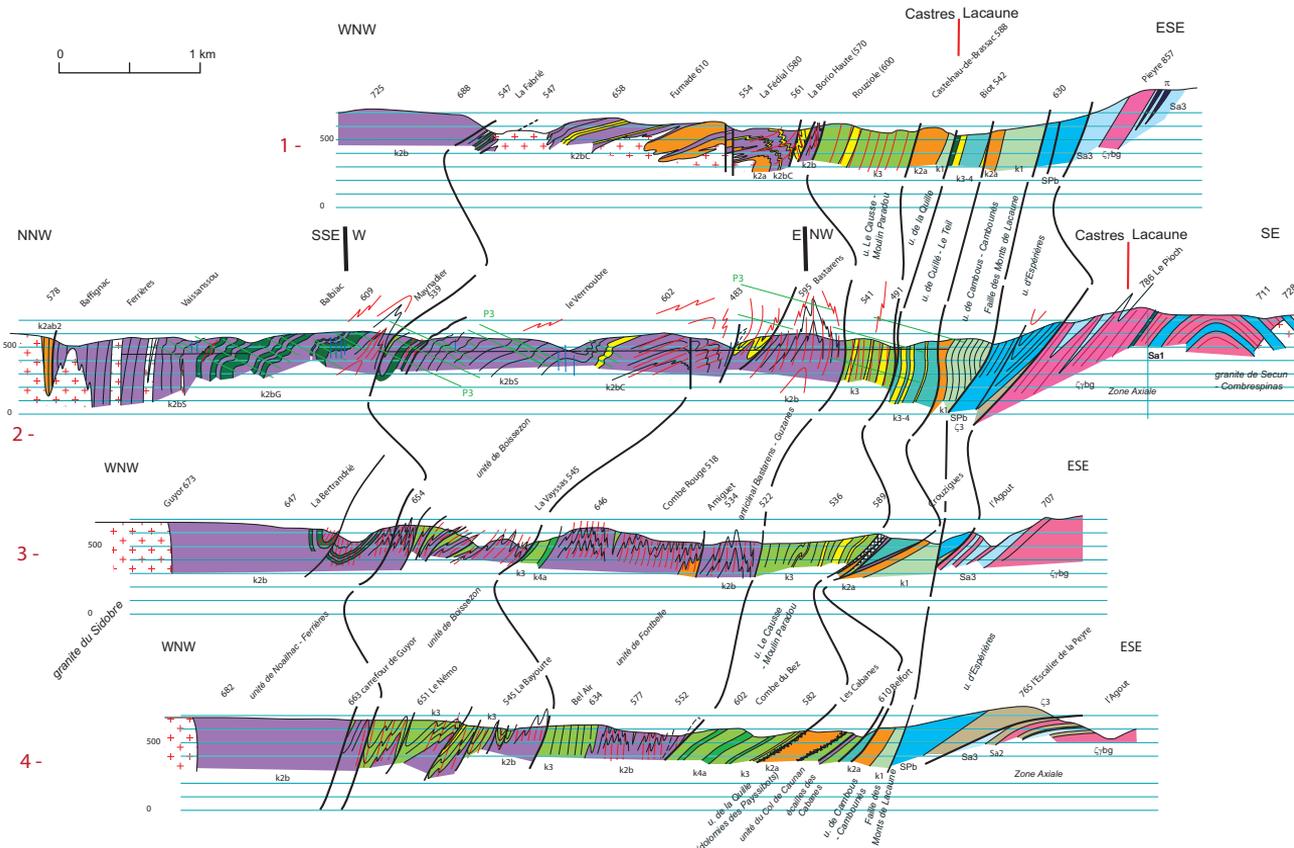


Fig. 14 - Coupe s eries des Monts de Lacaune au SE du Sidobre coupes 1 - 4

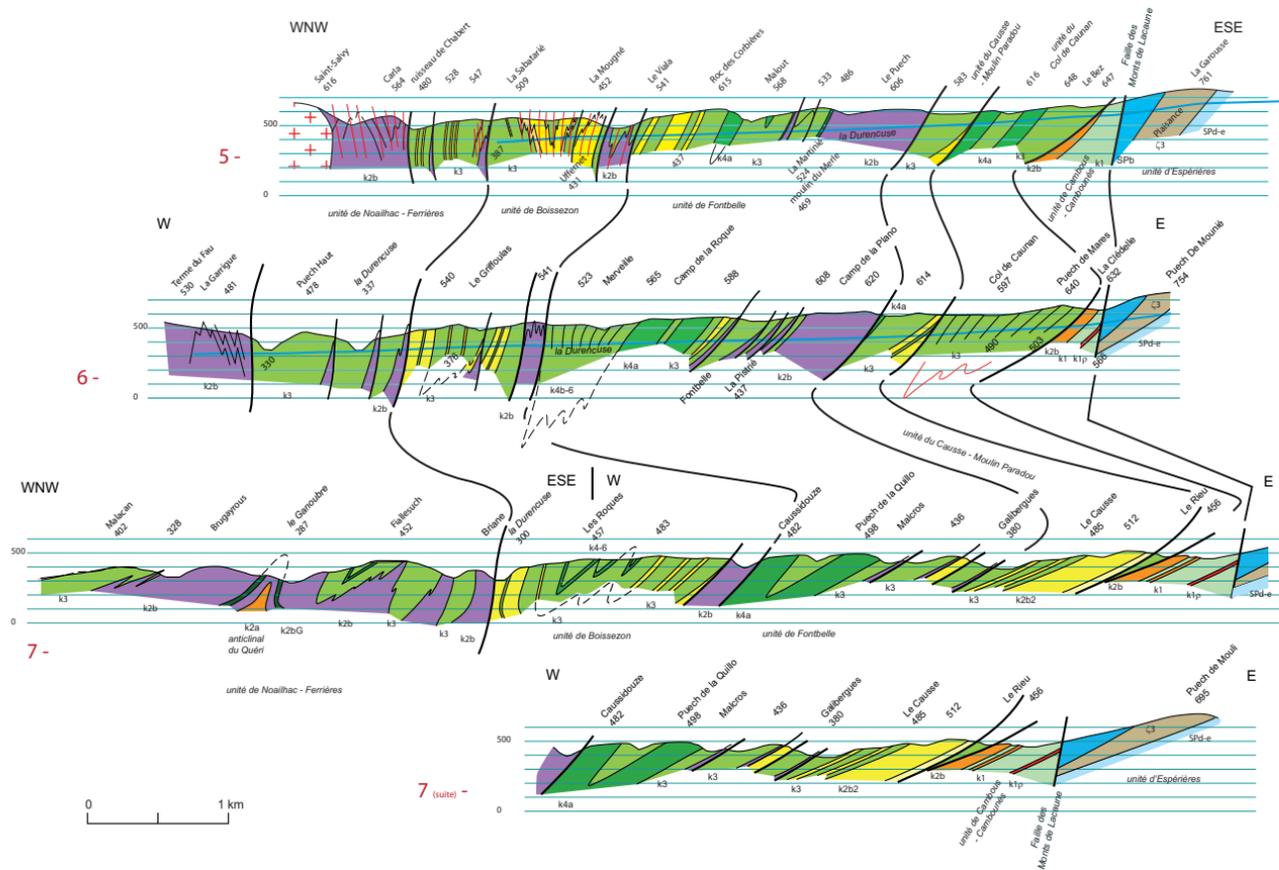


Fig. 14 - Coupes sériees des Monts de Lacagne au SE du Sidobre - coupes 5 - 7

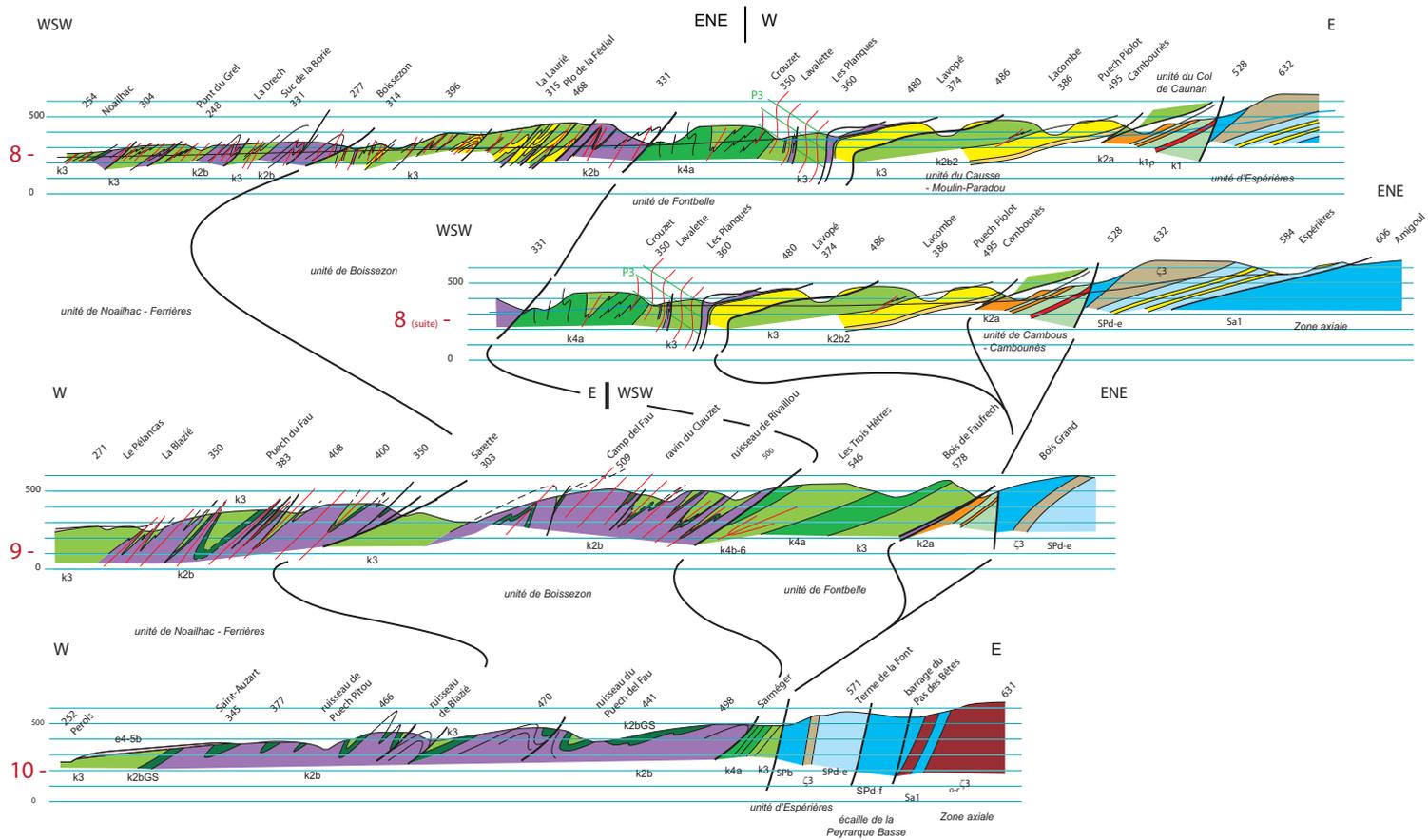


Fig. 14 - Coupes sériées des Monts de Lacaune au SE du Sidobre coupes 8 - 10

	A G E	LITHOSTRATIGRAPHIE ET ÉVÉNEMENTS TECTONO-MÉTAMORPHIQUES MAJEURS										LITHOLOGIE	Notations
		ROUERGUE MÉRIDIIONAL - ALBIGEOIS					MONTS DE LACAUNE						
		COMPLEXE GNEISSICO-AMHIBOLIQUE	NAPPE DE SAINT-SERNIN-sur-RANCE	NAPPE DE SAINT-SALVI-de-CARCAVÈS	Murasson	Senaux Septval-le-Cabanial	Ardoisières	La Quille Bois-de-Luc	Merdelou	Brusque	Mélagues		
PERMIEN	295	DÉFORMATIONS TARDIVES SOUPLES ET CASSANTES D4 - D5 ET MISE EN PLACE DES DERNIERS GRANITOÏDES AUTOUR DE 300 Ma										Bassins de Lodève, St-Affrique et Réalmont	r
CARBONIFÈRE	305											DÉCROCHEMENT TARDI-D2 A D3 DU PINET (360 ± 20 Ma et 346 ± 7 Ma) - GRANDS COULOIRS DE FRACTURATION DE DIRECTION WNW-ESE DE RODEZ, LÉDERGUES, LACAUNE, MAZAMET	
DEVONIEN	345	STRUCTURATION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE TANGENTIELLE D 1-2											
	360												
	375												
SILURIEN	408	LÉVÉZOU ? RÉALMONT - NAJAC										Série calcaro-péltique gris-noir à orthoceres et conodontes (terrains les plus jeunes impliqués dans les nappes)	S1-2
ORDOVICIEN	438												
	478	LACAUNE										Série péltique noire à condontes et trilobites	O1c-2
	505												
CAMBRIEN	523	LACAUNE										Grès quartzitiques blancs	O1b
	540												
	570												
PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR												Série grés-péltique verte	K4-O1a
												Série péltito-grés-carbonatée à nbs horizons calcaires, à faciès "schistes troués" à Paradoxides	K3
												Série péltito-grés-carbonatée noire à nodules phosphatés	
												Série carbonatée à Archeocyates	
												Série grés-péltique rythmique à "faciès Marcory"	K1

**LÉGENDE**

▲▲▲ Nappes : troncatures basale et sommitale  
 ▲▲▲ Cisaillement ("Ecailles" des Monts de Lacaune)

**Volcanisme**

1, 6, 8 – Tufs rhyolitiques (type « Blaviérites » du Mendic)  
 2 – Schisto-gréseux tuffacé du Layrac (Avène, Mendic)  
 3 – Basaltes spilitisés (agglomérats d'Ensèges, Brusque)  
 4 – Laves et tufs kératophyriques (Moulergues – Lacan/Brusque)  
 5 – Tufs et lapillis kératophyriques (Merdelou, ardoisières)  
 7 – Basaltes et dolérites tholéitiques transitionnels du domaine intracontinental (nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès)

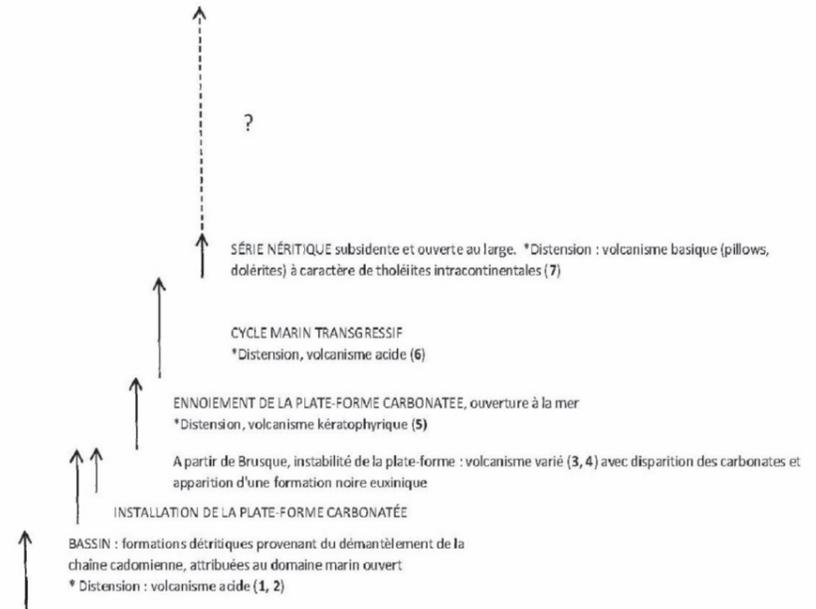
**Lithologie**

a – Grès bruns et micacés de Céras (Brusque)  
 b – Calcaires bleu-noir (Brusque, Ardoisières)  
 c – Grès clairs micacés (ardoisières, Senaux-Sepval)  
 d – Dolomies  
 ζ, α, ζγ – Paragneiss, amphibolites, orthogneiss (complexe gneisso-amphibolique)

DOMAINE EN COMPRESSION

Distension

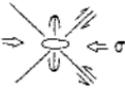
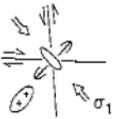
**DONNÉES PALÉOGÉOGRAPHIQUES (Albigeois - Monts de Lacaune)**



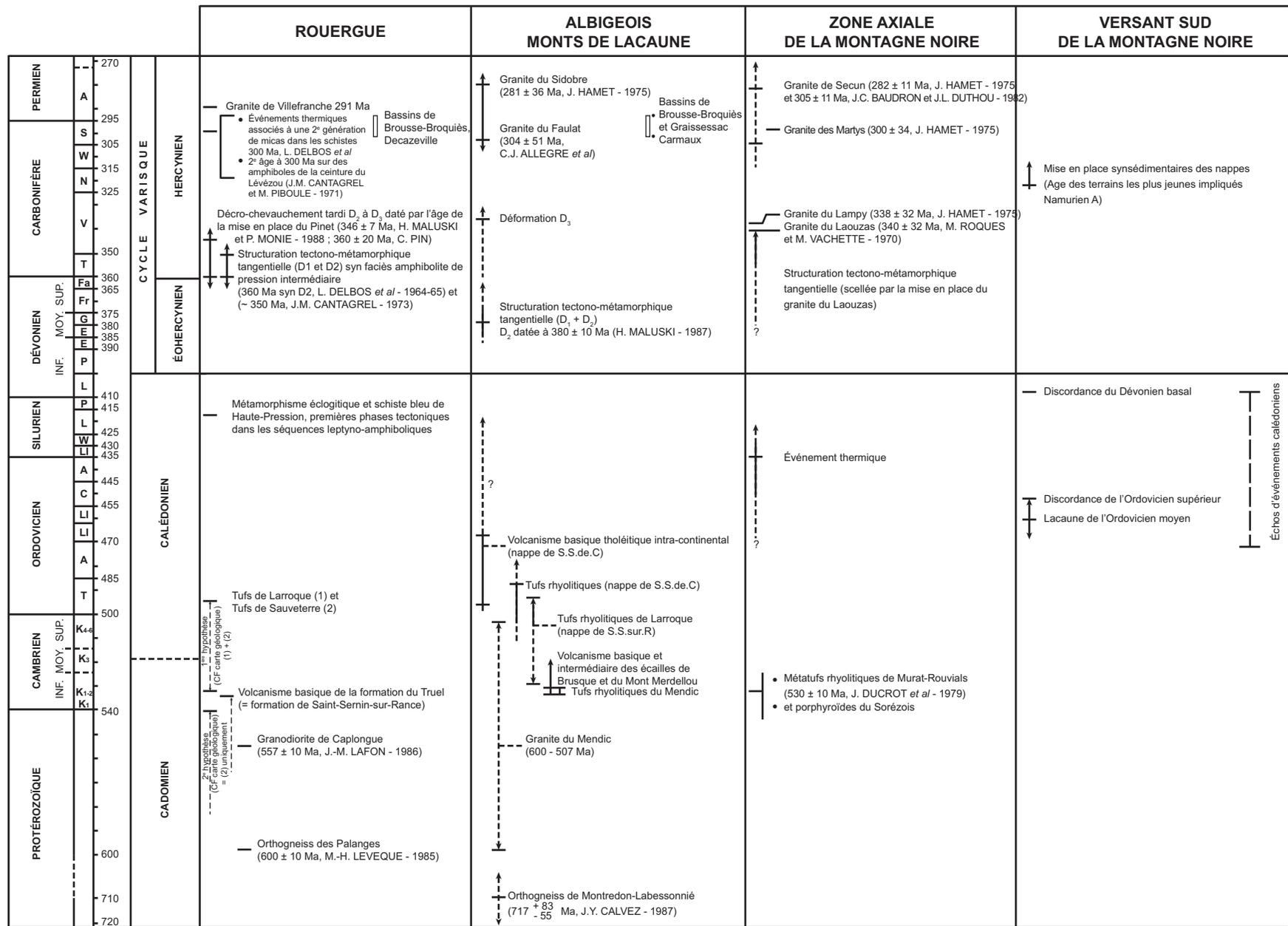
Tabl. 1 - Tableau de synthèse : Corrélation avec les formations et les événements tectono-métamorphiques majeurs au Nord de la zone axiale de la Montagne Noire (J. Guérangé-Lozes, 2005)

