



## SAINT-PONS

La carte géologique à 1/50 000  
 SAINT-PONS est recouverte par les coupures suivantes  
 de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :  
 à l'ouest : CASTRES (N° 231)  
 à l'est : BÉDARIEUX (N° 232)

Castres	Lacaze	Bédarieux
Mazamet	SAINT-PONS	St-Chinian
Carcastonne	Léognan- Corbières	Béziers

# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

## SAINT-PONS

par

B. ALABOUVETTE, M. DEMANGE



**BRGM**

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,  
 DES POSTES ET TÉLÉCOMMUNICATIONS  
 ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR  
 BRGM  
 SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
SAINT-PONS À 1/50 000**

**BRGM**

**SGN/I2G/CG2**

**Groupe Cartes Géologiques et Géochronologie  
Service d'Édition Cartographique**

**B.P. 6009**

**45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE**

**par**

**B. ALABOUVETTE, M. DEMANGE  
avec la collaboration de  
C. SAUVEL, C. VAUTRELLE**

**1993**

**Éditions du Service géologique national**

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

— *pour la carte* : ALABOUVETTE B., DEMANGE M., ECHTLER H., avec la collaboration de GUIRAUD R., PERRIN M., VIGNARD G. (1993). — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Saint-Pons** (1013). Orléans : BRGM. Notice explicative par B. Alabouvette, M. Demange et coll. (1993), 123 p.

— *pour la notice* : ALABOUVETTE B., DEMANGE M., avec la collaboration de SAUVEL C., VAUTRELLE C. (1993) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Saint-Pons** (1013). Orléans : BRGM, 123 p. Carte géologique par B. Alabouvette, M. Demange et coll. (1993).

© BRGM, 1993. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-2013-X

## SOMMAIRE

	Pages
<b>INTRODUCTION</b>	<b>5</b>
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	7
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	8
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>19</b>
<i>PRIMAIRE</i>	19
<b>Zone axiale</b>	19
<b>Nappes du versant sud de la Montagne noire</b>	44
<i>ROCHES PLUTONIQUES SYN- À TARDI-         TECTONIQUES</i>	57
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	59
<i>TERTIAIRE</i>	61
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	65
<b>PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES</b>	<b>69</b>
<i>ÉVOLUTION TECTONIQUE</i>	69
<i>ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE</i>	93
<i>GÉOMORPHOLOGIE</i>	101
<b>CLIMAT, SOLS, VÉGÉTATION</b>	<b>105</b>
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	<b>106</b>
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	106
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	109
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>112</b>
<i>COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES</i>	112
<i>SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES</i>	113
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	113
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	122
<b>AUTEURS</b>	<b>123</b>
<b>ANNEXES</b>	
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	
<i>COUPES GÉOLOGIQUES</i>	
<i>COLONNES LITHOLOGIQUES SYNTHÉTIQUES</i>	

## INTRODUCTION

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE*

La feuille Saint-Pons est située dans la terminaison sud-ouest du Massif central à la limite de la Montagne noire et du Languedoc.

Elle se partage entre les départements de l'Hérault à l'Est, du Tarn à l'Ouest et de l'Aude dans son angle sud-ouest. La région, dont les altitudes s'échelonnent de 200 m environ au Sud-Est à près de 1 100 m au Nord-Est sur les monts du Somail\* — Espinouse, est partagée entre les bassins-versants de l'Aude au Sud, de l'Orb à l'Est, tributaires du bassin méditerranéen, et de la Garonne à l'Ouest, tributaire du bassin atlantique par l'Arn et le Thoré, sous-affluent et affluent de l'Agout.

### *PRÉSENTATION DE LA CARTE*

Mis à part quelques fragments, dans l'angle sud-est de la feuille, de la *couverture tertiaire* — représentant la marge du bassin de Carcassonne —, ou conservés sur les pentes du Somail et dans le sillon du Thoré au Nord-Ouest, l'essentiel du territoire couvert par la feuille Saint-Pons appartient au *domaine hercynien de la Montagne noire*.

Deux grands accidents tectoniques d'âge et de signification différents divisent celui-ci en trois domaines principaux :

— le *contact anormal entre les nappes paléozoïques du versant sud de la Montagne noire et la zone axiale métamorphique* ; cet accident divise approximativement la feuille en deux parties égales suivant une diagonale SW-NE ;

— la *faille de Mazamet—Tantajo* est une faille inverse tertiaire qui reprend un décrochement tardi-hercynien dextre : elle présente une direction sensiblement E-W depuis Albine au bord ouest de la feuille jusqu'à Saint-Pons, découpant la zone axiale en deux domaines, le massif de l'Agout au Nord et le massif de Nore au Sud. À l'Est de Saint-Pons, cet accident s'infléchit vers l'ENE, se confondant le plus souvent avec le contact de base des nappes paléozoïques ; pas totalement toutefois puisque la petite unité dévonienne de Portes—Aprat, au Nord de cette faille, appartient au domaine des nappes, et que l'unité des Fournels au Sud doit être rattachée à la zone axiale.

● Le domaine des *nappes paléozoïques du versant sud* de la Montagne noire est représenté sur la feuille Saint-Pons par plusieurs unités, qui sont de haut en bas :

\* orthographié *Sommail* sur le fond topographique IGN.

— la *nappe de Pardailhan*, à matériel essentiellement cambrien et ordovicien, qui constitue toute la partie sud-est de la feuille ; cette nappe est elle même divisée en une unité Sud-Pardailhan et une unité Nord-Pardailhan ;

— l'extrémité orientale de la *nappe du Minervois*, plus largement représentée sur les feuilles Carcassonne et Lézignan, affleure vers le coin sud-ouest de la feuille au-delà de la zone de décrochements de la Cesse ;

— le contact entre ces grandes nappes supérieures et la zone axiale se fait par l'intermédiaire de petites unités très complexes et très écaillées. Ce sont d'Ouest en Est : l'extrémité orientale de l'*unité de Fournes*, mieux développée sur la feuille Carcassonne ; les *unités du Saint-Ponais* ; et, à l'Est de Riols, une bande de schistes attribués à l'Ordovicien, qui se relie en continuité avec la nappe du mont Peyroux (feuille Saint-Chinian) et dont le contact avec la zone axiale est jalonné d'écailles discontinues de terrains dévoniens très plissés qui pourraient représenter des lambeaux de la nappe des monts de Faugères.

• La **zone axiale** est représentée par la partie sud du massif de l'Agout (qui s'étend largement sur les feuilles voisines Bédarieux, Lacaune, Castres et Mazamet) et l'extrémité orientale du massif de Nore (qui se prolonge vers l'Ouest sur la feuille Mazamet). Ces massifs sont des dômes de gneiss et de migmatites entourés de séries métasédimentaires qui montrent un métamorphisme mésozonal prograde depuis la périphérie vers le centre du dôme. Sur la feuille Saint-Pons, ces dômes sont formés d'orthogneiss (*groupe du Somail—Nore*) qui représentent vraisemblablement un ancien socle précambrien. Les séries métasédimentaires qui en forment la couverture se divisent en trois cycles sédimentaires séparés par des discordances mineures, de bas en haut :

— le *groupe de Saint-Pons—Cabardès* (« schistes X »), puissante série essentiellement détritique d'âge inconnu mais supposé cambro-ordovicien ;

— le *groupe de Roc-Suzadou*, série détritique de plate-forme, supposée d'âge ordovicien supérieur et silurien ;

— un ensemble carbonaté d'âge *dévonien*.

Les orthogneiss du Somail—Nore qui constituent le dôme, renferment d'étroites bandes de paragneiss (*série de La Salvetat*), identifiables aux séries de couverture et qui représentent des replis tectoniques extrêmement complexes.

Le tout est intrudé par quelques batholites et corps granitiques tardi-hercyniens : le *granite calco-alcalin à biotite d'Anglès* (souvent hétérogène) et plusieurs massifs de *granites à deux micas* dont les principaux sont les massifs *du Soulié* et de *Couffignet*.

## CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Le levé de la feuille Saint-Pons s'intègre dans une étude plus générale de la zone axiale entreprise depuis 1973 par les laboratoires de géologie des écoles des mines de Paris et de Saint-Etienne, concrétisée par les thèses d'État de M. Demange (1982), les thèses de docteur-ingénieur de M. Léger (1981) et H. Issard (1984) et de nombreux travaux d'option des étudiants des écoles des mines (L. Gattoni, B. Frignet, J.M. Thouvenin, P. Landes, T. Debertrand, P. Jamet, à Paris ; et J.L. Kaelin, M. Massbœuf, M. Verdier, J.L. Pradel, E. Matoussowsky, R. Goutay, à Saint-Etienne). L'utilisateur de la carte se reportera à ces travaux pour les descriptions détaillées, les données analytiques et leur interprétation.

Les levés de la zone axiale ont été l'occasion de développer certaines techniques et approches des terrains métamorphiques, associant étroitement les travaux de terrain et de laboratoire (en particulier l'emploi de la géochimie), qui donnent à cette feuille un caractère méthodologique certain.

Les levés de terrain ont été réalisés au 10 000<sup>e</sup> et synthétisés au 25 000<sup>e</sup>. La présente carte à 1/50 000 est une réduction simplifiée de ce document au 25 000<sup>e</sup>, que l'utilisateur intéressé pourra consulter à la bibliothèque de l'École des mines, à la Société géologique de France et au musée du Rieumontagné.

Les méthodes de la géologie structurale (relevé systématique des éléments structuraux : foliations, plans axiaux, linéations, axes de plis, et leur report et discussion sur canevas de Schmidt) ont été systématiquement utilisés conjointement à celles de la cartographie classique, chacune de ces méthodes éclairant l'autre. Le but de ces méthodes étant ici la reconstitution géométriques des structures, reconstitution qui est un préalable indispensable à toute interprétation cinématique et *a fortiori* dynamique.

Les terrains métamorphiques ont été cartographiés non point par leur degré de métamorphisme mais par le faciès des roches et en essayant d'y voir non pas une roche métamorphique, mais une roche « ordinaire » qui a été métamorphisée. Cette reconstitution du protolite s'appuie sur un emploi systématique de la géochimie (plusieurs centaines d'analyses) qui apparaît ainsi comme un appoint majeur de la cartographie dans la mesure où elle permet de caractériser les formations, de les identifier et même d'en donner une interprétation paléogéographique et géotectonique relativement précise. L'exemple de la reconstitution de l'histoire sédimentaire des groupes de Saint-Pons—Cabardès et de Roc-Suzadou monte bien à quel degré de finesse peut aller une telle analyse.

Le métamorphisme a été autant que possible étudié indépendamment de la lithostratigraphie. La feuille Saint-Pons présente un très remarquable exemple de métamorphisme prograde depuis l'épizone jusqu'à

la catazone. Plusieurs milliers de lames minces ont permis de tracer les isogrades avec une précision de l'ordre de la cinquantaine de mètres, et la discussion de faciès de métamorphisme repose sur plusieurs centaines d'analyses de minéraux à la microsonde.

Enfin, en appui au levé des feuilles Saint-Pons, Lacaune et Bédarieux, le Service géologique national a permis une campagne de datation (une cinquantaine de points des orthogneiss et des granitoïdes du massif de l'Agout réalisés en 1981-82 par J.C. Baubron, BRGM, et J.L. Duthou, université de Clermont-Ferrand).

Le levé du domaine des nappes, réalisé en partie pour la publication de cette feuille, a bénéficié, pour la partie sud-est de la nappe de Pardailhan, de la carte dressée par M. Echtler dans le cadre de sa thèse de doctorat (U.S.T.L., 1988). Ont été également utilisés les levés réalisés par R. Guiraud (thèse de 3<sup>e</sup> cycle, 1968) pour la partie sud-ouest de la nappe de Pardailhan et ceux réalisés par G. Vignard (D.E.S., 1976) dans le Saint-Ponais.

Ont été également sollicités les travaux de recherche en partie inédits effectués par D. Viscaïno et R. Courtessole sur la paléontologie stratigraphique du Cambro-Ordovicien, et les observations de F. Boyer (université Paris VI) sur le Minervois et le Pardailhan.

## *HISTOIRE GÉOLOGIQUE*

### **Le contact entre la zone axiale et le domaine des nappes du versant sud**

À travers toute la feuille Saint-Pons, la zone axiale et le domaine des nappes du versant sud sont juxtaposés par un contact anormal sécant sur les structures métamorphiques et tectoniques de chaque domaine :

- en Saint-Ponais notamment, ce contact tronque obliquement les plis synschisteux des unités saint-ponaises et biseaute les séries grésoschisteuses de la zone axiale ;
- ce contact se traduit également par une discontinuité de métamorphisme : il juxtapose le groupe de Roc-Suzadou à métamorphisme épizonal à chloritoïde, andalousite et localement disthène, avec les terrains paléozoïques anchi- à épimétamorphiques.

Il est certain que ce contact est repris en décrochement tardif et ce n'est que dans des zones particulières, à l'écart de tels accidents (Sorézois, région de Saint-Gervais-sur-Mare—Bédarieux) que peuvent être déterminés les rapports entre la zone axiale et les unités allochtones. Ce dernier secteur montre des terrains cambriens très faiblement métamorphiques reposant sur la zone axiale par l'intermédiaire de zones mylonitisées et d'écaïlles impliquant des terrains de la zone axiale affectés d'un métamorphisme mésozonal.

La superposition des unités allochtones sur la zone axiale est donc un événement relativement tardif dans l'histoire orogénique ; il est en tous cas postérieur à la structuration synschisteuse précoce et à l'essentiel du métamorphisme de la zone axiale.

Cet accident relativement tardif juxtapose donc deux domaines qui ont eu des histoires sédimentaires et orogéniques précoces largement indépendantes. Bien que les séries impliquées dans chaque domaine soient vraisemblablement de même âge et montrent une organisation analogue en deux (ou trois) grands cycles sédimentaires, ces séries présentent des faciès bien différents, ce qui traduit des domaines paléogéographiques initiaux sans doute assez distants. Quant aux événements tectoniques précoces, il semble vain, dans l'état actuel des connaissances, de tenter de les corrélérer entre les deux domaines ; il est même probable que ces évolutions précoces ne sont pas contemporaines.

### **L'histoire antéhercynienne**

#### **Histoire antéorogénique de la zone axiale**

L'histoire antéorogénique de la zone axiale de la Montagne noire est encore sujette à discussion selon que l'on considère les orthogneiss du groupe du Somail comme un socle ou comme des intrusions précoces.

• Les **orthogneiss du groupe du Somail—Nore** dérivent de grani-toïdes, porphyroïdes ou non, qui formaient un batholite en massif supérieur composite ; ces orthogneiss définissent une série différenciée de caractère hyperalumineux potassique. De toutes façons, ce batholite représente typiquement un magmatisme tardi-orogénique. Dans l'hypothèse d'un socle, qui nous semble préférable pour de nombreux arguments développés plus loin, les orthogneiss du groupe du Somail seraient les terrains les plus anciens représentés sur la feuille Saint-Pons. Leur âge est inconnu, vraisemblablement cadomien. D'autres hypothèses pourraient en faire des intrusions (cadomiennes?) dans la formation de Puech-Plo, et un socle pour le groupe de Saint-Pons—Cabardès ; ou encore des intrusions dans l'ensemble de ces séries métasédimentaires qui seraient à relier à un improbable cycle calédonien.

Quoi qu'il en soit, les séries métasédimentaires qui constituent l'enveloppe des orthogneiss du groupe du Somail présentent, du moins à leur partie basale, les caractères de séries de plate-forme. Ces séries affleurent dans deux domaines disjoints : les groupes de Saint-Pons—Cabardès et de Roc-Suzadou sur le flanc sud de la zone axiale, et le groupe de La Salvetat dans sa partie centrale. Des arguments lithostratigraphiques et géochimiques montrent que ces deux séries sont équivalentes.

Ces séries de couverture comprennent plusieurs cycles sédimentaires.

- Le premier cycle, représenté uniquement dans la partie centrale et nord de la zone axiale (**parties inférieure et moyenne de la formation de Puech-Plo**) et dont seule l'extrême base est représentée sur la feuille Saint-Pons, correspond à une sédimentation détritique (parfois légèrement carbonatée) sans doute assez proximale, provenant d'une zone-source très mature.

- Le second cycle se développe dans l'ensemble de la zone axiale et correspond, sur la feuille Saint-Pons, à la **partie inférieure du groupe de Saint-Pons—Cabardès** (Cambrien inférieur probable) qui correspond à l'établissement progressif d'un bassin sédimentaire. Tout d'abord (faisceaux b et c), il s'agit d'une sédimentation détritico-volcano-sédimentaire et volcanique proximale. Les termes volcano-sédimentaires sont relativement grossiers, peu évolués et peu triés. Les termes volcaniques (datés, par analogie avec la formation de Murat sur la feuille Lacaune, à  $530 \pm 15$  Ma), consistent en des termes intermédiaires à acides qui forment une série subalcaline, potassique, ferrifère, qui correspond à un magmatisme incontestablement postorogénique.

Puis (faisceaux d, e et f), à cet apport volcano-sédimentaire montrant d'ailleurs des termes plus fins et plus dégradés, se superpose un apport constitué d'un matériel nouveau, arénites lithiques et shales hyperalumineux, provenant du démantèlement d'une zone-source mature. L'évolution de cette série organisée en séquences rythmiques traduit l'évolution du bassin vers un caractère plus distal, avec à certaines périodes une tendance au confinement et à la sédimentation biochimique (faisceau e).

- Le **cycle supérieur du groupe de Saint-Pons—Cabardès**, probablement d'âge cambrien moyen à ordovicien inférieur, constitué essentiellement de termes distaux, montre un renouvellement du matériel détritico. Quelques décharges plus proximales interstratifiées dans ce fond continu, témoignent d'un renouvellement de l'apport volcano-sédimentaire, alors que l'apport provenant d'une aire continentale mature reste inchangé. À la partie supérieure de ce cycle apparaît un volcanisme calco-alcalin, écho lointain d'événements orogéniques qui débutaient dans la partie nord du Massif central.

- Le **groupe de Roc-Suzadou**, d'âge probable ordovicien supérieur—silurien, qui repose en discordance cartographique et même localement angulaire sur les termes inférieurs, correspond à un nouveau cycle : d'abord sédimentation détritico grossière de plate-forme provenant d'une zone-source immature, puis évolution rapide vers des termes plus distaux auxquels se mêlent une discrète sédimentation carbonatée en partie organogène.

- Le **cycle dévono-viséen** montre dans la zone axiale la même évolution que dans le domaine des nappes : sédimentation détritico puis carbonatée de plate-forme, puis établissement de conditions de

talus au Dévonien supérieur, et enfin d'une sédimentation de type flysch au Viséen. Toutefois, ces formations montrent tout au long de leur histoire, dans le domaine de la zone axiale, des caractères nettement plus distaux que dans le domaine des nappes.

### **Histoire antéhercynienne dans le domaine des nappes**

On ne sait rien du substratum sur lequel se sont déposées les séries sédimentaires impliquées dans les nappes, ni réellement la situation de leurs provinces d'origine respectives.

Un premier cycle de dépôts débute au **Cambrien inférieur** par la sédimentation des « grès de Marcory » qui sont des sédiments de type « tidal flat » déposés sur une plate-forme subsidente, analogues par exemple aux molasses subalpines. Le renouvellement de l'apport détritique à la fin de leur dépôt et au cours du dépôt des alternances gréso-carbonatées, est sans doute le témoignage lointain de l'épisode volcanique (« blaviérites ») connu sur le versant nord de la Montagne noire. La sédimentation clastique cède progressivement la place à une sédimentation de plate-forme carbonatée organisée en séquences régressives (« calcaires à archéocyathes » et dolomies) aboutissant à un régime supratidal de sebka (« schisto-dolomitique »). La fin du Cambrien inférieur voit la subsidence progressive de cette plate-forme carbonatée, avec des dépôts de type plate-forme interne (« silico-dolomitique » et « calcaires à hyolithoïdes »), puis de plate-forme externe au début du Cambrien moyen (« calcaire marmoréen »).

Les calcaires noduleux et les « schistes à trous » (« schistes à *Paradoxides* ») marquent l'effondrement de cette plate-forme et l'établissement d'un régime de talus conduisant à une sédimentation clastique de bassin (« formation de Barroubio ») contrôlée essentiellement par les courants qui redistribuent un apport détritique bien trié. Cette série s'organise en trois mégaséquences.

Un événement paléogéographique important, vers la **fin du Cambrien**, est sans doute la cause de modifications dans le régime sédimentaire (apparition de calcaires) et surtout du très inégal développement de cette série dans le domaine des nappes : puissant de près de 300 m dans le Sud-Pardailhan, le Cambrien supérieur est très réduit ou manque dans le Nord-Pardailhan.

Après quelques dépôts rouges s'installe, à l'**Ordovicien inférieur**, un régime de bassin clastique analogue à celui du Cambrien moyen mais sans doute plus distal et avec un apport grauwackeux très mal trié. La sédimentation, apparemment très uniforme au début du cycle, traduit progressivement l'individualisation de provinces de plus en plus différenciées ou un gradient général d'évolution des matériaux détritiques, plus distaux dans le Saint-Ponais, plus proximaux dans le Pardailhan.

La discordance régionale du Dévonien jusque sur le Cambrien moyen (et même, en Minervois, sur le Cambrien inférieur) et l'absence totale de terrains d'âge ordovicien moyen, supérieur et silurien, traduisent ici les effets lointains de l'orogénèse calédonienne.

Le **Dévonien** présente un nouveau cycle sédimentaire transgressif, avec des faciès détritiques à la base, des faciès de plate-forme interne carbonatée au Dévonien inférieur, évoluant vers la plate-forme externe au Dévonien moyen et atteignant les conditions de talus externe au Dévonien supérieur.

Les terrains dévoniens montrent une paléogéographie contrastée entre les différentes unités, les séries des unités les plus septentrionales (et les plus basses dans l'édifice des nappes) étant plus distales. Ce contraste est particulièrement frappant à partir du Dévonien moyen : les faciès récifaux et périrécifaux (calcaires à *Stromatactis*, encrinites) manquent totalement dans le Nord du Saint-Ponais où s'installe alors une sédimentation peu puissante de calcschistes distaux.

Le **Carbonifère basal** présente une sédimentation pélagique (radiolarites) puis s'installe un régime de turbidites : il s'agit d'abord de turbidites calcaires peu puissantes au Viséen inférieur et moyen ; puis, au Viséen supérieur se dépose une puissante série de turbidites silico-clastiques d'abord distales puis proximales. L'apparition d'olistolites et d'olistostromes à la fin de ce cycle précède la mise en place des nappes.

## L'orogénèse hercynienne

### Structuration et métamorphisme précoces de la zone axiale

Bien que quelques données géochronologiques suggèrent un événement majeur vers  $440 \pm 20$  Ma, que rien dans l'histoire sédimentaire ne vient confirmer à part la discordance du groupe de Roc-Suzadou sur les termes antérieurs, et les modifications de l'apport sédimentaire, il semble bien que l'orogénèse majeure de la zone axiale soit hercynienne.

La tectonique précoce de la zone axiale correspond à une évolution polyphasée qui aboutit à la formation de grandes nappes de type pennique impliquant à la fois les orthogneiss granitiques et leur enveloppe métasédimentaire. La feuille Saint-Pons n'expose que la zone radicale de ces nappes à déversement N. Ces nappes ont été ultérieurement replissées en grands plis serrés également déversés vers le Nord (phase P3).

Le métamorphisme régional majeur (M1) est contemporain de cette tectogénèse. Dans le domaine catazonal, les minéraux sont déjà tous orientés dans la foliation régionale S1 et peuvent recristalliser dans la foliation S3. Dans le domaine mésozonal, les minéraux sont d'autant

plus jeunes que l'on se situe dans un niveau structural plus élevé. Ce métamorphisme M1 culmine au cours de la phase P3 ou peu après, en tous cas antérieurement à la crénulation P4. À l'échelle de la zone axiale, ce métamorphisme M1 montre des variations régionales depuis un type de moyenne pression au Sud-Est jusqu'à un type de basse pression au Nord. C'est justement dans le Sud de la zone axiale qu'apparaissent de très rares reliques d'éclogites.

Des intrusions basiques à intermédiaires, de caractère calco-alcalin, se mettent en place au cours de ces phases précoces.

Il est délicat de préciser l'âge de ces phases précoces. Elles sont de toute façon antérieures à la mise en place des nappes (Viséen terminal) et postérieures au groupe de Roc-Suzadou, d'âge présumé ordovicien supérieur. Elles sont aussi vraisemblablement postérieures au Dévonien : en effet, localement (unité des Fournels et Cabardès), s'observent des terrains dévoniens autochtones (allant jusqu'au Dévonien supérieur) reposant en concordance sur le groupe de Roc-Suzadou.

Ces observations suggèrent donc une limite inférieure pour la structuration précoce de la zone axiale : Dévonien supérieur. L'âge de cette structuration précoce serait alors tournaisien à viséen moyen, âge confirmé par un ensemble de données radiométriques regroupées entre 346 et 334 Ma. Toutefois, seule une datation géochronologique des granites précoces (granite du Montalet, feuille Lacaune) serait capable de fournir des arguments définitifs.

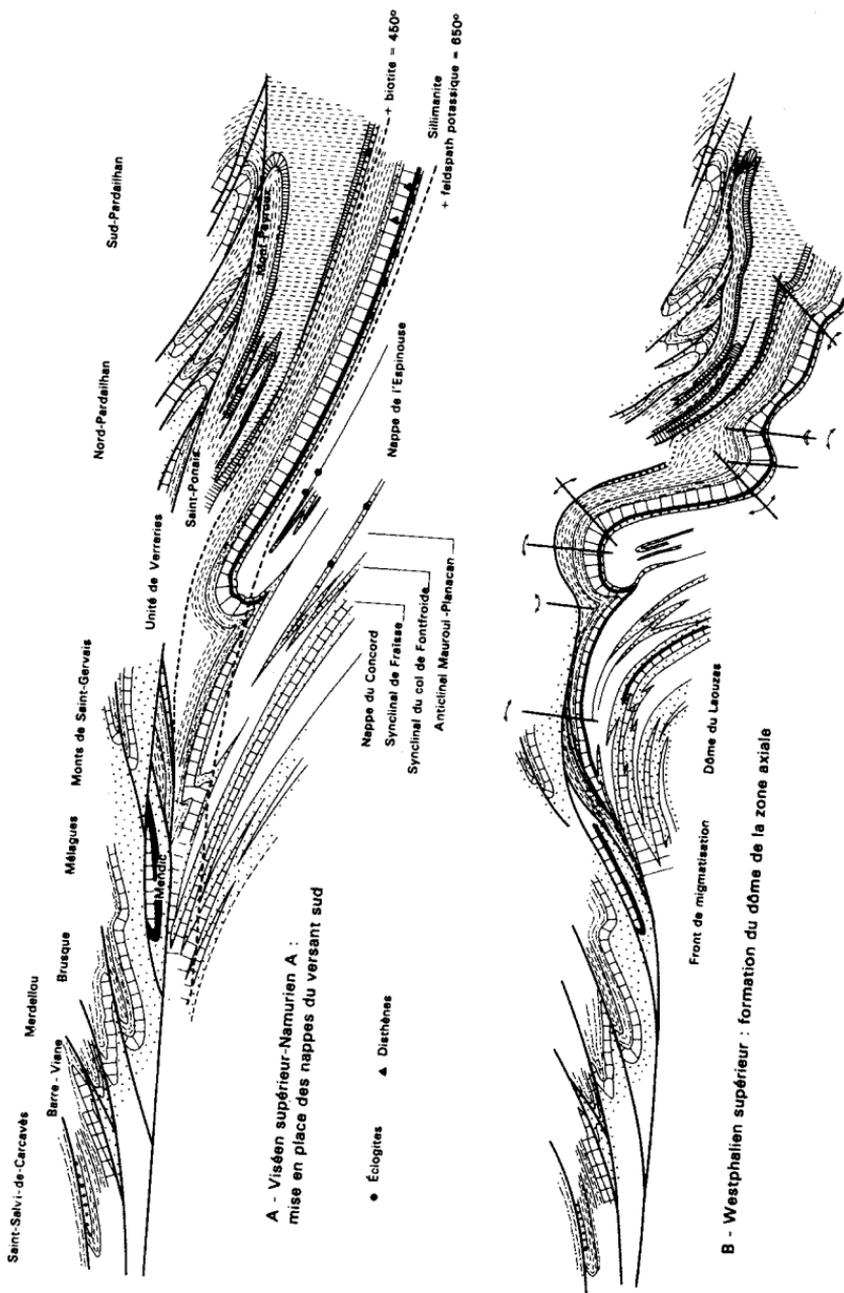
### **Structuration précoce et mise en place des nappes**

L'existence d'olistolites et d'olistostromes dans le bassin viséen (feuilles Lodève, Pézenas et Saint-Chinian) démontre sans ambiguïté que la mise en place des nappes est un événement synsédimentaire d'âge viséen terminal à namurien A (fig. 1A). Il est donc clair que cette mise en place n'est pas contemporaine de la structuration majeure de la zone axiale.

Plus précisément, cette mise en place se serait effectuée en deux phases principales.

D'abord, formation de grands plis couchés plurikilométriques avec développement d'une schistosité de plan axial dont on peut observer l'intensité croissante du Sud au Nord, soit des unités les plus superficielles vers les unités les plus basses de l'édifice. Les grands décrochements subméridiens qui affectent les nappes du versant sud sont pénécotemporains de leur mise en place puisque les plis précoces ne sont pas identiques de part et d'autre de ces décrochements.

Les arguments cartographiques et microtectoniques (axes des plis, linéation de transport, rapports entre schistosité et stratification)



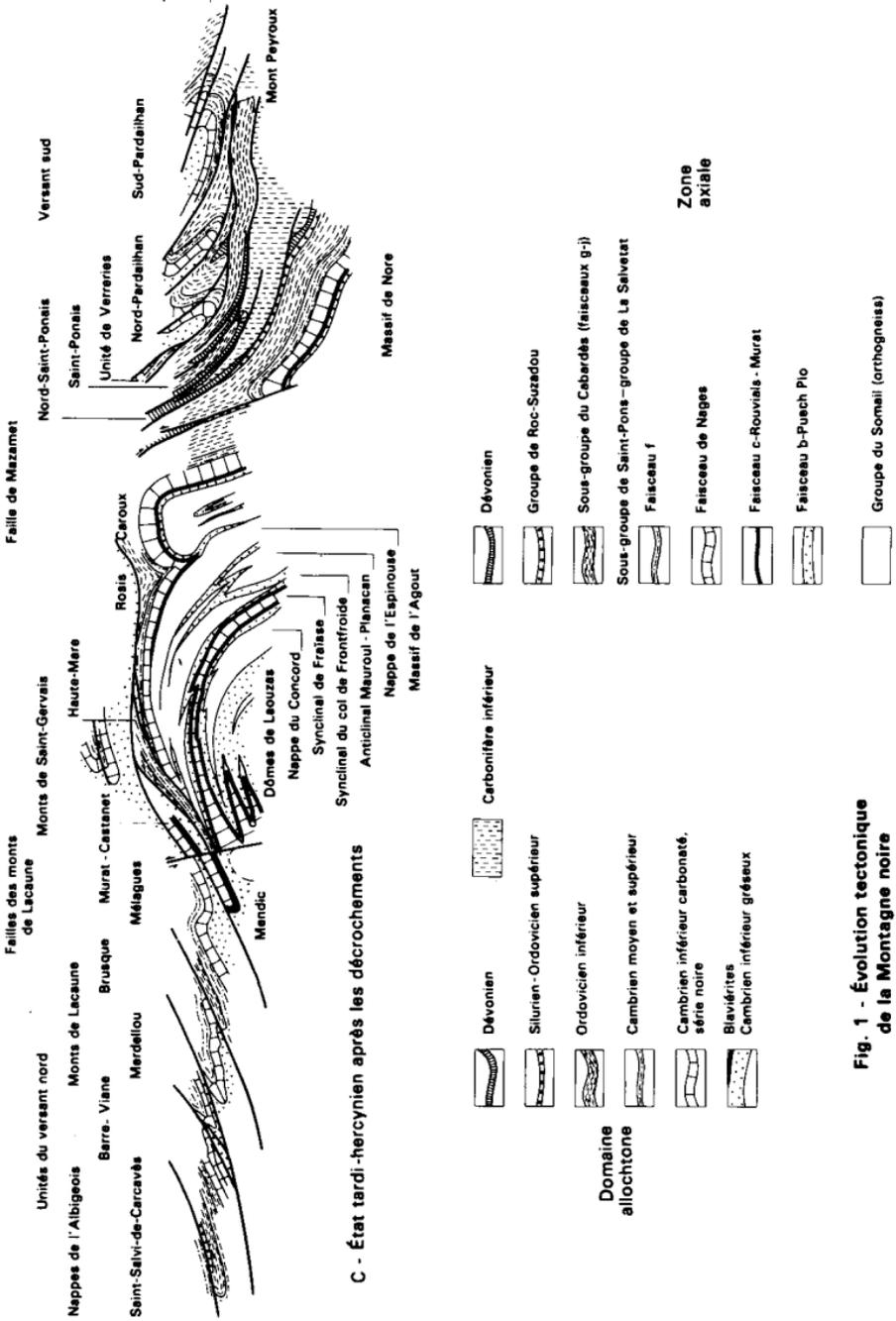


Fig. 1 - Évolution tectonique de la Montagne noire

indiquent clairement le déversement et le déplacement des unités du Nord (ou Nord-Est) vers le Sud (ou Sud-Ouest). La situation originelle des séries impliquées ainsi que la distance de transport demeurent hautement hypothétiques. Il est exclu que ces séries représentent la couverture décollée de la zone axiale, dans la mesure où sont impliqués dans cette dernière des terrains présumés de même âge (cambro-ordovicien) mais déposés dans un contexte paléogéographique totalement différent. Une nette analogie peut être notée entre les séries représentées dans les nappes du versant sud et les mêmes unités du versant nord (unité de Mélagues en particulier), également déversées vers le Sud. Cela implique pour ces différentes unités allochtones une province d'origine située encore plus au Nord.

Un deuxième épisode se manifeste dans les nappes du versant sud par la formation de grandes zones de cisaillement plates tronquant et morcelant les unités et s'accompagnant localement du développement d'une schistosité secondaire. C'est à cette phase que l'on attribue notamment le glissement du flanc normal de la nappe de Pardailhan en avant du flanc inverse. Ce deuxième stade est diversement interprété selon les auteurs : soit comme une simple évolution pénécemporaine des mécanismes de mise en place des nappes, soit comme un épisode beaucoup plus tardif, de style distensif, contemporain du « doming » de la zone axiale et lui étant directement lié.

### **Histoire orogénique commune aux deux domaines**

Le trait majeur de cette évolution est constitué par le ploiement de la zone axiale en un dôme qui émerge aujourd'hui entre les ensembles allochtones du versant nord et du versant sud (fig. 1B).

La formation du dôme est polyphasée : un premier épisode P4 verticalise, sur une dizaine de kilomètres de large, la bordure méridionale de la zone axiale et les unités les plus septentrionales (et les plus basales) des nappes du versant sud. Des phases ultérieures engendrent la formation de plis droits orientés N130 (P5), N80-70 (P6) et N-S (P7). C'est aux interférences entre ces dernières phases que sont dus notamment le dôme du Laouzas en zone axiale et les structures en antiformes-synformes (par exemple antiforme de Vieussan—synforme de Roquebrun) dans les nappes du versant sud.

En zone axiale, l'évolution métamorphique se poursuit au cours de cette structuration en dôme en évoluant vers un métamorphisme de haute température et de basse pression (événement M2). En domaine mésozonal, cet événement M2 est généralement indistinguable de l'événement M1. Dans le centre de la zone axiale (feuille Lacaune surtout), les paragenèses catazonales sont rééquilibrées en paragenèses de température équivalente mais de plus faible pression, et cet événement M2 s'accompagne d'un développement extensif de migmatites à cordièrite (granite du Laouzas).

En dehors de la zone axiale, on peut rapporter à cet événement M2 la recristallisation des minéraux argileux (en particulier des illites dans le bassin viséen, étudiées par W. Engel *et al.*, 1981). Une biotite tardive apparaît dans les mylonites de la base des écaillés de la région de Saint-Gervais (feuille Bédarieux). Rappelons également que les courbes d'isovolatilité des charbons du bassin de Graissessac (feuille Bédarieux) se moulent sur le dôme de la zone axiale.

Différents granites en massifs circonscrits se mettent en place très tardivement dans la zone axiale (Anglès, Le Soulié,...) et dans le versant nord (Sidobre,...). Seules affleurent des coupoles surabaissées mises en place, en zone axiale, dans un bâti déjà refroidi. Les âges radiométriques s'échelonnent de 305 à 275 Ma (Westphalien supérieur à Saxonien); ces granites sont sûrement antérieurs au Stéphanien moyen.

La tectogenèse hercynienne se termine avec la formation de grands décrochements dextres, dont la faille de Mazamet sur la feuille Saint-Pons constitue l'exemple le plus significatif. Les grands décrochements subméridiens qui affectent le domaine des nappes sont alors réactivés en fractures de Riedel associées à ces décrochements majeurs. De petits bassins à couches de houille, comme celui de Graissessac sur la feuille Bédarieux, s'installent localement sur ces accidents à partir du Stéphanien moyen (fig. 1C).