	NAPPE DE SAINT-SERNIN-SUR-RANCE	NAPPE DE SAINT-SALVI-DE-CARCAVÈS	MONTS DE LACAUNE
DÉFORMATIONS SOUPLES ET TARDIVES REPUSSANT LES NAPPE ET « ÉCAILLES » DES MONTS DE LACAUNE	D5 <ul style="list-style-type: none"> <li>2) - plis synschisteux droits, millimétriques à plurimétriques de direction axiale N-S</li> <li>- schistosité de fracture (non différenciée de SD3)</li> <li>1) - plis synschisteux droits, à toutes les échelles, de direction axiale NNE-SSW (antiforme de Montredon-Labessonnié), contemporains de la mise en place probable d'un granite sub-affleurant.</li> <li>- schistosité de fracture SD5</li> </ul>		D5 <ul style="list-style-type: none"> <li>- grandes voissures de direction N-S des "écailles" (antiforme de Lacaune et Viane-Senaux)</li> </ul>
	D4 <ul style="list-style-type: none"> <li>- mégaplis aschisteux NE-SW</li> </ul>		D4 <ul style="list-style-type: none"> <li>- grandes voissures de très grande amplitude, de direction NE-SW déformant l'enveloppe du granite du Mendic dans les monts de l'Est de Lacaune</li> <li>- mégaplis synschisteux NE-SW contemporains de la mise en place du granite du Sidobre dans les monts de l'Ouest de Lacaune</li> <li>- schistosité de strain-slip SD4</li> </ul>
DÉFORMATIONS SOUPLES PRÉCOCES ET CISAILLEMENTS ASSOCIÉS CARACTÉRISTIQUES DE CHAQUE UNITÉ STRUCTURALE (NAPPE ET DOMAINE DES MONTS DE LACAUNE)	Sectionnement de tout le Sud-Ouest du Massif central, à intervalles réguliers (20 à 30 km) par de grands accidents crustaux E-W à NW-SE (rejet ou création d'accidents de cette direction ?)		
	D3 <ul style="list-style-type: none"> <li>- COULOIR DE RODEZ (?)</li> <li>- AU NORD DE LÉDERGUES :</li> <li>plissement synschisteux <ul style="list-style-type: none"> <li>• schistosité de crénulation SD3</li> <li>• plis cartographiques ouverts, de direction NW-SE</li> </ul> </li> <li>large zone faillée allant de Broquès à Lédargues dans laquelle se situe le cisaillement dextre WNW-ESE (lié à la mise en place du granite du Pinet)</li> <li>- RÉGION DE SAINT-SERNIN-SUR-RANCE :</li> <li>plissement synschisteux <ul style="list-style-type: none"> <li>• schistosité de fracture SD3</li> <li>• plis en chevrons de direction NW-SE, déversés vers le SW</li> </ul> </li> </ul>	D3 <ul style="list-style-type: none"> <li>- ondulations NW-SE</li> <li>- faisceaux de fractures NW-SE dont le cisaillement dextre de Laval-Roquecazière</li> </ul>	D3 <ul style="list-style-type: none"> <li>- voissuration d'axe NW-SE des monts de l'Est de Lacaune de Canac à Murasson</li> <li>- accidents et filons NW-SE type Senaux</li> <li>- Jeu initial de la large zone faillée allant de Graissessac au Sud de Mont-Roc et constituant la bordure nord de la zone axiale de la Montagne noire, du col de la Bassine à Murat-sur-Vèbre (?)</li> <li>- Jeu initial de la grande faille allant de Mazamet à Labastide qui sectionne la zone axiale (?)</li> </ul>
	D2 <ul style="list-style-type: none"> <li>- cisaillement tangentiel surface de chevauchement basale et nombreux cisaillements internes connexes et</li> <li>- plissement synschisteux complexe associé : <ul style="list-style-type: none"> <li>• schistosité de strain-slip synmétamorphique SD2 faiblement pentée N</li> <li>• plis à axes courbes de direction NW-SE prépondérante</li> </ul> </li> </ul>	D2 <ul style="list-style-type: none"> <li>- cisaillement tangentiel basal de la nappe (jeu essentiellement chevauchant) et</li> <li>- plissement synschisteux complexe associé : <ul style="list-style-type: none"> <li>• schistosité de strain-slip synmétamorphique SD2 faiblement pentée N</li> <li>• plis à axes courbes de direction N-S prépondérante</li> <li>• plis d'amplitude au maximum hectométrique</li> </ul> </li> </ul>	D2 <ul style="list-style-type: none"> <li>- cisaillement (jeu senestre inverse dans l'écaille de Brusque) devenant tangentiel à Murasson et</li> <li>- plissement synschisteux associé : <ul style="list-style-type: none"> <li>• schistosité de flux synmétamorphique SD2 à pendage N (sporadique dans l'écaille de Mélagues, se généralisant au NW)</li> <li>• plis d'amplitude au maximum hectométrique</li> </ul> </li> </ul>
	D1 <ul style="list-style-type: none"> <li>- schistosité de flux synmétamorphique (en relique)</li> </ul>	D1 <ul style="list-style-type: none"> <li>- mégaplis synschisteux</li> <li>• schistosité de flux synmétamorphique SD1</li> <li>• plis isoclinaux de direction axiale NE-SW à E-W déversés vers le SE</li> <li>• aucun pli d'ordre inférieur n'a été observé</li> </ul>	D1 <ul style="list-style-type: none"> <li>- mégaplis aschisteux généralisés à toutes les écailles, de direction NE-SW, déversés vers le SE</li> <li>• aucun pli d'ordre inférieur n'a été observé</li> </ul>

Tabl. 2 - Déformations souples dans les monts de Lacaune, l'Albigeois et le Rouergue (J. Guérangé-Lozes, 1987, modifié 1994)

Fin/Autunien		<p>Compression N-S décrite dans l'Albigeois (J.-L. Blès <i>et al.</i>, 1981)</p> <p>le bassin de Saint-Affrique (G. Santouil, 1980)</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Ouverture en extension des fractures N-S à N 20° E : filons minéralisés en barytine (Alban).</li> <li>- Rejeu décrochant dextre des fractures N 140° E à N 160° E</li> </ul>
<p>PLISSEMENTS D5</p> <p>Stéphanien B et C</p>	<p>Ces deux phases de déformation correspondent à deux épisodes distincts de l'évolution d'un même champ de contraintes (continuum orogénique) dont la direction de compression varie de NNW-SSE à E-W.</p>	 <ul style="list-style-type: none"> <li>- Plis synschisteux N-S à N 160° E d'amplitude millimétrique à décimétrique.</li> <li>- Plis synschisteux droits N20°E à toutes échelles (antiformes de Montredon-Labessonnié et de Viano) schistosité de fracture sD5</li> <li>- Mise en place d'un granite caché.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Plissement des filons de microgranites.</li> <li>- Plissement des petits filons de fluorine et ondulation du filon principal de Saint-Jean-de-Jeannes.</li> <li>- Rejeu décrochant senestre des fractures N 140° E.</li> <li>- Ouverture des fractures E-W :             <ul style="list-style-type: none"> <li>- ouverture du bassin de Graissessac (Stéphanien B) -graben</li> <li>- ouverture lente et progressive des fractures E-W avec épisodes successifs de mise en place ....                 <ul style="list-style-type: none"> <li>de fluorine { fluorine bleue (filon principal) et fluorine violette tardive.</li> <li>de silice { trois épisodes, le premier se traduisant par la formation d'une brèche tectonique "BTH"</li> </ul> </li> </ul> </li> </ul>
<p>PLISSEMENT D4</p> <p>Fin/Westphalien-Stéphanien A</p>	<p>Ces deux phases de déformation correspondent à deux épisodes distincts de l'évolution d'un même champ de contraintes (continuum orogénique) dont la direction de compression varie de NNW-SSE à E-W.</p>	 <ul style="list-style-type: none"> <li>- Amples plis kilométriques NE-SW dans l'Albigeois.</li> <li>- Plis kilométriques synschisteux (sD4 strain slip) NE-SW au SE du Sidobre, à Lacune plis métriques synschisteux</li> <li>- Plis N 70° à 80° E dans la zone axiale de la Montagne noire.</li> <li>- Edification du dôme orthogneissique de Montredon-Labessonnié.</li> <li>- Mise en place du granite du Sidobre.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Fractures N 170° E (à N-S) : jeu décrochant senestre.</li> <li>- Fractures N 140° E.</li> <li>- Fracture E-W : jeu ou rejeu décrochant dextre ("faille de Lacune")</li> <li>formation en extension du bassin stéphanien de Carmaux (Stéphanien A et B).</li> <li>jeu associé aux fractures de tension NW-SE</li> <li>fractures de tension : filons minéralisés (WO3) de Montredon-Labessonnié.</li> <li>ouverture de failles NW-SE (à WNW-ESE) existantes (décrocheusement D3 ?) : BTH de Viano et Laval-Roquecézière (feuille Saint-Serrin-sur-Rance)</li> </ul>

Tabl. 3 - Essai de corrélation entre les phases tardives de plissement D4 et D5 et les déformations cassantes associées au Nord de la zone axiale (J. Guérangé-Lozes, 2005)



Echelle numérique des temps géologiques par G. S. Odin et C. Odin in *Géochronique* n°35, août 1990

Tabl. 4 - Corrélations des événements géologiques dans divers secteurs du Sud-Ouest du Massif central (J. Guérangé, 2005)

		MODELE GUERANGE-LOZES	MODELE DEMANGE		
Corrélations faites par Guérandé-Lozes entre ses phases de déformation D1 à D5 (cf. tableau 2) et celles de Demange φ2 à P7-7'	Déformations souples précoces et cisaillements associés	<p>D1</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- <b>Mégaplis aschisteux</b> (synclinal de Boissezon) ici difficilement indentifiables car affectés par l'intense déformation D4 et la large zone faillée des Monts de Lacaune</li> </ul>		D1	Corrélations faites par Demange entre ses phases de déformation P2 à P7-7' et celles de Guérandé-Lozes D1 à D5
		<p>D2</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- <b>Plissement synschisteux</b> : schistosité sD2 pénétrative (strain slip à flux) - Plis semblables déversés vers le Sud</li> <li>- <b>Cisaillements</b> : ils délimitent les grandes unités et sous-unités et sont pénétratifs à l'échelle de l'affleurement</li> </ul>	Eventuelle phase antérieure à φ1 ?	D2	
Déformations souples tardives replissant les "écaillés" des Monts de Lacaune	D4	<p>Très intense dans le domaine des Monts de Lacaune</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- <b>Plis d'échelle cartographique de direction NE-SW</b>, admettant comme plan axial une schistosité sD4 de crénelation à strain slip très redressée. Les plis ont une disposition en éventail déversés vers le NW au Sud du Sidobre, vers le SE à proximité de la zone axiale</li> </ul>	<p>Phase P2 : <b>plis synschisteux majeurs</b> responsables des structures cartographiques</p> 	D4	
		<p><i>Pour Guérandé-Lozes, la phase synschisteuse D2 et les cisaillements sont à associer à la phase P2 de Demange, suivis des cisaillements et décrochements majeurs, et non de D4 comme envisagé par Demange. Indiscutablement, les cisaillements sont légèrement sécants à l'échelle des mégastuctures (difficiles ici à cartographier dans ce domaine mais présentes) et plis aschisteux correspondant à la phase D1 régionale, bien caractérisée sur la feuille voisine Lacaune et des monts de l'Est de Lacaune</i></p>	<p>Cisaillements : <b>Chevauchements et décrochements majeurs</b></p>		
		<p><i>La phase tardive D4 ne correspond à aucune phase décrite par Demange, pourtant elle est bien caractérisée sur le terrain et reprend les phases D1 et D2</i></p>	<p>Phase P3 : <b>couloirs verticalisés</b>, ou renversés, en particulier en bordure SE du Sidobre</p> 		NON RECONNU
		<p><i>Les phases P3 à P6 de Demange semblent bien correspondre à des déformations en relation avec les grands accidents tardifs de direction WNW à SSE (fracturation très représentée au SE du Sidobre, Planche 2, hors texte). Ils sont probablement associés aux grands accidents crustaux qui tronçonnent régulièrement et régionalement le Sud-Ouest Massif central tous les 20 à 30 km (voir déformations cassantes, faille EW à N120°E)</i></p>	<p>Phase 4: <b>plis en genou mineurs</b></p> 		
			<p>Phase 5 : <b>plis droits de direction NW-SE</b>, diaclases de plan axial ; <b>virgations</b> d'importance cartographique</p>		
			<p>Phase 6 : <b>plis droits de direction WNW-ENE</b>, schistosité de fracture ou de strain slip ; <b>virgations</b> d'importance cartographique</p>		
	D5	<ul style="list-style-type: none"> <li>- <b>Plis synschisteux droits, à toutes les échelles</b>, de direction axiale NNE-SSE à faible plongement vers le NNE (antiforme de Montredon - Labessonnié)</li> <li>- Schistosité de fracture sD5, plan axial de plis en chevrons</li> <li>- et <b>plis de direction NS</b>, de faible amplitude</li> </ul>	<p>Phase P7-P7' : kinks de direction NNW-SSE et NNE-SSW ; virgations mineures au SE du Sidobre, dôme de Viane sur la feuille Lacaune, antiforme de Montredon-Labessonnié</p>	D5	

Tabl. 5 - Comparaison des modèles d'évolution structurale dans le domaines des Monts de l'Ouest de Lacaune (entre le Sud Sidobre et le versant nord de la zone axiale) par M. Demange et J. Guérandé-Lozes

N° BSS	Commune	Site	Aquifère	Profondeur en mètres	Niveau statique et débit	X	Y	Altitude
6-0074	VALDURENQUE	Ramounoy	Argiles à graviers - 80	129	-12	597,75	140,27	232
4-	CASTRES	Le Travet	Calcaires de Castres-Labruguière -85	103	-23 (5m3/h)	591,093	146,208	186
6-0004	CASTRES	Rambouillet	Argiles à graviers sur 4 niveaux entre 42 et 70 m	78	artésien	594,44	143,95	210
2-	BURLATS	Les Grèzes	Schistes (faille à - 90)	130	0,5 m3/h	585,549	149,459	305
2-0067	BURLATS	Les Grèzes	Argiles à graviers	36	0.5 m3/h	595,35	149,43	303
7-0116	ST.SALVY de LABALME	La Glévade	Arènes granitiques	48	3 m3/h	604,34	147,56	645
3-0032	MONTREDON-LABESSONNIE	Mallepique	Dolomie	31	10 m3/h	600,76	156,37	388
4-0006	CASTELNAU de BRASSAC	Pessols	Dolomie (-220)	301 eau:202	artésien	612,85	150,3	555
4-0017	CASTELNAU de BRASSAC	La Fumade FL 9	Dolomie (-65)	369,55 eau:165	artésien (26 m3/h)	613,125	150,49	580
4-0017	CASTELNAU de BRASSAC	La Fédial FL 10	Dolomie (-95)	302,4 eau:95	Artésien (78 m3/h) cimenté	613,03	150,56	585
4-0017	CASTELNAU de BRASSAC	La Fédial FL 7	Dolomie brèche karstique (-171)	347,45 eau:171	artésien (30m3/h) cimenté	613,155	150,575	590
4-0017	CASTELNAU de BRASSAC	La Fédial FL 11	Dolomie (-65m)	83,10 eau:65	artésien 9.5 m3/h	613,015	150,46	568
4-0022	CASTELNAU de BRASSAC	La Fumade Fu 44	Dolomie	212	-45 cavités :(-51 ; -88 et 117/150)	612,71	150,93	637
6-0092	CASTRES	Lavergne	Dolomie	105 (300)	artésien	599,38	144,14	268
6-0075	CASTRES	La Caulié	Argiles à graviers	100	non exploité	595,875	146	262
6-0048	LAGARRIGUE	Bel Air COGEMA	Argiles à graviers	201	non exploité	595,92	141,35	232

Tabl. 6 - Situation des forages de recherche d'eau (coordonnées : Lambert III)

.Nom de l'indice	Substances	Classement national	x	y
<b>Secteur de Ferrières</b>				
ARMENGAUD	Pb, Zn	09864x4005	609.31	152.56
BORIE (LA) DE MIALHE	Fe	09864x4006	608.80	151.64
BRUGAYOLLES	Fe, Mn		608.125	154.63
CABANES	Zn, Fe	09864x4008	609.55	152.10
CABANES	Zn, Fe		609.65	152.31
CABRESPINE	silicate de métamorphisme	09864x4007	610.30	151.86
CABRESPINE			610.06	152.15
CAZALITS-LAVASSIERE	Q, Fe		610.81	152.84
CRUES	Fe		608.32	153.95
FERRIERES (exploitation de fer)	Fe, Pb, Zn, PO4	09864x4012	608.68	151.26
OFFICIALS			608.73	152.23
RAMADE (LA)	W (scheelite)	09864x4009	609.24	151.61
RAMADE, au Nord	Zn		609.10	151.75
RECORD	silicate de métamorphisme	09868x4003	608.90	149.87
RENNE (exploitation de fer)	Fe, Mn	09864x4010	608.28	153.74
RIVALS (LES)	Zn, Fe	09864x4011	609.07	151.77
SOULIE (LE) (exploitation de fer)	Fe	09864x4016	608.65	151.35
SUQUET (LE)	silicate de métamorphisme	09864.4013	609.53	152.37
<b>Secteur de Brassac</b>				
BRASSAC ROCHER HENRI IV	béryl, silicate de métamorphisme	09868x4001	613.80	147.20
CADOUL	Fe		612.40	150.05
FABRIE (LA)	W	09864x4015	612.85	151.20
FUMADE (LA )	PO4	09864x4002	613.15	150.95
FUMADE (LA FEDIAL)	W	09864x4014	612.90	150.70
PAYSSIBOTS(Sondage S3)	Sb, Pb, Zn, Ag	09868x4006	612.10	147.30
PESSOLS (exploitation de fer)	Fe	09864x4001	612.62	150.15
VERDIE	Fe, chapeau de fer		608.80	147.24
<b>Secteur de Cambounès</b>				
CAMBOUNES (Malcrouzet)	Pb, Zn, F	09868x4002	607.45	141.82
<b>Secteur de Saint-Salvy-de-la-Balme</b>				
HUTES (LES )	Zn , Ba, Mn, pyrite	09867x4002	603.96	143.83
MALCROS	Zn	09867x4003	607.00	143.15
NOAILHAC (exploitation)	Zn, Ag, Pb, Ge	09867x4001	602.45	144.50
OMS	Pb	09868x4005	607.70	146.30
PISTRIE (LA)	Zn, Pb	09868x4008	608.366	145.265
<b>Secteur de Montredon-Labessonnié</b>				
BUDEL (LE )	W (scheelite, rare wolframite), Sn, F	09862x4001	597.70	155.60
CARRIERE DE CAMP (exploitation de Q)	W, F, As, Q	09862x4002	598.50	158.00
CAVILLE 1	W (scheelite)		597.75	156.80
CAVILLE 2	W (scheelite)		597.6	156.9
CLAUZELIE (LA ) (exploitation)	Fe, chapeau de fer	09862x4003	598.55	156.47
FONTASSE (LA ) (exploitation de Si pure)	Q, Fe, F	09862x4004	599.70	158.65
GOUTAL (LE )	F, Fe	09862x4005	599.20	154.90
MONTAUDIE (LA ) (exploitation de Fe et Mn)	Fe, Mn (chapeau de fer)	09863x4001	600.60	156.00
PAYRASTRIE (LA)	F, W, fe	09862x4009	597.70	156.70
MONTREDON (mine de LA FREGERE) (exploitation)	W wolframite abondante, scheelite faible), Sn	09862x4006	599.30	159.25
MONTREDON (mine LA GRILLADE) (exploitation)	W, Fe (chapeau de fer)	09862x4010	598.65	159.05
MOULINAS (LE )	W (wolframite et scheelite faibles)	09862x4007	599.10	158.70
MOULIN DU REY ou QUILLE DU ROY (exploitation)	Fe (chapeau de fer)	09862x4008	597.85	154.90
NOTRE DAME DE RUFFYS (exploitation)	Fe (chapeau de fer)	09863x4002	600.77	156.92
ROQUEMAURE 1 (exploitation de Fe)	Fe, Cu et F	09863x4003	598.50	159.70
ROQUEMAURE 2 (exploitation de Fe)	Fe, Cu, F	09863x4006	600.40	159.80

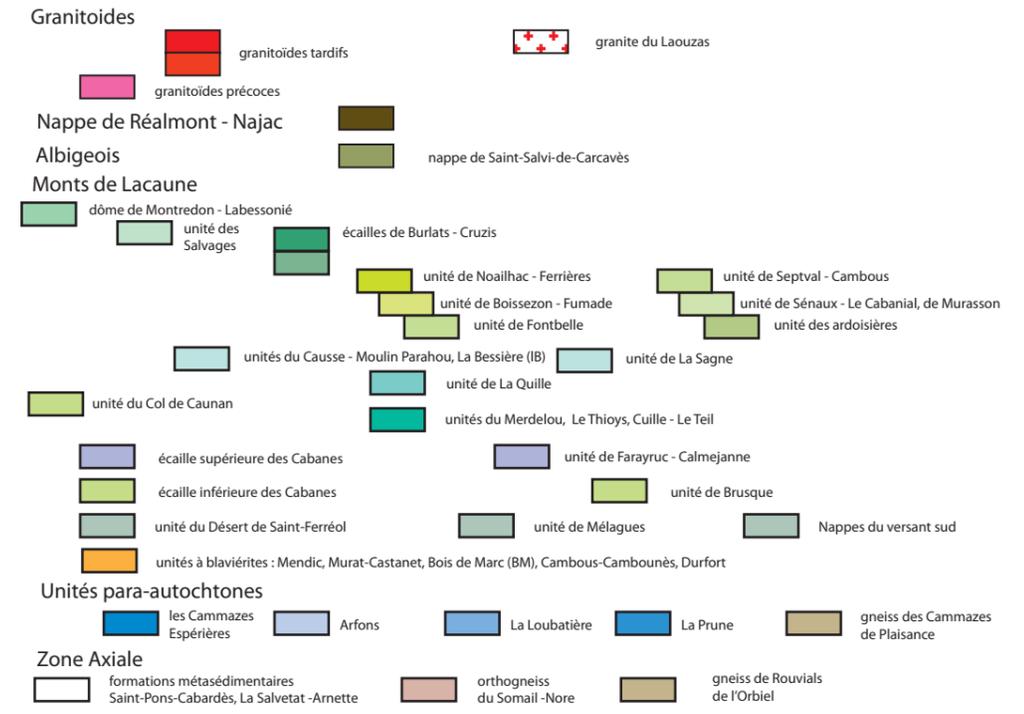
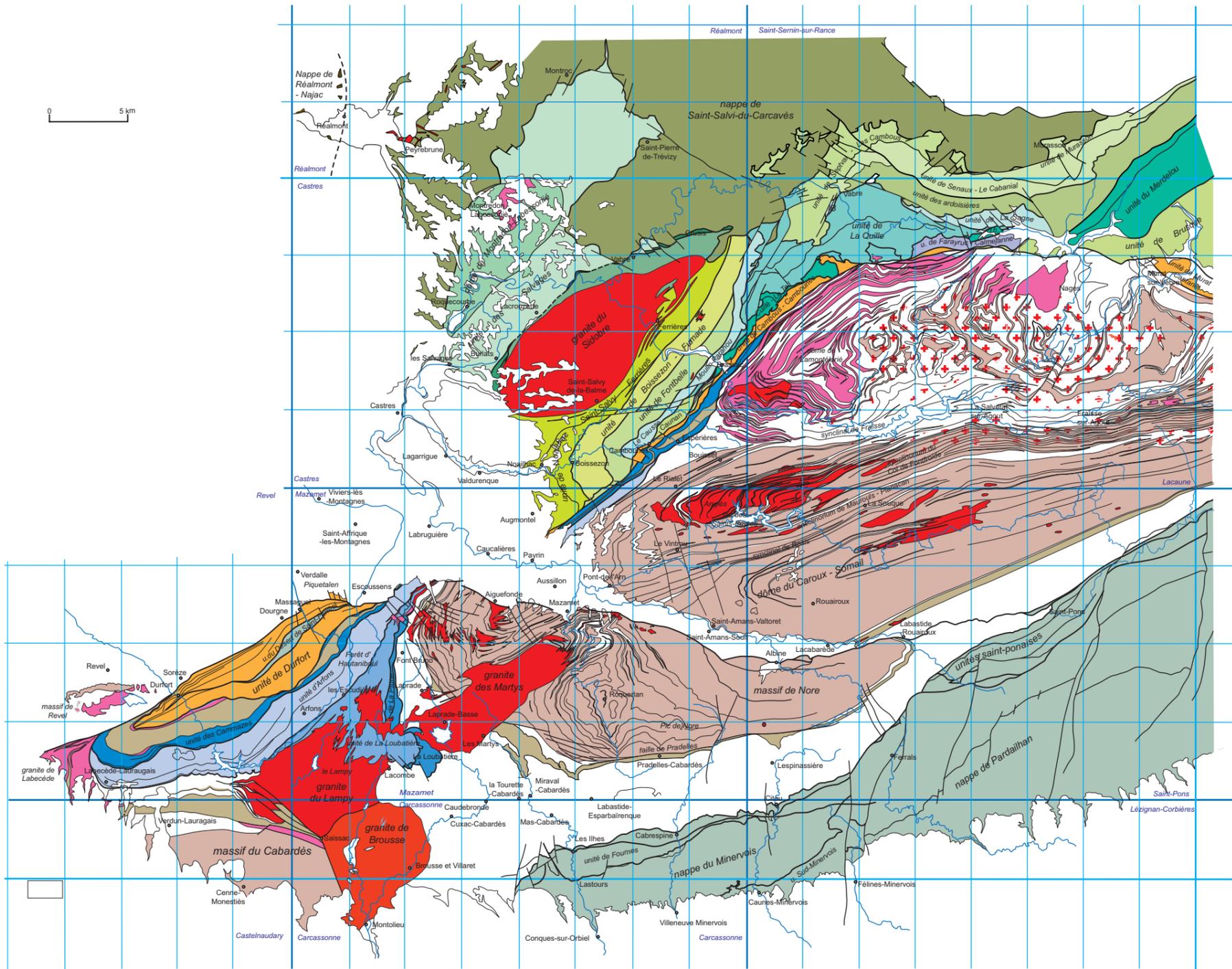
Tabl. 7 - Gîtes et indices minéraux (2005) (d'après Aubagne *et al.*, 1977 ; Pierrot *et al.*, 1976 ; Michard, 1990 ; Albouy, 1975)