### L'histoire posthercynienne

L'histoire posthercynienne a laissé peu de témoignages sur la feuille Saint-Pons. On attribue aux réajustements en distension du Permien la mise en place des filons de dolérite dans le bâti hercynien déjà consolidé. Jusqu'au début du Mésozoïque, les derniers reliefs de la chaîne nouvellement formée sont progressivement arasés, et sur cette première pénélaine se déposent les séries de plate-forme essentiellement carbonatées du Trias et du Jurassique. Du Jurassique supérieur au Crétacé moyen, des mouvements épirogéniques produisent un bombement de la Montagne noire : il se produit alors une dénudation du socle hercynien et la formation de bauxites qui seront redéposées dans les bassins voisins (Bédarieux, Saint-Chinian).

La transgression amorcée plus au Sud à partir du Crétacé supérieur n'atteint la feuille Saint-Pons qu'au début du Tertiaire. À l'Éocène inférieur, cette plate-forme est partiellement recouverte par des accumulations fluviales et lacustres et, passagèrement, par l'avancée marine des calcaires à alvéolines de l'Ilerdien.

À l'Éocène supérieur, l'orogénèse pyrénéenne, violemment exprimée immédiatement au Sud dans les terrains de couverture (Saint-Chinian), affecte peu le domaine stable de la Montagne noire, engendrant par contrecoup quelques rejeux en faille inverse des anciens accidents.

	1/50 000 St-Pons et Carcassonne	1/50 000 Bédarieux	1/50 000 Mazamet	1/80 000	
GROUPE DE RDC-SUZADOU	SRs Schistes sommitaux	X11 Schistes de Castanet		S3-1	
	SRk Conglomérats, quartzites	X10 Schistes de Saint-Gervais			
GROUPE DE SAINT-PONS—CABARDÈS	SPj Schistes sombres à passées de tufs	X9 Schistes du Barry		aξχ	
	SPi "Schistes violets"	(X5) Écailles de Cabousee			
	SPh Grès et niveaux à clastes supérieurs	X8 Métacrinrites de Lamalou			
	SPg2 Schistes sombres rubanés monotones	X7 Micaschistes de Sènas - Le Cros			
	g1b Grès et niveaux à clastes inférieurs				
	SPg1 g1a Schistes sombres rubanés monotones		OVD		
	SPf Grès et schistes clairs		OSM		
	SPe Formation grés-carbonatés à niveau graphiteux	X6 Micaschistes du col de Madale	X15		Sid-χ
	SPd Formation schisto-gréseuse à intercalations carbonatées	X5 Micaschistes de Tortailan X4 Gneiss de Combes	X14		
	SPc Formation volcanique et volcano-sédimentaire	X3 Gneiss du Vernet			Sid-χξ2
SPb Formation schisto-gréseuse basale					
GROUPE DU SOMAIL-NORE	ξ Orthogneiss caillés et rubanés	ξ Gneiss et migmatites caillés		ξ	

Fig. 2 - Zone axiale : succession lithostratigraphique et équivalence des notations

La réactivation de la faille de Mazamet à cette époque a permis la conservation des assises éocènes de la vallée du Thoré; ailleurs, ces assises sont déblayées par l'érosion qui va niveler de nouveau les reliefs pendant l'Oligocène et le Néogène.

La (ou les) surface(s) résultant de cette période d'aplanissement sera (seront) portée(s) en altitude et plus ou moins disloquée(s) vers la fin du Néogène ou le début du Quaternaire. L'abaissement des niveaux de base qui répond à ce soulèvement entraîne le dégagement des reliefs actuels.

## DESCRIPTION DES TERRAINS\*

### PRIMAIRE

#### Zone axiale

La faille de Mazamet—Tantajo divise la zone axiale de la Montagne noire en deux massifs : le massif de l'Agout au Nord, dont seul le tiers sud affleure sur la feuille Saint-Pons, et le massif de Nore dont seule l'extrémité orientale apparaît sur la feuille. Cette faille étant tardive, ces deux massifs présentent les mêmes formations. Conformément à l'histoire géologique régionale, celles-ci se divisent en plusieurs grands ensembles :

- un ensemble de roches métamorphiques de degré épizonal à catazonal dérivant de formations sédimentaires et éruptives anté-tectoniques ;
- des roches éruptives syn- à tardi-orogéniques.

Les formations métamorphiques comprennent (fig. 2) :

- le *groupe du Somail—Nore*, composé d'orthogneiss dérivant de granitoïdes d'âge vraisemblable précambrien, à valeur de socle ;
- des formations d'origine supracrustale, métasédimentaires et métavolcaniques, qui en constituent la couverture et qui affleurent en deux domaines disjoints :
  - dans le centre du massif de l'Agout (et dans la minuscule fenêtre d'Albine), le *groupe de La Salvetat*, plus développé sur la feuille Lacaune, qui forme ici des bandelettes encaissées dans le groupe du Somail, représentant des replis tectoniques complexes,
  - à la périphérie des massifs de l'Agout et de Nore, le puissant ensemble supracrustal où l'on peut distinguer trois groupes superposés séparés par des discordances relativement peu importantes : le *groupe de Saint-Pons—Cabardès*, le *groupe de Roc-Suzadou* (ces deux ensembles étant souvent regroupés en une formation compréhensive appelée « schistes X »), et un groupe de roches essentiellement carbonaté d'âge *dévonien*.

\* voir colonnes lithologiques synthétiques en annexe.

### **Groupe du Somail—Nore (Protérozoïque supérieur ?)**

Le groupe du Somail—Nore est un ensemble monotone d'orthogneiss granitiques dont les faciès forment une série continue entre des faciès œillés, les gneiss d'Héric ( $\sigma\zeta^3$ ) et des faciès rubanés non œillés, les gneiss du Larn ( $r\zeta^3$ ); des faciès « gneiss à yeux sporadiques », ici regroupés avec les gneiss d'Héric, assurent la transition entre ces deux termes extrêmes.

Ce groupe affleure très largement dans l'ensemble de la zone axiale, s'étendant au-delà de la feuille Saint-Pons sur les feuilles Bédarieux, Lacaune, Mazamet, Carcassonne, Castelnaudary et Revel.

$\sigma\zeta^3$ . **Gneiss œillés (d'Héric)**. Ces roches, dont le lithotype peut être pris aux gorges d'Héric, sur la feuille Bédarieux, sont des gneiss œillés de faciès assez banal. Les yeux sont, dans les zones les moins tectonisées, des monocristaux de feldspath potassique (orthose le plus souvent, mais microcline dans la partie externe du massif de Nore et la bordure sud du Somail) atteignant 5 à 6 cm, systématiquement maclés Carlsbad; des textures rapakiwi peuvent être parfois observées. Les déformations tectoniques tendent à détruire ces phénocristaux par apparition de joints de grain, granulation puis blastomylonitisation, parfois accompagnés d'une albitisation du feldspath potassique.

La matrice granoblastique, plus ou moins riche en biotite qui marque bien la foliation, est constituée de quartz, feldspath potassique, plagioclase (zoné An 28-0), biotite et accessoirement ilménite, apatite et zircon. Une muscovite secondaire apparaît parfois dans les parties les moins métamorphiques des massifs de Nore et de l'Agout. La sillimanite forme parfois des nodules et des placages tardifs dans les zones plus profondes.

$r\zeta^3$ . **Gneiss rubanés (du Larn)**. Leur lithotype peut être pris dans la vallée inférieure de l'Arn\* (lac des Saints-Peyres et, mieux, aux gorges du Banquet sur la feuille Mazamet). Ce sont des gneiss quartzofeldspathiques rubanés (et non lités), très homogènes, de couleur claire, à débit en dalles, à grain moyen ou grossier. Le rubanement millimétrique à centimétrique est marqué par de fins lits ondulés de biotite.

Tant sur le terrain qu'au microscope, ces gneiss apparaissent extrêmement analogues à la matrice des gneiss d'Héric dont ils ne diffèrent que par l'absence d'yeux. Dans quelques cas, la présence de lits millimétriques de feldspath potassique à texture mosaïque suggère d'anciens phénocristaux granulés; mais de tels lits manquent le plus souvent et ces gneiss n'ont jamais contenu de phénocristaux. Les nodules de sillimanite centimétriques sont relativement fréquents dans les gneiss du Larn.

\* *l'Arn* et *le Larn* sont les deux orthographes admises pour cette rivière; c'est la première qui apparaît sur le fond topographique IGN.

Les gneiss du Somail renferment de très rares enclaves décimétriques de paragneiss et des niveaux métriques à décimétriques de gneiss leptynitiques qui dérivent d'aplites plus ou moins précoces.

### Géochimie

Les gneiss du Somail—Nore présentent des compositions très homogènes dans l'ensemble de la zone axiale. Il n'est pas possible en particulier de distinguer chimiquement le faciès gneiss ocellé d'Héric du faciès rubané du Larn.

	1	2
SiO <sub>2</sub>	71,04	71,81
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,34	14,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	3,01	2,53
MnO	0,04	0,04
MgO	0,81	0,72
CaO	0,88	0,83
Na <sub>2</sub> O	3,00	2,95
K <sub>2</sub> O	4,68	4,84

1. moyenne de 38 analyses de gneiss ocellés

2. moyenne de 6 analyses de gneiss rubanés provenant du synclinorium du col de Fontfroide.

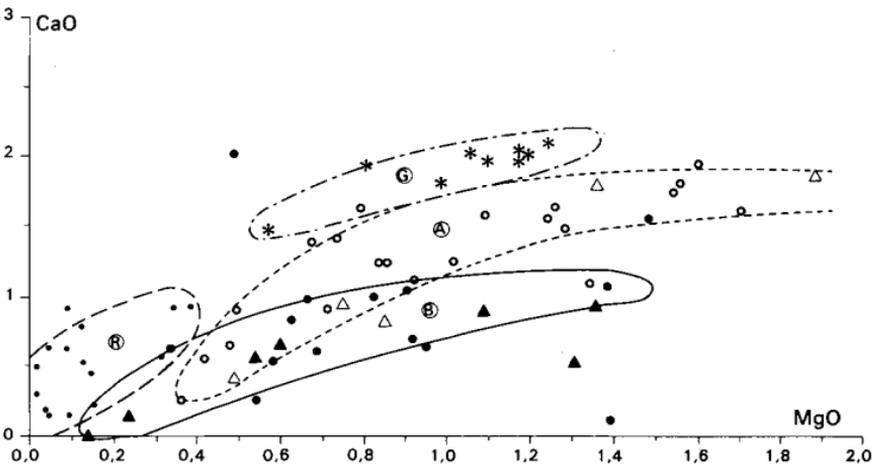
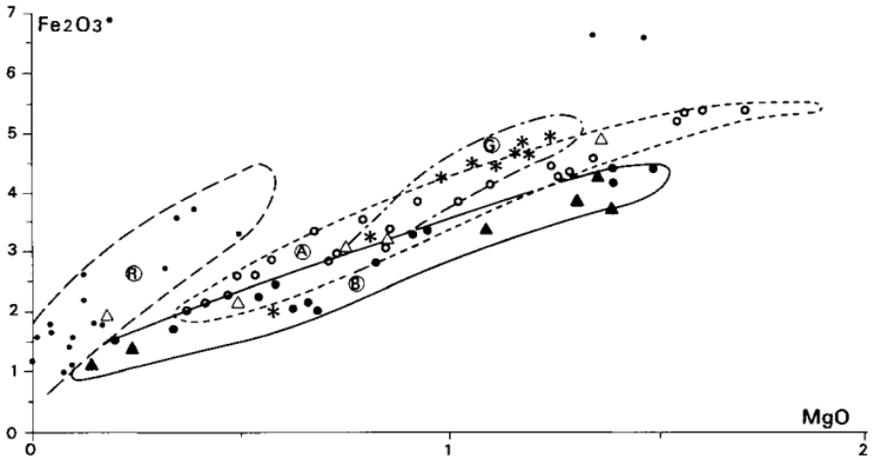
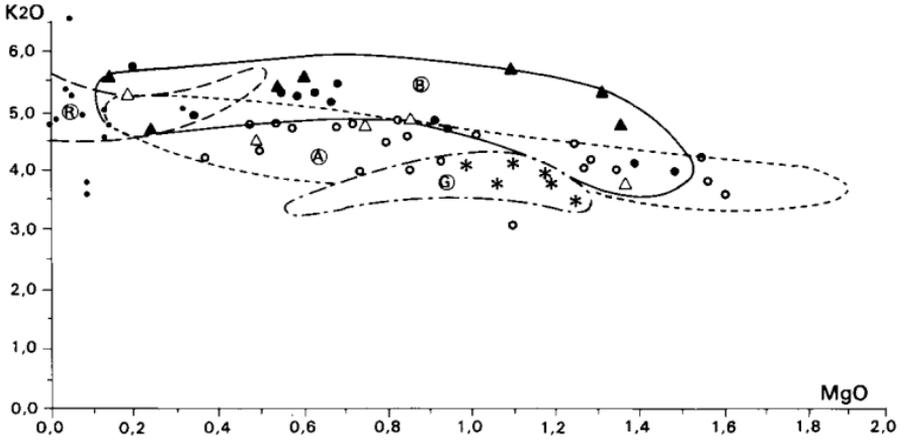
Les compositions sont celles de granitoïdes formant une série différenciée depuis des granodiorites (SiO<sub>2</sub> ≈ 65 %) jusqu'à des granites (SiO<sub>2</sub> ≈ 74,5 %), les termes les plus abondants étant des granites monzonitiques (SiO<sub>2</sub> ≈ 70-72 %). Le rapport FeO/ (FeO + MgO) est voisin de 78 %. Cette série apparaît paralumineuse (Al/Na+K+2Ca compris entre 1,15 et 1,30), nettement potassique (K<sub>2</sub>O varie de 3,5 à 5,5 %) et relativement pauvre en chaux. Ces caractères montrent que ces gneiss dérivent de granitoïdes sans doute d'affinité « S ».

Une analyse plus fine montre que les gneiss du Somail forment deux lignées magmatiques (fig. 3) : la série A, légèrement plus ferrifère et plus calcique, apparaît essentiellement localisée dans la nappe de l'Espinouse au Sud de l'anticlinal de Mauroul—Planacan ; la série B, plus magnésienne et potassique, apparaît surtout dans la nappe de l'Espinouse au Nord de cet anticlinal (et dans les unités profondes exposées sur la feuille Lacaune).

On notera également parfois un faible lessivage d'acalins lié au développement de muscovite ou de sillimanite tardive.

### Origine et évolution du groupe du Somail—Nore

L'homogénéité des gneiss du Somail—Nore, les nombreux caractères magmatiques préservés et leur composition chimique, montrent que ces gneiss dérivent d'un massif granitique composite associant des



GRUPE DU SOMAIL

- |         | Faciès ocellé | Faciès rubané |                                     |
|---------|---------------|---------------|-------------------------------------|
| Série A | ○             | △             | • Formation de Murat - Rouviats (R) |
| Série B | ●             | ▲             | * Granite d'Anglès (G)              |

Fig. 3 - Lignées magmatiques des orthogneiss dans la zone axiale

faciès porphyroïdes et des faciès isogranulaires, le tout définissant une série hyperalumineuse différenciée (en fait deux séries très voisines).

L'évolution tectonique polyphasée accompagnée d'un métamorphisme méso- à catazonal, transforme ces granitoïdes en orthogneiss œillés (gneiss d'Héric) ou rubanés (gneiss du Larn).

### **Rapports entre le groupe du Somail—Nore et les groupes supracrustaux de Saint-Pons—Cabardès et de La Salvetat**

À la périphérie du massif de l'Agout et à l'extrémité orientale du massif de Nore (en dehors de la zone de la faille de Pradelles-Cabardès), là où la lithostratigraphie du *groupe de Saint-Pons—Cabardès* est bien établie et les repères stratigraphiques nombreux, la cartographie montre que le contact entre les orthogneiss du groupe du Somail—Nore et les formations supracrustales du groupe de Saint-Pons—Cabardès se place à un même niveau stratigraphique et est concordant sur près de 60 km. Les formations de la base de ce groupe, très constantes et typiques, présentent les caractéristiques géochimiques d'une sédimentation de plate-forme (voir plus loin). Elles reposent en général sur des orthogneiss œillés très monotones ; mais vers l'Est, et en particulier dans le dôme de l'Espinouse (feuille Bédarieux), elles reposent sur des faciès variés, ce qui met en évidence une discordance cartographique régionale.

Là où les conditions d'affleurement permettent d'observer directement le contact entre ces deux groupes, ce contact apparaît net, rapide (au centimètre près), concordant sur la stratification des paragneiss et la foliation des orthogneiss. Il n'a jamais été observé de contact intrusif, ni de métamorphisme de contact, ni de « feldspathisation » ou de phénomène d'anatexie induite..., rien qui puisse suggérer un contact intrusif.

Sur la feuille Saint-Pons, le *groupe de La Salvetat* apparaît sous forme d'étroites (quelques mètres à environ 100 m) bandelettes de paragneiss intercalées dans les orthogneiss, parallèles entre elles et continues parfois sur plusieurs dizaines de kilomètres. L'examen des zones d'ennoyage des structures, à l'Est (feuille Bédarieux) comme à l'Ouest (région du lac des Saints-Peyres et feuille Mazamet), montre que le redoublement des bandelettes est dû à plusieurs phases tectoniques postérieures à la phase F1 synfoliale principale. Reste à interpréter l'interstratification précoce de niveaux très continus de paragneiss au sein des orthogneiss : il peut s'agir d'enclaves de paragneiss au sein d'orthogneiss intrusifs ou bien de replis tectoniques d'une couverture paragneissique au sein d'un socle orthogneissique. La continuité même des bandelettes de paragneiss ne plaide pas en faveur d'enclaves. L'examen des contacts sur des affleurements convenables montre que ceux-ci sont concordants sur la foliation des orthogneiss et la stratification des paragneiss. Sur la feuille Lacaune, ces bandelettes de paragneiss viennent se brancher sur des domaines d'affleure-

ments beaucoup plus vastes du groupe de La Salvetat; il est alors possible d'établir une stratigraphie précise du groupe de La Salvetat et de montrer (en particulier sur des bases géochimiques) que ce groupe est l'équivalent du groupe de Saint-Pons—Cabardès : le contact du groupe du Somail—Nore apparaît ainsi parfaitement concordant sur des dizaines de kilomètres.

Un dernier élément de la discussion est fourni par la comparaison entre la zone axiale de la Montagne noire et les Pyrénées orientales où les arguments géologiques, géochimiques et géochronologiques convergent pour définir un socle précambrien (comprenant des paragneiss du Protérozoïque moyen et des orthogneiss du Protérozoïque supérieur), et une couverture (groupes de Canaveilles et de Jujols) d'âge paléozoïque inférieur. Les données pétrographiques, lithostratigraphiques et géochimiques établissent l'identité du groupe du Somail—Nore avec le groupe des orthogneiss G2 -G3 du Canigou, et du groupe de Saint-Pons—Cabardès avec les groupes de Canaveilles et de Jujols.

Il semble donc très vraisemblable que *les rapports entre le groupe du Somail—Nore et les séries de Saint-Pons—Cabardès et de La Salvetat sont des rapports socle—couverture*. Rappelons toutefois que l'hypothèse d'intrusions a pu être soutenue (Bard et Loueyit, 1978).

### Âge du groupe du Somail—Nore

Beaucoup d'études géochronologiques faites sans études géologiques préalables sur des matériaux hétérogènes, souvent migmatitiques ou trop blastomylonitiques, sont d'interprétation délicate.

Les données de J. Hamet (1975) permettent de tracer les isochrones suivantes :

$544 \pm 57$  Ma; R.I. =  $0,7081 + 26.10^{-4}$  (6 points; errorchrone probable);  
 $513 \pm 13$  Ma; R.I. =  $0,7103 + 7.10^{-4}$  (5 points).

Les données inédites de D. Gebauer et M. Grünenfelder (1974) définissent une isochrone (6 points) :  $446 \pm 4$  Ma; R.I. = 0,7095.

Les résultats de M. Vachette (1967) et de M. Roques et M. Vachette (1970) ne permettent pas de définir d'isochrone. Un traitement statistique appliqué à des échantillons anatectiques de gneiss du Larn conduit à :  $440 \pm 16$  Ma; R.I. =  $0,7079 + 10.10^{-4}$ .

Une suite de zircons extraits des gneiss œillé du Cabaretou a fourni à D. Gebauer et M. Grünenfelder (1974) un intersect supérieur à 1113 Ma et un intersect inférieur à 284 Ma. Une monazite extraite de ces mêmes gneiss conduit à un âge concordant de  $308 \pm 3$  Ma.

Une campagne de géochronologie menée dans le cadre du levé des feuilles Bédarieux, Lacaune et Saint-Pons (Baubron et Demange, 1982) conduit aux isochrones suivantes :

- gneiss relativement peu métamorphiques (zone sillimanite + muscovite) de la bordure sud du massif de l'Agout :  $336 \pm 23$  Ma; R.I. =  $0,7139 + 12 \cdot 10^{-4}$ ;
- gneiss largement anatectiques du cœur de l'anticlinal du Caroux—Somail :  $443 \pm 17$  Ma; R.I. =  $0,7123 + 12 \cdot 10^{-4}$ .

Compte tenu des rapports initiaux élevés, les âges hercyniens (336-284 Ma) sont des âges de remaniement correspondant sans doute au métamorphisme. Il en est sans doute de même des âges calédoniens (446-413 Ma), à moins qu'il ne s'agisse d'âges composites sans signification géologique. L'âge de  $544 \pm 57$  Ma, malgré la mauvaise qualité de l'isochrone et le rapport initial élevé, pourrait représenter un âge de mise en place vraisemblable. L'âge de 1113 Ma fourni par les zircons peut être un âge de mise en place, ou représente des zircons hérités.

En résumé, malgré de nombreuses données disponibles, l'âge de mise en place du groupe du Somail demeure inconnu, ces roches ayant été beaucoup trop remaniées par les événements tectoniques et métamorphiques. Il est clair que les arguments géologiques doivent primer les arguments géochronologiques ; par analogie avec les Pyrénées, un âge cadomien (Protérozoïque supérieur à Cambrien inférieur) pourrait être vraisemblable.

### ***Groupe de La Salvetat (Infracambrien—Cambrien inférieur?)***

**Sa1. Formation schisto-gréseuse (formation de Puech-Plo).** Le groupe de La Salvetat, d'origine sédimentaire et volcanique, constitue l'enveloppe — et très vraisemblablement la couverture — du groupe du Somail—Nore dans la partie centrale et septentrionale du massif de l'Agout. Très bien exposé sur la feuille Lacaune, le groupe de La Salvetat n'apparaît sur la feuille Saint-Pons que par son extrême base, la partie inférieure de la formation de Puech-Plo qui forme d'étroites bandelettes larges au plus de 150 m, au sein du groupe du Somail—Nore.

Cette formation, d'origine grésopélimitique, est représentée par des « gneiss gris », gneiss plagioclasiques à biotite qui varient de termes plus quartzo-feldspathiques à débit en plaquettes (dérivant de métagrauwackes et de grès argileux) à des termes plus micacés (dérivant de pélites). Très localement, certains termes d'origine gréseuse sont presque de véritables métaquartzites. Des gneiss-à-silicates-calciques en bancs décimétriques s'interstratifient de façon très courante vers la base de cette formation.

### **Groupe de Saint-Pons—Cabardès (Cambro-Ordovicien probable)**

Ce groupe affleure largement sur le flanc sud des massifs de l'Agout et de Nore, formant sur la feuille Saint-Pons une bande SW-NE large de 2 à 4,5 km. Il se prolonge à la périphérie de la zone axiale sur la feuille Bédarieux plus à l'Est et, vers l'Ouest, sur Mazamet, Carcassonne, Castelnaudary et Revel. Ce groupe correspond à la majeure partie des formations désignées traditionnellement sous le nom de « schistes X », terme qui devrait être abandonné car trop imprécis.

Le groupe de Saint-Pons—Cabardès constitue une série essentiellement métasédimentaire reposant sur les orthogneiss du groupe du Somail—Nore et limitée à son sommet par la discordance cartographique du groupe de Roc-Suzadou. La lithologie et la géochimie permettent de subdiviser ce groupe en unités lithostratigraphiques plus fines, notées faisceaux b à j ; ces faisceaux s'organisent en deux grands ensembles sédimentaires (cf. fig. 2), l'ensemble inférieur (ou sous-groupe de Saint-Pons) et l'ensemble supérieur (ou sous-groupe du Cabardès), la distinction entre ces deux ensembles étant essentiellement fondée sur la géochimie.

Le type de ce groupe peut être pris en Saint-Ponais, mais vu la complexité tectonique du contact avec les nappes du versant sud et la faille de Mazamet, aucune coupe facilement accessible ne permet d'observer en continu l'ensemble de la série. Les coupes les plus caractéristiques permettant de définir la succession-type sont les suivantes :

- la coupe Saut-de-Vezole—Rouvials—Prémian montre le groupe depuis son contact avec le groupe du Somail—Nore jusqu'au faisceau h où il est interrompu par la faille de Mazamet ;
- la coupe de la D 57 au Nord-Ouest de Riols complète la coupe de Prémian en exposant, entre les p.c. 531 et 396, les faisceaux g à j et le groupe de Roc-Suzadou.

Le contact avec le groupe de Roc-Suzadou peut être précisé :

- par la coupe de Gartoule au p.c. 404 à l'Ouest de Riols ;
- aux Albières sur la coupe Labastide-Rouairoux—Verreries-de-Moussans ;
- à proximité du p.c. 481 sur la N 620 à l'Ouest des Usclats ;
- sur la coupe de la N 620 à Roc-Suzadou au Nord-Ouest de Ferrals-les-Montagnes.

#### **Ensemble inférieur (sous-groupe de Saint-Pons)**

**SP<sub>b</sub>. Faisceau b : formation schisto-gréseuse inférieure.** Au Nord de Saint-Pons, cette formation débute par des gneiss plagioclasiques à biotite, à grain fin, en bancs centimétriques à décimétriques à interlit micacé, à débit en dalles. Quelques niveaux décimétriques de gneiss-à-silicates-calciques s'y associent localement. La série devient

progressivement plus micaschisteuse puis l'on revient à des termes moins micacés, plus chargés en feldspath et où s'individualisent bientôt des ocelles feldspathiques assurant la transition avec le faisceau c. L'épaisseur du faisceau b sur la coupe de Prémian—Rouvials est de l'ordre de 100 m.

Vers l'Est, la puissance de ce faisceau se réduit progressivement jusqu'à une dizaine de mètres à la limite de la feuille. Vers l'Ouest, elle croît jusqu'à environ 200 m au Nord de Labastide-Rouairoux. Les faciès franchement micaschisteux et les niveaux de gneiss-à-silicates-calciques deviennent plus abondants. Vers le sommet de ce faisceau apparaissent, d'abord en lentilles puis en bancs métriques continus, des niveaux de gneiss sombres ou clairs à petits yeux annonçant le faisceau c.

À l'extrémité est du massif de Nore, le faisceau b apparaît, entre Labastide-Rouairoux et Sales, assez analogue à ce qu'il est à Rouvials.

**Faisceau c : formation volcanique et volcano-sédimentaire.** Cette formation se caractérise par le développement de faciès gneissiques que nous interprétons, pour des raisons d'ordre géologique, pétrographique et géochimique, comme des roches d'origine volcanique et volcano-sédimentaire.

Sur le terrain, ces gneiss présentent un caractère stratifié en bancs décimétriques à plurimétriques de faciès et de chimisme varié, et sont interstratifiés dans des roches clairement métasédimentaires (« gneiss gris », micaschistes et gneiss-à-silicates-calciques).

Les faciès les plus courants forment une suite entre deux faciès extrêmes : les « *gneiss sombres à petits yeux* » et les « *gneiss de l'Orbiel* ». Ces gneiss se composent d'une matrice et de phénocristaux plus ou moins abondants.

Les phénocristaux sont soit de « petits yeux » (1 à 8 mm) arrondis à subautomorphes de plagioclase (zonés, présentant des macles complexes en cristaux isolés ou en associations en syneusis) et plus rarement de quartz et de feldspath potassique, soit des « yeux » de plus grande taille (1 à 3 cm) constitués uniquement de monocristaux de feldspath potassique (automorphes, maclés Carlsbad, à inclusions orientées de plagioclase). La nature, la taille et la répartition de ces phénocristaux sont très hétérogènes dans un même banc et de banc à banc. Ce qui, avec l'organisation en bancs à limites nettes, distingue sans ambiguïté ces gneiss de ceux du Somail—Nore.

La matrice des « gneiss sombres à petits yeux » présente une texture granolépidoblastique à grain fin à moyen. Elle est composée essentiellement de quartz, oligoclase et biotite, avec, comme accessoires, apatite, minéraux opaques et zircon souvent abondant en cristaux libres ; grenat et muscovite sont rares et peu abondants. Cette matrice varie par la diminution des proportions de biotite, l'augmentation de

celle du plagioclase, l'apparition du feldspath potassique et de la muscovite, et l'augmentation du grain moyen qui reste cependant plus fin que celui des gneiss œillés du Somail—Nore : ce faciès, plus clair, plus feldspathique, plus grossier, en bancs plus massifs, est celui des « gneiss de l'Orbiel ».

Un autre faciès caractéristique est celui des « *gneiss clairs à petits yeux* » : la texture est la même que dans les faciès précédents, mais la biotite est presque totalement absente, la muscovite en grandes lames flexueuses ou en éponge (avec parfois des reliques de biotite) y est abondante, la tourmaline et le grenat sont assez fréquents et le feldspath y est une albite largement maclée où subsistent parfois des reliques plus ou moins importantes de feldspath potassique. Il s'agit là, sans doute, de roches transformées par un hydrothermalisme antémétamorphe.

En Saint-Ponais, le faisceau c se divise en quatre sous-ensembles :

**SP<sub>c1</sub>. Gneiss sombres à petits yeux.** Très homogènes sur une cinquantaine de mètres, ils passent progressivement vers leur base au faisceau b (la limite a été placée à la disparition des phénocristaux de feldspath).

**SP<sub>c2</sub>. Gneiss clairs à petits yeux.** Grosse barre (15 à 20 m) qui tranche absolument sur le reste de la série et constitue un niveau-répère remarquable sur tout le versant sud du massif de l'Agout.

**SP<sub>c3-4</sub>. Alternances gneiss sombres-faciès métasédimentaires.** Alternances rapides (bancs centimétriques à plurimétriques), sur environ 200 m, de faciès métasédimentaires (gneiss gris, micaschistes, rares gneiss-à-silicates-calciques centimétriques) et de gneiss sombres à petits yeux ; on observe aussi quelques niveaux centimétriques de schistes blancs à muscovite et quelques bancs métriques de gneiss clairs à petits yeux. Les faciès métasédimentaires sont plus abondants dans la partie inférieure de cet ensemble.

La partie supérieure de ce faisceau comprend une barre massive (environ 50 m) de gneiss de faciès Orbiel, très feldspathiques mais faiblement œillés ; leur sommet est parfois riche en muscovite. Ce niveau n'a pas été distingué sur la carte.

**Variations latérales.** Vers l'Est, la puissance du faisceau c se réduit progressivement, surtout d'ailleurs par disparition des faciès métasédimentaires. Le faisceau SP<sub>c1</sub>, réduit à quelques mètres, n'a plus été individualisé sur la carte. Quelques passées décimétriques d'orth amphibolite ont été observées à Rouvials et à Violgues.

Vers l'Ouest, la puissance globale du faisceau c, ainsi que chacun de ses termes, croît considérablement du Saint-Ponais à Labastide-Rouairoux. Le faisceau SP<sub>c1</sub> atteint 250 m au Sellier et repose sans

transition sur le faisceau b. La barre  $SP_{c2}$  atteint environ 100 m. Mais c'est le faisceau  $SP_{c3-4}$  qui montre les variations les plus importantes : il est progressivement envahi par les faciès métasédimentaires et en particulier par des micaschistes hyperalumineux (à grenat, staurotide et disthène); ce développement des faciès métasédimentaires se fait à partir de la base du faisceau; les faciès « gneiss sombres à petits yeux » du sommet du faisceau et la barre de type Orbiel demeurent bien constants, de sorte que nous sommes bien assurés qu'il s'agit d'une variation de faciès; à l'Ouest de Bapech, le faisceau, puissant de presque 400 m, n'est plus représenté que par des faciès métasédimentaires; la barre de gneiss de type Orbiel elle-même n'affleure plus à l'Ouest de Labastide-Rouairoux, sans que l'on sache s'il s'agit d'une disparition tectonique, stratigraphique ou si elle est masquée par les alluvions du Thoré.

À l'Est du massif de Nore, le faisceau c est représenté par environ 150 m de « gneiss sombres à petits yeux » très homogènes ( $SP_{c1}$ ), suivis d'une barre d'une trentaine de mètres de « gneiss clairs à petits yeux » ( $SP_{c2}$ ). Des alternances (100 m) de « gneiss clairs à petits yeux », « gneiss sombres à petits yeux » et de gneiss gris, organisées en séquences, assurent le passage avec le faisceau d (avec lequel elles ont été regroupées sur la carte).

Au-delà du col des Salettes, la faille de Pradelles-Cabardès interdit d'observer l'intégralité du faisceau. Dans la partie supérieure de la vallée de l'Argent-Double, des gneiss de faciès Orbiel, assez œillés, affleurent en surface presque structurale représentant sans doute l'équivalent de la barre  $SP_{c2}$ . Ils sont surmontés de formations essentiellement métasédimentaires où s'interstratifient des gneiss sombres à petits yeux; le sommet de la formation a été placé à un niveau métrique bien constant de gneiss clairs à petits yeux.

En résumé, le faisceau c montre donc d'importantes variations régionales, sensibles sur la feuille Saint-Pons mais encore plus remarquables à l'échelle de l'ensemble de la zone axiale. Une organisation paléogéographique se dessine d'Est en Ouest dans chacun des deux massifs de l'Agout et de Nore, montrant des séries plus réduites à l'Est et vers l'Ouest, une dilution de l'apport volcanique dans les niveaux sédimentaires.

**Géochimie des gneiss du faisceau c.** La discussion géochimique (Demange et Perrin, à paraître) montre que si certains gneiss sombres à petits yeux ont une composition de roches sédimentaires (volcanosédimentaires), la plupart des gneiss du faisceau c ont des compositions de roches éruptives, ce qui justifie, avec leur gisement, leur interprétation comme des orthogneiss dérivant de roches volcaniques.

Beaucoup de roches représentent des cumulats, surtout plagioclasiques (présence de phénocristaux); en particulier, la majorité des « gneiss sombres à petits yeux » apparaissent comme des cumulats plagioclasiques de liquides de composition intermédiaire ( $SiO_2$  : 63 à 69 %). Les roches qui ont des compositions de liquides (qui peuvent

d'ailleurs présenter tous les différents faciès distingués) définissent une série acide différenciée dont les termes extrêmes sont les suivants :

SiO<sub>2</sub> : 71-77

TiO<sub>2</sub> : 0,53-0,01

Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : 14-12,5

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* : 4,59-1,13

MgO : 0,50-0,05

CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O : 7,55-8,39

K<sub>2</sub>O : 3,5-5,21

Les teneurs en Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O sont très dispersées, alors que leur somme varie de façon régulière ; cela traduit une substitution entre les alcalins, substitution qui peut être considérable.

À cette altération hydrothermale répandue, s'ajoutent d'autres altérations propres à certains faciès, en particulier aux gneiss clairs à petits yeux : albitisation, silicification, lessivage de Fe, Mg et Ti ; ces altérations étant antémétamorphiques.

Compte tenu de ces altérations hydrothermales et des phénomènes cumulatifs, les gneiss du faisceau c forment une lignée magmatique homogène de caractère subalcalin, potassique, pauvre en titane et relativement ferrifère (Fe/Fe+Mg serait de l'ordre de 70 à 75 % dans les liquides intermédiaires). Un tel magmatisme peut s'interpréter comme un magmatisme nettement postorogénique et pourrait être comparé au magmatisme posthercynien d'âge stéphanien.

**Faisceaux d et e : formation grésopélitique carbonatée.** Ces faisceaux se caractérisent par une lithologie relativement variée (grès, micaschistes parfois hyperalumineux, niveaux graphiteux, gneiss-à-silicates-calciques, marbres parfois dolomitiques) organisés en séquences de divers ordres.

*SPd. Faisceau d : séquences inférieures à dominante grésopélitique.* En Saint-Ponais, la formation débute par des grès impurs auxquels s'associent des niveaux décimétriques de gneiss-à-silicates-calciques et très localement des niveaux graphiteux. Ce premier ensemble riche en grès passe à des micaschistes hyperalumineux à lentilles de quartz riches en grenat, staurotide et cordiérite, qui marquent la topographie. Cette première mégaséquence, très caractéristique, est puissante de 200 à 250 m.

La série se poursuit par des récurrences de ces différents faciès, organisées en trois mégaséquences d'une puissance totale de 250 à 300 m, moins tranchées que la première et sans termes graphiteux. Les deux premières sont très gréseuses, la troisième essentiellement formée de micaschistes.

Dans le massif de l'Agout comme dans la partie du massif de Nore figurant sur la feuille Saint-Pons, le faisceau d montre d'Est en Ouest une augmentation progressive de puissance qui se corrèle avec le passage de faciès plus gréseux à l'Est vers des faciès plus uniformément pélitiques à l'Ouest.

**SPe. Faisceau e : séquence supérieure à intercalations carbonatées et niveaux graphiteux.** Cette dernière mégaséquence se caractérise par le développement important de niveaux carbonatés et l'existence de niveaux graphiteux. Les premières séquences élémentaires sont du type grès-micaschiste-niveau graphiteux ; puis viennent des séquences riches en carbonates. Le sommet du faisceau e est marqué par un ou plusieurs niveaux graphiteux à valeur repère. Ce faisceau, puissant de 50 à 80 m, marque la topographie par une ligne de cols (col de la Terre-Bleue, par exemple). Le faisceau e demeure assez constant sur l'ensemble de la feuille.