<b>Secteur de Roquecourbe</b>				
AURIOLE	W (sheelite), F	09862x4011	596.00	154.10
AURIOLE (LE RUISSEAU)	Fe (chapeau de fer)	09862x4024	596.30	154.40
BANCAL	F, As, W (sheelite)	09862x4012	597.82	150.75
BOUYROL (BOUYROLS)	F, Fe	09862x4014	598.10	154.20
LE BERLAN (exploitation de fluorine)	F, Zn, W (wolframite)	09862.4013	598.80	154.55
LE BOUISSOU	W (sheelite)	09862x4015	598.40	153.44
CARLA (LE )	Fe	09862x4018	599.44	150.34
CAMBON (exploitation)	F	09862x4016	597.36	153.04
CANTEGALINE	F, As	09862x4017	597.12	153.04
GAROT	W (sheelite), As, f	09862x4021	597.58	151.95
CAZALIE (LA )	F, Fe, Cu	09862x4019	597.10	154.50
ESTIVIGNE (L')	Fe (chapeau de fer)	09862x4020	596.00	153.60
FOUREZIE (LA)	Fe	09862x4025	599.70	151.90
JOURDANIE (LA ) (LA JOURDAGNE)	Fe (chapeau de fer)	09862x4022	598.80	152.20
SABLAYROLLES	Fe		613.84	153.51
SAUIT DE LA TRUITE (LE)	Zn, Fe, pyrite	09866x4001	599.30	149.60
PAYSSEL (exploitation)	F	09862x4023	596.65	153.70
<b>Secteur de Vabre-Cruzis</b>				
CREMAUSSEL	Fe	09863x4004	604.60	151.70
CRUZIS au-dessous	Fe		611.67	156.09
CRUZIS au-dessus	Fe, Pb, Zn, As, P		611.83	156.15
BERLOU			610.15	155.93
BOUSQUET (LE)	Fe, Pb, Zn	09864x4004	608.31	155.08
ROLAND	As	09863x4005	605.00	153.50
VABRE	Fe, Pb, Zn	09864x4003	607.72	154.51
MONTAGNOL	Fe		611.42	155.73
BOUSCASTEL	Sb	09863x4008	604.65	158.40
BURLATS	Pb, Zn	09866x4002	598.284	148.128
ESPERIERES	Fe	09868x4007		
LE BARTHAS	Sb	09863x4007	604.50	159.65
LE RIALET (Zone axiale)	Pb, Cu	09868x4004	609.75	141.65

Tabl. 7 (fin) - Gîtes et indices minéraux (2005) (d'après Aubague *et al.*, 1977 ; Pierrot *et al.*, 1976 ; Michard, 1990 ; Albouy, 1975)

<p><b>Permis de recherche le Goutal (F).</b> Attribué à la SOMICA le 18.12.1968 jusqu'au 28.12.1974 (<i>commune concernée Montredon-Labessonnié</i>). Travaux pour Fe effectués par la Cie des Hauts Fourneaux de chasse entre les deux guerres.</p> <p><b>Permis d'exploitation de Montredon (W et substances connexes).</b> Attribué à la Société des Mines de Salsigne le 21.10.1953, mutée à la Société Minière de Montredon le 19.11.1956 jusqu'au 28.10.1966 (<i>communes concernées Montredon-Labessonnié, Arifat</i>).</p> <p><b>Concession de Montredon (W, Sn, F et substances connexes).</b> Attribué à la Compagnie Minière de Montredon le 08.08.1986 jusqu'au 01.12.2018 (<i>commune concernée Montredon-Labessonnié</i>).</p> <p><b>Concession de Montredon-Labessonnié (Fe, Mn).</b> Attribué à la Société des Hauts Fourneaux de Chasse le 06.05.1861, renoncée le 24.06.1971 (<i>commune concernée Montredon-Labessonnié</i>).</p> <p><b>Permis de recherche de la Payrastré (Fe).</b> Attribué à la Société d'Electrochimie, d'Electrometallurgie et des Aciéries Electriques d'Ugine le 27.01.1965 jusqu'au 27.01.1968 (<i>commune concernée Montredon-Labessonnié</i>).</p> <p><b>Permis d'exploitation du Ravin de la Frégère (W.....).</b> Attribué à la Compagnie Minière de Montredon le 21.10.1953 jusqu'au 08.08.1986 (<i>commune concernée Montredon-Labessonnié</i>).</p> <p><b>Permis de recherche de Roquemaure (W, Sn, F).</b> Attribué à la Compagnie Minière de Montredon le 01.10.1974 jusqu'au 08.10.1980 (<i>commune concernée Montredon-Labessonnié</i>).</p> <p><b>Permis de recherche de Montsarradié (F, W et substances connexes).</b> Attribué à la SOMICA le 16.01.1970, qui après demande d'extension le 26.11.1970 deviendra le permis d'Auriole (<i>communes concernées, Montredon-Labessonnié, Saint-Jean-de-Vals, Roquecourbe, la Crouzette</i>).</p> <p><b>Permis de recherche d'Auriole (F,W).</b> Attribué à la SOMICA le 25.05.1971 et prolongé jusqu'au 04.06.1980 (<i>communes concernées, Montredon-Labessonnié et Roquecourbe</i>).</p> <p><b>Permis d'exploitation d'Auriole (W et substances connexes).</b> Attribué à SOFIMINES le 17.02.1981 et prolongé jusqu'au 28.02.1991 (<i>communes concernées, Montredon-Labessonnié et Roquecourbe</i>).</p> <p><b>Permis de recherche de Cambon (F).</b> Attribué à la Société d'Electrochimie, d'Electrometallurgie et d'Aciéries Electriques d'Ugine le 30.01.1965 jusqu'au 30.01.1968 (<i>communes concernées, Saint-Jean-de-Vals, Montredon-Labessonnié, Lacrouzette, Roquecourbe</i>).</p> <p><b>Permis de recherche de Berlan (F et substances connexes).</b> Attribué le 22.01.1966 jusqu'au 27.01.1968 (<i>commune concernée Montredon-Labessonnié</i>).</p> <p><b>Permis d'exploitation de Sercourt (F).</b> Attribué à la SOGEREM le 19.06.1970 jusqu'au 19.06.1975 (<i>commune concernée Montredon-Labessonnié</i>).</p> <p><b>Permis d'exploitation de Noailhac –Saint-Salvy (Pb, Zn, Ag).</b> Attribué à Métaleurop le 20.08.1975 jusqu'au 31.12.2018 (<i>communes concernées Noailhac, Boissezon, Valdurenque, Castres, Saint-Salvy-de-la-Balme</i>).</p> <p><b>Permis de recherche de Saint-Salvy-de-la-Balme (Pb, Zn).</b> Attribué au BRGM le 20.8.1968 jusqu'au 20.08.1977 (le 06.06.1975 mutation en faveur de la Société Minière et Métallurgique de Peñarroya).</p> <p><b>Permis de recherche de Fontbelle (Pb, Zn, Ag).</b> Attribué à la Société Minière et Métallurgique de Peñarroya le 07.02.1978 jusqu'au 19.02.1987.</p> <p><b>Permis de recherche de Combe-Redon (Pb, Zn, Ag et substances connexes).</b> Attribué à la Société Minière et Métallurgique de Peñarroya le 29.08.1988 jusqu'au 03.09.1991 (<i>communes concernées, Cambounès, le Bez, Castelnau-de-Brassac, Saint-Salvy-de-la-Balme, Noailhac, Boissezon</i>).</p> <p><b>Permis de recherche de Ferrières (W, Sn et substances connexes).</b> Attribué à la Société Minière d'Anglade le 09.10.1980 jusqu'au 23.10.1983 (<i>communes concernées, Ferrières, Castelnau-de-Brassac</i>).</p> <p><b>Permis de recherche de Fumade (W, Pb, Zn et substances connexes).</b> Attribué à la SNEAP le 15.09.1980 jusqu'au 20.09.1986 (<i>communes concernées Brassac, Castelnau-de-Brassac, le Bez et après l'extension du 29.04.1983 Burlats, Brassac, Esperausses, Ferrières, Gijounet</i>).</p> <p><b>Concession de Cadoul (W).</b> Attribué à la SNEAP le 29.07.1988 jusqu'au 09.08.2001 (<i>commune concernée, Castelnau-de-Brassac</i>).</p>
---

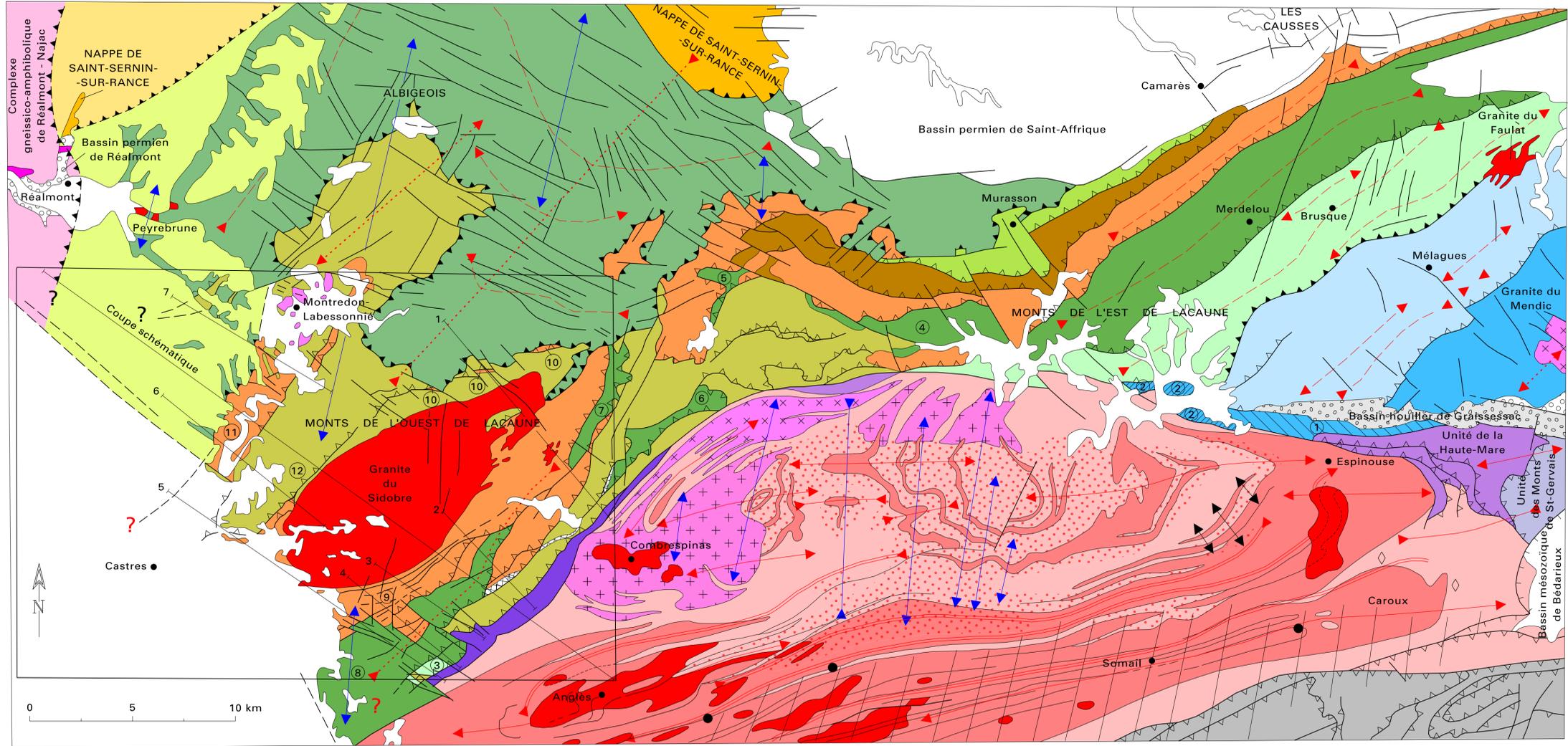
Tabl. 8 - Titres miniers connus sur la feuille Castres (2005)



Légende du schéma structural

Pl. 1 - Schéma structural de la zone axiale de la Montagne noire et des monts de l'Ouest du Lacaune (Demange)

Planche 2 : SCHEMA STRUCTURAL (GUÉRANGÉ - LOZES, 2005)



**FORMATIONS SÉDIMENTAIRES POST-OROGÈNIQUES VARISQUES**

- Formations post-stéphaniennes indifférenciées
- Stéphanien B et C (bassins de Graissessac et de Réalmont)

**UNITÉS STRUCTURALES DES MONTS DE LACAUNE ET DE L'ALBIGOIS IMPLIQUANT DES FORMATIONS D'ÂGE PRÉCAMBRIEN (?) À CAMBRO-SILURIEN (du Sud vers le Nord et de bas en haut)**

**• Monts de Lacaune**

**GRANDE UNITÉ STRUCTURALE COMPOSITE D'AVÈNE-MENDIC / MÉLAGUES**

- Sous-unité d'Avène-Mendic. Rapportées à cette sous-unité, les lanières de Castanet ① et de Murat ②
- Sous-unité de Mélagues

**GRANDE UNITÉ STRUCTURALE COMPOSITE DE BRUSQUE - MERDELOU - MURASSON**

- Sous-unité de Brusque. Rapportée à cette sous-unité la lanière de puech Sarrays ③
- (a) sous-unité du Merdelou s.s. prolongée :
  - à l'Ouest par les lanières de La Sagne ④, Viane ⑤, le Teil ⑥, Besselbes ⑦
  - sur la feuille Castres, la sous-unité de Boissezon ⑧
- (b) soubassement lithostratigraphique de la Quille - Bois de Luc, prolongée sur la feuille Castres, sud du Sidobre jusqu'à Cambounès, au nord du Sidobre par le soubassement de Salvages ⑫
- (a) sous-unité de Senaux-Le Cabanial
- (b) sous-unité des ardoisiers prolongée sur la feuille Castres :
  - par la sous-unité de Malacan ⑨ (flanc inverse du soubassement de Salvages),
  - par la lanière de Vabre-Cruzis ⑩ et la lanière synclinale de Montredon-Labessonnié ⑪
- Sous-unité de Murasson

**• Albigeois**

- Nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès (1, sous couverture tertiaire)
- Nappe de Saint-Sernin-sur-Rance (1, sous couverture tertiaire)
- Complexe gneissico-amphibolique de Réalmont - Najac (1, sous couverture tertiaire)

**UNITÉS STRUCTURALES DE LA ZONE AXIALE**

- Unité des monts Saint-Gervais
- Unité de la Haute-Mare
- Écaïles du versant nord de la zone axiale, sur la feuille Castres, la lanière d' Espérières (13)
- Orthogneiss du Somail - Nore
- Paragneiss
- Granite précoce du Montalet

**UNITÉS STRUCTURALES DU VERSANT SUD DE LA MONTAGNE NOIRE IMPLIQUANT DES FORMATIONS D'ÂGE CAMBRO-NAMURIEN A**

**Nappes indifférenciées**

**GRANITOÏDES**

- Granites post-tectoniques en massifs circonscrits : Peyrebrune, Sidobre (> 313 Ma (K-Ar) : 281 ± 36 (Rb-Sr)), Faulat (304 ± 51 Ma (Rb-Sr)), Secun - Combraspins (305 - 282 ± 11 Ma (Rb-Sr)), Soulié, (207 - 276 (Rb-Sr sur micas)), Haut-Vialais (327 ± 5 Ma (U-Pb)), Anglès, Les Martyrs (300 ± 34 Ma (Rb-Sr)), Le Lampy (338 ± 32 (Rb-Sr)), Escoussens
- Granite migmatitique du Laouzas (340 ± 22 Ma (Rb-Sr))
- Granite du Mendic en voie d'orthogneissification (600 - 507 Ma)
- Orthogneiss de Montedon - Labessonnié (717 ± 83 - 55 Ma)

**ÉLÉMENTS STRUCTURAUX**

- Faille
- Base de nappe et limite des grandes unités structurales (1), limites des sous-unités structurales (2)
  - Monts de Lacaune, Albigeois, Rouergue : orogénèse éohercynienne d'âge dévonien moyen-sup. (380 - 350 Ma)
  - Versant sud de la Montagne noire : orogénèse hercynienne d'âge namurien A
- Zone broyée

**Phase de plissements tardifs**

**MONTS DE LACAUNE**

Phases de plissement d'âge carbonifère supérieur (Stéphanien)

- 1 Axe cartographique D5 (1) anticlinal, (2) synclinal
- 2
- 1 Axe cartographique D4 (1) anticlinal, (2) synclinal
- 2

**ZONE AXIALE**

- 1 Axe cartographique P7 - P7' (1) anticlinal, (2) synclinal
- 2
- 1 Axe cartographique P6 (1) anticlinal, (2) synclinal
- 2
- Axe cartographique P5 (1) anticlinal

Phase P4 : verticalisation du versant sud du massif de l'Agout, du massif de Nore et d'une partie des bases de nappes

**Phase de plissements précoces**

**MONTS DE LACAUNE**

- 1 Axe cartographique D1 des plis couchés ou (structuration tectono-métamorphique D1-D2 éohercynienne)
- 2 (1) anticlinal, (2) synclinal

**ZONE AXIALE**

- 1 Axe cartographique des plis couchés P3 (1) anticlinal, (2) synclinal
- 2

**MÉTAMORPHISME**

- Disthène
- Éclogite
- Limite de la carte de Castres à 1/50.000
- Tracé des coupes géologiques

# FEUILLE CASTRES à 1/50 000 (2005)

Zone comprise entre le Nord de la zone axiale de la Montagne noire et le Sud du Sidobre

Levés et tracés géologiques effectués par :  
- J. Guérangé-Lozes pour le Paléozoïque inférieur des monts de Lacaune et l'Albigeois  
- M. Mouline, avec la collaboration de Gérard Sengès, pour les formations tertiaires et quaternaires

## FORMATIONS NÉOGÈNES ET QUATÉNAIRES

Dépôts et formations spécifiques au Sidobre

**Fycr** Rivières de cailloux ou "Compayres"

## Formations colluviales

Holocène

**RCFy** Colluvions des talwegs et des fonds des vallées secondaires

**CV** Colluvions de bas de versants

## Glacis d'érosion et d'accumulation - Formations alluviales

Holocène

**Fy** Alluvions de la basse plaine

Bartonien à actuel

**Re-Fst-Fy** Débris schisteux et quartzeux

## FORMATIONS PALÉOGÈNES

Lutétien supérieur (parties moyenne et supérieure) et Bartonien basal

**05b-06p** Argiles palustres à stromatolites cernant les calcaires de Castres

Lutétien supérieur (parties moyenne et supérieure) et Bartonien basal

**05c2-06c** Calcaires de Castres, de Labruguière et Aiguefonde

Éocène inférieur indéterminé, Lutétien moyen et supérieur (partie inférieure)

**04-5b** Argiles à graviers sous les calcaires de Castres

Mésozoïque indéterminé à Bartonien moyen

**C-06M** Paléoaltérites et paléosols

## FORMATIONS ANTE-OROGÉNIQUES VARISQUES ET SYN-OROGÉNIQUES : PRÉCAMBRIEN ? À CAMBRO-SILURIEN

Sur la feuille Castres, deux unités lithostratigraphiques et structurales majeures, constituées de formations cristallines et cristallophylliennes attribuées à cet âge sont superposées de bas en haut et du Sud au Nord : le domaine des Monts de l'Ouest de Lacaune et la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès.