**SPf. Faisceau f : schistes et quartzites clairs « à écritures ».** Ce faisceau, puissant de 150 à 200 m et très constant sur l'ensemble de la feuille, est caractérisé par deux mégaséquences détritiques.

Après quelques dizaines de mètres de schistes sombres, tendres, à débit en plaquettes, qui assurent la transition avec le faisceau e, vient une première barre de quartzites clairs finement laminés et de schistes siliceux à interlits verdâtres où se développe une remarquable linéation d'intersection soulignée par les biotites. (Cette linéation est un caractère tectono-métamorphique qui n'a pas valeur lithostratigraphique et qui se rencontre effectivement dans d'autres niveaux de la série ; mais c'est dans le faisceau f qu'elle est la plus constante et remarquable et qu'elle justifie l'appellation « schistes à écritures » donnée à ce faciès.) Quelques rares niveaux de quartzites renferment des clastes de quartz hyalin.

Une vire de schistes plus sombres sépare ce premier ensemble d'une seconde barre de quartzites clairs rubanés à délit de schistes verts ou aluminium, qui passent progressivement à des formations plus schisteuses toujours claires ; la linéation des biotites y est toujours présente.

### **Ensemble supérieur (sous-groupe du Cabardès)**

Cet ensemble extrêmement monotone représente les deux tiers du groupe de Saint-Pons—Cabardès. Il est constitué en majeure partie d'un fond sédimentaire de schistes sombres, bleu-noir, souvent pyriteux, montrant de manière constante une fine lamination millimétrique de grès clairs ; quelques structures sédimentaires s'observent parfois : granoclassements, rides et exceptionnellement microslumps ; mais en règle générale il s'agit de laminites extrêmement parallèles et monotones qui correspondent à un régime de turbidites distales.

Ce fond sédimentaire de schistes rubanés monotones est interrompu à plusieurs reprises par des décharges de grès clairs à grain fin, durs, organisés en bancs décimétriques à métriques, massifs, montrant parfois un granoclassement d'ensemble. La masse de la roche est un grès fin très quartzeux, pauvre en plagioclases et en phyllites. Très fréquemment, ces grès renferment des clastes de quartz hyalin et plus rarement de feldspath. Ces clastes sont isolés et de taille au plus millimétrique mais incomparablement plus grande que la taille des

autres éléments détritiques. Les clastes de quartz hyalin, souvent noirâtres à l'œil nu, apparaissent au microscope comme des monocristaux anguleux qui montrent de très rares exemples de golfes de corrosion. Les clastes feldspathiques sont des albites en cristaux automorphes brisés. La présence de ces niveaux gréseux permet de diviser l'ensemble supérieur en plusieurs formations.

**SP<sub>g1</sub>. Faisceau g<sub>1</sub> : schistes noirs monotones et grès à clastes inférieurs.** En Saint-Ponais, des alternances rapides de schistes sombres et de schistes clairs assurent la transition entre les faisceaux f et g (moins de 20 m). Puis viennent des schistes rubanés extrêmement monotones, noirs, plutôt en creux dans la topographie, où s'intercalent quelques niveaux décimétriques de **grès clairs massifs** avec ou sans clastes de quartz (100-150 m; faisceau SP<sub>g1a</sub>). L'ensemble SP<sub>g1b</sub> est constitué d'une centaine de mètres de **grès clairs, souvent à clastes** et à interlits de schistes noirs.

À l'Est de Saint-Pons, le faisceau SP<sub>g1a</sub> se réduit de manière importante. Vers l'Ouest, au contraire, il se développe pour atteindre une puissance de 600 m au Nord-Ouest de Courniou. La puissance du faisceau SP<sub>g1b</sub> croît parallèlement et une passée schisteuse se développe au milieu de cet ensemble gréseux.

Dans la partie est du massif de Nore, l'ensemble SP<sub>g1</sub> est tout à fait analogue à celui de la coupe-type Prémian—Rouvials; nous avons regroupé ses deux termes au Sud-Ouest de Labastide-Rouairoux. Vers Lespinassière, les grès deviennent beaucoup moins abondants et la puissance d'ensemble du faisceau diminue.

**SP<sub>g2</sub>. Faisceau g<sub>2</sub> : schistes rubanés monotones.** Ce faisceau très monotone est constitué des schistes sombres rubanés qui constituent le fond de l'ensemble supérieur. Ces schistes durs marquent le paysage de barres. L'uniformité de cette formation est à peine interrompue dans sa partie médiane par un faisceau de grès sombres généralement dépourvus de clastes de quartz.

La puissance de ce faisceau, très constante dans chaque massif, est de l'ordre de 300 m dans le massif de l'Agout, 150 à 200 m dans celui de Nore.

**SP<sub>h</sub>. Faisceau h : grès à clastes supérieurs.** En Saint-Ponais, ce faisceau est formé d'une double barre gréseuse séparée par une vire de schistes noirs. Ces grès sont parfois riches en clastes de quartz et parfois de feldspath; les structures sédimentaires n'y sont pas rares: granoclassements, rides, parfois petits slumps. À l'affleurement, ils présentent parfois un aspect poreux suggérant un ancien ciment carbonaté. La puissance de ce faisceau est très constante: 100 à 120 m. Il disparaît vers l'Est à cause de l'érosion antérieure au dépôt du groupe de Roc-Suzadou (ou parce qu'il est tronqué par la faille de Mazamet—Tantajo). Vers l'Ouest, la puissance du faisceau h croît

rapidement par l'augmentation des passées schisteuses, de sorte que l'on observe deux ensembles gréseux, puissants chacun d'une cinquantaine de mètres, séparés par un ensemble schisteux monotone.

Dans le massif de Nore, le faisceau h se définit par l'apparition progressive de grès plus ou moins clairs, souvent riches en clastes, en bancs décimétriques à métriques regroupés en faisceaux décamétriques, au sein d'une sédimentation monotone de schistes rubanés sombres. La puissance du faisceau h atteint 750 m dans la vallée de l'Argent-Double; elle se réduit considérablement vers l'Est tout en demeurant supérieure à 350 m. Cette réduction d'épaisseur va de pair avec une diminution de la proportion de grès.

La puissance considérable du faisceau h dans le massif de Nore, comparée à sa puissance réduite dans le massif de l'Agout, et le fait que le faisceau g présente des variations de puissance inverses, suggèrent que la limite g-h est hétérochrone : le massif de Nore, et plus particulièrement la région de Lespinassière, recevait une sédimentation gréseuse relativement plus proximale (faciès h) pendant qu'à la même époque le massif de l'Agout était le siège d'une sédimentation calme de pélites finement laminées, très distales. La fin de la période correspond à la généralisation d'apports plus grossiers sur l'ensemble du domaine.

**SP<sub>i-j</sub>. Faisceaux i et j : « schistes violets » et schistes sombres à passées de tufs feldspathiques.** En Saint-Ponais, entre Riols et Ardouane, le sommet du groupe de Saint-Pons montre la succession-type suivante, de bas en haut, au-dessus des grès du faisceau h :

- schistes violets, pyriteux, très fins, très homogènes, dans lesquels aucune stratification n'est visible à la différence des schistes rubanés des faisceaux g et h; ces schistes renferment de rares niveaux infra-métriques de grès clairs parfois à clastes (faisceau i) (150 m);
- **tufs massifs (tf)** formant une barre puissante au maximum de 50 m. Le contact inférieur avec les schistes est très tranché; à la partie supérieure s'observent des grès où s'interstratifient des passées de tufs (50 à 80 m) qui progressivement passent à des schistes (100 m);
- ensemble plus gréseux à passées de tufs (moins de 50 m) qui amorce une nouvelle séquence du même type, interrompue par le contact transgressif de la formation de Roc-Suzadou.

● **Pétrographie des tufs.** Bien que ces tufs aient subi des altérations hydrothermales et des recristallisations métamorphiques qui en modifient la minéralogie, les textures sont bien conservées, ce qui permet de reconnaître :

- des roches volcaniques (produits pyroclastiques et/ou laves) porphyriques avec des phénocristaux automorphes d'albite dispersés sans orientation dans une matrice fine de chlorite, biotite, muscovite,

quartz, et accessoirement zircon, apatite, sphène, tourmaline, parfois pyrite ;

— des tufs faiblement remaniés où les phénocristaux brisés se dispersent dans une matrice qui montre clairement un litage sédimentaire ;  
— des produits très remaniés à texture manifestement sédimentaire formée d'une matrice quartzo-phylliteuse stratifiée où se dispersent des clastes ovoïdes de quartz et de feldspath.

● **Géochimie des tufs.** Les tufs montrant typiquement des textures volcaniques, apparaissent comme des roches ayant subi une albitisation précoce généralisée : la teneur en chaux est très basse ou nulle, les teneurs en alcalins très élevées ( $\text{Na}_2\text{O}$  atteignant jusque 6,32 %), la somme  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  est plus régulière que les teneurs en ces deux éléments, ce qui suggère des substitutions Na-K. Certaines altérations tardives, comme la silicification et la muscovitisation, se rencontrent également.

La discussion plus poussée menée sur les autres éléments, montre que ces roches représentent en général des liquides (avec quelques cumulats feldspathiques) : ce sont des roches de composition intermédiaire dont les teneurs en silice varient de 63 à 70 % (un échantillon atteint 71,75 %), définissant une lignée calco-alcaline. Les teneurs en titane varient de 1,04 à 0,65 %.

● **Âge des tufs.** Une datation sur monozircons dans les tufs du Cabardès (feuille Carcassonne) a fourni un âge de  $545 \pm 15$  Ma (Lescuyer et Cocherie, 1992).

● **Variations latérales.** En général, lorsque les termes supérieurs du groupe de Saint-Pons—Cabardès n'ont été tronqués ni par l'érosion antérieure au dépôt du groupe de Roc-Suzadou, ni par les contacts anormaux, on retrouve la même organisation avec, au dessus du faisceau gréseux h, une formation à dominante schisteuse (faisceau i) suivie d'une formation à tufs feldspathiques (faisceau j). En fait, ces formations montrent d'importantes variations latérales et la limite i-j est hétérochrone.

En Saint-Ponais, la série décrite à Riols passe rapidement vers l'Ouest à une formation homogène de schistes sombres analogues aux schistes du faisceau i, où n'existent plus que de rares passées discontinues de grès ou de tufs. La faille de Mazamet tronque l'ensemble i-j à l'Ouest de Marthomis et à l'Est d'Ardouane.

L'ensemble des « schistes violets » est bien continu à la périphérie orientale du massif de Nore. Ils sont toutefois fortement réduits dans la région de Courniou par érosion antérieure au dépôt du groupe de Roc-Suzadou.

La formation à tufs affleure en deux domaines discontinus :

— le faisceau j est particulièrement bien développé entre la Serre d'Alaric et Verreries-de-Moussans ; succédant à une puissante série de schistes violets monotones (250-300 m), il s'organise en deux ou trois séquences du type tufs massifs-schistes noirs. Vers l'Est, ces tufs disparaissent par érosion avant Les Usclats. Vers l'Ouest, les termes

volcaniques passent progressivement à des termes remaniés qui viennent s'interstratifier dans les schistes violets pour disparaître à la vallée de l'Argent-Double ;

— les tufs, très remaniés, affleurent de nouveau aux environs immédiats de Saint-Pons, réduits à quelques mètres sous le groupe de Roc-Suzadou.

### **Groupe de Roc-Suzadou (Ordovicien supérieur—Silurien probable)**

Très homogène et caractéristique sur toute la bordure sud de la zone axiale, ce groupe repose sur des termes variés du groupe de Saint-Pons—Cabardès depuis les termes supérieurs du faisceau j jusqu'à des termes relativement profonds du faisceau h. En général, le contact entre les deux groupes est concordant à l'échelle de l'affleurement ; toutefois, aux Ilhes, sur la feuille Carcassonne (cf. Berger *et al.*, 1993), s'observe une discordance angulaire de plusieurs dizaines de degrés.

Cette discordance s'observe également dans le paysage pour peu que l'érosion ait dégagé un dénivelé suffisant : le contact de base du groupe de Roc-Suzadou est en effet plus penté d'une vingtaine de degrés vers le Sud que les couches du groupe de Saint-Pons—Cabardès, de sorte que les termes supérieurs de ce dernier affleurent sur les crêtes et sont tronqués au fond des vallées. Cette disposition est systématique dans toutes les vallées du rebord sud de la zone axiale.

Cette discordance cartographique et angulaire met en évidence des mouvements tectoniques en plis très mous et une érosion pouvant atteindre 200 à 300 m avant le dépôt du groupe de Roc-Suzadou.

**SR. Conglomérats, quartzites, schistes.** Ce groupe est remarquablement uniforme à l'échelle régionale. La succession la plus complète comprend de bas en haut (ces différents termes n'ont pu être distingués sur la carte) :

— (1a). Conglomérat lenticulaire métrique à plurimétrique, à galets étirés centimétriques à décimétriques de quartz blanc, de schistes et de grès, et à ciment abondant très siliceux ;

— (1b). Quartzites clairs, blancs à vert pâle, parfois microconglomératiques, riches en muscovite ;

— (1c). Quartzites gris-bleu, schistes siliceux blancs, riches en muscovite, renfermant fréquemment des nodules d'andalousite et/ou de chloritoïde (et exceptionnellement de disthène).

La puissance de ce premier ensemble est décamétrique.

— (2). Quartzites d'abord très blancs, puis gris plus ou moins sombre, formant une barre massive, qui passent ensuite à des quartzites feuilletés (50 m) ;

— (3). Schistes d'abord gréseux, puis plus pélitiques, satinés, bleu clair, prenant par altération une patine rougeâtre (100 m). Ces schistes se chargent progressivement en lentilles décimétriques de calcaires à entroques (Les Usclats).

Dans la plupart des cas, cette série est tronquée par le contact de base des nappes du versant sud, au sein de (2) ou dans la partie basale de (3).

### ***Interprétation géochimique des groupes de Saint-Pons—Cabardès et de Roc-Suzadou***

Les groupes de Saint-Pons—Cabardès et de Roc-Suzadou étant fortement tectonisés et métamorphisés, la plupart des caractères sédimentaires originels ont disparu et le seul moyen commode pour remonter à la pétrologie des roches détritiques originelles, et si possible à des reconstitutions géologiques, voire paléogéographiques, demeure la géochimie. L'emploi de l'outil géochimique, extrêmement puissant, permet de conforter et de préciser les coupures lithostratigraphiques adoptées.

#### **Distinction de trois ensembles géochimiques**

La discussion géochimique est assez longue et délicate et nous renvoyons le lecteur à la publication originale (Demange et Perrin, à paraître) pour en avoir les détails, nous bornant ici à en résumer les résultats.

L'étude de 450 échantillons environ, répartis sur l'ensemble du domaine d'affleurement des groupes de Saint-Pons—Cabardès et de Roc-Suzadou, montre qu'il n'existe pas de variation géochimique latérale importante, et ceci tant sur l'ensemble de la série que faisceau par faisceau. Par contre, ces groupes s'organisent verticalement en trois ensembles bien tranchés du point de vue géochimique :

— le sous-groupe de Saint-Pons (faisceaux b à f), malgré une lithologie variée, est extrêmement homogène ;

— le sous-groupe du Cabardès (faisceaux g à j) se distingue de l'ensemble inférieur par des rapports fer/magnésium plus élevés, des teneurs en chaux plus faibles et des teneurs en potasse plus élevées, ces différents paramètres évoluant régulièrement de la base au sommet du sous-groupe ;

— le groupe de Roc-Suzadou se distingue sans ambiguïté du groupe de Saint-Pons—Cabardès par des teneurs en silice généralement plus élevées et, à teneur en silice égale, par des teneurs en potassium, alumine et titane plus élevées et des teneurs en magnésium, calcium et sodium nettement plus basses.

## Interprétations pétrographiques

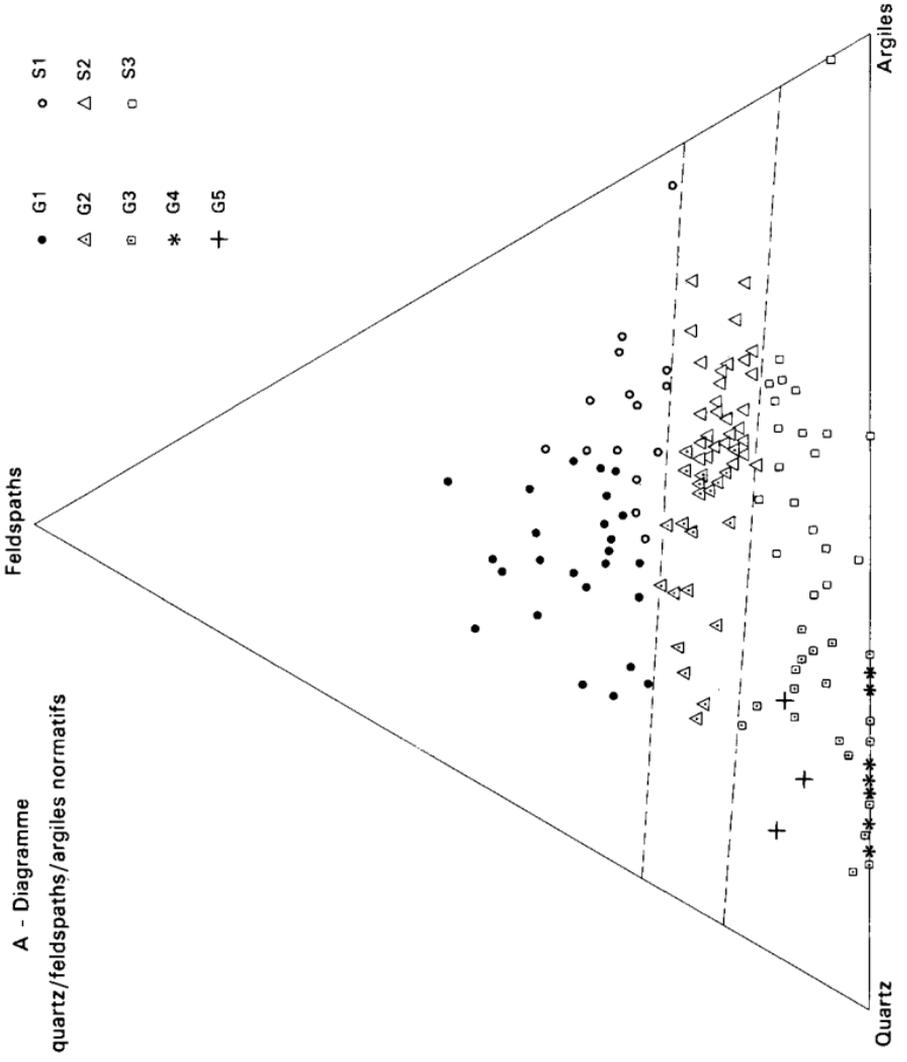
Les roches des groupes de Saint-Pons—Cabardès et de Roc-Suzadou apparaissent comme des mélanges de pôles simples : carbonates, quartz, feldspath (essentiellement plagioclase dans les roches détritiques banales) et argiles (le spectre argileux peut d'ailleurs être précisé au moyen d'une norme). La plupart des roches apparaissent comme des termes intermédiaires entre un pôle gréseux (quartz + feldspaths) et un pôle shale (argiles) auxquels s'adjoint une quantité plus ou moins importante de carbonate libre. La proportion de feldspath par rapport aux argiles et au quartz (appréhendée par des diagrammes tels un diagramme normatif quartz-feldspaths-argiles : fig. 4 A, ou le diagramme Al/Na+K : fig. 4B) classe les roches des groupes de Saint-Pons—Cabardès et de Roc-Suzadou en trois classes principales (auxquelles s'adjoignent quelques classes d'importance moindre).

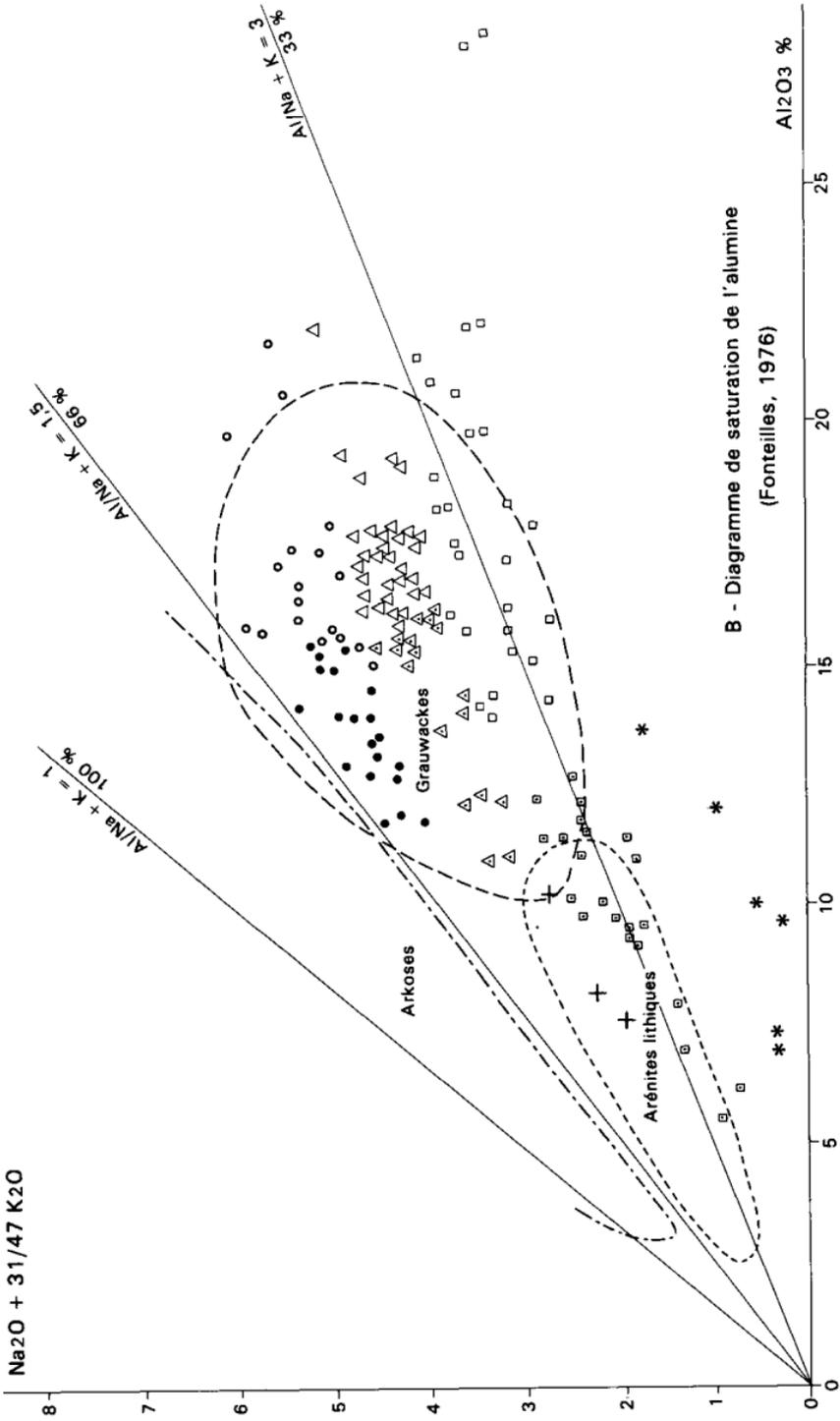
- La **classe G1-S1**, qui forme un continuum grès-shale, s'interprète comme des *produits de remaniement de roches volcaniques et volcano-sédimentaires*. Il existe des variations reflétant le caractère plus ou moins remanié, plus ou moins dégradé de ces sédiments (on peut ainsi définir une classe G1 représentant des produits très peu remaniés), la présence d'une faible proportion de carbonate libre (classe C1) et la nature du volcanisme-source ; quelques marbres impurs se rapprochent de cette classe (C6).

- La **classe G2-S2** apparaît comme une série continue de type *shale-grauwacke avec des roches peu triées représentant des termes de mélange*. Ces roches constituent le fond continu du groupe de Saint-Pons—Cabardès. Les caractères pétrographiques et sédimentologiques préservés, le caractère globalement plus argileux de ces roches et leur homogénéité sur l'ensemble de la série, confèrent à ce fond continu un caractère largement distal ; toutefois, l'existence à certains niveaux de termes franchement gréseux (G2) laisse envisager des épisodes de décharges plus proximales.

- La **classe G3-S3** est une famille bimodale comprenant des *shales alumineux et hyperalumineux* (S3), parfois carbonatés (SC3), et des grès de type *arénite lithique* (G3), parfois carbonatés (GC3) ; les marbres impurs de la classe C5 se rattachent à cette classe. Dans le groupe de Saint-Pons—Cabardès, les roches de cette classe représentent des sédiments bien triés, provenant d'une zone-source mature. Dans le groupe de Roc-Suzadou, elles représentent une sédimentation détritique de plate-forme riche en termes grossiers ; la zone-source est différente de celle du groupe de Saint-Pons—Cabardès, elle présentait sans doute un caractère moins mature.

- La **classe G4**, strictement limitée à la base du groupe de Roc-Suzadou (grès et schistes blancs souvent à chloritoïde et/ou andalousite), correspond à des *roches résiduelles, des altérites resédimentées*.





B - Diagramme de saturation de l'alumine (Fonteilles, 1976)

Fig. 4 - Définition des différentes classes géochimiques des roches sédimentaires non carbonatées dans les groupes de Saint-Pons - Cabardès et de Roc-Suzadou



• La **classe G5**, également limitée au groupe de Roc-Suzadou, comprend des roches très riches en silice, alumine et potasse, formées à peu près exclusivement de quartz + muscovite. Ce ne sont pas des roches sédimentaires normales mais des *roches hydrothermalisées*. Rares sur la feuille Saint-Pons (région de Citou), elles se développent sur la feuille de Carcassonne au voisinage de la mine de Salsigne et de l'indice de Cabrespine (faciès « barre siliceuse » : Bonnemaïson *et al.*, 1981).

### **Organisation d'ensemble du groupe de Saint-Pons—Cabardès (fig. 5)**

L'évolution sédimentaire du groupe de Saint-Pons—Cabardès est pour l'essentiel rythmée par l'arrivée, à différentes périodes, de décharges détritiques composées soit de matériel de type arénite lithique (classe G3), soit de produits de remaniement de volcanites (classe G'1-G1-S1). Une simple appréciation des proportions des différents types de roches faisceau par faisceau, montre que chacune de ces décharges tend à s'amortir plus ou moins rapidement, les apports détritiques devenant alors plus évolués et plus mélangés (classe G2-S2).

Le groupe de Saint-Pons—Cabardès apparaît constitué de deux cycles sédimentaires distincts.

• Un **cycle inférieur** (faisceaux b à f), caractérisé par des décharges détritiques plus grossières abondantes et par la présence d'une composante sédimentaire d'origine chimique et biochimique (roches carbonatées et niveaux graphiteux).

Les faisceaux b et c sont caractérisés par la présence d'un volcanisme intermédiaire à acide et des produits de remaniement de ce volcanisme relativement grossiers, peu évolués et peu triés. Cet apport volcano-sédimentaire se poursuit dans les faisceaux d à f, mais il ne s'agit plus que de produits de remaniement qui évoluent, lorsque l'on monte dans la série, vers des termes plus fins, plus dégradés et moins abondants.

Les faisceaux d et e voient l'arrivée d'un nouveau type de matériel constitué par des arénites lithiques et de shales alumineux et hyper-alumineux provenant du démantèlement d'une zone-source mature. Ces différentes décharges détritiques s'organisent en séquences rythmiques qui montrent une évolution depuis la base du faisceau d jusqu'au sommet du faisceau e, traduisant l'installation progressive d'un bassin de plus en plus distal et qui tend, du moins à certaines périodes, à se confiner : diminution de l'épaisseur des mégaséquences, diminution de l'abondance relative des termes plus franchement gréseux, augmentation de la sédimentation carbonatée qui tend parfois à comporter une fraction dolomitique, apparition des schistes graphiteux. Le faisceau f montre l'aboutissement d'une telle évolution, les décharges terrigènes sont amorties et seul subsiste le fond continu constitué de termes distaux de mélange.

• Le **cycle supérieur** (faisceaux g à j), bien que constitué majoritairement de termes distaux appartenant à la classe G2-S2, montre un renouveau de l'apport détritique : la baisse notable des rapports  $Ca/Ca+Na$  et  $Fe/Fe+Mg$  signale l'introduction dans le bassin de termes provenant d'une source différente.

Plusieurs décharges détritiques plus proximales viennent s'interstratifier dans ce fond continu : décharge de grès à clastes de caractère volcano-sédimentaire très remanié au faisceau g<sub>1</sub> (ces grès de la classe G1 sont sensiblement différents des grès G1 du cycle inférieur, ce qui pourrait traduire une modification notable du volcanisme). Puis, au faisceau h, décharge de grès à clastes dont une partie très importante présente des caractéristiques d'arénites lithiques G3 ; ces grès sont très analogues aux grès G3 de la partie inférieure de la série : on peut donc penser qu'ils proviennent de la même aire continentale mature et que cette décharge ne traduit qu'une reprise du cycle érosif. Enfin, apparition dans le faisceau j d'un volcanisme calco-alcalin donnant des produits intermédiaires spilitisés et leurs produits de remaniement.

### **Organisation d'ensemble du groupe de Roc-Suzadou (fig. 5)**

Le groupe de Roc-Suzadou, dont la base est marquée par des dépôts grossiers qui reposent en discordance sur les séries sous-jacentes, correspond à un épisode de sédimentation entièrement distinct qui intervient après une période d'érosion.

Le matériel détritique qui alimente ce groupe est totalement différent de celui qui alimentait le groupe de Saint-Pons—Cabardès. Mis à part les roches modifiées de la classe G5 et les altérites remaniées de la classe G4, de faible importance volumétrique, il s'agit essentiellement d'arénites lithiques de la classe G3, provenant sans doute d'une zone-source très peu mature.

Bien que son épaisseur soit très faible, ce groupe de Roc-Suzadou montre une évolution rapide : les termes détritiques grossiers de la base passent à des termes plus fins, puis à des pélites au sein desquelles apparaît une discrète sédimentation carbonatée en partie organogène (lentilles de calcaires à entroques).

### **Âge des groupes de Saint-Pons—Cabardès et de Roc-Suzadou**

Aucune datation directe par faune, microfaune ou isotopes n'ayant pu être réalisée sur les groupes de Saint-Pons—Cabardès et de Roc-Suzadou, une très grande variété d'âges a pu être proposée : Antécambrien (Gèze, 1949 ; Ellenberger et Latouche, 1967 ; Ellenberger et Santarelli, 1974), Cambrien inférieur (Ferret *et al.*, 1983), Cambrien (Bogdanoff *et al.*, notice de la feuille Bédarieux, 1982), Cambro-Ordovicien (Arthaud, 1971 ; Demange, 1982 ; Guibert, 1990), Viséen (Vignard, 1976b).

Néanmoins, un certain nombre d'arguments peuvent être avancés pour proposer, pour les groupes de Saint-Pons—Cabardès et de Roc-Suzadou, des âges respectivement cambro-ordovicien et ordovicien supérieur à silurien :

- l'ensemble de ces séries est en position globalement normale et sans redoublement tectonique majeur ;
- les données géochimiques excluent toute corrélation avec les « grès de Marcory » d'âge cambrien inférieur (sauf peut être pour la formation de Puech-Plo et le faisceau b). Elles apparaissent par contre compatibles avec les données disponibles sur les termes plus élevés de la série cambrienne des nappes et des monts de Lacaune (Issard, 1984 ; Guibert, 1990) ;
- le faisceau c peut être corrélié, sur des critères pétrographiques et géochimiques, avec la formation de Murat du centre du massif de l'Agout (Demange, 1975, 1982), datée aussi bien par la méthode Rb-Sr (Hamet, 1975) que U-Pb sur zircon (Ducrot *et al.*, 1979) à  $530 \pm 15$  Ma ;
- les spectres d'âges U-Pb obtenus sur les zircons remaniés dans la partie inférieure du groupe de Saint-Pons—Cabardès (Gebauer, comm. orale, 1987) sont analogues à ceux du Cambrien moyen des nappes du versant sud : ils conduisent à envisager une histoire sédimentaire comprise entre 600 et 450 Ma ; en effet, les âges des zones-sources seraient compris entre 3 200 Ma et 600 Ma, avec plusieurs remaniements, et il existe une croissance métamorphique entre 450 et 400 Ma puis entre 340 et 300 Ma ;
- les tufs du faisceau j ont fourni un âge de  $545 \pm 15$  Ma sur monozircons ;
- le groupe de Roc-Suzadou est surmonté en concordance par les terrains dévoniens.

Par ailleurs, ces séries, qui correspondent à deux grands cycles sédimentaires, montrent d'étroites analogies avec les séries paléozoïques de la Montagne noire et surtout des Pyrénées orientales :

- le groupe de Saint-Pons—Cabardès correspond, faisceau par faisceau, tant du point de vue lithologique que de celui de l'organisation sédimentaire et surtout géochimique, au groupe de Canaveilles (les termes les plus élevés du groupe de Saint-Pons—Cabardès correspondraient à la formation d'Evol) ;
- le groupe de Roc-Suzadou correspond à l'Ordovicien supérieur et au Silurien ; en particulier, le faisceau k présente une extrême analogie pétrographique et géochimique avec le Caradoc du massif de l'Agly (Fontailles, 1976).

### **Dévonien**

En général, le contact anormal de base des nappes du versant sud vient sur le groupe de Roc-Suzadou. Toutefois, en Cabardès (feuille Carcassonne : Berger *et al.*, 1993) et dans l'unité des Fournels, s'ob-

servent des séries dévoniennes (montant jusqu'au Dévonien supérieur) reposant en contact stratigraphique normal sur le groupe de Roc-Suzadou. Bien qu'assez différent des formations dévoniennes du domaine des nappes, ce Dévonien autochtone sera décrit dans le chapitre suivant.

### **Nappes du versant sud de la Montagne noire**

La moitié méridionale de la feuille est occupée par les séries sédimentaires relativement bien datées appartenant pour l'essentiel au dispositif des *nappes de charriage du versant sud de la Montagne noire*. Comme on l'a déjà mentionné, un domaine d'attribution ambiguë est constitué, à la limite zone axiale-nappes, par les terrains dévoniens les plus septentrionaux.

À la différence de la zone axiale, les séries ne sont que faiblement métamorphiques et ont livré des faunes suffisamment bien conservées pour étayer une lithostratigraphie relativement précise.

#### **Cambrien inférieur**

k1. « **Grès de Marcory** ». Ensemble grésopélitique à gréseux constituant le cœur des replis synformes de la nappe de Pardailhan et du Minervoï central. La base de la formation et son substratum sont inconnus mais la puissance des termes conservés dépasse probablement un millier de mètres. La succession, monotone, comprend surtout des grès, grès pélitiques et pélites gris verdâtre en bancs décimétriques à stratifications planes bien réglées.

Les termes les plus inférieurs de la série exposée ici pourraient être représentés par des faciès sombres à dominante pélitique qui apparaissent entre Rieussec et le bois de Montaud, dans la partie sud-ouest du Pardailhan. Plus haut, la série gréseuse peut s'intercaler d'horizons microconglomératiques et, plus rarement, de véritables conglomérats à galets de quartz et de schistes associés à des bandes de quartzites blancs (sommet du mont Cayroux ; Boyer, 1962).

Les 100 ou 200 m supérieurs de la série sont caractérisés par la présence d'horizons particuliers de pélites vertes et violacées, de grès grossiers ou micacés brun violacé à ciment hématitique, et par le développement de grès clairs plus ou moins carbonatés à stratifications fréquemment entrecroisées et punctuations limonitiques.

Ce faciès, qui va se poursuivre dans la formation sus-jacente des « alternances grésocarbonatées » ou « grès de Pardailhan », traduit un changement dans les apports détritiques. Ceux-ci, jusque là pauvres en feldspath à composition plutôt sodique, s'enrichissent nettement en feldspath avec du microcline commun et une composition clairement potassique. Cette évolution peut être mise en relation avec le

développement en Montagne noire du volcanisme alcalin « blaviéristique ».

Plus à l'Ouest (1/50 000 Carcassonne) et au Nord Est (1/50 000 Bédarieux), des intercalations ont livré une faunule cambrienne à *Chancellaria* et *Biconulites*, attestant que le sommet au moins de la formation appartient au Cambrien inférieur.

**k2a. Alternances grésocarbonatées à archéocyathes et trilobites.** Formation puissante de 100 à 200 m dans le Sud-Pardailhan où elle est bien exprimée, beaucoup plus réduite dans le Nord. Elle est caractérisée par l'occurrence, dans les faciès détritiques gréseux à grésopélitiques du type « grès de Marcory », d'intercalations de calcaires gris ou gris-bleu, de fréquence et d'importance croissantes vers le haut. On a dénombré dans le Sud-Pardailhan jusqu'à neuf barres calcaires (Boyer, *in* Berger *et al.*, 1990), certaines plus ou moins fugaces ou coalescentes, d'autres remarquablement constantes en importance et caractéristiques. Des corrélations peuvent être même effectuées à l'échelle régionale pour ces horizons dont les faciès traduisent l'installation progressive d'une plate-forme carbonatée.