Dans le secteur cartographié sur cette planche, compris entre le Sud Sidobre et Nord de la zone axiale, affleurent pour l'essentiel les formations des Monts de l'Ouest de Lacaune, celles de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès étant représentées au Nord-Est du Sidobre

## NAPPE DE SAINT-SALVI-DE-CARCAVÈS

Ordovicien inférieur

**01-2** Formation des schistes noirs ou "schistes de l'Albigeois"

Cambrien supérieur - Ordovicien basal

**01m** Formation quartzitique du Moulin-Mont-Roc

**k601m** Formation des schistes homogènes du Masnau-Massuguiès-Rayssac  
g- Horizons gréseux

## DOMAINE DES MONTS DE L'OUEST DE LACAUNE

(Unité composite de Brusque - Merdelou - Murasson)

Cambrien supérieur - Ordovicien inférieur

**01-2** Pérites noires à petits bancs gréseux de la lanière de Sarrays

**01G** Grès quartzitiques blancs

**k601P** Pérites vertes et lie de vin  
g- Horizons gréseux

Cambrien moyen

**k3** Série péltique verte à nombreux horizons calcaires et à faciès "schistes troués"  
1 - Calcaire dominant

Cambrien inférieur

**k2b** Série péltito-grés-carbonatée noire à nodules phosphatés  
g - Grès clairs ou bruns à interlits de pérites noires ou grisés  
c - Calcaire bleu-noir à interlits de pérites noires et calcaires dolomitiques  
1 - Formation de shales noirs, localement ardoisiers à abondants nodules phosphatés

**k2a** Formation carbonatée massive

Précambrien p.p. (?) à Cambrien inférieur

**k1** Formation schisto-gréseuse grise ("faciès Marcory")

## FORMATIONS MAGMATIQUES ET FILONIENNES

**Q** Filons de quartz et filons minéralisés

Roches éruptives syn - à - tardi tectoniques

**γ<sup>3</sup>** Granite du Sidobre et de la Fabrie  
Granite de Fumadé  
Granite de Guzannes

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

Isograde de métamorphisme de contact du Sidobre (auréole de contact, cornéennes, schistes à andalousite)

## ÉLÉMENTS STRUCTURAUX

(valeur exprimée en degrés)

20 Stratification S0  
52 Schistosité : SD2 dans les Monts de Lacaune  
SD1-2 dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès

20 Stratification et schistosité confondues  
40 Schistosité SD4  
80 Schistosité SD5  
20 Plan axial des plis SD5

(Signalons une erreur de représentation : Sur la feuille Castres éditée, les linéations L5 au Nord du Sidobre ont été localement représentées en L2)

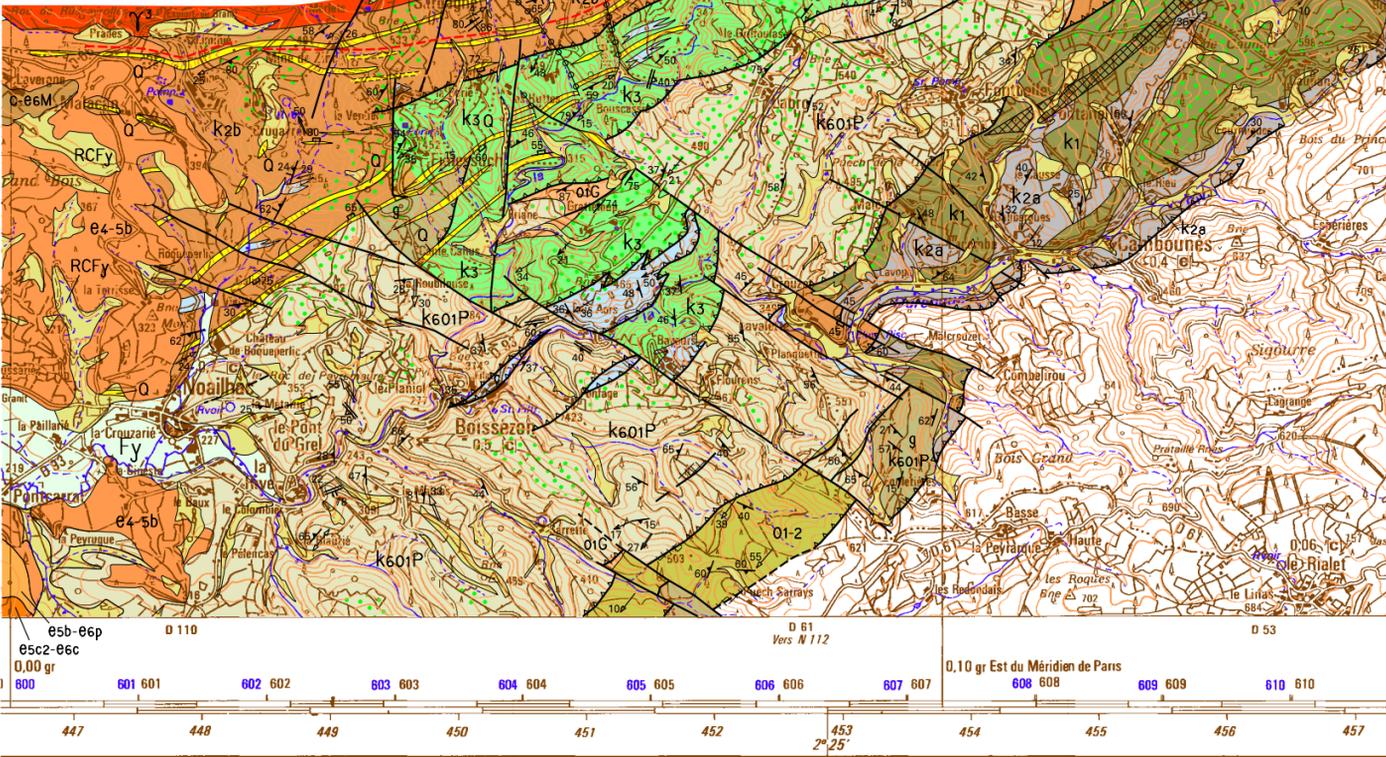
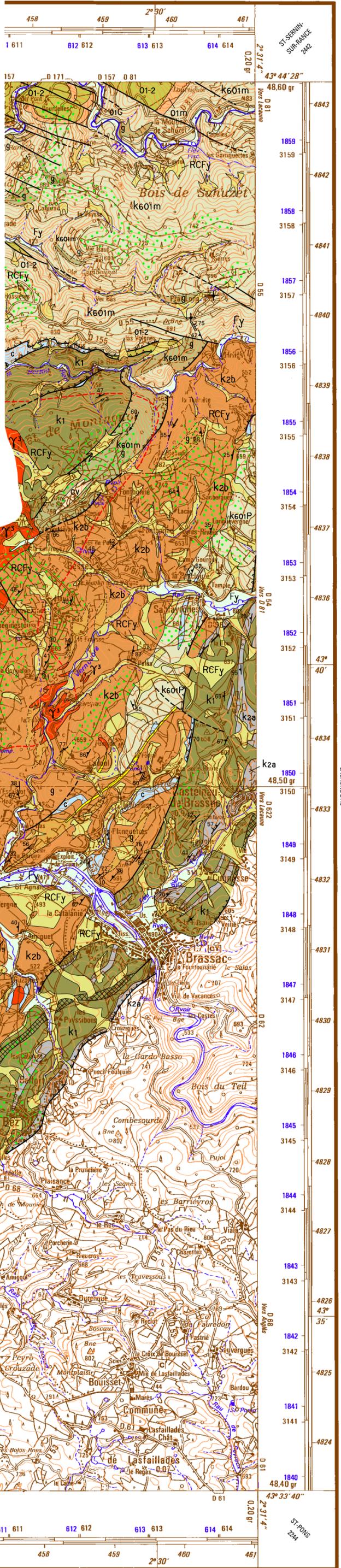
Linéation L2 : axe de plis D2, 2 : horizontale  
- intersection S0-SD2 Monts de Lacaune  
ou S0-SD1-2 dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès

Linéation L4 : axe de plis D4, 2 : horizontale  
- intersection S0-SD2/SD4 dans les Monts de Lacaune  
2 : horizontale