Un premier stade est marqué par des calcaires et calcaires gréseux à archéocyathes nains, associés à des grès à ponctuations limonitiques (« grès de Pardailhan ») et trilobites, et se termine par un niveau-repère très constant, de 2 m de puissance, de pélites vert olive.

Après une importance récurrence gréseuse, les intercalations calcaires deviennent dominantes, avec des faciès organo-détritiques à échinodermes, trilobites et un renouvellement de la faune d'archéocyathes. La limite supérieure de la formation, souvent délicate à situer, est marquée par une intercalation de schistes ou pélites noirs.

La faune d'archéocyathes et de trilobites, dont *Thoralaspis thorali*, *Blayacina miqueli*, *Olenopsis...*, a permis d'attribuer la formation au « Géorgien » supérieur.

Signalons que plus à l'Ouest (1/50 000 Carcassonne) s'interstratifient à ce niveau des roches très altérées, interprétées comme les témoins d'un volcanisme basique alcalin.

**k2b. Calcaires dolomitiques à archéocyathes.** Ensemble puissant de 100 à 150 m de calcaires massifs gris sombre très largement dolomitisés. La dolomitisation se manifeste souvent en îlots amygdalaires donnant à la roche un aspect œillé caractéristique, mais peut envahir totalement les faciès calcaires. Les archéocyathes associés à des oncolites et des débris algaires abondent localement, notamment au voisinage des zones dolomitiques.

Quand le niveau pélitique sombre qui marque la base de la formation, comme en Minervois, fait défaut, il devient délicat de différencier ce terme des faciès calcaires sous-jacents.

En dehors des archéocyathes, ces couches ont livré en Minervois quelques débris de trilobites. La faune d'archéocyathes (F. Debrennes, inédit) a été corrélée avec le « Géorgien » de Sardaigne et de Sibérie.

En général, et notamment en Minervois, un horizon métrique de pélites vertes sépare l'ensemble de la formation suivante.

**k<sub>2c</sub>. « Dolomies principales » : dolomies grises à oncolites et stromatolites.** Ensemble de 200 à 300 m de dolomies massives (k<sub>2c1</sub>) sombres à patine grise ou brunâtre, à oncolites et débris algaires.

La partie supérieure (k<sub>2c2</sub>) peut être différenciée localement par un grain plus fin, une stratification métrique à décimétrique bien marquée, et des structures rubanées de type stromatolitique (milieu supratidal).

Des accidents siliceux de couleur claire à structure en « chou-fleur » pourraient être liés à des phénomènes d'épigénie de sulfates évaporitiques.

**k<sub>2d1</sub>. Formation « schisto-dolomitique » : alternances dolomies et pélites claires.** Ensemble puissant de 50 à 80 m qui débute au-dessus des dolomies massives par un faisceau caractéristique constitué par 1 à 2 m de pélites carbonatées noires, d'un banc de dolomie à lentilles siliceuses, et de pélites vert clair à patine beige.

Au-dessus de ces horizons-repères, la série comprend des alternances décimétriques à métriques de dolomies beige clair à grain fin, patine jaune clair et trame siliceuse réticulée, et de pélites fines bariolées vert clair, violettes ou beiges.

Les termes dolomitiques sont dominants à la partie inférieure de l'ensemble (k<sub>2d1a</sub>), tandis qu'à la partie supérieure (k<sub>2d1b</sub>) les termes pélitiques l'emportent nettement.

**k<sub>2d2</sub>. Formation « silico-dolomitique » : dolomies grises à silex.** Formation d'une cinquantaine de mètres se dégageant volontiers en corniche rocheuse à patine claire au-dessus des assises plus tendres qui l'encadrent.

Le faciès assez constant correspond à des dolomies dures à grain fin, grises à patine claire, montrant fréquemment de fines laminations de type stromatolitique. Les accidents siliceux sont fréquents, en rognon de chert gris-noir ou en minces lentilles stratoïdes.

**k<sub>2e</sub>. Calcaires noirs à hyolithoïdes.** Formation très caractéristique de calcaires noirs à débit écailleux ou en plaquettes recoupées par une trame limonitique réticulée de couleur rouge ou ocre. Cet aspect particulier, qui les a fait désigner sous le terme de « calcaires entrelacés », résulte d'une transposition de schistosité dans un matériel initialement composé de fines alternances calcaires et pélitiques.

Ces calcaires, qui représentent le terme fossilifère le plus élevé du Cambrien inférieur, ont livré à M. Thoral (1935) des ellipsocéphalidés rapportés à l'espèce *Ferralsia blayaci* caractérisant le Cambrien inférieur terminal. La faune comprend par ailleurs des ptéropodes (*Hyolithus*), des algues et des archéocyathes et traduirait des conditions de plate-forme interne de basse énergie.

La puissance de l'ensemble ne dépasse guère 10 à 20 m.

### **Cambrien moyen**

k3a. **Calcaire marmoréen.** Aux calcaires ou aux schistes noirs succède, de manière très tranchée, une formation homogène de calcaires massifs blancs à gris clair, cristallins, qui représenteraient des conditions de plate-forme de haute énergie.

L'ensemble, puissant d'une trentaine de mètres, est susceptible de grandes variations en fonction du contexte tectonique et peut se réduire à un fin liseré ou à des lentilles métriques.

Le passage à la formation sus-jacente (schistes à *Paradoxides*), très progressif, s'effectue par l'intermédiaire de calcaires roses puis de schistes à amandes calcaires, suggérant une continuité sédimentaire entre les deux ensembles. Cette apparente continuité a fait rattacher le « calcaire marmoréen » au Cambrien moyen, comme les assises bien datées qui le surmontent, quoique son contexte sédimentaire de plate-forme carbonatée présente plus d'affinités avec le Cambrien inférieur.

Le faciès, pratiquement dépourvu de stratifications visibles, est toujours intensément lapiazé et fracturé. Localement, le calcaire peut être envahi par des dolomitisations secondaires.

k3b. **Schistes à *Paradoxides*.** Souvent désigné dans la littérature sous le terme de « schistes de Coulouma », cet ensemble a livré de longue date une riche faune de l'« Acadien » inférieur et moyen (Bergeron, 1889; Thoral, 1935). Des recherches récentes (Courtessole, 1973) ont permis d'y reconnaître une succession de 6 zones paléontologiques (niveaux A à F).

La série est très variable en épaisseur (50 à 100 m), en fonction des déformations tectoniques. Elle comprend :

— à la base, 15 m environ de faciès de transition, calcaires roses phylliteux et pélites lie-de-vin à amandes calcaires caractérisées (niveau A de R. Courtessole) par l'association de trilobites *Eccaparadoxides rouvillei*, *Pardailhanian multispinosa*, *P. hispida*, *Badulesia granieri*, *Parabailiella languedocensis* ;

— 8 à 10 m de « schistes troués » verts à amandes calcaires dissoutes, correspondant vraisemblablement à des calcaires noduleux déposés

en zone de talus (niveau B), à *Eccaparadoxides brachyrachis*, *E. rouvillei*, *Conocoryphe heberti*, *Martella antiquus*;

— 20 m de schistes verts et lie-de-vin (niveau C) à *Eccaparadoxides brachyrachis*, *Conocoryphe heberti*, *Solenopleuropsis miqueli*, *S. levicilimbata*;

— 10 à 15 m de pélites vertes ou beiges dépourvues d'horizons calcaires (niveaux D, E, F), à *Peronopsis fallax*, *Eccaparadoxides brachyrachis*, *Solenopleurpsis rouayrouxi*, *Bailiella levyi*, et de nombreux échinodermes.

À l'intérieur de cet ensemble supérieur peuvent être distingués :

- un niveau D à agnostidés abondants;
- un niveau E à *Bailiella levyi* et *Solenopleuropsis rouayrouxi*;
- un niveau F à *Conocoryphe pseudocolata*, *C. brevifrons* et de nombreux échinodermes.

Cette formation remarquable et assez régulièrement fossilifère a livré sur le territoire de la feuille plusieurs des gisements de référence (Ferrals-les-Montagnes, Coulouma). Elle traduit par ailleurs un événement paléogéographique important avec le passage de conditions de plate-forme carbonatée à une sédimentation terrigène qui va se perpétuer jusque vers le sommet de l'Ordovicien.

**k4a. Quartzites de Ferrals.** Sans transition notable, succède, aux pélites argileuses k3b, un ensemble puissant de 100 à 200 m de grès quartzitiques homogènes verdâtres ou blanchâtres en bancs métriques à rares passées pélitiques.

Vers l'Est (région de Coulouma), la présence, dans le milieu de la formation, d'une intercalation de grès fins et de pélites beiges (« schistes crayons » des auteurs) sépare l'ensemble quartzitique en deux barres de 100 et 80 m.

Dépourvu de faune, cet ensemble gréseux est attribué, comme les assises qui l'encadrent, au Cambrien moyen (« Acadien » moyen à supérieur).

Dans certains contextes structuraux particuliers — structure de Masnaguine, unité de Verreries, klippes des Roques —, l'ensemble quartzitique est réduit à une barre décamétrique de quartzite blanc folié.

**k4b. Formation gréso-pélitique de Barroubio.** Très variable dans le détail, cette formation comprend une succession irrégulière de pélites, pélites gréseuses et grès verts micacés en bancs décimétriques.

Dans le Sud-Pardailhan surtout, la série comprend à son sommet des faciès de grès verts à amandes calcaires. Ce faciès est particulièrement bien exprimé dans le vallon qui s'étend de Condades aux Campats où il peut être suivi sur plusieurs kilomètres jusque sur la coupure voisine (1/50 000 Saint-Chinian). Il débute par un alignement de

lentilles décimétriques à métriques de calcaire cristallin blanc, vert ou rose, et se poursuit par une trentaine de mètres de grès verts constellés de cavités limonitiques irrégulières correspondant à la dissolution d'amandes calcaires.

Une faune abondante de trilobites et d'échinodermes a été récoltée dans la formation grés-pélimitique, essentiellement dans les faciès de grès verts micacés, et plus rarement dans des lentilles calcaires :

— un horizon inférieur (horizon G de R. Courtessole), très riche en échinodermes (*Trochocinctus paradailhanicus*), avec quelques trilobites (*Bailiella souchoni*);

— un ou deux horizons médians (H1, H'1), correspondant généralement à une fine séquence de grès verts en petits bancs et comportant une vingtaine d'espèces de trilobites, dont *Eccaparadoxides macrocercus*, *Bailiaspis griffei*, *Conocoryphe ferralsensis*, *Skreiaspis brianensis*;

— un horizon supérieur (H2), d'extension verticale plus large, à *Cheledonoccephalus melchiori*, *Dorypyge vizcainoi*, *Grandagnostus major*.

Cette faune, d'affinité asiatique, offre de bonnes corrélations avec le Mésocambrien terminal d'Iran et de Turquie.

On peut remarquer que les faciès à amandes calcaires ne se rencontrent que dans le Nord-Pardailhan, peut-être pour des raisons structurales. Près de Verreries-de-Moussans toutefois, à la limite nord de la nappe de Pardailhan (butte de Montibergues), des sondages de reconnaissance minière ont recoupé une série de schistes et grès à amandes calcaires qui pourraient représenter les mêmes horizons sommitaux du Cambrien moyen.

### **Cambrien supérieur**

ks. **Pélites et grès à lentilles calcaires.** Pressentie par M. Thoral, l'existence du Cambrien supérieur a été récemment confirmée (Feist et Courtessole, 1984) par la découverte de faunes nouvelles à *Bergeonites* et *Prochuangia* dans plusieurs localités du Sud-Pardailhan. Depuis, de nouveaux gisements ont permis à D. Viscaïno (communication orale) de préciser l'importance des couches attribuables à cet étage.

C'est dans l'angle sud-est de la feuille que la formation paraît la plus développée avec une puissance de près de 300 m, où elle succède à une épaisseur très réduite de Cambrien moyen schisto-gréseux (20-30 m).

La formation est encore bien représentée entre Condades et Les Campats au Nord de Rodomouls où sa puissance doit approcher une centaine de mètres. Dans ce secteur, la formation n'a pas encore été caractérisée paléontologiquement mais elle surmonte, comme au Sud, des couches datées du Cambrien moyen terminal. Au Nord (région de Mézouilhac) et vers l'Ouest, (Saint-Colombe, Ferrals), ces couches

paraissent absentes ou réduites à quelques mètres de pélites ou pélites gréseuses à lentilles calcaire bleutées, à trilobites et lingulidés (Brian, Ferrals).

La série apparaît peu différente des faciès du Cambrien moyen sommital, avec des pélites, pélites gréseuses et grès bien réglés où s'intercalent fréquemment des horizons à amandes ou lentilles calcaires souvent colorées vert, rose ou bleuâtre.

C'est surtout la présence de la faune qui permet de caractériser ces horizons, avec un important matériel (trilobites, échinodermes) en cours d'étude.

### **Cambro-Ordovicien**

**k4-01. Série schisto-gréseuse indifférenciée.** Les complications tectoniques ne permettent pas toujours de distinguer les différents termes de la série schisto-gréseuse du Cambrien moyen à l'Ordovicien. C'est le cas notamment dans l'unité de Verreries où les faciès surtout cambriens peuvent comprendre localement de l'Ordovicien. La notation compréhensive k4-01 a été adoptée pour traduire cette incertitude.

### **Ordovicien**

Les terrains ordoviciens affleurent sous deux faciès principaux :

— dans la nappe de Pardailhan, la série, qui succède normalement aux horizons-repères du Trémadoc inférieur, est généralement désignée sous le nom de flysch\* de Cassagnoles. La série flyschoïde est caractérisée par une alternance de faciès gréseux et pélitiques attribuée au Trémadoc supérieur ;

— dans le domaine des unités inférieures, région de Saint-André (Sud-Minervois) et Saint-Ponais, l'Ordovicien se présente sous un faciès de schistes noirs (« flysch de Caunes-Minervois ») ampéliteux monotones, à rares séquences gréseuses. Cette série, dont on n'observe jamais la base, est surmontée normalement par les horizons transgressifs du Dévonien basal. Les rares données faunistiques indiquent l'Arénigien inférieur.

Ce n'est que dans l'extrême Sud-Est de la feuille que peut être observé le passage continu entre le flysch de Cassagnoles et les faciès noirs de l'Arénigien.

**01Q. Trémadocien inférieur. Quartzites de la « Dentelle ».** Un horizon de quartzites plus ou moins micacés, puissant de 10 à 50 m, s'individualise assez régulièrement à la limite Cambrien—Ordovicien. Il surmonte un mince niveau de pélites violacées à faune de trilobites du

\* On conserve ici l'appellation traditionnelle de « flysch » ou « série flyschoïde » pour ces dépôts, quoique des études récentes tendent à les interpréter comme des dépôts de faible profondeur, sans caractère synrogénique (Dabard et Chauvel, 1991).

Trémadocien inférieur, avec *Proteuloma geinitzi* (Guiraud, 1968), et est surmonté par un horizon de grès grossier.

Ce niveau quartzitique est souvent désigné sous le terme de « Dentelle » en raison du relief découpé qu'il peut engendrer.

À Barroubio, M. Thorat signale, dans les quartzites, *Obolus*, *Yorkia miqueli* et *Lingula nicholsoni*.

#### 01C. Trémadocien supérieur (à Arénigien ?). Flysch de Cassagnoles.

Ce type de faciès est essentiellement représenté dans le domaine de la nappe de Pardailhan. Aux quartzites de la « Dentelle » succède une série flyschoïde de pélites, pélites gréseuses et grès, interrompue par plusieurs barres de grès-quartzites gris-vert. À cette série, puissante de 200-300 m, succèdent des faciès très monotones de pélites et pélites gréseuses à patine brun-roux caractéristique, à rares barres de grès.

Dans cette série puissante de 1 000-1 500 m apparaissent, localement, des horizons à nodules gréseux ou carbonatés et phosphatés qui ont fourni l'essentiel des faunes récoltées dans ces niveaux. M. Thorat cite entre autres : *Asaphelina barroisi*, *Symphysures angustatus*, *Euloma*, *Niobe*, *Megalaspsis*, etc., ainsi que des orthocères et cystoïdes du Trémadocien supérieur.

Les rapports entre le flysch de Cassagnoles et le flysch noir ne sont pas clairement établis, les deux faciès affleurant dans des unités structurales différentes. On ne connaît pas, par ailleurs, la base de la série du flysch de Caunes-Minervois qui apparaît le plus souvent liée à sa couverture dévonienne (à faciès « Saint-Ponais »). En ce qui concerne le flysch de Cassagnoles, si sa position est bien connue par rapport à son substratum, le sommet de la formation est en revanche plus délicat à définir.

C'est aux limites de la nappe de Pardailhan que quelques éléments peuvent être réunis :

— à la limite ouest de la nappe de Pardailhan (unité des sources de la Cesse), la partie inférieure du flysch de Cassagnoles apparaît normalement surmontée par la base détritique (de type « Minervois ») du Dévonien ;

— au bord nord de cette même unité structurale, sur la crête de Saint-Bauzille, le même Dévonien succède à une série ordovicienne un peu plus complète, avec des faciès à intercalations gréseuses proches de la partie inférieure du flysch de Cassagnoles et une épaisseur réduite de flysch pélitique ;

— au Sud de la feuille, dans le flanc normal de la nappe de Pardailhan, où la couverture dévonienne n'est pas conservée, le flysch de Cassagnoles montre un développement considérable de ses termes supérieurs.

À titre d'hypothèse, on pourrait supposer que dans le domaine représenté par la nappe de Pardailhan, l'Ordovicien de type Cassagnoles est très irrégulièrement tronqué par la discordance infradévo-

nienne qui pourra même atteindre le Cambrien, tandis que dans le domaine représenté par les unités du Saint-Ponais médian et du Sud-Minervois, l'Ordovicien, de faciès beaucoup plus distal et homogène, serait surmonté en discordance plus modérée par un Dévonien de faciès « Saint-Ponais ».

Les données paléontologiques sont encore trop dispersées pour en apporter une démonstration convaincante.

01-2. **Trémadocien supérieur—Arénigien inférieur. « Flysch de Caunes-Minervois ».** L'Ordovicien apparaît sous ce faciès dans la majeure partie du Saint-Ponais (unités nord et médiane) ainsi qu'au Sud-Ouest dans la dépression de Saint-André (unité Sud-Minervois).

Les faciès, très monotones, comprennent surtout des pélites noires ou gris foncé à minces intercalations gréso-pélitiques à horizons nodulifères sporadiques, notamment aux alentours de Saint-Pons, au lieu-dit Pont-de-Ratz, à l'entrée de Teussines près de Cavenac, ainsi que sur la route de Gartoule où M. Thoral a signalé des débris de trilobites probablement d'âge trémadocien ou arénigien inférieur.

Les faunes citées dans cette formation indiquent régionalement les mêmes attributions (Trémadocien supérieur—Arénigien inférieur), avec des orthocères, gastéropodes, *Vexillum*, graptolites, cystidés et trilobites.

R. Courtessole distingue localement, plus au Sud-Ouest en Minervois, deux horizons : l'un à gros nodules gréseux à *Symphysurus angustatus*, l'autre à petits nodules siliceux durs à *Euloma filacovi*, *Symphysurus angustatus*, *Iliaenus griffei*.

Cette série affleurant toujours dans un contexte tectonique complexe, il est difficile d'en apprécier la puissance, qui peut sans doute atteindre 500 m ou plus.

Notons que dans une partie du Saint-Ponais, notamment au Nord de Verreries-de-Moussans, et dans toute la bande de schistes noirs qui s'étend de Saint-Pons (Gartoule) à Saint-Etienne-d'Albagnan, l'appartenance à l'Ordovicien n'est pas totalement démontrée, et que la présence locale de Viséen n'est pas exclue.

## Dévonien

s4-d1a. **Silurien terminal (?)—Lochkovien basal. Formation ferrugineuse transgressive.** La base de la transgression dévonienne est jalonnée par une formation détritique puissante de 10 à 50 m. Une importante discordance régionale la met en contact avec le Cambrien inférieur ou le Cambrien moyen, dans le Nord-Minervois, le Trémadocien ou l'Arénigien inférieur ailleurs. L'ensemble, à faciès variés, comprend en général une succession de trois termes principaux :

— grès grossiers, quelquefois conglomératiques, à ciment siliceux ou ferrugineux, avec restes de bryozoaires et polypiers. Localement se développe (unité de Fournes, Sud-Est du Saint-Ponais) un horizon de minerai de fer oolitique à magnétite, autrefois exploité entre Verrieres-de-Moussans et Les Usclats ;

— pélites plus ou moins sombres, carbonatées, pouvant passer à des grès fins carbonatés et localement à un calcaire à oolites ferrugineuses. Les restes organiques sont fréquents et peuvent constituer de véritables lumachelles à brachiopodes, crinoïdes, bryozoaires et trilobites non identifiables ;

— l'ensemble se termine localement par un niveau métrique de quartzite dolomitique ou de calcaire gréseux riche en bryozoaires, équivalent probable du « mur quartzeux du mont Peyroux » (1/50 000 Saint-Chinian).

Les conodontes livrés par le calcaire à oolites ferrugineuses notamment, indiquent un âge lochkovien pour la partie supérieure de l'ensemble.

D'après certaines observations (Boyer, 1963 ; Vignard, 1976a), cette formation infradévonienne présenterait, suivant les unités où elle est représentée, des successions nettement différenciées, notamment en Minervois et Saint-Ponais. D'assez bonnes coupes de cette succession peuvent être observées à la sortie de Riols sur la route de Mézouilhac, ainsi qu'au Sud du pont Neuf en quittant Saint-Pons par la route de Narbonne.

**d1. Lochkovien. Calcaires à entroques du Minervois.** Autrefois attribuée au Silurien, cette formation succède en continuité sédimentaire aux faciès de la « base détritique », avec une faune voisine à tabulés, conodontes, échinodermes, bryozoaires et brachiopodes qui l'ont fait attribuer au Lochkovien.

Elle comprend essentiellement des calcaires gris-noir fins, prenant bien la schistosité et présentant de ce fait un débit en dalles ou plaquettes écailleuses à films phylliteux. À la surface des plaquettes sont souvent dégagés des articles ou tiges de crinoïdes, des tabulés et des brachiopodes.

La formation paraît avoir son développement maximum dans le Minervois central et dans le Sud du Saint-Ponais où elle peut atteindre une centaine de mètres. Ces faciès sont plus réduits dans le Saint-Ponais médian et ne sont qu'exceptionnellement repérables dans les unités septentrionales (Nord-Minervois, Nord du Saint-Ponais) du fait de la troncature quasi générale à la base de la série.

**d2-3aD. Praguien—Emsien inférieur. Dolomies grises.** Dans la majeure partie du Saint-Ponais, à l'exception de l'unité septentrionale, succède aux calcaires noirs lochkoviens un ensemble dolomitique de 200 à 300 m de puissance. La série débute par des dolomies grises massives à pâte fine et se poursuit par des dolomies bien litées en bancs

décimétriques ou pluridécimétriques, à bandeaux à fines laminations stromatolitiques; puis des dolomies gris sombre plus massives et grossières, à tabulés, bryozoaires et brachiopodes; enfin, des calcaires blancs intercalés ou non de dolomies, à faune de polypiers. Plus au Sud-Ouest (1/50 000 Carcassonne), la présence de conodontes dans ces derniers faciès indique un âge emsien inférieur (Berger *et al.*, 1993).

d2-3aC. **Praguien—Emsien inférieur. Calcaires rubanés.** Dans les unités septentrionales, Nord du Saint-Ponais, Nord-Minervois, l'équivalent de la série dolomitique est constitué par une formation homogène de calcaire cristallin d'aspect rubané et de teinte blanc-gris à gris-rose. Le débit en bancs décimétriques réguliers paraît correspondre à une schistosité plus qu'à la stratification probablement concordante. Vers le haut surtout, apparaissent quelques faciès dolomitiques clairs rappelant le faciès habituel du Dévonien inférieur.

Vers le Sud-Ouest, entre Masnaguine et Citou, cette série calcaire est envahie par une dolomisation secondaire à faciès brunâtre qui laisse subsister des îlots irréguliers de calcaire cristallin blanc.

La localisation exclusive de ces faciès calcaires dans l'unité directement en contact avec la zone axiale, et la déformation intense dont ils sont toujours affectés, évoquent naturellement une influence tectono-métamorphique. Cette influence se manifeste également dans les calcschistes sus-jacents exceptionnellement riches en minéraux phylliteux recristallisés. Cette influence ne saurait cependant expliquer seule les différences notables que présente cette série dévonienne par rapport aux unités plus méridionales.

d2-5. **Praguien—Givétien. Calcaires massifs indifférenciés.** À l'Est de Riols, dans la bande d'affleurements la plus septentrionale, on a réuni en un seul ensemble le Dévonien inférieur-moyen, représenté par des faciès uniformes de calcaires massifs blancs, localement dolomitiques.

d3b. **Emsien supérieur. Calcaires à silex, calcschistes à patine jaunâtre.** Ensemble de puissance variable, 20 à 80 m, à dominante de calcschistes beiges micacés, à minces intercalations calcaires. Vers la base de la série se rencontrent assez régulièrement des horizons à accidents siliceux stratoïdes qui constituent un bon repère. Vers le haut surtout, abondent des débris de crinoïdes.

Aucune faune déterminable n'est connue sur le territoire de la feuille mais les mêmes niveaux ont fourni en Minervois (Stoppel, inédit) des conodontes de l'Emsien supérieur.

Dans le Nord du Saint-Ponais, ces niveaux sont caractérisés par l'importance des minéraux phylliteux recristallisés, et sont intercalés de lits de calcaire cristallin blanc jaunâtre, verdâtre ou gris.

Cette formation constitue en général une zone déprimée entre les assises plus résistantes qui l'encadrent. Peu affleurante, elle peut être repérée par les plaques calcaires à patine jaunâtre caractéristique qui tapissent sa zone théorique d'affleurement.

**d4-5. Eifélien—Givétien (?). Calcaires massifs, marbres à *Stromatactis*.** Cette formation est essentiellement représentée dans la partie médiane et méridionale du Saint-Ponais et dans la bande dévonienne qui la poursuit vers l'Est en direction d'Olargues.

Elle est constituée par un ensemble massif, de 200 m environ, de calcaires marmoréens localement dolomités et diversement affectés par la schistosité qui peut en altérer considérablement l'aspect massif.

Les teintes blanches sont dominantes et évoluent vers le haut vers des faciès blanc jaunâtre, blanc-gris et gris.

À la partie inférieure de la formation se développe, au voisinage de Saint-Pons, les faciès rouge, rose et blanc riches en crinoïdes, goniatites, algues et madréporaires, dits « marbres à *Stromatactis* ». Ces faciès, équivalents des marbres de Caunes-Minervois, et de Villefranche-de-Conflent dans les Pyrénées, correspondraient à un environnement périrécifal. L'intense déformation des couches en Saint-Ponais oblitère largement les structures sédimentaires originelles et confère à la roche un aspect plus fondu, compact et fortement rubané, à teintes vives très contrastées.

Par analogie avec les régions voisines, on attribue cet ensemble à l'Eifélien et éventuellement au Givétien.

**d4-7; d6-7; d6; d7. Eifélien—Famennien. Calcaires sombres, calcschistes sombres, « griottes ».** Dans le Saint-Ponais médian et méridional, les calcaires massifs du Dévonien moyen sont surmontés par un ensemble où dominent des calcaires en petits bancs et des calcschistes gris sombre à patine brunâtre (d6-7), fréquemment riches en débris de crinoïdes et présentant vers le haut de fréquentes imprégnations ou nodules de manganèse.

Dans le haut de la série s'observent des faciès noduleux brun-rouge rappelant les « griottes » du Famennien non reconnu paléontologiquement. Des passées de calcaires plus clairs, beige clair ou noirâtres, ne sont pas exclues. Seul le Frasnien (Vignard, 1976a) a été identifié par des conodontes.

Dans le Nord du Saint-Ponais, où n'existe pas l'ensemble des calcaires massifs du Dévonien moyen, succède aux calcschistes micacés de l'Emsien supérieur un ensemble (d4-7) où dominent des calcschistes ou calcaires phylliteux gris-noir à patine brune, à débit en plaquettes à patine manganésifère, qui évoluent vers des faciès plus noduleux brun violacé très manganésifères. La série est trop déformée en général

pour que l'on puisse identifier d'autres restes organiques que des débris de crinoïdes.

Localement, on a individualisé un ensemble inférieur à calcaires sombres dominants (d6) et un ensemble calcschisteux passant à des calcaires noduleux à faciès « griottes » (d7).

Faute de données paléontologiques, on ne peut préciser l'extension exacte de ces faciès, ni l'existence de lacunes de sédimentation. En considérant seulement les faciès, on peut penser qu'ils recouvrent la majeure partie du Dévonien supérieur, Eifélien à Famennien au Nord, Givetien à Famennien au Sud.

La puissance peut être estimée entre 100 et 150 m.

### **Carbonifère inférieur**

h1-2. **Tournaisien—Viséen inférieur. Schistes noirs à lydiennes et nodules phosphatés.** Bien qu'aucune faune ne l'ait encore confirmé, on attribue au Dinantien (Tournaisien—Viséen inférieur) un certain nombre de faciès calcaires ou schisteux associés à des jaspes noirs à rares nodules phosphatés. Ces faciès comprennent des calcaires plus ou moins siliceux et des shales carbonatés, des jaspes clairs, blancs ou gris cendré ou verdâtre, et des shales noirs charbonneux.

Les niveaux à nodules phosphatés ont livré (Vignard, 1976a) quelques radiolaires, spicules d'éponges et goniatites indéterminés.

La formation n'est caractérisée que dans des aires réduites au contact des calcaires du Dévonien supérieur.

Une certaine incertitude règne cependant concernant la bande de schistes ampéliteux qui se suit de Courniou à Saint-Etienne-d'Albagnan. Ces faciès monotones ont été attribués par G. Vignard au Dinantien. Toutefois, la découverte par M. Thoral (1935) de quelques restes de trilobites ordoviciens dans la partie sud de cette formation, et la difficulté de déceler une discontinuité significative à l'intérieur de ces faciès, nous conduisent à conserver l'attribution à l'Ordovicien pour l'ensemble de la formation.

## ROCHES PLUTONIQUES SYN- À TARDI-TECTONIQUES

ψ. **Roches basiques précoces éclogitisées.** Des éclogités plus ou moins amphibolitisées s'observent au voisinage du Terme de Fourcaric (p.c. 852 : x = 620,4 ; y = 3138,9). Les conditions d'affleurement ne permettent pas d'observer les relations de ces roches avec leur encaissant ; mais il est probable que ces roches présentent le même gisement que les quelques autres éclogités connues dans la zone axiale et que les roches basiques précoces : boudins encaissés dans les paragneiss du groupe de La Salvetat au voisinage du contact avec le groupe du Somail.

Lorsqu'elles sont fraîches, ces roches sont constituées de grenat (pyrope : 43-49 % ; almandin : 35,6-39,5 % ; grossulaire : 13,6-18,9 % ; spessartine : 0,6-1 %), clinopyroxène ( $Al_2O_3$  : 9,75 à 10,20 % ;  $Na_2O$  : 5,07 à 5,17 % ;  $MgO$  : 10,66 à 11,01 %), quartz et rutile. Le grenat et surtout le clinopyroxène sont fréquemment kélyphitisés (plagioclase An 46 et hornblende), le rutile se transforme en ilménite ; une recristallisation plus poussée aboutit à des paragenèses d'amphibolites banales : amphibole, + plagioclase, + quartz, avec souvent développement métasomatique de biotite.

L'observation de textures de kélyphite recristallisée et parfois de grenat relique (par exemple les roches basiques affleurant au Sud-Ouest de Cantausseil : x = 621,8 ; y = 3135,7) suggère que les éclogités ont été plus répandues dans la partie sud de la zone axiale que les rares occurrences préservées.

η. **Roches basiques et intermédiaires précoces.** Ces roches éruptives se sont mises en place avant ou pendant le phase tectonique majeure synschisteuse ; elles ont donc subi la plupart des événements tectoniques et ont été rééquilibrées dans le métamorphisme.

Bien que de peu d'importance volumétrique, ces roches sont très fréquentes dans la zone axiale. Sur la feuille Saint-Pons, elles apparaissent en boules décimétriques et métriques et sills au plus décimétriques, encaissés dans les paragneiss de la base du groupe de La Salvetat à proximité du contact du groupe du Somail. Elles sont particulièrement abondantes dans le granite d'Anglès où elles sont souvent le seul témoin du passage des bandelettes de paragneiss.

Les associations minéralogiques sont relativement monotones : amphibole, + biotite, + plagioclase, + quartz, plus rarement grenat et exceptionnellement pyroxène et cummingtonite. Mais ces roches sont très variées par les proportions de ces différents minéraux et les textures. Les termes les plus courants sont des diorites quartziques à amphibole ; le grenat apparaît dans les termes méso- à leucocrates. Les textures reflètent l'histoire complexe de ces roches : reliques de textures magmatiques, déformations tectoniques, recristallisations métamorphiques et parfois biotitisation de l'amphibole et silicification.

La discussion géochimique montre que ces roches forment deux séries magmatiques différenciées à caractères de séries de zones orogéniques. Deux séries, étroitement associées sur le terrain, peuvent être distinguées : une série calco-alkaline (pauvre en titane :  $\text{TiO}_2$  inférieur à 1 %) représentée par des termes intermédiaires, et une série subtholéiitique légèrement plus riche en fer et surtout en titane ( $\text{TiO}_2$  : 1,7 à 2 %), riche en cumulats.

$\Upsilon^4$ . **Granite du roc de Peyremaux.** Le roc de Peyremaux (p.c. 1 008 :  $x = 615,6$ ;  $y = 3124,9$ ) est constitué d'une granodiorite grossière à biotite (plagioclase, quartz, biotite, feldspath potassique peu abondant et ilménite) qui forme un petit stock elliptique recoupant à l'emporte-pièce les gneiss du massif de Nore. Ce faciès, assez unique dans toute la Montagne noire, se rattache sans doute au magmatisme calco-alkalin tardi-hercynien.

$\Upsilon_b^{3-4}$ . **Granite d'Anglès.** Le granite d'Anglès, qui affleure dans le coin nord-ouest de la feuille Saint-Pons, se développe plus largement sur les feuilles voisines Lacaune, Castres et Mazamet, formant un batholite atteignant 13 km sur 2,5 km.

Alors que dans sa partie ouest, ce granite apparaît comme un massif circonscrit nettement intrusif, c'est plutôt, sur la feuille Saint-Pons, un granite à bord diffus très hétérogène, riche en enclaves plus ou moins assimilées de son encaissant (gneiss du Larn et paragneiss du groupe de La Salvetat), et de roches basiques précoces ( $\eta$ ). Ces différentes enclaves permettent de prolonger les bandelettes de paragneiss à travers le granite d'Anglès.

Peu variable, le granite d'Anglès est un granite monzonitique (voisin, dans le diagramme de Streckeisen, du champ des granodiorites) à texture grenue hypidiomorphe, à grain moyen, non porphyroïde, formé de plagioclase (An 30-25), quartz, orthose, biotite riche en inclusions de zircon et d'apatite, et rare muscovite tardive. Il présente une altération caractéristique en boules.

Chimiquement, le granite d'Anglès est un granite de composition intermédiaire ( $\text{SiO}_2$  : 67-70 %) dont les analyses définissent une lignée légèrement hyperalumineuse et plutôt potassique.

Le granite d'Anglès se rattache donc à la famille des intrusions tardi-hercyniennes datées de 300 à 280 Ma, ce que confirment les âges obtenus par la méthode Rb-Sr sur ses biotites (277 Ma : Hamet, 1975) et par la méthode des traces de fission sur ses apatites (251 Ma : Carpena, 1980).

Mais l'isochrone en roche totale (6 points obtenus par les études géochronologiques faites dans le cadre du levé de la feuille) fournit un âge de  $171 \pm 36$  Ma (rapport initial  $0,7207 + 17.10^{-4}$ ). L'âge Rb-Sr des muscovites est de 107 Ma. Ces âges sont incontestablement des âges de remaniement, peut-être liés au développement de zones très

intensément hydrothermalisées et argilisées le long de fractures subméridiennes.

Y<sub>bm</sub>. **Granites à deux micas (Le Soulié, Couffignet).** Ces granites à deux micas forment les massifs de Soulié (9 km × 1 à 2 km), de Couffignet (5 km × 0,8 km), de Cabriès, de Sarmigrine (chacun de ceux-ci mesurant environ 2 km sur quelques centaines de mètres) et de nombreux petits stocks infrakilométriques dans tout le Somail. Ce sont des corps allongés conformément à la structure régionale, se relayant d'Est en Ouest. L'observation des contacts (parfois soulignés par des pegmatites) montre des coupoles surabaissées, clairement intrusives, parfois guidées par la structure de leur encaissant. Relativement homogènes, ces granites renferment néanmoins des enclaves de paragneiss, complétées et relayées par des roches basiques, qui prolongent les bandelettes de paragneiss intercalées dans le groupe du Somail.

Ces granites apparaissent en petits corps subconcordants dans le faisceau c du groupe de Saint-Pons dans la région de Labastide-Rouairoux. Ils forment également des filons plurihectométriques, tardifs, de direction 160 (Vieille-Morte au Nord-Ouest de la feuille, La Lauze dans la massif de Nore).

Ce sont des granites monzonitiques à texture grenue hypidiomorphe, à orthose, plagioclase (An 25-0), quartz globulaire, biotite, muscovite (renfermant parfois des aiguilles de sillimanite), zircon et apatite. Dans la partie sud-ouest du granite du Soulié (Alexis), s'observe un faciès particulier caractérisé par de grosses muscovites automorphes.

Chimiquement, ce sont des granites différenciés (SiO<sub>2</sub> : 72-73 %), mais le faible nombre d'analyses disponibles ne permet pas de définir de lignée. Ils pourraient représenter des termes différenciés du magmatisme calco-alkalin tardi-hercynien ; mais leurs analogies et associations avec les pegmatites permettent plutôt de les classer parmi les granites péri-anatectiques.

Le granite du Soulié est daté par ses minéraux à 280 Ma (muscovite)-276 Ma (biotite) (Hamet, 1975).

### ROCHES FILONIENNES

**Q. Quartz.** Des filons de quartz marquent fréquemment des accidents tardifs plus ou moins importants, aussi bien en zone axiale que dans le domaine des nappes. Trois familles peuvent être distinguées :

— des filons E-W (à WSW-ENE). Tels sont les filons situés au Nord du Soulié qui constitue l'extrémité d'un champ beaucoup plus déve-

loppé sur la feuille Lacaune, et les filons qui jalonnent ou redoublent la faille de Pradelles-Cabardès ;

— des filons de direction N160 soulignent une direction de fracturation tardive (fractures d'extrados des plis P8 ayant parfois rejoué en décrochements), déjà marquée en zone axiale par des filons de pegmatites et de granites à deux micas. Le filon de Sarrautric ( $x = 620$ ;  $y = 3133$ ) est minéralisé en pyrite, sidérite et rares blende et galène ;

— des filons de quartz (avec parfois hématite), particulièrement puissants et massifs, et des zones silicifiées soulignent la faille de Mazamet et ses répliques dans la région d'Albine. Ces filons sont manifestement liés au rejeu en décrochement tardi-hercynien de l'accident principal et de ses satellites. L'intense broyage qui l'affecte ultérieurement peut être imputé au rejeu pyrénéen de cette faille.

ε. **Diabases.** Quelques filons, de puissance décimétrique à métrique, de diabase ou de dolérites à composition gabbro-dioritique, recourent les formations paléozoïques du domaine méridional, notamment les unités saint-ponaises, minervoises et du Pardailhan, et exceptionnellement la zone axiale (Prémian).

D'orientation N-S à NE-SW, ces filons sont nettement tardifs par rapport à la structuration principale et sont dépourvus de schistosité.

**P. Pegmatites.** Les pegmatites (et les aplites associées) forment des filons et des sills métriques à hectométriques très répandus dans l'ensemble de la zone axiale de la Montagne noire. Elles sont en particulier très développées vers l'extrême base de la mésozone et le sommet de la catazone, formant une couronne autour du massif de l'Agout. Sur la feuille Saint-Pons, elles sont particulièrement abondantes dans la partie sud du Somail où elles sont généralement encaissées dans les gneiss, n'atteignant qu'exceptionnellement la base du groupe de Saint-Pons—Cabardès ; elles sont plus rares dans le massif de Nore. Seuls les corps les plus importants ont été représentés.

La mise en place de ces pegmatites s'échelonne tout au long de l'histoire du massif et leurs gisements sont variés : beaucoup sont concordantes sur la foliation régionale (et parfois boudinées dans cette foliation) ; certaines pegmatites sont contrôlées par les zones de charnière des plis P7 ; enfin, les plus tardives (et souvent les plus grosses) matérialisent des zones de fracture de direction N160 à N20.

Ce sont des pegmatites banales à muscovite et accessoirement tourmaline et grenat. Elles passent parfois, à leur partie centrale, à des granites à deux micas. Leur disposition en couronne autour du massif et le contrôle par le degré de métamorphisme, soulignent leur caractère de pegmatites péri-anatectiques.

## TERTIAIRE

e. **Formation de Rouairoux (Éocène ?)**. Entre Rouairoux et la crête entre l'Arn et le Thoré, vers 750-800 m d'altitude, sont conservés quelques témoins de couverture d'attribution incertaine. Il s'agit le plus souvent d'épandages de galets à quartz dominant présentant pour la plupart un arrondi remarquable, associés à des sols limoneux.

Un affleurement au Sud du Rec permet d'observer en place quelques décimètres d'une formation grés-conglomératique assez bien stratifiée, reposant sur un substratum de gneiss peu altérés, et en tous cas non rubéfiés. La matrice abondante correspond à un grès arkosique grossier emballant des galets bien roulés pouvant atteindre 20 cm.

Près du Jasse des Pontels s'observent, à proximité des épandages à galets, et sans qu'on puisse préciser leurs rapports mutuels, des blocs siliceux chertoïdes de dimensions métriques portant des traces de cuirassement ferrugineux.

Ces divers éléments associés spatialement ont été cartographiés en une seule formation bien que représentant vraisemblablement des dépôts de plusieurs générations.

Les blocs siliceux à traces de cuirassement peuvent être rapprochés de formations silico-ferrugineuses connues plus à l'Ouest (1/50 000 Mazamet, Revel) et vers le Nord-Ouest en Rouergue, à la surface du socle ancien et recouvertes localement par les « argiles à graviers ». Ce type de dépôt, dont l'âge précis est inconnu, matérialise la surface d'érosion infraéocène et a pu s'élaborer dès la fin du Crétacé jusqu'à l'Éocène moyen (quelques cuirassements sont connus en effet à l'intérieur des calcaires de Castres).

Les grès arkosiques à galets sont d'attribution plus douteuse. Ils ne sont pas sans analogie avec les grès (Trias supérieur, Hettangien basal) qui jalonnent la transgression mésozoïque dans le Nord du Rouergue, mais qui ne montrent pas d'éléments aussi bien façonnés.

Les faciès fluviaux abondent par ailleurs dans la plupart des assises tertiaires des grands bassins voisins, en particulier à l'Éocène moyen-supérieur.

L'association avec les éléments siliceux incline à attribuer l'ensemble de la formation à l'Éocène, sans toutefois d'arguments définitifs.

### **Bassin de Carcassonne**

Au Sud-Est de la feuille, le substratum paléozoïque est recouvert en très nette discordance par les couches tertiaires des marges du bassin de Carcassonne, prolongement oriental du bassin sédimentaire aquitain.

**Infra-Ilerdien. Grès et conglomérats.** Une mince formation (0 à 3 m) grés-conglomératique à éléments siliceux dominants, quartz surtout, s'intercale entre le socle paléozoïque altéré et la barre des calcaires marins à alvéolines. Cette formation azoïque passe souvent en continuité à la formation sus-jacente dont la base remanie les éléments détritiques siliceux.

Cet horizon peut représenter un équivalent réduit des diverses formations détritiques qui se succèdent plus à l'Est (1/50 000 Saint-Chinian) entre le Cretacé terminal et l'Éocène inférieur (Bégudo-Rognacien, Dano-Montien); ou bien un simple remaniement des éléments empruntés à ces formations à la base de la transgression marine ilerdienne.

Ce niveau se biseaute d'Est en Ouest et finit par disparaître aux environs de La Garrigue.

**e3bC. Ilerdien inférieur-moyen. Calcaires à alvéolines.** Formation homogène de calcaires marins biodétritiques à alvéolines abondantes, de couleur claire et patine blanche.

La formation repose sur le socle paléozoïque, soit directement à l'Ouest, soit par l'intermédiaire des horizons détritiques (cf. *supra*). Ces faciès, très homogènes, constituent une belle dalle calcaire inclinée de quelques degrés vers le SSE et se dégageant en corniche d'une vingtaine de mètres au-dessus de son substratum. Les vallées issues du massif paléozoïque ont entaillé dans cette formation les gorges spectaculaires des environs de Minerve.

La série, relativement homogène, comprend surtout des faciès bioclastiques et graveleux à minces et rares interlits marneux. Les alvéolines (*A. dolioformis*, *A. pasticillata* : zone à *A. ellipsoidalis*) abondent souvent à la base. Les nummulites apparaissent à la partie médiane de la série qui se termine par un niveau lumachellique à milioles, nummulites (*N. globulus*, *N. exilis*), lamellibranches (*Ostrea strictiplicata*) et alvéolines (*A. moussoulensis*, *A. cucumiformis*).

**e3bM. Ilerdien supérieur. Marnes à huîtres.** Formation marneuse de 10 à 15 m de puissance, de teinte gris verdâtre à lie-de-vin, à nodules pyriteux et grumeaux calcaires.

La formation, parfois riche en ostréidés, paraît représenter un épisode saumâtre à la limite des influences marines et continentales. Vers Minerve s'intercale, dans la série, un banc de calcaire gréseux à foraminifères (nummulites, alvéolines) et huîtres, tandis que, plus à l'Ouest, peuvent s'observer des intercalations de calcaire d'eau douce.

**e4a. Cuisien. Calcaires lacustres de Ventenac.** Ensemble, puissant de 20 à 30 m, de calcaires d'eau douce, fins, micritiques, blanchâtres à grisâtres, en bancs décimétriques à intercalations marneuses et quelques horizons ligniteux. La malacofaune d'eau douce comprend

*Romanella hopei*, *Planorbis pseudorotundatus*, *Australorbis pseudoammonius*, *Melanopsis dubiosa*.

Plus au Sud-Ouest, ces niveaux ont livré des microflores de charophytes (M. Feist-Castel) : *Nitellopsis thaleri laevigata*, *Harrisichara bressoni gigantea*, indiquant le Cuisien.

e4b. **Cuisien. Grès et marnes d'Assignan.** Ensemble de grès, marnes et conglomérats, souvent rougeâtres, à caractère fluviatile, associant des faciès fins d'argiles, limons ou marnes versicolores, de plaine d'inondation, à des faciès grossiers en chenaux ou lentilles.

Localement peuvent s'intercaler quelques faciès lacustres à débris ligniteux.

e5. **Cuisien supérieur (?)—Lutétien. Calcaires lacustres d'Agel.** Ensemble variable de calcaires palustres ou lacustres blancs à grisâtres, en bancs massifs intercalés de marnes ou calcaires argileux sombres, ligniteux (et lumachelliques).

Cette série, qui n'est que partiellement conservée à la limite sud de la feuille, peut atteindre une centaine de mètres.

La malacofaune à bulimes, planorbes, mélanopsis et la microflore de characées (M. Feist-Castel) à *Nitellopsis (Tectochara) thaleri thaleri*, *Maedleriella funiculosa*, ont conduit à attribuer à ces couches un âge lutétien. Toutefois, la découverte de restes de mammifères (Maranda, 1986) conduirait à vieillir cette attribution au Cuisien supérieur (horizon-repère du Mas-de-Gimel).

### Vallée du Thoré

À partir de Lacabarède et vers l'aval, la vallée du Thoré est jalonnée en rive gauche par un certain nombre d'affleurements d'une série détritique rouge qui constitue la terminaison orientale du complexe des « argiles de Mazamet ».

Les meilleurs affleurements de cet ensemble se situent en fait sur la feuille voisine (1/50 000 Mazamet) et sont constitués par les exploitations d'argiles pour tuiles et briques situées entre Albine et Saint-Amans-Soult.

Deux formations peuvent y être définies, qui se poursuivent sur quelque distance sur la feuille Saint-Pons avant de se biseauter progressivement contre la faille de Mazamet—Tantajo.

e2-3. **Paléocène—Ilerdien (?). Formation d'Estrabaut.** Définie sur la feuille Mazamet, cette formation constitue l'essentiel de la série

éocène représentée ici et repose sur le substratum métamorphique du massif Somail—Espinouse.

Au voisinage d'Albine et plus à l'Ouest, cette formation est constituée par une accumulation peu stratifiée et relativement homogène de conglomérats, brèches à ciment gréseux ou grés-argileux. Les éléments peu façonnés et très hétérométriques atteignent fréquemment 10 à 30 cm. Ils sont empruntés au substratum des gneiss du Somail—Nore et présentent une intense altération des minéraux originels qui parfois permet à peine de les distinguer de la matrice.

L'ensemble, généralement coloré en rouge orangé, présente parfois à son sommet une totale décoloration apparemment liée à la présence, au toit de la formation, d'argiles ligniteuses. Localement, la partie sommitale du dépôt présente d'importantes traces de pédogenèse à pénétration métrique.

Ces faciès conglomératiques sont encore bien identifiables dans la région d'Albine où ils peuvent dépasser une cinquantaine de mètres. Vers l'Est, ils semblent progressivement remplacés par un faciès plus argileux à quartz abondant et peu façonné, qui s'apparente aux classiques « argiles à graviers » et représente, dans tous les cas, des dépôts peu évolués proches de leur zone d'alimentation.

Si le faciès « argile à graviers » peut être compatible avec une mise en place par coulées boueuses sur pentes faibles, les faciès conglomératiques à ciment gréseux suggèrent, en revanche, l'existence de reliefs proches, peut-être liés à un rejeu précoce de l'accident de Mazamet.

On ne connaît pas précisément l'âge de cette formation dépourvue de fossiles. Surmontée des couches attribuées à l'Ilerdien, on ne peut que lui supposer un âge paléocène (?)

**e3-4. Ilerdien—Cuisien. Argiles rouges et grès fluviatiles.** Cette formation constitue le terme supérieur de la série éocène du Thoré et n'est clairement représentée qu'à l'extrémité ouest du sillon du Thoré, à la hauteur d'Albine. Les couches y surmontent la formation conglomératique d'Estrabaut par l'intermédiaire d'une discontinuité marquée localement par des traces de pédogenèse et ou des ravinements.

Le faciès le plus constant correspond à des argiles ou argiles silteuses brun-rouge exploitées pour les briques et tuiles sur la feuille voisine (1/50 000 Mazamet).

Des traces de pédogenèse carbonatée s'observent localement au sein de ces argiles qui comportent localement à leur base des lentilles ou chenaux de grès blancs graveleux fluviatiles, à éléments presque exclusivement de quartz, et des lentilles d'argiles grises à horizons ligniteux.

Des bancs métriques de grès fluviatile quartzeux s'intercalent, notamment à la partie médiane de la série argileuse dont la puissance n'excède pas une quinzaine de mètres à l'extrémité ouest de la feuille.

En allant vers l'Est, le biseautage progressif de la série éocène contre l'accident de Mazamet fait disparaître en premier cet ensemble supérieur.

La microflore des horizons ligniteux qui jalonnent la base de cette formation suggère une équivalence avec les couches d'argiles ligniteuses de la région de Saint-Papoul, datées de l'Ilerdien grâce à des intercalations à malacofaune saumâtre. Par ailleurs, la formation étant surmontée plus à l'Ouest par les calcaires de Castres, son sommet ne devrait pas dépasser le Cuisien.

### *FORMATIONS SUPERFICIELLES*

Le contraste qui existe entre les domaines NNW (zone axiale) et SSE (nappes du versant sud) en ce qui concerne la lithologie et la structure, se manifeste également dans la répartition et l'importance des formations superficielles (fig. 6).

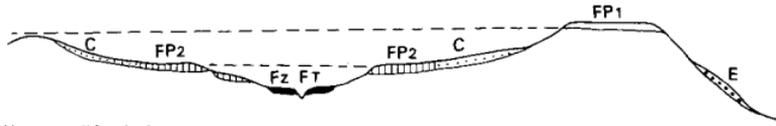
Sur le plateau du Somail, une morphologie peu accusée a permis la conservation de dépôts relativement diversifiés, tandis que vers le Sud, le domaine des nappes, à drainage profondément incisé, ne comporte que des dépôts superficiels extrêmement limités.

#### **Formations de plateau**

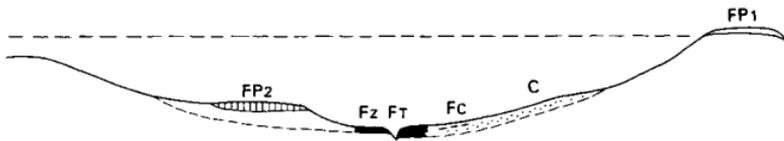
**FP1. Formations liées à la surface Caroux—Espinouse.** Beaucoup plus que d'une véritable formation géologique, il s'agit de formations superficielles peu épaisses ou de zones d'altération intense (sans rubéfaction) du substratum au voisinage de la haute surface ancienne du Caroux—Espinouse.

Ces formations, surtout développées sur les feuilles Lacaune et Bédarieux, ne sont préservées sur la feuille Saint-Pons que sur les reliques de cette haute surface conservées sur la crête du Somail, où elles s'abaissent d'une altitude d'environ 1 050 m à l'Est jusqu'à 950 m environ plus à l'Ouest.

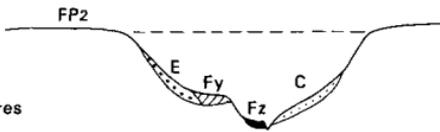
**FP2. Formations liées à la surface d'Anglès.** Ces formations tapissent les vastes zones plates qui se développent sur le plateau du Somail à des altitudes décroissant d'environ 950 m à l'Est à 850 m plus à l'Ouest. Localement (par exemple au Nord du Cabaretou), deux surfaces séparées d'une dizaine de mètres peuvent être distinguées. Ces formations, fréquemment stratifiées, mêlent des blocs anguleux du substratum avec des arènes et de la terre de bruyère solifluées et redéposées en régime périglaciaire (drift).



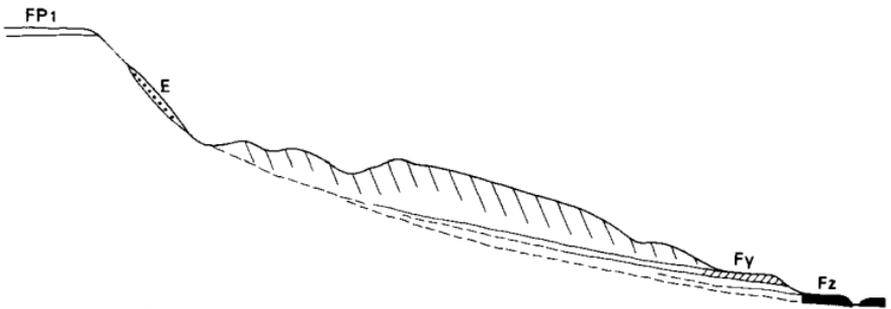
Haute vallée du Larn



Basse vallée du Larn



Lac des Saint-Peyres



Versant sud du Somail à l'ouest de Saint-Pons

**Fig. 6 - Rapports entre les formations superficielles et la morphologie**

Ces formations sont entaillées par les vallées plus récentes : un ressaut de quelques mètres, où affleure le substratum, les sépare des fonds d'alluvions récentes ; l'importance de ce ressaut croît d'Est en Ouest au fur et à mesure que les vallées s'encaissent, et ces formations ne sont plus préservées au-delà de La Miellouane.

### **Formations de pente**

**Ebr. Brèches de pente.** Uniquement représentée entre la limite ouest de la feuille et Albine, cette formation surmonte les dépôts éocènes de la vallée du Thoré et est limitée au Sud par l'accident de Mazamet. Elle présente l'aspect d'un éboulis cryoclastique relativement fin et calibré, à éléments centimétriques et rare matrice grés-carbonatée rougeâtre. Les éléments sont en grande partie constitués par du quartz carrié dont un filon puissant jalonne, dans ce secteur, la lèvre sud de la faille de Mazamet.

Les affleurements prolongent en fait une formation qui se développe dans la même situation sur les feuilles voisines (Mazamet, Revel) et y est désignée sous le nom de « brèches mortadelles ».

Objet d'interprétations très diverses l'attribuant au Paléocène ou à l'Éocène supérieur notamment, elle a livré une microflore dépourvue d'espèces tertiaires, ce qui a conduit M. Mouline (1/50 000 Mazamet) à la rapporter à un épisode glaciaire du Quaternaire (Mindel-Riss ?). Pour le même auteur (com. orale), cette brèche serait localement impliquée dans un rejeu inverse très récent de la faille de Mazamet.

**Ea. Éboulis anciens.** Au voisinage d'Albine se développe une importante formation d'éboulis à éléments gneissiques associés à des faciès plus fins argilo-gréseux ou caillouteux. Cet ensemble composite se différencie assez nettement des habituels éboulis plus récents et pourrait être rapporté à un stade ancien du Quaternaire.

**E. Éboulis vifs.** En dépit d'un relief accentué, les éboulis vifs sont peu développés sur la feuille Saint-Pons : ils forment des placages et des couloirs relativement limités sur le versant sud du Somail et en pente nord du massif de Nore. Sur les versants nord et nord-ouest, on observe des chaos de très gros blocs empâtés, dans leur partie inférieure, de colluvions, et qui se rattachent aux formations de plateau liées à la surface d'Anglès.

**C. Colluvions.** Sur le plateau du Somail, les colluvions empâtent les fonds de talweg concaves et les bas de pente ; ce sont des formations le plus souvent fines mais qui se rattachent dans leur partie supérieure aux coulées de blocs et de boulders décrites avec les éboulis. Ces formations colluviales se relient aux alluvions récentes auxquelles elles passent insensiblement (formation FC).

Les fonds des vallées qui entaillent le flanc sud du Somail (plus particulièrement à l'Ouest de Saint-Pons) sont souvent empâtés de vastes nappes colluviales concaves qui se rattachent aux terrasses des vallées principales.

### **Autres formations superficielles**

**R. Dépôts karstiques.** En quelques points, l'érosion a mis à jour des dépôts d'origine karstique formés dans des cavités souterraines des calcaires cambriens ou dévoniens.

Le long de la vallée de la Salesse, ces dépôts associent des grès carbonatés à galets de schistes et de quartz, d'origine fluviale, et des encroûtements concrétionnés calcitiques.

Sur le sommet de Roquepistole, les mêmes concrétionnements sont associés à une formation d'éboulis.

Près de Mancès, dans la région de Ferrals-les-Montagnes, le relief de calcaires cambriens est bordé par un amas calcitique autrefois exploité comme pierre ornementale.

**J. Cônes de déjection.** Fréquents mais d'extension limitée, les cônes de déjection ne prennent d'importance que dans la vallée du Jaur au débouché de vallons secondaires et dans la région d'Albine au débouché des ruisseaux en flanc nord du massif de Nore.

**Fx; Fy. Alluvions anciennes.** Des terrasses alluviales d'extension limitée, installées une dizaine de mètres au-dessus du lit actuel de la rivière (et souvent noyées par le lac), s'observent dans la basse vallée de l'Arn dans la région du lac des Saints-Peyres.

Quelques rares terrasses ont été individualisées dans les vallées du Jaur et de la Salesse, mais c'est dans la vallée du Thoré, là où elle s'établit dans les formations tertiaires, que les terrasses présentent un certain développement.

Ces terrasses sont constituées de galets, décimétriques ou plus gros, de gneiss et en moindre quantité de quartz, dans une matrice argilo-sableuse grisâtre.

Au moins deux générations de terrasses peuvent être localement distinguées avec des commandements de quelques mètres à plus de dix mètres. Les désignations Fx et Fy n'ont ici qu'une valeur relative, aucune corrélation n'étant établie avec le domaine aval.

**Fz; FT; FC. Alluvions récentes; alluvions tourbeuses; alluvions de fond de vallon.** Les fonds des vallées principales (Jaur, Salesse et surtout Thoré) sont constitués de formations fluviales détritiques et argileuses d'épaisseur plurimétrique.

Les cours d'eau du plateau du Somail et la partie supérieure du ruisseau de Candessous dans le massif de Nore coulent dans des vallées et des alvéoles, souvent très larges, sans rapport avec l'importance de ces ruisseaux, à fond plat, humide et parfois tourbeux (FT). Un niveau de galets et parfois de boulders s'intercale entre le substratum et les matériaux plus fins, sables plus ou moins argileux et tourbeux mêlés de terre de bruyère, qui constituent l'essentiel de ces formations. Les véritables alluvions fluviales passent latéralement vers le bas de pente et les talwegs aux colluvions (FC). Ces formations, très développées dans la partie orientale du plateau du Somail, tendent à se restreindre vers l'Ouest lorsque les vallées s'encaissent plus profondément dans leur substratum.

## PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

### *ÉVOLUTION TECTONIQUE*

La feuille Saint-Pons se partage à peu près pour moitié entre la zone axiale et les nappes du versant sud de la Montagne noire ; ces deux domaines ont connu des histoires géologiques largement séparées avant d'être tardivement juxtaposés. Les contacts entre ces domaines sont partout de nature tectonique, ces contacts tectoniques ayant d'ailleurs pu jouer plusieurs fois : contact de base des nappes du versant sud, contact d'ailleurs sécant sur les structures isoclinales précoces des deux domaines, rejeu en décrochements tardi-hercyniens puis failles inverses tertiaires.

### **Évolution tectonique de la zone axiale**

L'évolution tectonique de la zone axiale de la Montagne noire, et en particulier de la partie représentée sur la feuille Saint-Pons, se subdivise en trois ensembles de phases :

— un ensemble de phases précoces en plis isoclinaux, le plus souvent synschisteux, responsables de la structuration de la zone axiale en grands plis couchés de style pennique, bien visibles sur les feuilles voisines Bédarieux et surtout Lacaune. La feuille Saint-Pons ne présente que les zones de racines verticalisées de ces nappes, d'interprétation relativement délicate, et leur couverture formée des puissantes séries essentiellement schisteuses de Saint-Pons—Cabardès et de Roc-Suzadou, dans l'ensemble monoclinales ;

— un ensemble de phases tardives, communes à la zone axiale et aux nappes du versant sud : verticalisation de la partie sud du massif de l'Agout et de la partie nord du massif de Nore, puis plusieurs phases en plis droits dont l'interférence aboutit à structurer la zone axiale en un vaste dôme ;

— enfin, tectonique cassante tardive : décrochements tardi-hercyniens, failles inverses tertiaires (Éocène supérieur?) et failles normales (Miocène?).

Dans des domaines — comme la partie de la zone axiale de la Montagne noire représentée sur la feuille Saint-Pons — dont l'histoire tectonique est aussi complexe et où des superpositions de plissements s'observent pratiquement sur chaque affleurement, il est souvent illusoire de vouloir définir un pendage en un point donné ; aussi le signe pendage n'a-t-il été reporté sur la carte que lorsque le secteur présentait une régularité suffisante pour avoir un sens ou, dans les secteurs plus complexes, l'indication d'un pendage moyen (ou dominant) pouvait aider à lire la carte. Il s'agit en général du pendage de la foliation régionale S1, pratiquement indistinguable dans les formations métasédimentaires de la stratification S0. Afin de ne pas surcharger la carte, il a été évité de représenter les foliations des phases ultérieures (sauf dans les zones de charnière S3).

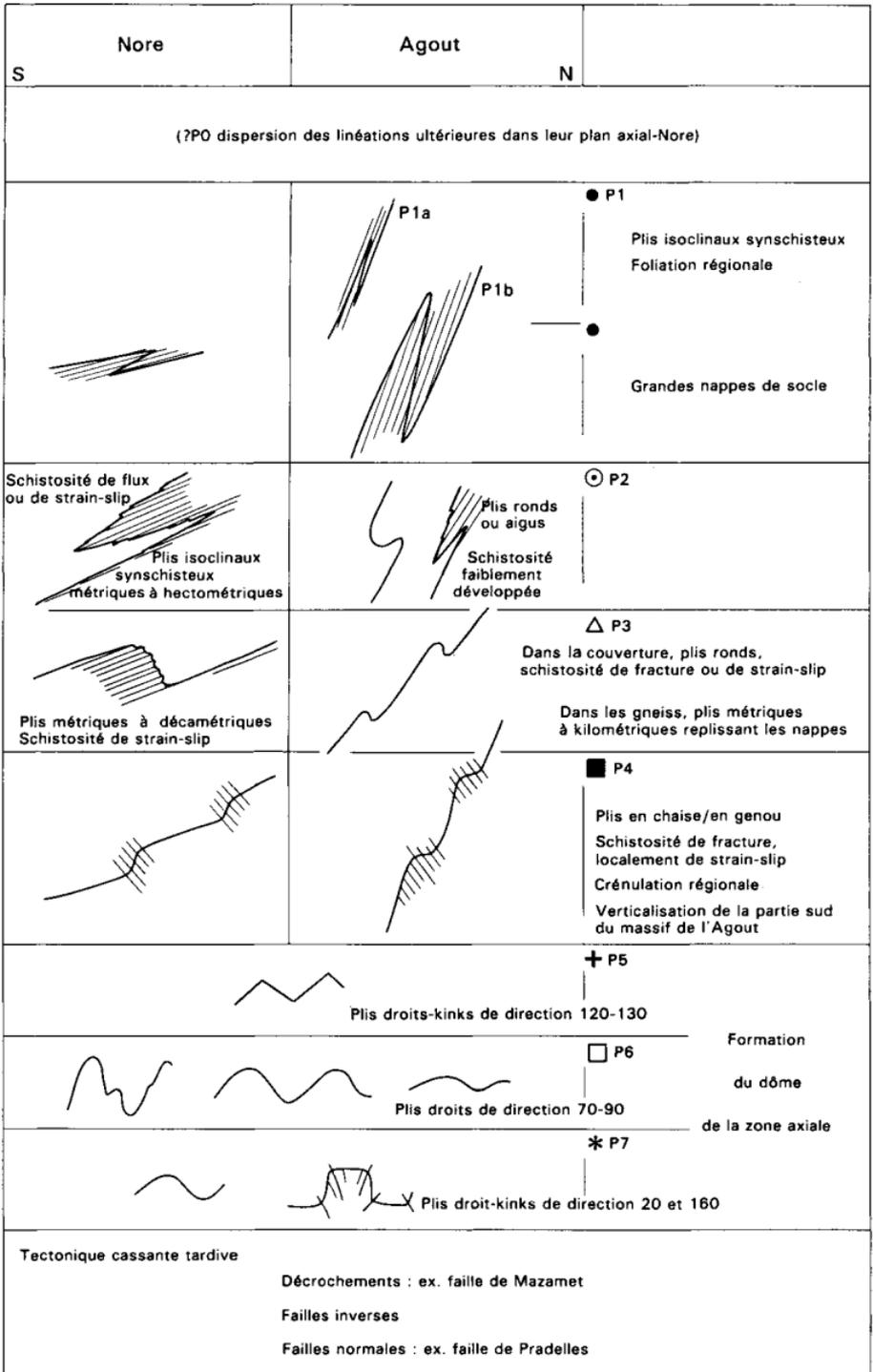
De même, c'est volontairement que les linéations n'ont pas été représentées et cela pour plusieurs raisons. En effet, il est courant d'observer en un point donné (et particulièrement dans les schistes et micaschistes du groupe de Saint-Pons—Cabardès), deux ou trois linéations (et parfois plus). D'autre part, la plupart des phases tectoniques sont pratiquement coaxiales (ou, du moins, les directions des axes et des linéations associées à chaque phase ne diffèrent-elles que de 20° au plus). Enfin, la plus grande partie de la zone axiale figurant sur la feuille Saint-Pons est verticalisée : sur une carte, les linéations apparaissent donc parallèles aux contacts, et les représenter surchargerait inutilement la carte.

La seule représentation correcte des foliations et des linéations demeure la projection stéréographique, représentation qui n'a guère sa place dans une notice de carte géologique ; nous nous contenterons ici de présenter (fig. 7 et 8) des schémas et diagrammes synthétiques donnant le style et la position des éléments structuraux des différents phases dans les massifs de Nore et de l'Agout ; nous invitons le lecteur désireux de plus de détail à se reporter à la thèse de M. Demange (1982).

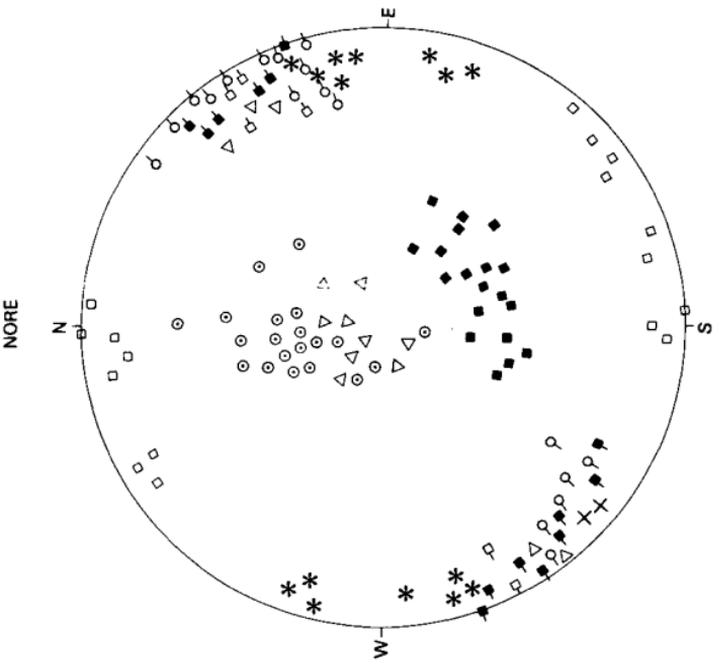
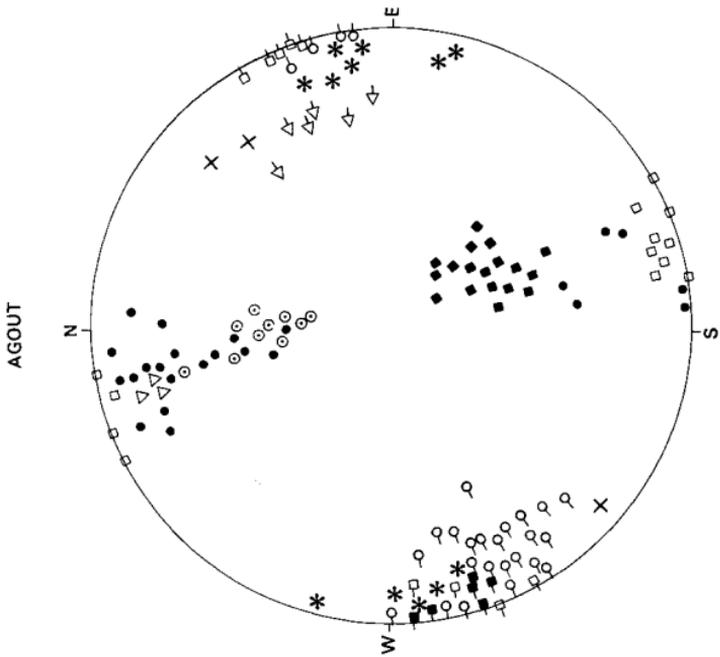
Pour la clarté de l'exposé, nous examinerons l'évolution tectonique en sens inverse de son déroulement chronologique. En effet, l'histoire tectonique de la zone axiale est extrêmement complexe et fait encore l'objet de recherches ; il est nécessaire de débrouiller soigneusement les événements les plus récents, qui sont aussi les plus simples et suscitent le moins de discussions, avant d'aborder les événements antérieurs.

### **Tectonique cassante tardive**

L'ensemble de la feuille Saint-Pons est traversée de l'WSN à l'ENE par la grande **faille de Mazamet—Tantajo**, faille qui se poursuit sur plus de 80 km sur les feuilles voisines Mazamet et Revel à l'Ouest et Bédarieux et Lodève à l'Est.



**Fig. 7 - Styles des différentes phases tectoniques reconnues dans les formations de la zone axiale**



- |   |                         |
|---|-------------------------|
| ● | Plans axiaux            |
| ○ | P1 Phases               |
| △ | P2                      |
| ▽ | P3                      |
| ■ | P4                      |
| + | P5                      |
| □ | P6                      |
| * | P7                      |
| ○ | Linéations axes de plis |
| ○ |                         |
| ▽ |                         |
| ■ |                         |
| ○ |                         |

**Fig. 8 - Position des éléments structuraux moyens des différentes phases**  
 (Diagramme Schmidt, projection hémisphère inférieur)

Cette faille est une *faille inverse tertiaire* qui amène les gneiss du massif de Nore sur les terrains de l'Éocène inférieur à moyen (et, sur la feuille Mazamet, du Bartonien inférieur) du sillon du Thoré. Plus à l'Ouest, sur la feuille Revel, elle s'ennoie sous les molasses de Castelnaudary d'âge bartonien (supérieur?). Au-delà de la limite d'affleurement des terrains tertiaires, elle peut être aisément tracée jusque Labastide-Rouairoux où elle amène les gneiss du massif de Nore sur les micaschistes des faisceaux d et e du massif de l'Agout. Entre Labastide-Rouairoux et Saint-Pons, elle met en contact les groupes de Saint-Pons—Cabardès des massifs de l'Agout et de Nore; son tracé peut être défini avec une grande précision grâce à la connaissance détaillée de la lithostratigraphie de ce groupe, aux différences de métamorphisme et de structure entre ces massifs. Dans la région de Saint-Pons, elle amène les schistes du massif de Nore (faisceaux h et j) sur le Dévonien de l'unité de Portes—Aprat qui est une écaille nappée sur le massif de l'Agout et appartient en fait à l'ensemble des nappes du versant sud. Entre Saint-Pons et Riols, la faille de Mazamet—Tantajo met en contact les terrains dévoniens de l'unité de Portes—Aprat et ceux de l'unité Nord-Saint-Ponais. Elle se confond ultérieurement avec le contact de base des nappes du versant sud. Elle s'en distingue de nouveau entre Ardouane et Saint-Etienne-d'Albagnan, où l'unité des Fournels, constituée de terrains du groupe de Roc-Suzadou et sa couverture dévonienne, s'intercale entre le massif de l'Agout et les nappes du versant sud; cette unité des Fournels constitue donc le prolongement du massif de Nore. De Saint-Etienne-d'Albagnan à la limite de la feuille, la faille de Mazamet—Tantajo se confond de nouveau avec le contact de base des nappes du versant sud.