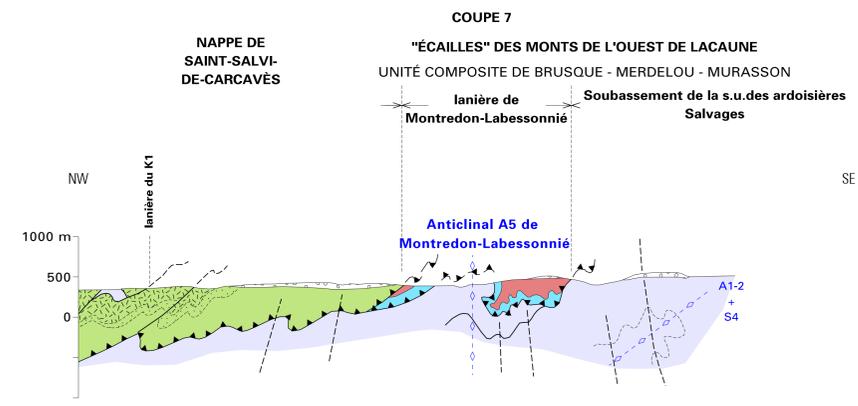
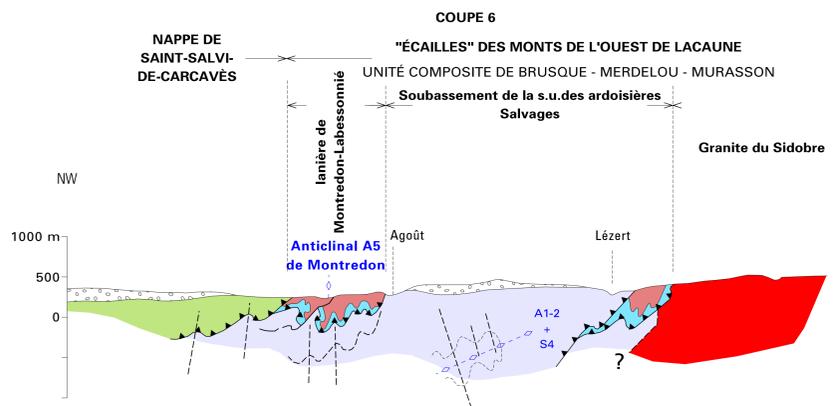
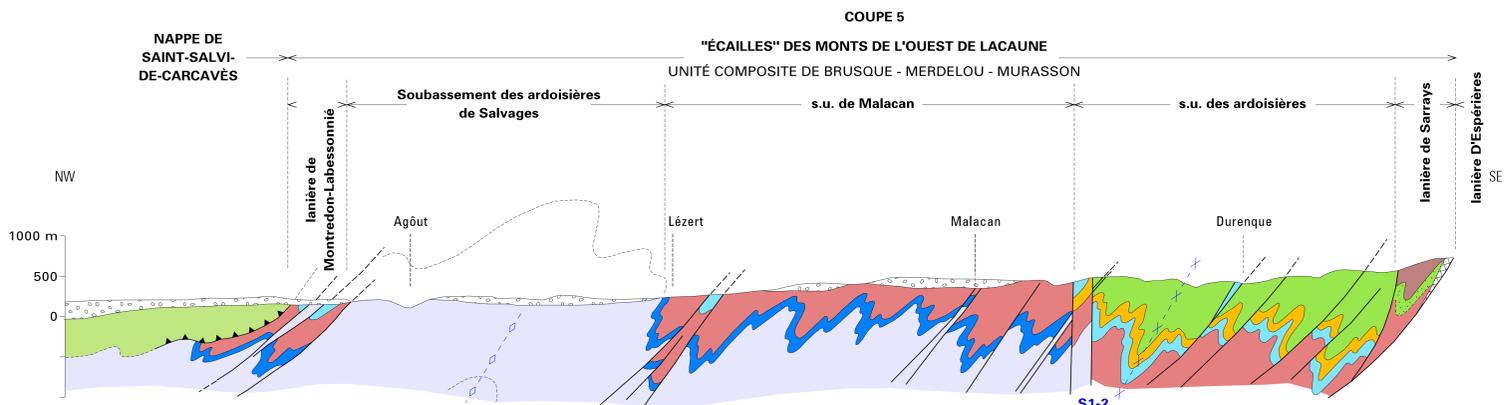
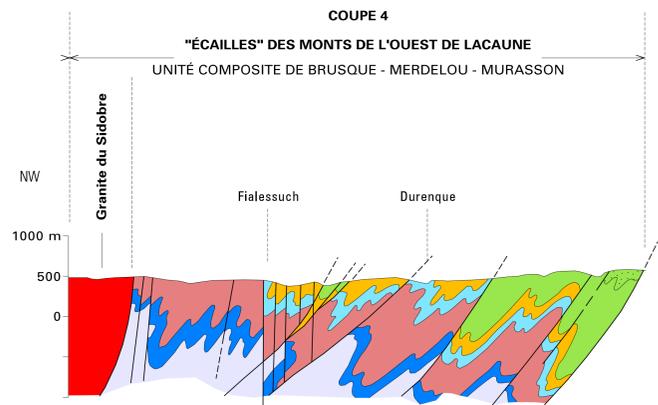
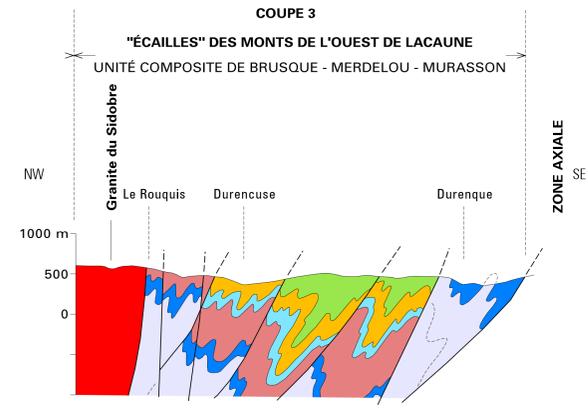
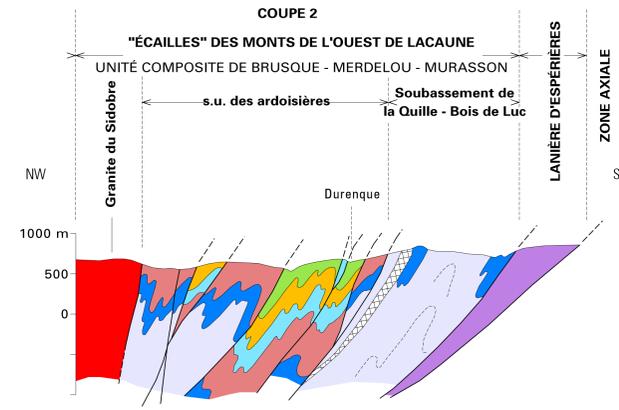
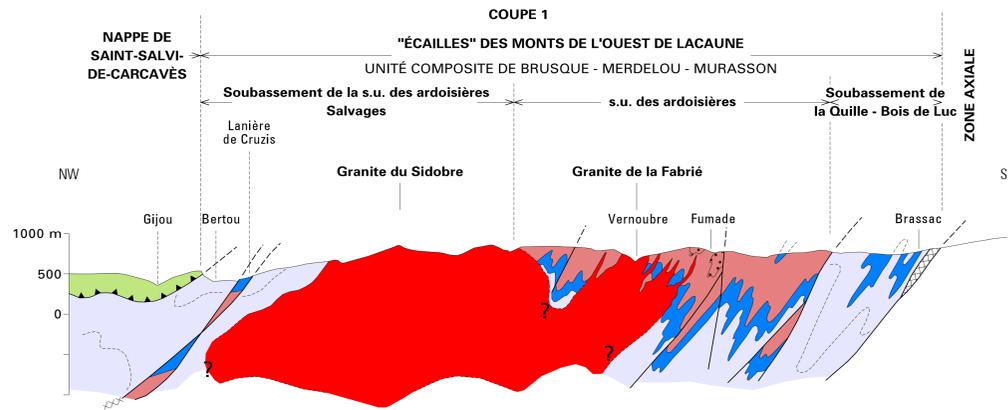
Linéation L5 : 1 : horizontale  
- intersection S0-SD2 dans les Monts de Lacaune  
et SD1-2/SD5 dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès

1 - Contour géologique observé  
2 - Contour géologique supposé  
3 - Faille observée avec pendage  
4 - Faille masquée ou supposée  
5 - Chevauchement

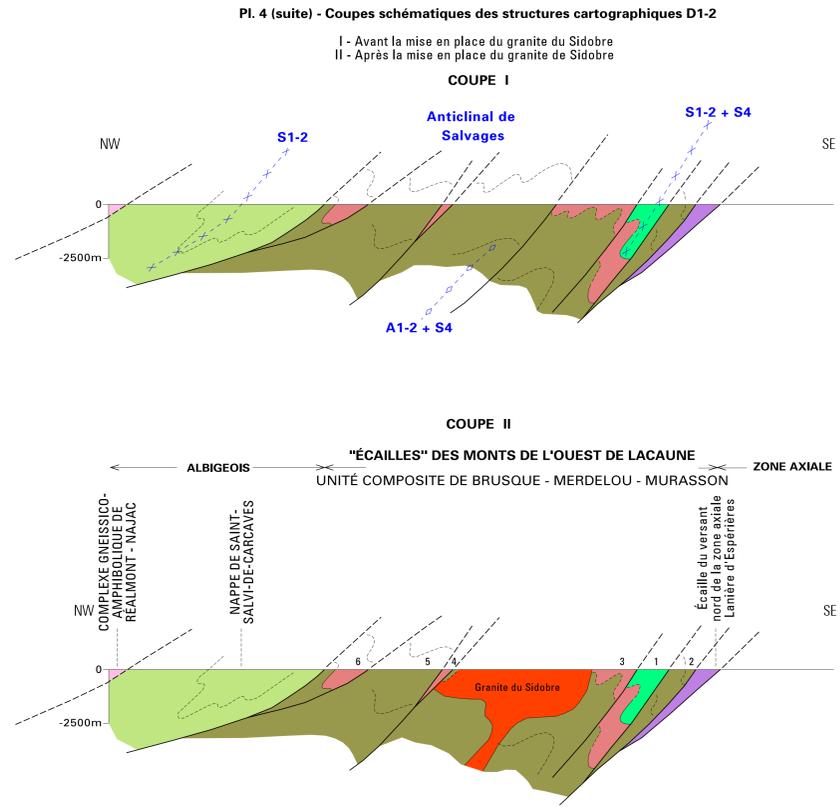
Zone broyée



PI. 4 - COUPES GÉOLOGIQUE



- LÉGENDE DES COUPES**
- Tertiaire
  - DOMAINE DES MONTS DE L'OUEST DE LACAUNE**
    - 01-2 - Pélites noires à petits bancs gréseux de la lanrière de Sarrays
    - K<sub>6-01C</sub> - Série grésopélitique verte
    - 01C - Grès quartzitiques blancs
    - K<sub>6-01P</sub> - Pélites verte lie-de-vin
    - K<sub>3</sub> - Série pélitique verte à nombreux horizons calcaires et à faciès "schistes troués" (1 - calcaires dominants)
    - K<sub>2b</sub> - Série péliro-grésocarboneée noire à nodules phosphatés (1 - Grès clairs ou bruns, micacés à interlits de pélites noires ou grises)
    - K<sub>2a</sub> - Formation carbonatée massive
    - K<sub>1</sub> - Formation grésopélitique grise (faciès "Marcory")
  - NAPPE DE SAINT-SALVI-DE-CARCAVÈS**
    - Série schisteuse noire (Formation des schistes noirs = "schistes de l'Albigeois")
    - 01M - Série schisto-géseuse verte
    - K<sub>6-01M</sub> - Formation des schistes homogènes du Masnau-Massuguiès / Rayssac
  - LANIÈRE D'ESPÉRIÈRES (écaille du versant nord de la zone axiale)
  - Granite du Sidobre
  - Zone intensément broyée
  - A5 - anticlinal de Montredon-Labessonnié (plissement de phase tardive D5)
  - S4 - synclinal (plissement de phase tardive D4)
  - A1-2 - anticlinal (plissement des phases précoces syn-métamorphique D1-2)



- LÉGENDE**
- DOMAINE DES MONTS DE L'OUEST DE LACAUNE**  
(Unité composite de Brusque - Merdelou - Murasson)
- Formation du Cambrien moyen à supérieur K<sub>3-6</sub>
  - Formation des ardoisières K<sub>2b</sub>
  - Formation grésopélitique grise K<sub>1</sub> (faciès "Marcory") et formation carbonatée K<sub>2a</sub>
- Sous-unité du Merdelou :**
- sous-unité de Boissezon (=prolongement de la sous-unité du Merdelou),
  - soubassement lithostratigraphique de la Quille-Bois-de-Luc,
  - soubassement lithostratigraphique de Salvages
- Sous-unité des ardoisières :**
- flanc inverse de la structure anticlinale de Salvages,
  - lanrière de Vabre - Cruzis,
  - lanrière synclinal de Montredon-Labessonnié
- Granite du Sidobre

PI. 4 (suite) - Coupes schématiques des structures cartographiques D1-2

I - Avant la mise en place du granite du Sidobre  
II - Après la mise en place du granite de Sidobre

*Les utilisateurs de cette carte sont priés de faire connaître au Service géologique national (Secrétariat de la Carte géologique) les erreurs ou omissions qu'ils auront pu constater.*

*Il sera tenu compte de leurs observations dans la prochaine édition.*

Échelle 1/50 000