Sur le terrain, la faille de Mazamet—Tantajo se présente généralement comme une zone broyée et silicifiée métrique à pluridécamétrique, le plus souvent simple mais parfois accompagnée d'écaillages satellites. Dans la région d'Albine, elle se complique d'accidents parallèles et de plusieurs fractures WSW-ENE soulignées par des filons de quartz (fractures qui soulignent le rejeu en décrochement de cette faille). Cet accident satellite amène le flanc sud de l'anticlinal de Saint-Roger (à pendage S) à chevaucher son flanc nord (à pendage N). Le panneau de quartz filonien et de gneiss œillés qui affleure en flanc nord du Puget (p.c. 578) au dessus de Fontblanque, peut être une écaille supplémentaire ou plutôt une vaste loupe de glissement.

Le rejeu tertiaire de la faille de Mazamet—Tantajo en faille inverse ne saurait expliquer des différences importantes entre le groupe de Saint-Pons—Cabardès du massif de Nore (relativement plus gréseux et réduit) et celui affleurant en vis-à-vis dans le massif de l'Agout (très puissant et plus uniformément schisteux) : la faille de Mazamet—Tantajo a donc joué également en décrochement. La discussion du sens de déplacement et du rejet de cette faille déborde le cadre de la feuille Saint-Pons : sur la feuille Lodève, le Trias chevauché par la faille de Mazamet—Tantajo n'est pas affecté par son rejeu en décrochement; le groupe de Saint-Pons—Cabardès de la partie orientale

du massif de Nore est analogue à ce qu'il est dans le massif de l'Agout dans la région de Violgues en limite orientale de la feuille Saint-Pons; et les gneiss de Plaisance dans la partie nord-ouest du massif de l'Agout prolongent les gneiss des Cammazes à l'Ouest du massif de Nore. Ces différents arguments convergent pour attribuer à la faille de Mazamet—Tantajo un rejeu en *décrochement tardi-hercynien dextre d'une vingtaine de kilomètres*. Il faut noter que les grands décrochements qui affectent les nappes du versant sud (décrochements de la Cesse et des monts de Pardailhan) n'affectent pas la faille de Mazamet—Tantajo mais se branchent sur elle : ils apparaissent donc comme des fractures de Riedel conjuguées de cet accident majeur.

Les autres accidents cassants sont d'importance beaucoup plus faible :

— la **faille de Pradelles-Cabardès**, surtout développée sur la feuille Mazamet, est une faille normale sensiblement E-W qui abaisse le groupe de Saint-Pons—Cabardès par rapport aux gneiss du massif de Nore. Il existe d'autre filons de quartz de même direction. Il est difficile de dater cette tectonique d'extension; certaines considérations régionales suggèrent un âge miocène;

— de très nombreuses **fractures de direction N150-160 et N10-20** affectent l'ensemble de la zone axiale; ces fractures ont souvent une valeur de décrochement mais leur rejeu reste très faible, le plus souvent inférieur à la dizaine de mètres. Seules les plus importantes ont été figurées, mais la cartographie du Quaternaire sur le plateau de l'Agout montre l'importance de cette direction de fracturation. Ces deux directions conjuguées correspondent aux plans axiaux de l'ultime phase souple en plis droits et kinks. Ces fractures montrent souvent un remplissage par des filons de granite à deux micas, de pegmatite ou de quartz (parfois minéralisés comme à Sarrautric et, sur la feuille voisine Carcassonne, à Salsigne) : il s'agit donc d'une fracturation tardi-hercynienne (mais antérieure au jeu de la faille de Mazamet—Tantajo).

### Phases souples tardives

Cet ensemble de phases crée les structures les plus immédiatement visibles à l'échelle de la carte dans la zone axiale : verticalisation de la partie sud du massif de l'Agout et structuration en dôme.

• La **phase P4** est une phase en plis en genou avec un flanc subvertical et un flanc subhorizontal ou faiblement penté vers le Sud. Le plan axial de ces plis, 70 à 90 N30 à 60, apparaît très constant sur toute la carte, comme dans toute la zone axiale (en dehors des zones de charnière de phase P6). Ces plis s'accompagnent d'une schistosité de fracture ou de strain-slip dans les niveaux plus schisteux et d'une linéation de crénulation (80 subhorizontale ou à faible pendage W), qui est la linéation la plus constante et la plus évidente parmi toutes celles que l'on peut observer sur les schistes et les gneiss de la zone axiale.

Cette phase apparaît responsable des variations les plus importantes du plongement de la foliation dans l'ensemble de la zone axiale : elle détermine une flexure E-W de largeur plurikilométrique qui, depuis le revers septentrional du massif de Nore (de la région d'Albine à celle de Mazamet) jusqu'à l'anticlinal du Caroux (sur la feuille Bédarieux), verticalise des séries par ailleurs faiblement pentées. Ainsi, sur la feuille Saint-Pons, la partie sud du massif de Nore apparaît comme un monoclin de foliation pendant vers le Sud de 30 à 40° ; dans cette zone, les plis P4 présentent un flanc long peu penté et un flanc court subvertical. La zone de charnière entre ce domaine peu penté et la zone verticalisée est largement oblitérée par la faille de Mazamet. La majeure partie du massif de l'Agout représentée sur la feuille Saint-Pons, appartient à cette zone verticalisée : les plis P4 y présentent un flanc long subvertical et un flanc court plat.

Soulignons que cette phase P4 ne peut être interprétée comme une phase conjuguée de la phase P7 ; des figures d'interférence entre ces deux phases peuvent être observées dans la région du col de la Fenille-Sabo.

- La **phase P5** forme des plis droits ou des kinks de plan axial 120 à 130 subvertical. Cette phase, qui peut former des structures cartographiques sur les feuilles voisines Mazamet (flexure du haut Orbiel) et Lacaune, apparaît tout à fait mineure sur la feuille Saint-Pons : tout au plus peut on lui attribuer les zones de kinks qui contrôlent les cluses du Thoré entre Verreries-de-Moussans et Labastide-Rouairoux et de la Salesses en amont de Courniou.

- La **phase P6** crée des plis droits ou des kinks à plans axiaux de direction 70 à 90. Ces plis sont en général assez mous et ouverts (en particulier dans la zone verticalisée du Sud du massif de l'Agout) ; dans les zones de charnières (et lorsqu'il s'agit d'un matériel schisteux), ils apparaissent plus serrés et s'accompagnent d'une schistosité de fracture et d'une crénulation.

À l'échelle cartographique, cette phase s'exprime surtout dans les domaines restés peu pentés après la phase P4 ; elle apparaît ainsi responsable (conjointement à la phase P4), de la structuration de la zone axiale en vastes anticlinaux WSW-ENE. Sur la feuille Saint-Pons, se distinguent ainsi du Sud au Nord (fig. 9 et coupe en annexe) :

— l'*anticlinal de Saint-Roger* qui affecte la partie nord du massif de Nore ; le contact entre les gneiss de Nore et la série du Cabardès, et la cartographie des différents niveaux de cette série, dessinent fort bien cet anticlinal dans la région de Labastide-Rouairoux. On peut ainsi le prolonger jusqu'au Nord de Saint-Pons où il vient s'envoyer sous le Dévonien des unités Nord-Saint-Ponais ; son flanc nord est tronqué par la faille de Mazamet. Les variations de l'attitude de la foliation des gneiss permettent encore de définir cette structure à l'Ouest de Labastide-Rouairoux ; mais dans la région d'Albine elle est reprise par la tectonique cassante tardive, de sorte que son flanc sud vient chevaucher son flanc nord par l'intermédiaire d'une zone broyée soulignée par un filon de quartz. Cet anticlinal se poursuit

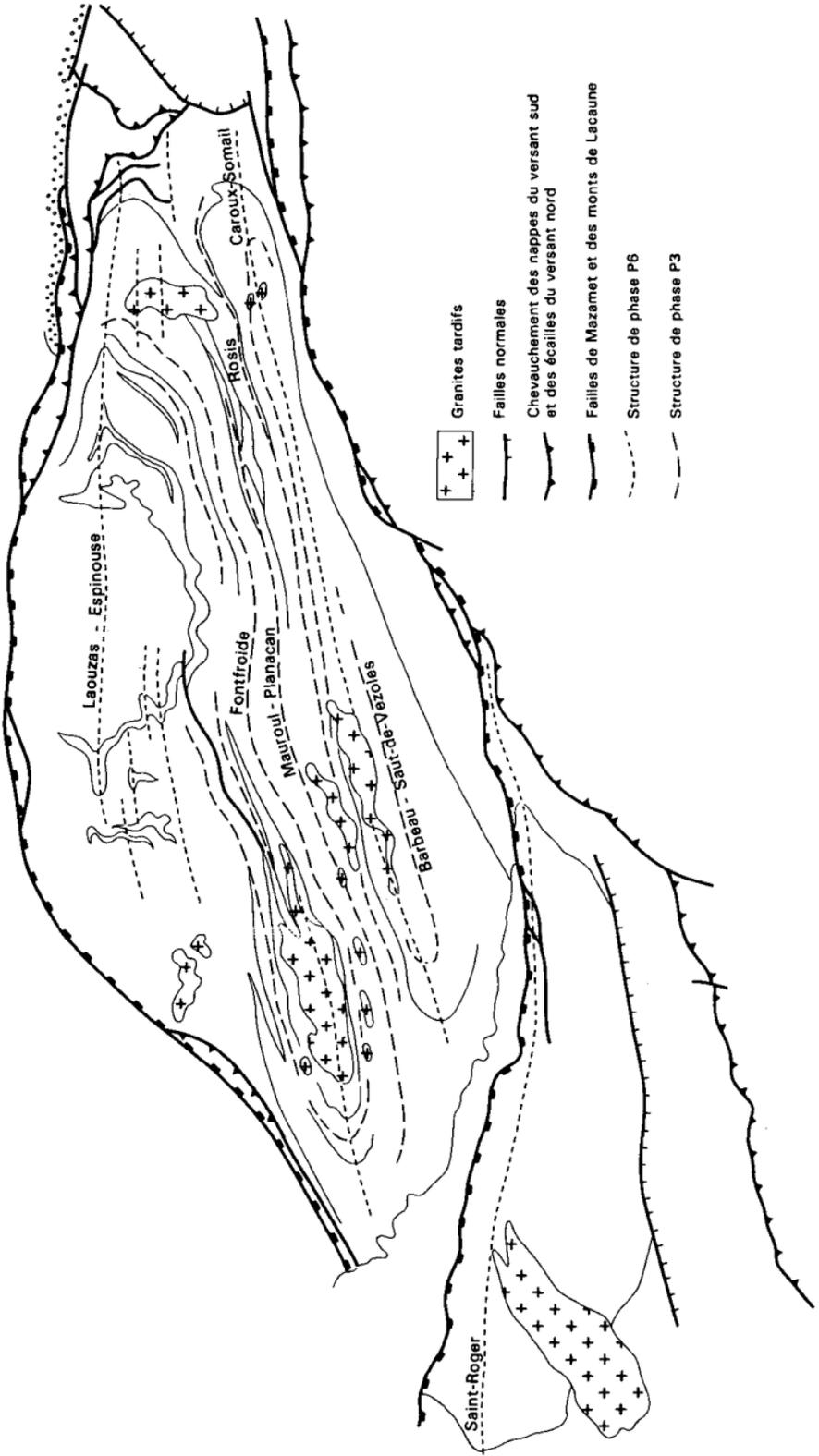


Fig. 9 - Principales phases de plissement en zone axiale

ensuite vers l'Ouest pour faire apparaître en son cœur les paragneiss de la fenêtre de Mazamet ;

— l'*anticlinal du Caroux—Somail*, défini sur la feuille Bédarieux (où la phase P6 a été appelée « phase de Rosis »), peut être tracé vers l'Ouest à travers les feuilles Lacaune et Saint-Pons jusque la région de Mazamet. Sa limite nord, l'involutions isoclinale de Rosis, peut être suivie sur la feuille Lacaune depuis le col du Poirier jusqu'au col de la Baraque; puis sur la feuille Saint-Pons au Nord du Soulié jusqu'au Sud-Est de La Souque où les bandelettes de paragneiss qui marquent cette structure, suivie depuis Rosis sur près de 40 km, finissent par se pincer. Cette structure peut être tracée plus à l'Ouest dans les orthogneiss par Coufignet, Le Cros-Haut et le p.c. 727 jusqu'à la limite de la feuille Mazamet. Au Sud de cette limite, la structure interne de cet anticlinal du Caroux—Somail apparaît extrêmement complexe du fait de la présence de nombreuses bandelettes de paragneiss; nous y reviendrons plus loin. La zone de charnière P6 de cet anticlinal peut être tracée grâce aux critères microtectoniques; elle passe dans la partie nord du lac du Saut-de-Vezole, au Nord de La Roque, de La Fajole, puis le cœur de la structure est envahi par le granite du Soulié. Plus à l'Ouest, cette charnière est de nouveau bien définie tant sur des critères microtectoniques que par le dessin des bandelettes de paragneiss: elle se suit depuis la région de Cantaussel, au Sud des Pontels, Le Ravet (belle charnière dans la vallée du ruisseau de la Jampe), puis sur la feuille Mazamet vers La Métairie-Haute;

— plus au Nord, au-delà de la zone isoclinale de l'anticlinorium de Mauroul—Planacan qui est une structure de phase P3, le *synclinorium du col de Fontfroide* est une structure complexe où interfèrent des structures dues aux phases précoces et des structures de phase P6; en particulier, les replis à vaste rayon de courbure qui affectent les bandelettes isoclinales de paragneiss qui se dessinent dans le coin nord-ouest de la feuille, peuvent être attribuées à cette phase P6.

● La **phase P7** est une phase en plis droits ou kinks montrant deux directions conjuguées N20 et N160. Ces plis s'accompagnent parfois d'une fracturation qui guide la mise en place de filons tardifs (granites à deux micas, pegmatites, quartz), ainsi que l'altération récente (voir le dessin du Quaternaire sur le plateau du Somail, et des vallées sur le flanc sud de la zone axiale). Alors que dans les zones restées peu pentées après la phase P4, la phase P7 interfère avec la phase P6 pour former des structures en dômes et bassins (feuilles Lacaune et Mazamet), elle ne crée pas de grande structure sur la feuille Saint-Pons.

### Phases souples précoces

Les phases souples précoces ont été mises en évidence dans tous les terrains la zone axiale jusques et y compris le groupe de Roc-Suzadou et le Dévonien autochtone. Elles apparaissent antérieures à la mise en place des nappes du versant sud dont le contact de base tronque ces structures précoces. Ces phases précoces ne peuvent se corrélér

directement avec les différentes phases souples précoces reconnues dans les nappes du versant sud.

Ces différentes phases créent le plus souvent des plis isoclinaux synschisteux. Leur analyse est beaucoup plus facile dans le matériel schisto-gréseux des groupes de Saint-Pons—Cabardès et de Roc-Suzadou, où la stratification est généralement bien marquée, que dans les orthogneiss où la foliation, qui apparaît au premier abord évidente, se révèle souvent — pour peu que l'on suive régionalement les structures — soit composite, soit résultant de la transposition de structures antérieures. Il suffit pour s'en convaincre d'examiner certaines zones de charnière comme la région du Saut-de-Vezole ou le bois de la Blanque, ou encore les magnifiques affleurements que présente le lac des Saints-Peyres en période de basses eaux.

- Bien qu'aucune observation directe ne le vienne confirmer, il existe peut-être une **phase antéschisteuse P0** : c'est du moins ce que suggère la dispersion des linéations ultérieures dans leurs plans de schistosité ; cette dispersion se traduit cartographiquement par la culmination axiale ou ennoyages de certaines structures isoclinales dans la zone verticalisée.

- La **phase P1** est responsable de la *foliation régionale* qui apparaît liée à une génération de plis isoclinaux. Dans les séries de couverture (groupes de Saint-Pons—Cabardès et de Roc-Suzadou), ces plis ont manifestement une *vergence N*. En général, la schistosité S1 est pratiquement confondue avec la stratification. La linéation d'intersection L1 est subhorizontale de direction 70 à 80.

À vrai dire, lorsque l'on examine les plis isoclinaux synschisteux les plus évidents de la série de Saint-Pons dans le massif de l'Agout, on constate qu'ils reprennent eux-mêmes une foliation antérieure ; et certains affleurement privilégiés (et l'étude des lames minces) montrent une génération de plis isoclinaux synfoliaux infradécimétriques antérieurs. De même, il existe dans les orthogneiss une foliation régionale dominante, qui apparaît en plan axial de plis isoclinaux soulignés dans quelques rares affleurements par des filons de méta-aplites. Cette foliation est elle-même reprise et transposée par une phase de plis isoclinaux très serrés infradécimétriques ; cette transposition devient totale sur la bordure des orthogneiss du massif de l'Agout. Il existe donc vraisemblablement deux phases isoclinales synfoliales P1A et P1B, mais en règle générale on est incapable de les distinguer, ce qui justifie la notation P1.

Aucune structure cartographique de phase P1 n'a pu être mise en évidence dans la couverture de la zone axiale, mis à part une zone de charnière d'une centaine de mètres affectant le sommet du faisceau h dans le massif de l'Agout (bien visible en particulier le long de la RN 607 au Nord de Saint-Pons) ; cette zone de charnière n'affecte pas la polarité d'ensemble de la série. Nous discuterons au paragraphe suivant, des structures de phase P1 dans le centre des massifs.

• Dans le massif de Nore, la **phase P2** est une phase en *plis isoclinaux synschisteux à vergence S*. Les axes de ces plis et la linéation d'intersection correspondante sont pratiquement coaxiaux de la linéation L1 (ou légèrement plus pentés vers l'Est de quelques degrés). À l'échelle de l'affleurement, ce sont des plis métriques à plurimétriques à charnière ronde, associés à une schistosité de flux ou de strain slip dans la partie supérieure de la série. Cette schistosité est en général moins pentée que la stratification d'une dizaine de degrés. Ce sont les plis synschisteux les plus évidents, et l'identification de la phase P1 requiert des affleurements favorables. L'examen attentif des rapports schistosité-stratification met en évidence deux couloirs hectométriques à plurihectométriques dans les séries de couverture du massif de Nore, l'un dans le faisceau g<sub>1a</sub>, l'autre vers le sommet du faisceau h et la base du faisceau i; dans ces zones la série peut être totalement renversée.

Il existe également une phase précoce à vergence S dans le massif de l'Agout, assimilable par ses éléments structuraux à la phase P2 reconnue dans le massif de Nore. Mais les plis de cette phase sont des plis décimétriques à métriques en chevron, sans schistosité, de bien moindre importance que les plis P2 du massif de Nore. Aucune structure majeure n'a pu être attribuée à cette phase. De très rares plis de même style sont également connus dans les orthogneiss.

• Dans le massif de Nore, la **phase P3** n'apparaît que le long de couloirs au plus hectométriques dans lesquels la série, très violemment microplissée et affectée par une schistosité de strain slip, est globalement verticalisée. Entre ces couloirs, la phase P3 ne se traduit que par une schistosité de strain slip, souvent discrète, légèrement plus pentée que la stratification. La phase P3 structure ainsi la série en marches d'escalier à vergence N. Les couloirs de phase P3 sont assez fréquents dans la partie supérieure de la série du Cabardès. Ces plis de phase P3 et la linéation correspondante sont pratiquement coaxiaux des plis P2 et de la linéation L1.

En bordure sud du massif de l'Agout, les plis P3 sont moins nombreux, de style plus ouvert et sans schistosité ou accompagnés d'une schistosité de fracture : on observe ainsi, entre des zones où la série verticalisée n'est pas affectée, des zones de charnières au plus plurimétriques où elle se plisse en plis droit en chevrons serrés ; la vergence est clairement N.

Dans les orthogneiss, les plis de phase P3 sont des plis en chevrons serrés à isoclinaux, décimétriques à plurimétriques, accompagnés d'une foliation de strain slip reprenant la foliation P1 mais la transposant plus ou moins fortement. Nous discuterons, au paragraphe suivant, des structures P3 au sein des massifs.

### **Interprétation des bandelettes de paragneiss au sein des orthogneiss de la zone axiale**

Le trait cartographique le plus remarquable de la zone axiale sur la feuille Saint-Pons est l'existence, au sein des orthogneiss, de

bandelettes isoclinales de paragneiss parfois jalonnées de roches basiques, étroites mais très régulières. Ces bandelettes sont très abondantes dans le massif de l'Agout. L'anticlinal de Saint-Roger fait apparaître une bandelette de paragneiss sous les orthogneiss du massif de Nore dans la région d'Albine ; cette bandelette se ferme rapidement avant la limite de la feuille, mais des paragneiss en position structurale identique réapparaissent plus à l'Ouest dans la vallée de l'Arnette (feuille Mazamet).

L'interprétation de ces « mystérieuses bandelettes de paragneiss » (mises en évidence pour la première fois par F. Ellenberger en 1967 dans l'Espinouse, sur la feuille Bédarieux) ont suscité de nombreuses interprétations : F. Artaud *et al.* (1966) nient l'originalité de ces bandelettes, les considérant comme des intercalations normales au sein des gneiss du Somail considérés comme des paragneiss ; J.M. Quenardel (communication orale) a émis l'hypothèse que ces bandelettes ne seraient pas des paragneiss mais des couloirs mylonitiques développés au sein des orthogneiss ; la géochimie ne confirme pas cette hypothèse. Ces interprétations ne pouvant être retenues, seules subsistent deux hypothèses : replis tectoniques des séries de couverture dans les orthogneiss considérés comme un socle ; ou septa en enclaves d'une ancienne série paragneissique dans les orthogneiss du Somail considérés comme intrusifs.

La discussion de ces bandelettes sur la feuille Saint-Pons est particulièrement délicate puisque la partie sud du massif de l'Agout s'y présente pour l'essentiel comme une zone isoclinale verticalisée. Il faut donc dépasser largement le cadre de la feuille Saint-Pons, suivre latéralement ces structures isoclinales pour voir comment elles se ferment, se replient sur elles-mêmes, sont affectées par de « grandes » structures tardives ou se branchent sur de vastes domaines d'affleurements de paragneiss. Le problème des bandelettes de paragneiss dans le domaine verticalisé par la phase P4 ne peut être dissocié du problème des bandelettes d'orthogneiss dans les paragneiss telles que l'on peut les cartographier plus au Nord, sur la feuille Lacaune, dans un domaine à pendage modéré.

Il est clair que la *multiplication des bandelettes* est due aux replis provoqués par les phases postérieures à la phase P1, et en particulier les phases P3 et P6 (remarquons que les phénomènes de relais de bandelettes sont très fréquents, témoignant de reprises et de transposition par des plis plus ou moins isoclinaux de structures antérieures ; cf. fig. 9) :

— l'anticlinal du Caroux—Somail, tel qu'il a été défini à propos de la phase P6, est une structure de phase P6 qui reprend des structures de phases antérieures et en particulier de phase P3 : l'étude structurale comme la cartographie mettent ainsi en évidence l'*anticlinal de Barbeau—Saut-de-Vezole* à cœur d'orthogneiss (souvent à faciès gneiss du Larn) flanqué de paragneiss. Cette structure prolonge la structure d'Auziale (feuille Bédarieux). La zone de charnière se suit depuis le

Saut-de-Vezole, par le bois de la Blanque, jusqu'au p.c. 967 au Nord d'Espine. Vers Barbeau, les bandes de paragneiss qui flanquent cette structure semblent se rejoindre, sans que l'on voie d'ailleurs leur fermeture, mais la structure anticlinale peut être suivie dans les orthogneiss par Vialanove jusqu'à la D 52. Puis l'ensemble de la structure est repliée par l'anticlinal du Caroux—Somail et la zone de charnière se suit vers l'ENE jusque vers Malbosc où les orthogneiss semblent s'encapuchonner dans un faisceau de bandes de paragneiss qui se suivent vers l'ENE jusqu'à la limite de la feuille, puis au-delà par Baissecure, le col d'Estrau, Ramandure (feuille Lacaune) jusqu'aux bandelettes de paragneiss cartographiées sur le flanc nord du Caroux (qui est aussi une structure de phase P3) (feuille Bédarieux);

— plus au Nord, le faisceau de bandelettes qui vient passer par Cabanes constitue le prolongement occidental du *synclinal de Rosis*, structure définie sur la feuille Bédarieux et qui limite vers le Nord l'anticlinal du Caroux—Somail; ces bandelettes se pincement au Sud-Ouest de Vergnoles;

— les deux faisceaux de bandelettes Sept-Faux—La Souque—Sèbe et Peyrambert—La Vielle-Morte (ce dernier contenant des enclaves de roches basiques à reliques d'éclogite) jalonnent l'*anticlinorium de Mauroul—Planacan* suivi à travers la feuille Lacaune jusqu'au cirque du col de Fontfroide où la structure anticlinale peut aisément être démontrée. Plus à l'Est, cette structure peut être tracée jusqu'au ravin du Vialais en amont des gorges d'Héric, sur la feuille Bédarieux où on la voit clairement déformée par le dôme (de phase P6) de l'Espinouse : c'est donc une structure de phase P3;

— enfin, l'ensemble de bandelettes très contournées qui affleurent dans le coin nord-ouest de la carte appartient au *synclinorium de col de Fontfroide*, également défini sur la feuille Lacaune. L'analyse structurale de la région du lac des Saint-Peyres où de très bons affleurements permettent une analyse fine des superpositions de plissements, ainsi que le suivi cartographique de ces structures sur les feuilles Mazamet, Lacaune et Bédarieux, montrent qu'il s'agit essentiellement de structures isoclinales de phase P3 reprises par des plis beaucoup plus ouverts de phase P6.

Une fois débrouillées ces structures créées par les phases postérieures à la phase synfoliale majeure P1, structures qui redoublent de façon très complexe les bandelettes de paragneiss, il n'en demeure pas moins que le *dispositif original* était constitué d'une alternance de bandelettes isoclinales, concordantes sur la foliation S1, de paragneiss au sein des orthogneiss. Et nous sommes ramenés au dilemme initial : ce dispositif résulte-t-il de replis isoclinaux précoces (de phase P1) ou représente-t-il des septa de paragneiss conservés au sein des orthogneiss intrusifs? Compte tenu de la continuité de ces bandelettes sur des dizaines de kilomètres, de l'absence de tout contact intrusif, du fait que latéralement des bandelettes se rattachent à des domaines d'affleurements plus larges des paragneiss, domaines où il est possible d'en préciser la lithostratigraphie donc la structure, et comme l'on

peut cartographier l'encapuchonnement des orthogneiss dans des plis couchés de paragneiss, l'hypothèse de replis tectoniques précoces demeure plus vraisemblable.

### **Tectonique du domaine des nappes**

L'existence de nappes varisques qui composent le versant sud de la Montagne noire, déjà pressentie dès le début du siècle (Bergeron, 1905; Thorat, 1935; Von Gaertner, 1937), fut démontrée par B. Gèze (1949). Ses observations précises, associées à une cartographie régionale détaillée, ont établi la superposition de nappes-plies couchés. Cet auteur a également défini la nomenclature des grandes unités de nappes.

L'existence de flancs inverses plurikilométriques, composés de séries fossilifères paléozoïques, a aussitôt amené, pratiquement jusqu'à ce jour, une discussion controversée sur le sens de mise en place et l'origine des nappes. Un large consensus d'un déversement et mise en place vers le Sud fut trouvé grâce aux méthodes microtectoniques en relation avec les critères de polarité sédimentologique (Rodgers, 1960; Arthaud, 1970).

Le développement de méthodes modernes d'analyse structurale et de microtectonique a permis d'établir la nature et la géométrie de la déformation polyphasée à l'origine des structures du versant sud (Arthaud, 1970). L'ensemble est ainsi décrit comme un empilement de nappes-plies couchés synschisteux. Les structures majeures orientées ENE-WSW (axes de plis, contacts de base, zone axiale) sont alors perpendiculaires à la direction globale du Nord vers le Sud du transport des nappes. Les plis couchés à schistosité de plan axial en grande partie subhorizontale, résulteraient d'une phase majeure de tectonique tangentielle et progressive (phases 1, 2 et 3). Les unités allochtones inférieures (e.g. unité de Saint-Pons) seraient replissées par une phase de serrage (N-S) à plan axial subvertical, à l'origine également de l'antiforme gneissique que représente la zone axiale. Une phase tardive de tectonique cassante avec essentiellement des décrochements senestres orientés N à N30°E, complète la structuration hercynienne dans ce domaine.

Depuis, plusieurs hypothèses ont été émises pour réinterpréter les relations entre la zone axiale polymétamorphique et les nappes du versant sud. Un type de modèle considère une nature et origine gravitaires des nappes associées au soulèvement des gneiss de la zone axiale causé par des phénomènes diapiriques (Den Tex, 1975; Debat *et al.*, 1981). D'autres hypothèses associent les structures complexes au contact subvertical de ces deux domaines à des mouvements longitudinaux (décrochants) ENE-WSW, synchrones de l'évolution métamorphique à haute température tardive de la zone axiale (Nicolas

*et al.*, 1977; Beaud, 1985; Byung *et al.*, 1988; Faure et Cottureau, 1988).

Des travaux récents, basés sur une étude tectonique régionale et la cartographie détaillée des structures supérieures des structures allochtones, proposent, à titre d'hypothèse, une nature extensive de ces contacts et une tectonique en extension généralisée et tardive dans l'évolution varisque polyphasée de la Montagne noire (Echtler et Malavieille, 1990; Echtler, 1990). La description des structures suivantes est basée sur cette étude, intégrée dans la carte présente.

Au Sud de la zone axiale, deux grands domaines peuvent être distingués dès l'abord :

- au voisinage immédiat de celle-ci, une frange irrégulièrement développée de terrains ordoviciens et dévoniens dominants, découpée en étroites unités parallèles à la structuration de la zone axiale et constituant, au centre et Nord-Est de la feuille, le *Saint-Ponais*, et au Sud-Ouest, l'amorce du *Minervois*;
- au Sud, un ensemble cambro-ordovicien à grandes structures obliques par rapport à la structuration de la zone axiale et régulièrement décalées par le jeu d'accidents transverses à effet de décrochements : *la nappe de Pardailhan*.

#### **Unités saint-ponaises (fig. 10)**

Les décrochements successifs de la nappe de Pardailhan, en face de la bordure rectiligne de la zone axiale, ménagent autour de Saint-Pons une zone intermédiaire entre ces deux grands ensembles et caractérisée par une grande complexité structurale.

Cette zone est constituée des structures allochtones les plus profondes du versant sud de la Montagne noire. Dans une position intermédiaire entre la zone axiale gneissique et micaschisteuse et la nappe de Pardailhan, ce domaine se caractérise par une déformation symmétamorphique intense et polyphasée. Composées essentiellement de séries épimétamorphiques (zone des schistes verts) d'âge ordovicien à dévonien, ces unités montrent une tectonique extrêmement complexe.

Après le renversement des séries lors de la mise en place des nappes et le charriage vers le Sud, ces structures sont reprises dans un mouvement longitudinal ENE-WSW parallèle au contact avec la zone axiale. Cette phase de déformation est associée au développement d'une schistosité (S2) intense plan axial des replis isoclinaux. Ces structures planaires sont orientées ENE-WSW, parallèles aux contacts majeurs et sont subverticales dans la partie orientale et centrale, et d'un pendage fort à intermédiaire vers le Sud-Ouest (Nord-Minervois).

Parallèle et associée à la schistosité se développe une linéation minérale et d'étirement pénétrative, d'une géométrie subhorizontale ou à faible pendage vers l'WSW. La même géométrie d'une linéation minérale et d'étirement s'observe dans les gneiss et micaschistes sub-

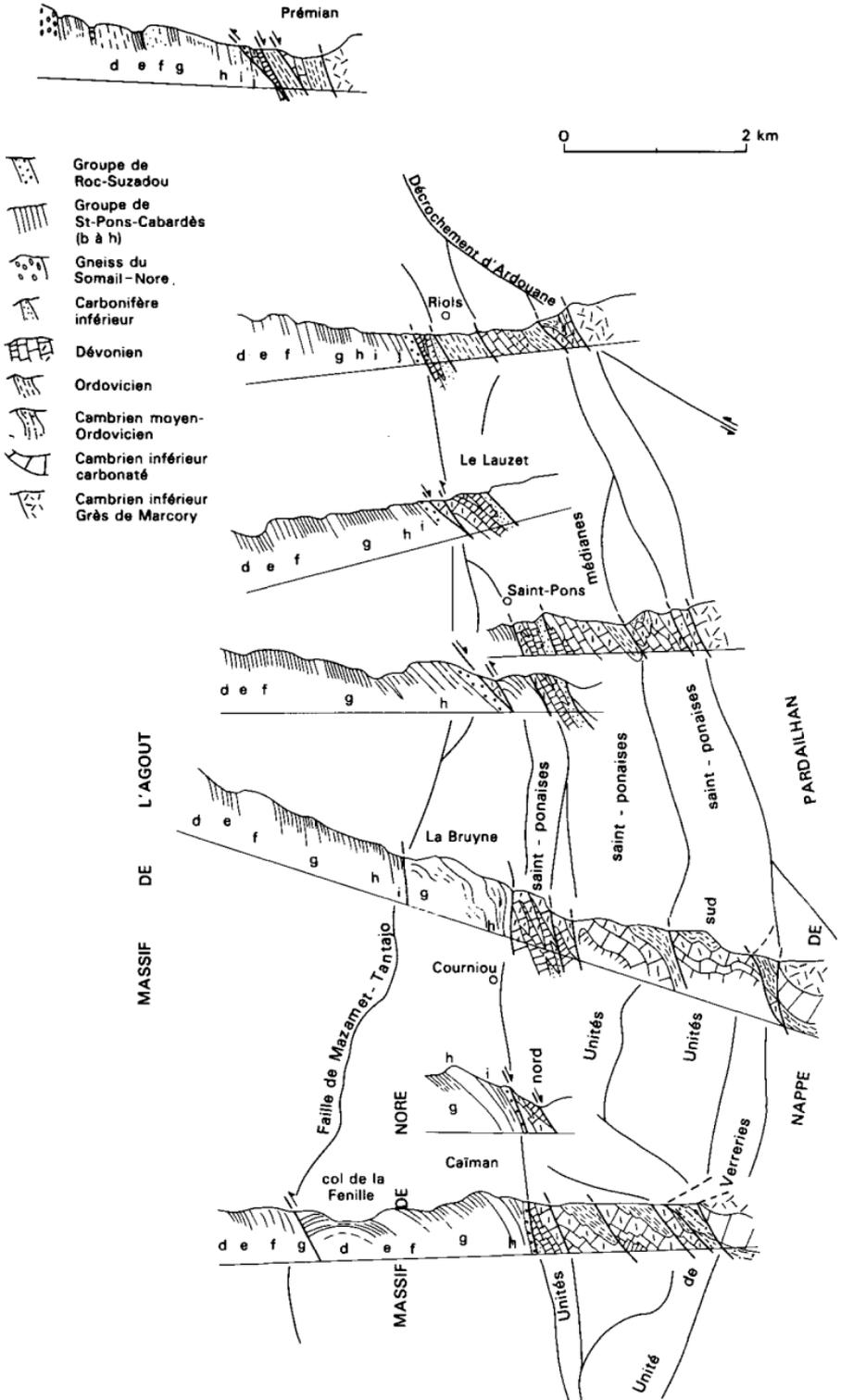


FIG.10 - Structures schématiques de la zone saint-ponaise

verticaux sous-jacents. Elle est ici contemporaine du métamorphisme HT-BP tardif dans l'évolution polymétamorphique de ce dôme cristallin (Demange, 1981). Cette linéation définit le mouvement transcurrent (décrochant) le long de cette zone.

Sur des critères cinématiques et la géométrie légèrement oblique et en échelon des plis, on lui a attribué un sens dextre (Echtler et Malavieille, 1990). Dans cette hypothèse, ce mouvement longitudinal est associé dans ses stades progressifs à la tectonique en extension, puisque des structures allochtones peu métamorphiques sont superposées aux micaschistes de la zone axiale. Cette déformation synmétamorphique est associée au développement des failles normales dans les structures supérieures de l'édifice, décrites ci-dessus.

Les terrains affleurants comprennent surtout l'Ordovicien inférieur, le Dévonien et le Carbonifère inférieur localement. Le Cambrien est uniquement représenté à la bordure sud de cette zone au contact avec la nappe de Pardailhan.

Sans que l'on puisse rendre compte en détail de toutes les complications du dispositif, on peut y définir les unités suivantes.

- au Nord, sur les schistes sommitaux de la zone axiale repose, par l'intermédiaire d'un contact anormal majeur, un premier ensemble, **unité de la source du Jaur**, essentiellement dévonien en succession souvent normale (secteur de Masnaguine, Ouest immédiat de Saint-Pons) mais aussi inverse (Verreries-de-Moussans). Tronqué inégalement des horizons les plus inférieurs du Dévonien, cet ensemble est caractérisé par un Dévonien inférieur à faciès de calcaire rubané cristallin et par un Dévonien moyen à supérieur peu différencié. La structure, globalement monoclinale à fort pendage SE accordé à la schistosité du substratum, est compliquée de replis aigus qui, notamment près de la gare de Courniou, amènent l'intercalation de minces antiformes de Dévonien moyen dans les calcaires du Dévonien inférieur.

Cette unité interrompue, ou masquée sous chevauchement à l'Ouest de Verreries-de-Moussans, réapparaît à Masnaguine et se poursuit au front nord du Minervois en y dessinant un beau repli à cœur de Dévonien moyen-supérieur d'une grande extension vers l'Ouest (unité de Fournes). Il s'agit en fait d'une unité en série inverse, structurée en antiforme à nombreux replis parasites très isoclinaux. Le cœur est occupé par du Dévonien moyen, du Dévonien supérieur et plus exceptionnellement (Les Usclats) par du Viséen. Tronquée au Nord comme au Sud par des contacts anormaux, la structure peut être indifféremment représentée par son flanc normal à l'Ouest de Saint-Pons, Courniou, Masnaguine, par son flanc inverse (Verreries-de-Moussans) ou par son cœur (Les Usclats).

- À cette unité succède au Sud un nouvel ensemble, le **Saint-Ponais médian**, caractérisé par un Ordovicien puissant à faciès de schistes

noirs pélicieux très homogènes et un Dévonien complet bien différencié, avec large développement de faciès récifaux ou périrécifaux (calcaires à *Stromatactis*) au Dévonien moyen. Cet ensemble, fortement déformé et étiré au Nord, présente globalement une disposition monoclinale inverse à pente décroissante vers le Sud jusqu'à approcher localement l'horizontalité (secteur sud de Courniou).

Des replis et accidents en relais, particulièrement dans la région de Verreries-de-Moussans, font alterner à plusieurs reprises Ordovicien et Dévonien.

Au Nord-Est de la feuille, l'unité paraît se réduire au seul Ordovicien.

● Immédiatement au Nord du signal de Saint-Bauzille, cette unité médiane est tronquée par un ensemble, le **Sud-Saint-Ponais**, très faiblement incliné au Sud et qui comprend, en succession inverse apparemment conforme, le Dévonien inférieur avec ses faciès de base bien développés (calcaires noirs lochkoviens et base détritique) et une série schisto-gréseuse comprenant de l'Ordovicien sans doute réduit et du Cambrien probable.

L'unité, bien représentée au niveau de Saint-Bauzille, se complique plus à l'Ouest et disparaît le long de l'accident frontal de la nappe de Pardailhan. Au-delà du décrochement d'Ardouane, la succession également inverse d'Ordovicien—Dévonien schisto-gréseux qui constitue le bord méridional de la vallée de Prémian à Saint-Etienne, pourrait en constituer un équivalent, à moins qu'elle ne doive être rattachée à la nappe de Pardailhan.

Vers le Sud-Ouest, cette unité disparaît rapidement sous le chevauchement d'un nouvel ensemble.

Remarquons qu'une interprétation bien différente est donnée par certains auteurs (Gèze, 1949; Vignard, 1976a) qui considèrent que la série schisto-gréseuse de Saint-Bauzille repose en contact anormal sur le Dévonien. La solution retenue ici tient compte de la mise en évidence, en plusieurs points de ce contact, de la base détritique du Dévonien, la conservation de ce niveau mince et fragile paraissant peu compatible avec l'existence d'un accident majeur. Remarquons cependant que les complications qui jalonnent le contact nord de cette unité laissent planer quelques ambiguïtés.

#### « Unités intermédiaires »

Entre Masnaguine au Sud-Ouest de la feuille et Montibergues à l'Est de Verreries-de-Moussans, s'intercale entre la nappe de Pardailhan et les unités précédemment décrites, plusieurs ensembles aux contours amygdaloïdes caractérisés par un contenu lithologique voisin, essentiellement cambrien, et une déformation particulièrement intense.

● **Unité des sources de la Cesse.** À l'Ouest de Ferrals-les-Montagnes, le premier de ces ensembles s'inscrit entre les accidents de Ferrals, de Masnaguine et le bord sud de la zone axiale. La série, en position inverse et en apparente antiforme, débute par les calcaires lochkoviens

de la résurgence de la Cesse, que surmonte en apparente conformité une série schisto-gréseuse couronnée par la barre quartzitique du Cambrien moyen et quelques témoins de schistes à *Paradoxides* et de Cambrien inférieur carbonaté (butte du Cause).

La conformité du contact Dévonien—ensemble schisto-gréseux, et l'importante discordance infradévonienne sont encore plus nettement démontrées à l'extrémité sud de cette unité (1/50 000 Lézignan-Corbières), avec un Dévonien basal complet (calcaires lochkoviens, base détritique) et, non loin du contact, le Cambrien moyen élevé bien identifié (F. Boyer, R. Guiraud, com. orale).

Le même secteur permet d'observer en outre le contact de base de cette unité tronquée à l'intérieur des dolomies du Dévonien inférieur et reposant sur les schistes pélitiques noirs de l'Ordovicien du Sud-Minervois.

● **Unité de Verreries.** De Galinier à Montibergues, au-delà du décrochement de Ferrals, au front nord de la nappe de Pardailhan, réapparaît un ensemble également très déformé à faciès schisto-gréseux dominant et quartzites foliés. La meilleure coupe est offerte à l'extrémité orientale de cet ensemble où la butte de Montibergues montre, en série inverse à fort pendage, la succession d'un ensemble schisto-gréseux localement à amandes calcaires, de quartzites blancs foliés et replissés, de schistes violets et, très localement au contact de la nappe de Pardailhan, d'un témoin de Cambrien inférieur carbonaté.

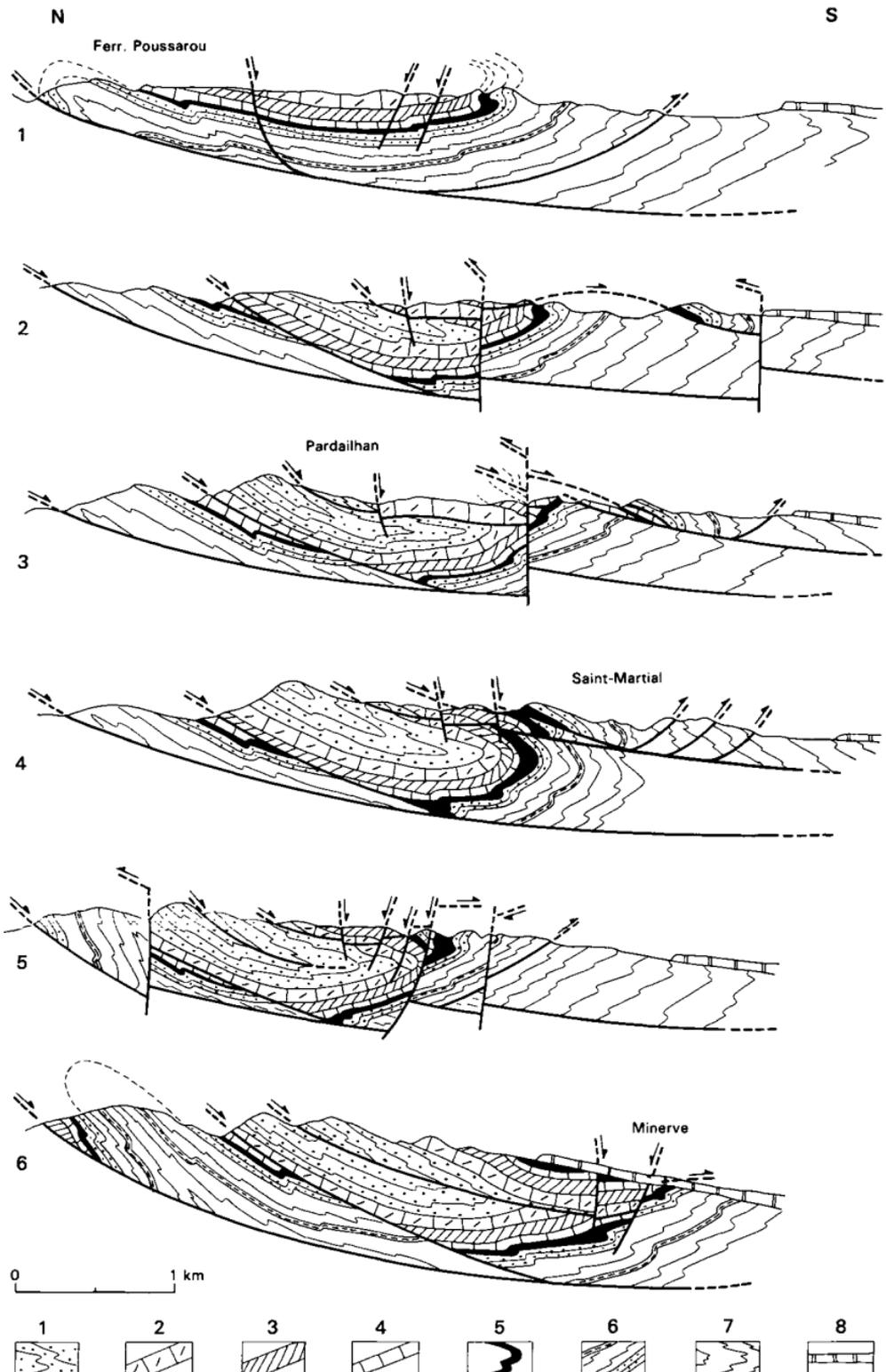
Au Nord, cet ensemble repose par contact anormal relativement plat sur les unités saint-ponaises et butte au Sud, par faille subverticale, contre le Cambrien inférieur de la nappe de Pardailhan.

Si l'on accorde à la faille limite du Pardailhan et au décrochement de Ferrals une importante composante de faille normale effondrant la nappe de Pardailhan par rapport aux ensembles adjacents, ces unités intermédiaires devraient se situer au voisinage de la base de cette nappe et constituer soit la partie basale de cette nappe, soit une unité sous-jacente, en quelque sorte le substratum de cette nappe. L'intense déformation des séries, où les quartzites du Cambrien moyen se retrouvent fréquemment réduits à quelques mètres, s'accorde bien avec ce contexte.

D'autre part, la présence dans la nappe de Pardailhan d'un Ordovicien puissant alors que cette formation est absente ou extrêmement réduite stratigraphiquement dans ces unités intermédiaires, invite plutôt à adopter l'hypothèse d'une unité particulière indépendante de la nappe de Pardailhan.

### **Unités minervoises**

Cette zone correspond à une superficie de quelques kilomètres carrés au Sud-Ouest de la feuille, entre les accidents de Ferrals, de Masnaguine et le bord sud de la zone axiale.



**Fig. 11 - Coupes sériées d'Est en Ouest (1-6) des structures méridionales les plus élevées de la nappe de Pardailhan (Camplong - Poussarou)**  
La coupe 1 est situé sur la carte de Saint-Chinian avoisinante

- On a vu qu'une première unité reposant contre les schistes de la zone axiale, l'unité de Fournes ou du **Nord-Minervois**, représentait l'équivalent de l'unité la plus septentrionale du Saint-Ponais (unité de la source du Jaur).

- Cette unité nord-minervoise est surmontée au Sud par le prolongement oriental de l'ensemble désigné par F. Boyer (*in Berger et al.*, 1993) comme **Minervois central**. Cet ensemble se présente ici comme la terminaison périclinale pincée et faillée d'un pli dissymétrique à flanc nord faillé et faiblement penté, et flanc sud régulier subvertical. La série bien exposée comprend, au cœur de la structure, le Cambrien inférieur gréseux et carbonaté, à la périphérie le Cambrien moyen et, en discordance, le Dévonien inférieur. Ce dispositif suggère une synforme en série inverse, la structure s'étalant largement plus au Sud-Ouest (1/50 000 Carcassonne) où elle constitue le flanc normal ou la zone frontale d'un grand pli couché.

Au Sud, la structure est tronquée au niveau des dolomies du Dévonien inférieur par un accident verticalisé qui la met en contact avec l'Ordovicien pélitique noir d'une unité plus méridionale : le Sud-Minervois de la terminologie de F. Boyer.

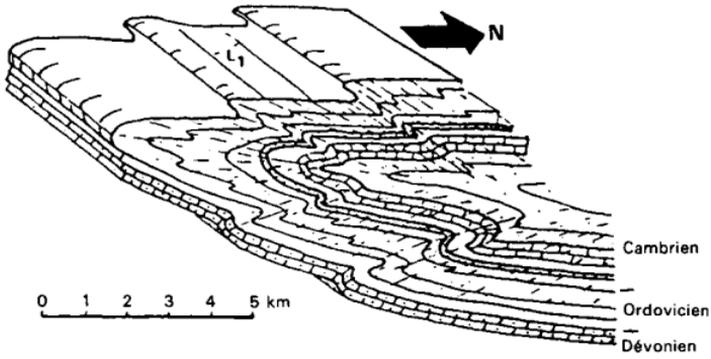
- Cette **unité sud-minervoise** n'est représentée ici que sur une superficie très réduite, à l'aval du village de Saint-André, par le seul Ordovicien noir. En ce qui concerne ses rapports avec les autres unités, on ne peut déterminer directement sa position par rapport à l'unité du Minervois central ; en revanche, elle est clairement surmontée en contact anormal par le Dévonien inférieur formant la base de l'unité intermédiaire des sources de la Cesse.

Par ailleurs, on peut remarquer d'une part une grande analogie des faciès de l'Ordovicien et du Dévonien basal entre l'unité sud-minervoise et l'unité du Saint-Ponais médian, d'autre part l'existence, dans le Minervois central et dans les unités intermédiaires, d'une lacune antédévonnaise maximum.

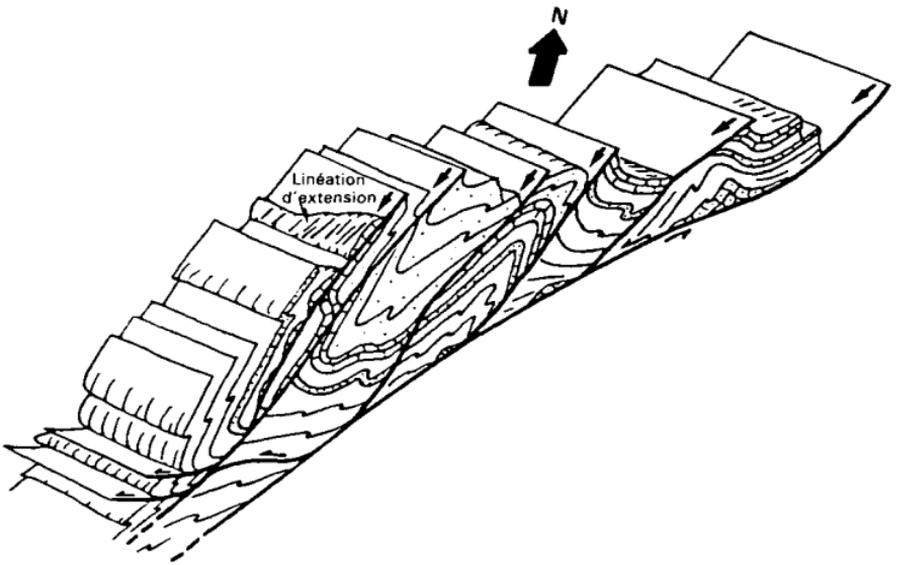
## **Nappe de Pardailhan**

Cette nappe centrale du versant sud est caractérisée par l'étendue plurikilométrique de son flanc inverse composé de faux anticlinaux et synclinaux et correspondant à trois sous-unités qui sont du Sud au Nord : Camplong—Poussarou, Lucarnis—Naudet, et Ferrals—Malviés.

- La cartographie détaillée de l'**unité de Camplong—Poussarou** montre la présence d'un flanc normal très bien développé et de la charnière principale de la nappe-pli couché dans la partie méridionale de la carte (fig. 11). Ces deux structures majeures, très importantes pour la compréhension de l'ensemble, font leur apparition à l'Ouest des structures renversées classiques du pont de Poussarou dont elles sont séparées par des décrochements senestres orientés N à N30°. Ces failles cassantes tardi-hercyniennes, fréquentes sur toute la carte, représentent un rejeu vertical caractéristique soulevant le comparti-



A - Plis couchés plurikilométriques à déversement vers le Sud, marques d'une schistosité de plan axial légèrement en éventail et d'une linéation d'intersection parallèle aux axes de plis orientés ENE-WSW



B - Tectonique en extension tardive, avec déplacement vers le SSW à Ouest dans les unités profondes sur des failles à faible pendage, responsable de la mise en place finale

**Fig. 12 - Bloc-diagrammes schématiques des deux structures majeures dans l'évolution et la mise en place des unités supérieures de la nappe de Pardailhan**

ment oriental. Ce phénomène, combiné avec un léger plongement vers l'WSW des axes de plis, observable à toute échelle, explique l'apparition de ces structures de plus en plus élevées dans l'empilement des nappes quand on se dirige de l'Est vers l'Ouest. La géométrie de ce front de nappe et la présence du flanc normal dans ce secteur méridional, confirment le déversement vers le Sud des unités allochtones.

Cependant, la position de ce flanc normal de la nappe-*pli* par rapport au flanc inverse et à la charnière frontale, est discontinue. Une faille à faible pendage vers le Sud à la base sépare les deux flancs. La géométrie générale ainsi que les observations microtectoniques montrent un déplacement vers le Sud et un jeu en faille normale (voir coupe en annexe). Cette tectonique se superpose aux structures associées au plissement lors de la phase majeure de déformation, et est donc tardive. Les failles normales observées sur le terrain sont caractérisées par une déformation intense des calcaires marmoréens (к3а) qui absorbent, de par leur comportement plastique, l'essentiel de ce mouvement.

Ces contacts sont très bien exprimés aux alentours de Coulouma où, au Sud-Ouest du village (route d'Assignan), une fenêtre tectonique montre ce type de charriage du flanc normal sur des séries en position inverse. Une autre faille normale à faible pendage, mais cette fois-ci à l'intérieur du flanc normal, s'observe au Sud (route de Saint-Jean-de-Minervo) et à l'Ouest vers La Garrigue et Les Conquets. Ce contact est caractérisé par des lambeaux de marbre discontinus à l'intérieur de séries pélitiques du Cambrien moyen, en partie dédoublées.

Au même niveau, des séries carbonatées et pélitiques (k2d3) se localisent avec le même type de contact à la base du flanc inverse de l'unité de Camplong—Poussarou encore plus au Nord. Dans ces zones, les différents termes de ces séquences sédimentaires sont extrêmement discontinus et tectoniquement amincis, à l'exception des dolomies massives plus résistantes. Accompagnés localement d'une schistosité secondaire, ces contacts, tout comme ceux des autres unités de Lucarnis—Naudet et Ferrals—Malviés, présentent en effet des zones de déformation de centaines de mètres de large, pas toujours représentées sur la carte.

À faible pendage au Sud, la géométrie de ces failles normales se redresse progressivement dans les structures inférieures en allant au Nord avec de forts pendages vers le Sud.

Cette tectonique en extension est alors interprétée comme une phase subséquente à la formation des nappes-*plis* couchés et au stade progressif de charriage et de raccourcissement. Elle est associée à un étirement et à la mise en place finale des structures allochtones (fig. 12).

La géométrie et le style tectonique de la déformation dans la nappe de Pardailhan sont caractérisés par des variations significatives du Sud vers le Nord. La schistosité à plan axial de la nappe, subhorizontale ou à faible pendage dans l'unité supérieure, montre un fort pendage dans les unités inférieures. Son intensité augmente progres-

sivement vers les parties inférieures et dépend aussi de la compétence très variable des différents termes lithologiques. Bien développée dans les séries pélitiques et schisteuses, elle est plutôt du genre schistosité de fracturation généralement refractée dans les séries compétentes gréseuses et dolomitiques.

La géométrie des plis à grande et petite échelle montre la même variation. D'un style harmonique et plus ouvert dans le flanc normal, ils sont de plus en plus dysharmoniques et aplatis dans la zone plus profonde au Nord. Ils sont caractérisés par des plis semblables dans les séquences moins compétentes, avec un épaississement dans les charnières, alors que les grès montrent des plis cylindriques.

• Les **unités de Lucarnis—Naudet et Ferrals—Malviés** sont définies comme des replis kilométriques du flanc inverse de la nappe de Pardailhan. L'unité intermédiaire de Lucarnis—Naudet se présente comme un flanc à pendage N d'une vaste antiforme et s'estompe au centre-Sud de la carte, coincée entre les deux autres unités.

L'unité septentrionale de Ferrals—Malviés présente une vaste synforme ou faux synclinal qui s'ouvre vers l'WSW. Ses flancs sont redressés dans la partie est de la carte (voir coupe en annexe) et montrent des pendages faibles à modérés au centre. Elle est essentiellement constituée par les grès du Cambrien inférieur ( $k_1$ ), alors que sur ses flancs les autres termes sont tectoniquement très amincis par les contacts sus- et sous-jacents.

### **Klippes des Roques**

Au Sud de Verreries-de-Moussans, les grès de Marcory de la synforme de Ferrals—Malviés, ici très peu inclinés vers le Sud et très peu déformés, sont surmontés par deux lambeaux d'origine problématique. Le plus septentrional, près des ruines du Crouzet, comprend essentiellement une séquence calcaire et dolomitique d'âge probablement cambrien inférieur. L'autre, au sommet des Roques, est constitué de quartzites blancs ou violacés extrêmement foliés et avec replis plurimétriques à plan axial proche de l'horizontale ou faiblement incliné au Sud.

Ces faciès présentent une grande similitude avec les quartzites du Cambrien moyen déformés à la base de l'unité de Masnaguine ou dans l'unité des sources de la Cesse. La coloration violacée, qui n'est pas générale, pourrait être liée à l'implication, dans le même contexte, de pélites violacées du Cambrien moyen.

Ces deux affleurements sont de toutes façons étrangers à leur substratum et sont interprétés comme des copeaux ou klippen en contact anormal.

**En résumé**, on peut proposer, à titre d'hypothèse, pour les différentes unités de l'édifice des nappes représentées ici, l'ordre de succession et les correspondances suivants :

- le premier élément, dont le degré d'allochtonie n'est pas précisé, est constitué au Sud-Ouest par l'unité nord-minervoise et plus au Nord-Est, par l'unité de la source du Jaur;
- un second élément majeur serait représenté par l'unité sud-minervoise et le Saint-Ponais médian, équivalents possibles de la nappe du Montpeyroux;
- un problème se pose en ce qui concerne l'unité Sud-Saint-Ponais, les unités intermédiaires (unités de Verreries et des sources de la Cesse), et le Minervois central. Ces unités, caractérisées notamment par l'importance de la discordance infradévonienne, pourraient soit constituer des éléments distincts, soit appartenir à un même ensemble, troisième élément de l'édifice, plus ou moins écaillé et dissocié par le charriage de la nappe de Pardailhan;
- le quatrième élément est représenté par les unités de la nappe de Pardailhan;
- on évoquera seulement la possibilité d'un cinquième terme dont le témoignage, encore ambigü, est constitué par les affleurements des Roques.

### ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE

Le flanc sud de la zone axiale montre un remarquable *métamorphisme syntectonique prograde* depuis la zone de la chlorite jusqu'à la zone sillimanite + muscovite, la zone sillimanite + feldspath potassique étant atteinte dans les bandelettes de paragneiss intercalées dans les orthogneiss. Ce métamorphisme montre sur la feuille Saint-Pons des variations régionales depuis un type de *moyenne pression* à disthène dans la région de Labastide-Rouairoux, jusqu'à un type *intermédiaire de basse pression* à andalousite grenat et staurotide plus à l'Est; ces variations s'intègrent à des variations régionales à l'échelle de la zone axiale. De très rares reliques d'*éclogites* sont connues dans les roches basiques intercalées dans les bandelettes de paragneiss.

Il faut noter que le stade de métamorphisme tardif à basse pression d'eau, mis en évidence dans la partie centrale de la zone axiale (feuilles Lacaune et Bédarieux) et relié au développement des migmatites à cordiérite, n'est pas sensible sur la feuille Saint-Pons. Notons aussi que les différents granites (Anglès, Le Soulié,...), étant mis en place dans des domaines catazonaux, ne s'accompagnent pas de métamorphisme de contact.

Il ne saurait être question de développer ici une discussion détaillée du métamorphisme de la zone axiale et nous renvoyons le lecteur intéressé à la thèse de M. Demange (1982) et aux articles cités en référence (Demange et Gattoni, 1976; Demange, 1985; Demange et Jamet, 1986; Demange *et al.*, 1986a) pour des données plus précises sur les faciès et le chimisme des minéraux, nous bornant ici à préciser les isogrades et les conditions du métamorphisme.

## Métamorphisme régional prograde

Le métamorphisme régional prograde se manifeste par une succession rapide d'isogrades qui ont été cartographiés à l'aide de plusieurs milliers de lames minces avec une précision inférieure à la cinquantaine de mètres.

- Le groupe de Roc-Suzadou et la partie supérieure du groupe de Saint-Pons—Cabardès se situent dans la **zone de la chlorite** et les roches pélitiques montrent des associations banales à quartz-muscovite-chlorite. Toutefois, les schistes blancs hyperalumineux de la base du groupe de Roc-Suzadou renferment des associations à quartz-chlorite-chloritoïde avec souvent andalousite ; cette paragenèse assez rare provient de la composition particulière de ces roches. En un point, situé au Nord-Ouest du hameau de Peyroubayle (coordonnées UTM 4700-48081), il a été rencontré l'association quartz-muscovite-chlorite-andalousite-disthène. Aucune réaction n'ayant été observée entre ces deux derniers minéraux, l'association reconnue paraît donc être à l'équilibre et correspondre au joint andalousite-disthène, ce qui montre que des conditions de pression relativement élevée (3 à 4 kbar) ont pu être atteintes, au moins localement, dès l'épizone.

- L'**isograde de la biotite** se situe vers le sommet du faisceau h dans la partie est de la feuille et la base du faisceau j plus à l'Ouest.

- La présence de quelques pœciliblastes de cordiérite dans le faisceau f à l'Est, dans le faisceau g<sub>1a</sub> plus à l'Ouest, permet de définir un **isograde de la cordiérite**. Ce minéral devient très rare à l'Ouest de Saint-Pons, il n'est connu qu'en un point dans la partie occidentale du massif de Nore où, plus à l'Ouest, cet isograde ne peut plus être tracé.

- L'**isograde du grenat** est connu avec une grande précision car ce minéral apparaît immédiatement en abondance dès l'isograde. Cet isograde se situe pratiquement au contact des faisceaux e et f à l'Est de la feuille ; plus à l'Ouest, il monte progressivement dans la base du faisceau f. Dans le massif de Nore, cet isograde se situe dans le faisceau e, puis plus à l'Ouest vers le sommet du faisceau d. Les premiers grenats rencontrés sont très manganésifères (15,42 %) mais la teneur en manganèse décroît ensuite rapidement pour ne plus être que de 3,5 % dans la zone staurotide + cordiérite. La température à cet isograde peut être estimée à environ 500°C.

- L'**isograde de la staurotide**, fort bien défini vu l'abondance de ce minéral, se situe environ 300 m après celui du grenat à l'Ouest de Saint-Pons. Vers l'Est, il tend à s'en rapprocher de sorte que les deux isogrades sont pratiquement confondus à la limite de la feuille. Bien que la staurotide soit connue plus à l'Ouest dans le massif de Nore, elle n'y a pas été observée sur la feuille Saint-Pons, non plus que les autres minéraux qui définissent les isogrades suivants.

La stabilité de la chlorite et l'observation de paragenèses caractéristiques à quartz-staurotide-biotite-muscovite-chlorite, permettent de définir une première *sous-zone à staurotide-chlorite*. L'observation de paragenèses à staurotide-cordiérite-biotite-muscovite-quartz permet de définir une deuxième *sous zone à staurotide-cordiérite*; la chlorite subsiste néanmoins quelque temps de façon métastable. Cette association à staurotide-cordiérite, relativement fréquente, permet une estimation assez précise de la pression (3 à 4 kbar pour une température de l'ordre de 510-550°C).

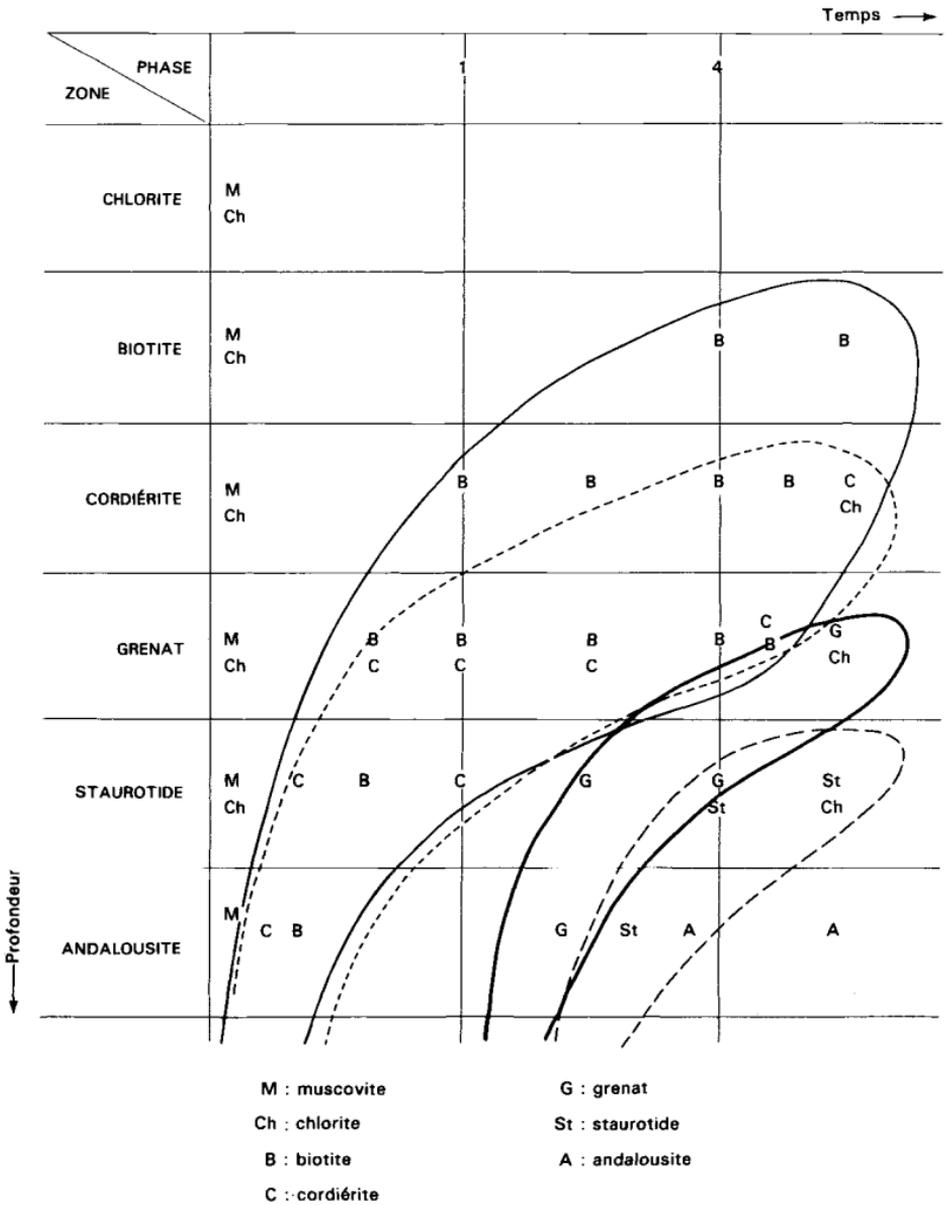
À partir de cette zone apparaissent des lentilles décimétriques de *quartz et andalousite rose* en grands cristaux (avec parfois des plagioclases, tourmaline, muscovite et exceptionnellement feldspath potassique). On note également vers la partie inférieure de cette zone l'apparition de *tourmalinites* (avec exceptionnellement mispickel et béryl), développées aux dépens des micaschistes en liaison ou non avec des filons de quartz. Ces phénomènes, liés aux circulations pneumatolitiques et hydrothermales pérिमigmatitiques, n'ont évidemment pas valeur d'isograde.

• Il est assez difficile de situer précisément l'**isograde de l'andalousite** (+ biotite) à l'Est de Marthomis, car cet isograde se situe à l'intérieur du faisceau c où les faciès pélitiques sont peu abondants. Plus à l'Ouest, les faciès pélitiques envahissent largement cette formation, et l'isograde du silicate d'alumine est bien défini; il s'agit désormais de **disthène** du fait des variations régionales du type de métamorphisme. L'andalousite est relativement commune sur le flanc sud du massif de Nore, sur la feuille Mazamet, et le disthène y a été signalé; mais ces minéraux n'ont pas été rencontrés dans la partie du massif de Nore figurant sur la feuille Saint-Pons.

• La sillimanite a été rencontrée vers la partie médiane du faisceau b dans la partie est de la feuille, permettant la définition d'une **zone à sillimanite + muscovite**. La température peut être estimée à 580-600°C. Mais, vers l'Ouest, cet isograde se rapproche du contact avec les gneiss du Somail, de sorte que cette zone ne peut plus être définie à l'Ouest de Saint-Pons.

• La disparition de la staurotide et l'observation de paragenèses à silicate d'alumine + grenat (+ biotite + muscovite + quartz) permet la définition d'un **isograde staurotide**— dans la région de Labastide-Rouairoux; il se situe dans la zone du disthène vers la base du faisceau c<sub>3-4</sub>. Dans l'Est du Saint-Ponais, l'association sillimanite-grenat a été observée mais la staurotide subsiste jusqu'au contact avec les gneiss du Somail, de sorte que nous ne sommes pas assurés de l'existence de cet isograde.

• Plus au Nord, les gneiss du Somail ont des compositions trop différentes des métapélites qui permettent de définir les isogrades précédents; tout au plus peut on noter que le feldspath potassique



**Fig. 13 - Relations entre la cristallisation des minéraux de métamorphisme et les événements tectoniques dans les séries de couverture de la zone axiale (Demange et Gattoni, 1976)**

est un microcline dans la partie supérieure du massif, une orthose plus bas. Il faut aller jusqu'aux premières bandelettes de paragneiss pour retrouver des roches de composition convenable pour l'étude du métamorphisme prograde, et ces roches appartiennent à la **zone sillimanite + feldspath potassique**. Les roches basiques montrent en général des associations banales du faciès amphibolite.

Un remarquable champ de pegmatites périmigmatitiques se développe dans toute la partie sud du massif de l'Agout; il est exceptionnel que ces pegmatites montent jusque dans le groupe de Saint-Pons—Cabardès. Ces pegmatites sont beaucoup moins abondantes dans le massif de Nore.

• Dans la partie nord-ouest de la feuille, toutes les formations métamorphiques de la zone axiale, mais plus particulièrement les gneiss du Larn, peuvent présenter des nodules centimétriques de **quartz + sillimanite** fibreuse. Ces nodules sont sécants sur la foliation des gneiss et même les plis P3, ils sont parfois orientés selon le plan axial des plis P4 mais sont généralement plus tardifs. La cartographie régionale montre qu'ils dessinent une couronne autour du domaine envahi par le granite migmatitique à cordiérite du Laouzas (feuille Lacaune). Ces nodules résultent de phénomènes de lessivage d'alcalins par des fluides périmigmatitiques.

Soulignons, en fin de cette rapide description des zones de métamorphisme, le fait que si les isogrades sont approximativement concordants sur les limites stratigraphiques (par effet de socle à l'échelle de la zone axiale), ils recoupent nettement ces limites, ayant tendance à s'écarter d'Est en Ouest. Les différents isogrades ne sont d'ailleurs pas parallèles entre eux. Cela est dû à des différences régionales du type de métamorphisme, dont l'effet le plus spectaculaire sur la feuille Saint-Pons est le passage, d'Est en Ouest, d'un métamorphisme de type intermédiaire de basse pression à staurotide-andalousite-sillimanite, à un métamorphisme de moyenne pression à staurotide-disthène.

### **Liaison entre le métamorphisme régional et la tectonique (fig. 13)**

Le métamorphisme régional est syntectonique comme le montre les rapports entre les minéraux et les différentes structures tectoniques comme les schistosités et les linéations, les structures de référence les plus faciles à utiliser étant la foliation S1 et la crénulation L4. Il apparaît que les minéraux sont de cristallisation d'autant plus tardive qu'ils se situent à un niveau structural plus élevé.

Par exemple, à l'isograde, la biotite se présente en pœciloblastes postérieurs à la crénulation L4. Plus bas on observe, conjointement à ces pœciloblastes, des biotites orientées dans la foliation S4, puis, dans la zone de la cordiérite, dans la foliation S1. Dans cette zone, les biotites s'orientent selon la linéation L3 et sont déformées par la crénulation L4; cette disposition donne aux schistes où se développent ces remarquables linéations de biotite, l'aspect caractéristique des

schistes « à écriture » (ou encore « linéation de type Margal » de l'équipe d'Orsay). Plus bas encore, toutes les biotites sont anté- à syn-S1.

Autre exemple, les cordiérites apparaissent à l'isograde comme des pœciloblastes centimétriques postérieurs à la phase P4; dans la zone staurotide + cordiérite, ces pœciloblastes sont synfoliaux.

Ces observations montrent que le métamorphisme n'est pas un phénomène statique mais que les isogrades, qui sont aussi des isothermes, se sont déplacés dans le temps pour culminer pendant ou peu après la phase P4.

Le contact anormal qui sépare les nappes du versant sud de la zone axiale apparaît, du moins dans son dernier rejeu, comme postérieur au métamorphisme de la zone axiale. Ainsi, dans la région des Usclats, cet accident juxtapose le Viséen anchi- à épimétamorphique au groupe de Roc-Suzadou où s'observent chloritoïde, andalousite et disthène. On a pu montrer en Minervois (feuille Carcassonne; Demange *et al.*, 1986b) que les structures métamorphiques que l'on peut mettre en évidence dans le domaine des nappes sont totalement indépendantes de celles de la zone axiale. Sur la feuille Bédarieux, la mise en place de l'unité des monts de Saint-Gervais, klippe rattachée au domaine des nappes du versant sud, s'accompagne d'un écaillage de la zone axiale amenant des terrains de la zone de l'andalousite en superposition anormale sur les terrains de la zone de la biotite : la mise en place des nappes postdate donc le métamorphisme de la zone axiale.

### **Datation du métamorphisme régional**

Mis à part quelques âges obtenus par la méthode U-Th par single point sur zircon, qui témoigneraient selon D. Gebauer (communication orale, 1987) d'un événement calédonien (440 Ma), la plupart des datations des minéraux de métamorphisme conduisent à des âges hercyniens. Citons les âges obtenus sur la feuille Saint-Pons :

— 320 à 310 Ma par la méthode U-Pb par single point sur zircon (Gebauer, communication orale, 1987);

— la méthode Rb-Sr appliquée aux micas de la feuille Saint-Pons date la retombée du métamorphisme à 316 à 280 Ma pour les muscovites (fermeture vers 500°C) et 305 à 276 Ma pour les biotites (fermeture vers 300°C);

— le refroidissement tardif du massif (120°C) est daté sur la feuille Saint-Pons par la méthode des traces de fission sur les apatites (Carpena, 1982) entre 251 et 236 Ma;

— rappelons également l'âge de  $336 \pm 26$  Ma obtenu par la méthode Rb-Sr sur les gneiss du Somail.

À vrai dire, la plupart de ces âges sont des âges de fermeture qui correspondent à la retombée tardive du métamorphisme après le

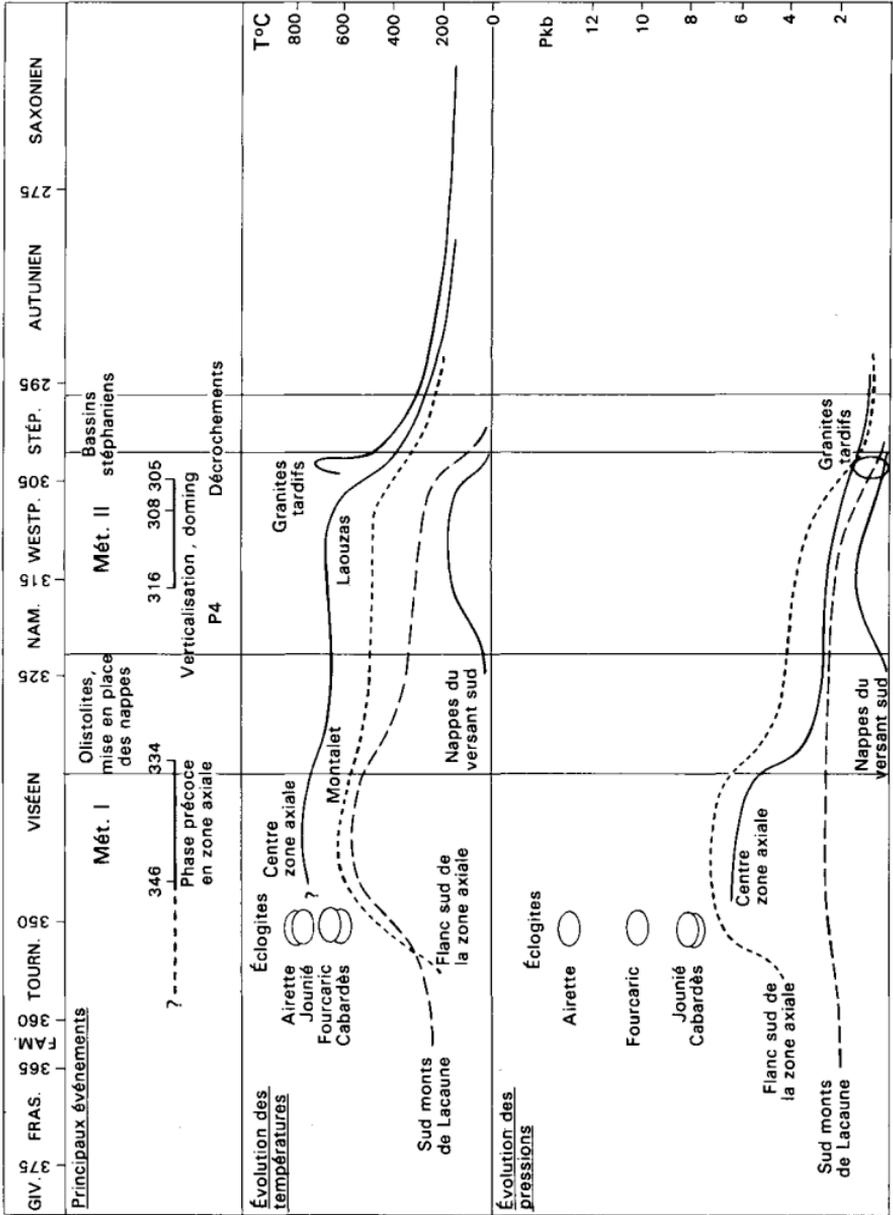


Fig. 14 - Évolution métamorphique en Montagne noire

« doming » de la zone axiale. L'ensemble des données géochronologiques sur la zone axiale définit en fait deux groupes d'âges (fig. 14) : — le premier groupe, compris entre 346 et 334 Ma, correspond sans doute au métamorphisme régional prograde M1 de plus ou moins forte pression sur le versant sud, et aux phases tectoniques précoces ; — l'autre groupe d'âges, compris entre 316 et 305 Ma, correspond au métamorphisme de basse pression M2 associé au développement du granite migmatitique du Laouzas au centre du dôme.

### Les éclogites

L'éclogite du Terme de Fourcaric ( $\psi$ ), s'intègre à un ensemble de rares reliques de roches de faciès éclogite connues dans toute la partie méridionale de la zone axiale (Demange et Léger, 1980 ; Demange 1985) : éclogite ultramafique du lac de l'Airette (feuille Bédarieux), éclogites du Jounié (feuille Lacaune) et du Cabardès (feuille Mazamet). L'observation assez fréquente de textures provenant de la recristallisation de kélyphite dans les roches basiques suggère que les roches de faciès éclogite ont été beaucoup plus répandues avant la rétro-morphose en faciès amphibolite.

Les teneurs en jadéite (35 à 41 %) du pyroxène et en pyrope (43 à 49 %) du grenat de l'éclogite du Terme de Fourcaric, beaucoup plus élevées que celles des autres éclogites connues en Montagne noire, conduisent à des estimations de pression (minimum) également plus élevées : 11 à 12 kbar pour des températures de l'ordre de 680 à 700°C (fig. 14).

L'interprétation de ces éclogites est délicate. Le fait que l'éclogitisation affecte aussi bien des roches à composition de tholéiites continentales analogues aux orthoamphibolites interstratifiées dans la série, que des roches dont la composition les rapproche du magmatisme calco-alcalin synorogénique, suggère une éclogitisation syntectonique vraisemblablement hercynienne.

Les datations radiométriques, encore peu abondantes, sont d'interprétation délicate : éclogite de l'Airette, intersect supérieur à 601 Ma, inférieur à 326 Ma ; éclogite du Cabardès, intersect supérieur à 1 900 Ma, inférieur à 435 Ma (méthode U-Th sur zircon ; Gebauer et Grünenfelder, 1982). Toutefois, les données de Y. Lancelot (communication orale, R.A.S.T., 1984) indiqueraient une éclogitisation hercynienne pour l'éclogite du Cabardès.

L'extension régionale de ces reliques de faciès éclogite, leur localisation dans les séries paragneissiques au voisinage du contact des gneiss du Somail et de son enveloppe métasédimentaire dans la zone des racines des grandes nappes penniques de la zone axiale, les variations régionales du type de métamorphisme depuis des types de moyenne pression au Sud jusqu'à des types de très basse pression au Nord de la zone axiale, plaident plutôt en faveur de l'autochtonie de ces éclogites qui peuvent s'intégrer dans une évolution tectono-métamorphique cohérente.

## GÉOMORPHOLOGIE

Sur la feuille Saint-Pons, la limite entre la zone axiale et les nappes du versant sud est marquée par une série de dépressions : sillon de la Salesse et du Jaur qui s'abaisse de 360 à 200 m entre Courniou et la limite est de la feuille et, de façon moins nette, ligne de cols et de petits bassins jalonnée par des hameaux entre Courniou et Citou dans l'angle sud-ouest de la feuille.

### Zone axiale

La zone axiale proprement dite correspond à deux unités morphologiques, le *plateau de l'Agout*, avec sur sa retombée sud les *monts du Somail* et l'extrémité ouest du *massif de Nore*. Le plateau de l'Agout s'abaisse depuis une altitude voisine de 1 000 m au Nord-Est de la feuille (culminant à 1 095 m dans la région du Saut-de-Vezole) jusqu'à environ 800 m à l'Ouest. Il domine de 900 m à l'Est, 500 m à l'Ouest, le sillon Jaur—Thoré. Le massif de Nore apparaît sur la feuille Saint-Pons comme une arête s'élevant d'Est en Ouest de 900 m à environ 1 030 m en limite de la feuille, pour culminer au pic de Nore, sur la feuille Mazamet, à 1 210 m. Ces deux massifs sont séparés par le sillon du Thoré qui prolonge le sillon du Jaur—Salesse dont l'altitude va de 300 à 420 m environ ; ce vaste *sillon Jaur—Thoré* correspond à la faille de Mazamet—Tantajo.

À grande échelle, la morphologie de cette région est dominée par des surfaces d'érosion plus ou moins anciennes dans lesquelles l'érosion récente a dégagé le relief actuel.

• Le **plateau de l'Agout** correspond en fait à deux surfaces d'érosion emboîtées :

— la *haute surface du Caroux—Espinouse*, largement développée sur les feuilles Lacaune et Bédarieux, n'est plus préservée (avec les placages de formation de plateau FP<sub>1</sub> associée) que sur les points hauts du Somail : crête du Somail proprement dite depuis le Saut-de-Vezole à la région d'Espine, et ligne de crêtes ENE-WSW au Nord de la vallée de l'Arn qui disparaît vers l'Ouest après la croix de Saint-Brancari près du Soulié. Cette haute surface s'abaisse d'Est en Ouest d'une altitude 1 090 m à environ 950 m ;

— un ressaut très net de 150 m environ de dénivelé, sépare cette haute surface de la *surface d'Anglès*. Cette surface détermine de vastes alvéoles entaillées dans la haute surface ; ces alvéoles à fond plat, conservent parfois des placages de formation de plateau (FP<sub>2</sub>), dans la partie supérieure des vallées du Bureau (lac artificiel du Saut-de-Vezole), de l'Arn et du ruisseau de Sème. L'altitude de cette surface s'abaisse d'environ 950 m à l'Est à environ 850 m dans la région du Soulié là où la haute surface disparaît. La surface d'Anglès se développe ensuite vers l'Ouest et c'est elle qui détermine les vastes plateaux du Nord-Ouest de la feuille. Ces plateaux, d'altitude voisine de 800 m,

sont profondément entaillés par les vallées actuelles et conservent quelques buttes, témoins de l'extension ancienne de la haute surface.

La morphologie de la partie sud-ouest du massif de l'Agout est dominée par la *surface antétertiaire* basculée par les mouvements tertiaires et qui s'élève depuis la vallée de Thoré (environ 300 m) vers le Nord jusqu'à une altitude de 700 m environ où elle semble recoupée par la surface d'Anglès. Cette surface est relativement bien préservée à l'Ouest, n'étant entaillée que par des talwegs conséquents à tracé souvent linéaire. Elle disparaît à l'Est de Labastide-Rouairoux du fait de l'érosion récente.

● La morphologie du **massif de Nore** est également déterminée par cette *surface antétertiaire* basculée depuis une altitude de 200 m environ en bordure du bassin de Carcassonne (feuilles Carcassonne et Lézignan) jusqu'à plus de 1 000 m sur les crêtes. Mais alors que cette surface est bien préservée plus à l'Ouest, elle est très fortement disséquée sur la feuille Saint-Pons, n'étant plus marquée que par l'enveloppe du profil des crêtes N-S. La retombée nord du massif de Nore présente une morphologie d'érosion très fraîche, avec des facettes bien préservées entre les talwegs conséquents, due au jeu de la faille de Mazamet.

L'érosion récente a entaillé ces différentes surfaces pour aboutir à la morphologie actuelle. Cette érosion a été guidée par différents facteurs :

— les uns d'ordre *structural*, avec deux directions privilégiées : ENE-WSW, conforme à l'architecture d'ensemble dues aux phases tectoniques principales ; mais aussi NNW-SSE à N-S, qui correspond à la direction de fracturation majeure liée à la phase P7 ; et aussi NW-SE, contrôlée par la phase P5 (cluse du Thoré entre Verreries-de-Moussans et Labastide-Rouairoux, cluse de la Salette en amont de Courniou).

C'est ainsi que les vallées principales présentent une direction générale sensiblement E-W à ENE-WSW : sillon Jaur—Thoré suivant la faille de Mazamet—Tantajo, et l'Arn sur le plateau de l'Agout. Le cours de l'Arn se complique de méandres initialement divaguants sur la surface d'Anglès mais aujourd'hui surimposés à cette surface et encaissés dans la partie ouest de la feuille d'environ 150 m sous la surface du plateau.

Les talwegs secondaires du plateau de l'Agout sont essentiellement contrôlés par la direction NNW-SSE. Les vallées qui entaillent le rebord sud des massifs de l'Agout et de Nore présentent également cette direction NNW-SSE à N-S : il peut s'agir de vallées conséquentes empruntant la ligne de plus grande pente de la surface antétertiaire et ultérieurement surimposées (méandres), mais un contrôle tectonique est également certain. Notons aussi les phénomènes de captures dont les plus spectaculaires sont la capture du cours supérieur de l'Arn par le ruisseau de Bureau au Saut-de-Vezole et le cours du ruisseau de Candesoubre dans le massif de Nore.

— les autres d'ordre *lithologique*. Ainsi, sur le plateau de l'Agout, les bandelettes de paragneiss ainsi que les granites d'Anglès et du Soulié apparaissent souvent en creux par rapport aux orthogneiss.

Les groupes de Saint-Pons—Cabardès et de Roc-Suzadou montrent un remarquable relief en cuesta avec des alternances de niveaux en creux et de niveaux en relief, et cela tant dans le massif de l'Agout où les séries sont verticalisées, que dans celui de Nore où elles présentent un pendage de 30 à 40° vers le Sud. Apparaissent en creux le faisceau b (formation schisto-gréseuse inférieure), l'extrême base du faisceau d constitué de gneiss plagioclasiques à biotite, ainsi que le faisceau e, formation schisto-gréseuse riche en intercalations carbonatées et en niveaux graphiteux (jalonnée de villages et de cultures contrastant avec les formations environnantes, et de cols dont le Pas de Terre-Bleue). Par contre, la barre des « gneiss clairs à petites yeux » et les barres des micaschistes à staurotide et grenat riches en lentilles de quartz, se marquent en relief.

L'ensemble supérieur du groupe de Saint-Pons—Cabardès forme des reliefs massifs dont sortent des barres dues d'ailleurs plus aux micaschistes à lentilles de quartz et aux zones de charnière P3 qu'à des niveaux gréseux. Dans cet ensemble, les schistes sombres monotones inférieurs (faisceau g<sub>1a</sub>) et les « schistes violets » (faisceau i) se marqueraient plutôt en creux.

Les quartzites du groupe de Roc-Suzadou marquent la morphologie d'une barre qui porte souvent des tours de guet ou des châteaux datant du Moyen-Âge, qui contrôlaient l'accès aux vallées remontant vers le Nord.

La dernière touche apportée à l'évolution géomorphologique de la zone axiale sur la feuille Saint-Pons est due aux phénomènes de remblaiement dont les plus remarquables sont les remblaiements coliviaux des vallées du flanc sud du Somail.

### **Domaine des nappes**

La lithologie contrastée des assises sédimentaires, jointe à une structuration dense et complexe, conditionne un style morphologique beaucoup plus sensible à l'érosion différentielle que les faciès monotones de la zone axiale.

Dans ce contexte, la conservation des *anciennes surfaces d'aplanissement* est beaucoup moins assurée.

Au Sud-Est de la feuille, on reconnaît cependant facilement la *pénéplaine antétertiaire* récemment exhumée de sa couverture éocène et inclinée comme elle de quelques degrés vers le Sud-Ouest. Vite disséquée, à mesure qu'on s'éloigne des affleurements tertiaires, cette surface s'élève régulièrement jusqu'à 700-800 m sur la crête de Marcory qui constitue la ligne de partage des eaux entre l'axe de drainage Thoré—Jaur au Nord et le bassin de l'Aude au Sud. À partir de cette ligne de crête, la pénélaine infra-Tertiaire apparaît tronquée par une surface virtuelle matérialisée par l'enveloppe des reliefs résiduels.

Cette surface très démantelée s'abaisse lentement de 700-800 m jusque vers 400 m environ dans l'axe de la vallée du Jaur pour se relever ensuite légèrement jusqu'à 600-650 m au contact des gneiss de Somail, où un abrupt vigoureux la sépare du haut plateau Somail-Caroux.

Vers l'Ouest, cette surface est séparée, par un raccord relativement abrupt coïncidant à peu près avec le décrochement de Ferrals, des reliefs du massif de Nore.

Ni les rapports entre cette surface et celles qui tronquent la zone axiale, ni leurs âges respectifs, ne sont actuellement établis. Il n'est pas impossible que, localement, des rejeux tectoniques participent à cet étagement.

De manière générale à l'échelle du Languedoc, deux tendances se manifestent :

- l'une attribuant au Tertiaire l'essentiel de la morphogénèse, les vigoureux rajeunissements qui entaillent la bordure Somail-Caroux pouvant être imputés à l'érosion régressive déclenchée par la « crise messinienne » ;
- l'autre accordant un rôle important aux mouvements tectoniques récents dont on voit cependant mal ici les accidents qui ont pu les induire.

En dehors de ces témoins des grands aplanissements, l'évolution morphologique ultérieure est essentiellement marquée par l'érosion différentielle contrôlée conjointement par la structure et la lithologie. C'est ainsi que le réseau de drainage s'ordonne suivant des directions caractéristiques :

- l'orientation majeure E-W à ENE-WSW, dominante dans l'axe Jaur-Thoré mais partout sous-jacente, correspond à la structure générale des nappes, les drains dégagant les couches schisteuses tendres du Cambrien moyen et de l'Ordovicien, tandis que les couches plus résistantes (grès et faciès carbonatés) du Cambrien moyen (quartzites de Ferrals) ou du Dévonien calcaire, constituent l'armature des interfluves ;
- un certain nombre de collecteurs N-S à NE-SW recouper le réseau principal en utilisant les zones de faiblesse créées par les grands décrochements perpendiculaires aux structures principales ;
- un grand nombre de ravins et de cours d'eau adjacents, d'orientation générale N-S à NW-SE, apparaissent en revanche totalement indépendants de la structure et de la lithologie et sont uniquement subordonnés à la pente générale des surfaces qu'ils entaillent : pénéplaine antétertiaire à l'Ouest du Thoré ou au Sud de Marcory, ou bien abrupt des monts du Somail.

## CLIMAT, SOLS, VÉGÉTATION

### Climat

La région de Saint-Pons se situe à la limite des influences méditerranéennes prédominantes à l'Est de Courniou et des influences atlantiques dominantes à l'Ouest.

À ces influences se conjugue l'effet du relief relativement contrasté entre les hauts sommets du Nore et de l'Espinouse—Somail, dépassant localement 1 000 m, et les dépressions du Thoré—Jaur—Orb d'une part et des confins bitterrois au Sud qui s'abaissent jusqu'à 200-300 m.

En fonction de ces deux facteurs principaux, la pluviométrie atteint plus de 1 500 mm dans les zones sommitales où se cumulent les pluies atlantiques et méditerranéennes, et se réduit à 800-1 000 mm dans les zones du Sud et de l'Est soumises aux seules influences méditerranéennes.

### Sols

Les sols des hauts sommets, sur substratum gneissique homogène, appartiennent aux sols bruns acides, relativement profonds, à texture sablo-graveleuse. Ils se réduisent à des sols acides superficiels et lithosols dans les zones à substratum subaffleurant et peu altéré, tandis que les bas de pente colluvionnés peuvent accueillir des sols bruns localement cultivés, et des sols tourbeux dans les bas fonds humides.

Les versants à substratum schisteux et la majeure partie du domaine méridional ne supportent que des sols élémentaires lithosols et, localement dans les zones à substratum calcaire, des sols fersiallitiques à texture argilo-limoneuse.

### Végétation

La végétation s'adapte à ces divers facteurs avec :

- un étage montagnard à hêtraie, landes à bruyère et callune, et repeuplements forestiers à sapin, pin et épicéa, représenté dans tous le domaine des hautes altitudes du Somail—Nore ;
- un étage atlantique à chêne rouvre, chêne pédonculé et châtaignier, représenté surtout sur les pentes d'altitude intermédiaire de la vallée du Thoré ouverte aux influences atlantiques ;
- un étage subméditerranéen à chêne pubescent (et châtaignier) avec landes-garrigues à buis et genévrier, représenté dans toute la zone sud et est d'altitude intermédiaire, soumise aux influences méditerranéennes avec peuplement de pin noir et pin sylvestre ;
- un étage méditerranéen à chêne vert et maquis-garrigues, occupe toutes les zones de basse altitude du Sud et de l'Est, en Saint-Ponais et Nord-Minervois. La vigne, autrefois très répandue dans la vallée

du Jaur—Orb, n'occupe plus que des surfaces réduites, souvent remplacée par les fruitiers, cerisiers surtout, pommiers et pêchers.

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### *HYDROGÉOLOGIE*

La ligne géographique de partage des eaux entre les versants atlantique et méditerranéen correspond approximativement à la diagonale SW-NE de la feuille.

Côté atlantique, les eaux superficielles sont drainées par les sous-bassins de l'Arn et du Thoré, affluents rive gauche de l'Agout.

Côté méditerranéen, les eaux se partagent entre le sous-bassin du Jaur (affluent rive droite de l'Orb) et les sous-bassins de l'Argent-Double et de la Cesse (affluents rive gauche de l'Aude).

À noter une dérivation naturelle souterraine d'une partie des eaux du Thoré vers le Jaur et vers la Cesse : bel exemple de non-concordance entre bassin géographique et bassin hydrogéologique et même, dans ce cas, entre versant méditerranéen et versant atlantique.

#### **Eaux superficielles**

Elles sont relativement abondantes dans la moitié nord-ouest de la feuille, soumise au climat atlantique et composée de terrains métamorphiques ou cristallins peu perméables. L'Arn et le Thoré sont des rivières permanentes et la plupart des ruisseaux coulent toute l'année. Cette nature pérenne des écoulements a permis de réaliser des aménagements hydrauliques importants (barrage hydroélectrique du Saut-de-Vezole, avec le réservoir de la Raviège, lac des Saint-Peyres) mais également des retenues plus modestes destinées à alimenter en eau potable les agglomérations principales (Labastide-Rouairoux, Lacabarède, Albine, Citou au Sud de la feuille).

Du point de vue physico-chimique, il s'agit d'eaux très peu minéralisées avec des résistivités élevées de 11 000 et 12 000 ohms/cm.

Dans la moitié sud-est formée de schistes, de calcaires, de dolomies et sous climat méditerranéen, les eaux de surface sont plus rares, les ruisseaux sont en général temporaires : seul le Jaur, avec un débit d'étiage à la source de 110 l/s, est un cours d'eau représentatif. Par ailleurs, les formations carbonatées sont à l'origine de pertes d'origine karstique qui contribuent à l'assèchement prématuré des écoulements aériens (pertes de la Salesse).

## Eaux souterraines

• **Dans les terrains métamorphiques ou plutoniques**, les sources sont nombreuses mais leur débit de quelques mètres cubes par jour est insuffisant pour alimenter les agglomérations principales qui font appel aux eaux de surface. Les fractures NNW-SSE et les filons quartzeux qui leur sont parfois associés, semblent jouer un rôle dans la localisation de ces sources par effet de drain ou de barrage. Les galeries EDF réalisées dans le cadre des aménagements hydroélectriques n'ont cependant pas donné lieu à des venues d'eau significatives. Des forages de quelques dizaines de mètres effectués dans ces terrains, permettent d'obtenir 1 à 2 m<sup>3</sup>/h maximum; les meilleurs résultats sont obtenus dans la frange altérée et arénisée des granites, les plus mauvais dans les micaschistes. La cartographie à 1/50 000, en faisant apparaître des différenciations lithologiques et des alignements structuraux, pourra être mise à profit pour les implantations ultérieures de tels forages, mais les objectifs de débit doivent rester modestes.

Du point de vue physico-chimique, il s'agit d'eaux de température comprise entre 8° et 12°C selon l'altitude, faiblement minéralisées (6 000 à 8 000 ohms/cm) avec acidité et agressivité marquées.

Les formations alluviales susceptibles de contenir une nappe sont cantonnées dans les vallées du Thoré et du Jaur, mais ne sont pratiquement pas exploitées car elles sont peu épaisses et peu productives. En particulier, l'irrigation de la plaine du Thoré en aval de Labastide-Rouairoux est assurée à partir des eaux de surface.

• **Dans les terrains carbonatés primaires** (moitié sud-est de la feuille), les eaux souterraines se concentrent dans des réseaux karstiques qui aboutissent à des exutoires importants dont les débits varient d'une centaine de litres par seconde à plusieurs mètres cubes par seconde selon la saison (source du Jaur, résurgence du pont de Ratz, source d'Authèze, source Malibert, source d'Usclats, source de Poussarou sur la feuille Saint-Chinian).

L'intérêt de ces points d'eau a motivé leur captage : la source du Jaur alimente la ville de Saint-Pons, la source Malibert en limite orientale de la feuille alimente le syndicat d'adduction d'eau du Vernazobres. Le captage de la grotte de la Crozade ou de la Croix (commune de Courniou) est en cours de réalisation.

Ces systèmes karstiques se développent soit dans les calcaires marmorés du Dévonien (source du Jaur et réseaux afférents du Lauzin), soit dans les calcaires et dolomies du Cambrien (réseau de la région de Pardailhan).

L'association perte d'eau de surface-résurgence est un phénomène fréquent, et des relations éloignées ont pu être mises en évidence par les travaux des spéléo-clubs de Montagne noire-Espinouse et de Saint-Pons.

La première coloration dans le secteur date de 1948 et fut réalisée par B. Gèze sur les pertes du Thoré à Verreries-de-Moussans. On rappellera également que la grotte du Jaur, d'où sort la source du même nom, a été la première cavité naturelle aménagée dans l'Hérault (1893). La réalisation du captage de Saint-Pons dans cette grotte a naturellement supprimé cette vocation touristique. Celle-ci pourrait reprendre car les recherches sont en cours pour recouper par forage le réseau karstique du Lauzinas qui se prolonge sur plusieurs kilomètres au-delà de la grotte. Le déplacement du point de pompage en amont hydraulique par rapport à l'exutoire et par rapport à la zone urbanisée ouest de Saint-Pons a pour objectif d'assurer une meilleure protection du captage.

Parmi les systèmes karstiques les plus importants, et sans s'étendre sur les « regards » intermédiaires (grotte de la Crouzade, trou du Renard), on citera :

- dans la région de Saint-Pons—Ferrals-les-Montagnes
  - perte du Thoré-source du Jaur (7 500 m avec changement de bassin géographique),
  - perte de Teussines-grotte du pont de Ratz (3 400 m),
  - perte de Galinie-source d'Authèze (4 150 m avec changement de bassin géographique);
- dans la région Pardailhan—Coulouma
  - gouffre de Pez-source Malibert (4 000 m). Le gouffre de Pez (30 m<sup>2</sup> de section, 70 m de profondeur) s'est ouvert en 1952 dans le lit du ruisseau de Pont-Guiraud suite à des pluies torrentielles. Cet aven absorbe tout l'écoulement de surface : une coloration réalisée le 1<sup>er</sup> avril 1982 est ressortie le 3 avril à Malibert, ce qui donne une vitesse de circulation élevée de 80 m/heure,
  - perte de Coulouma-source des Bergeries (1 400 m),
  - perte de l'Ilouvre-source de Poussarou (feuille Saint-Chinian) (2 500 m). Une diffluence vers la source Malibert a été évoquée mais n'a pu être prouvée par coloration.

Le sens des circulations karstiques est en relation avec la structure des différentes unités : dans le Saint-Ponais, la direction ENE à NE prédomine ; dans les monts de Pardailhan, les deux directions préférentielles sont NE à ENE et NNW.

Du point de vue physico-chimique, les eaux issues de ces terrains sont bicarbonatées calciques avec une résistivité de l'ordre de 3 500 ohms/m traduisant une minéralisation de 300 mg/l environ. Le rapport Ca/Mg, plus élevé au Jaur qu'à Malibert, traduit le fait que le bassin d'alimentation de Malibert est constitué en majeure partie de dolomies. Les températures de ces eaux sont de 11 à 12°C, ce qui indique des circulations peu profondes et la faible probabilité de karsts actifs noyés. Un inconvénient de ces eaux est leur vulnérabilité à la contamination qui implique un contrôle rigoureux de leur qualité lorsqu'elles sont utilisées pour l'alimentation.

## RESSOURCES MINÉRALES

### Substances non concessibles

#### Marbres, pierres ornementales

● **Marbre rose de Saint-Pons** (Dévonien moyen). La ressource la plus connue est constituée par les marbres rouge et blanc ou « rose fleur-de-pêcher » extraits des carrières de Roquepistole et du Lauzet (3.12, 3.13).

Le faisceau marbrier compris dans la série des calcaires dits à *Stromatactis* du Dévonien moyen, est l'équivalent des marbres de Caunes-Minervoises et Saint-Nazaire-de-Ladarez (Saint-Chinian). Il s'étend sur environ 2 km de part et d'autre de Saint-Pons, avec une puissance de 50 m environ. Les couches, très déformées et fortement et irrégulièrement schistosées, montrent un plongement très fort vers le Sud-Est (70-80°), quelquefois subvertical.

Les réserves en profondeur sont importantes, mais l'exploitation est rendue délicate du fait de la schistosité irrégulièrement développée et à la fracturation.

Vers le Sud-Ouest ou le Nord-Est, des faciès marbriers existent dans la même position stratigraphique mais dépourvus des colorations rouges caractéristiques.

● **Calcaires ou marbres rubanés** (Dévonien inférieur). Les calcaires du Dévonien inférieur qui affleurent à la limite Saint-Ponais—zone axiale présentent un faciès bien recristallisé à coloration blanc-gris, gris clair à gris-rose, à rubanement rectiligne et régulier. La série, puissante d'environ 200 m, présente un plongement SE de 60-70° et est affectée d'une pseudo-stratification plane, d'espacement décimétrique à métrique peu propice à l'obtention de blocs massifs suffisamment importants. Plusieurs carrières (3.11, 3.19, 6.206) ont été ouvertes dans ces niveaux pour marbre, pierres d'appareil ou fours à chaux.

● **Calcaires marmoréens** (Cambrien moyen). Cet horizon très constant à la base du Cambrien moyen présente un faciès de marbre blanc à gris très clair, homogène et cristallin, qui n'a été que très rarement exploité (7.14). La qualité et la teinte paraissent intéressantes et très constantes à l'échelle régionale mais l'aptitude de la roche à fournir des blocs massifs reste inconnue.

● **Faux onyx de Mancès**. On peut mentionner pour mémoire un amas de calcite cristalline d'origine karstique anciennement exploité près du hameau de Mancès à l'Ouest de Ferrals. L'ancienne exploitation n'est pratiquement plus visible mais les blocs extraits, de dimensions métriques, témoignent d'une roche massive, homogène et cohérente.

## **Matériaux pour granulats et enrochements**

● **Calcaires et dolomies.** Les calcaires et dolomies compacts abondent sur le territoire de la feuille dans les niveaux du Dévonien inférieur et du Cambrien inférieur. Ces ressources sont toutefois peu sollicitées dans une région à vocation essentiellement agricole.

Les niveaux les plus fréquemment utilisés se situent vers la base du Cambrien inférieur, alternances grés-carbonatées et calcaires à archéocyates (6.211, 7.15), ou vers la base du Dévonien avec les calcaires rubanés (6.207, 6.206, 3.11, 3.19) et les dolomies grises exploitées par la carrière Carayon (3.14).

● **Quartzites.** Deux horizons principaux sont sollicités :

— les quartzites dits de Ferrals, du Cambrien moyen, exploitées anciennement à Ferrals (6.205) mais dont les caractéristiques se retrouvent équivalentes dans la plupart des zones d'affleurement de la formation ;

— les grès du Cambrien inférieur (« grès de Marcory ») présentent exceptionnellement un faciès quartzitique dans des contextes tectoniques particuliers. C'est le cas notamment de la carrière Carayon près de Saint-Pons (3.14) où la quartzification des grès est liée à la proximité de deux grands accidents.

● **Sables, graviers, grèzes.** L'absence de cours d'eaux importants et le faible développement des plaines fluviales du Thoré et du Jaur limitent considérablement les possibilités de gisements de sables et graviers. Les quelques alluvions disponibles du fait de la proximité des reliefs sont en outre mal calibrées et ne peuvent être sollicitées que pour des utilisations locales et limitées.

Les éboulis fins ou calibrés sont également peu abondants. Les plus propices à fournir un matériau de type grèze sont situés à l'Ouest du col de Rodomouls où le bas de pente en rive gauche du vallon est tapissé d'un dépôt de type cryoclastique à éléments calcaires et dolomitiques et matrice plus ou moins argileuse.

Des éboulis à éléments de schistes et quartzites relativement bien classés se rencontrent à l'aval de Brian d'une part, et à l'Ouest de Saint-Etienne-d'Albagnan en rive droite du Jaur, d'autre part.

Des éboulis plus frustes à éléments de grès, schistes et quartzites forment quelques accumulations notables en amont de Combellaubert en rive droite du ravin des Campats et au versant nord de la crête de Marcory au pech Saint-Martin.

## **Argiles pour tuiles et briques**

Les argiles kaoliniques des formations éocènes de la vallée du Thoré sont exploitées à cet usage à la limite ouest de la feuille dans la région de Saint-Amans-Soult. Des possibilités, non reconnues en détail, existent également sur le territoire de la feuille dans cette formation, au voisinage d'Albine ; toutefois, l'extension des horizons favorables (e3-4) apparaît très limitée.

## **Lauzes, schistes ardoisiers**

Ce type de matériau de couverture, largement utilisé autrefois dans la construction traditionnelle, n'est plus exploité aujourd'hui dans la région de Saint-Pons.

Bien qu'aucune ardoise véritable n'existe ici, les roches du secteur offraient une large gamme de possibilités. Les matériaux les plus fins étaient empruntés aux pélites ou pélites gréseuses de l'Ordovicien du mont Saint-Bauzille où plusieurs lauzières sont encore visibles.

Les schistes à *Paradoxides* ont été également utilisés, notamment à Montibergues près de Verreries-de-Moussans, à Ferrals-les-Montagnes et dans la région du Coulouma. Dans le Saint-Ponais, les calcschistes du Dévonien moyen ont également été utilisés avec des caractéristiques plus rustiques.

Sur les plateaux du Somail, les gneiss œillés et les « gneiss clairs à petits yeux » ont fourni des lauzes grossières. Ce matériau est toujours exploité plus au Nord-Est (La Madale, 1/50 000 Bédarieux) et à l'Ouest (haute vallée de l'Orbieu, 1/50 000 Mazamet) dans des secteurs où le pendage subhorizontal des foliations offre un contexte particulièrement favorable à l'obtention de grandes dalles régulières.

## **Substances concessibles**

De nombreux indices ou gîtes minéraux ont été répertoriés sur le territoire de la feuille Saint-Pons. Reconnus pour la plupart depuis longtemps, ils n'ont donné lieu qu'à quelques exploitations de taille modeste aujourd'hui toutes abandonnées.

L'inventaire et les caractéristiques principales de ces gîtes ou indices sont présentés dans les tableaux en annexe.

Les occurrences minérales se répartissent schématiquement en deux types principaux, parfois combinés :

- des occurrences *filoniennes* relativement ubiquistes, à minéralisations variées en cuivre, plomb, zinc, barytine, argent et fer, exploitées à petite échelle à Lacabarède et Brian notamment ;
- des occurrences *stratiformes* liées à un contexte stratigraphique particulier.

## **Zone axiale**

Des indices de scheelite (wolfram) sont associés aux gneiss-à-silicates-calciques de la série de Saint-Pons (faisceaux d-e), pour lesquels on a évoqué aussi une origine hydrothermale.

Des indices de plomb-zinc sont associés aux métasédiments du faisceau e.

Des chapeaux de fer, alignés sur le contact zone axiale—Dévonien des nappes, apparaissent dans un contexte analogue à celui de la mine de Salsigne (1/50 000 Carcassonne), notamment au col des Usclats, Courniou et Riols.

### **Domaine des nappes**

Des minéralisations en amas ou dissiminées sont associées aux horizons carbonatés du Cambrien inférieur. Leur principale occurrence se situe près de Condades.

Une minéralisation en magnétite-hématite accompagne les horizons de la base détritique du Dévonien dans l'Ouest du Saint-Ponais et a donné lieu à quelques anciennes exploitations près de Verreries-de-Moussans. Un indice d'or, d'origine problématique, paraît associé à cette minéralisation.

Les assises du Dévonien supérieur sont assez régulièrement porteuses d'une minéralisation en manganèse avec indices phosphatés.

## **DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE**

### *COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES*

À la date de parution de cette coupure, une cinquantaine de sondages avaient été effectués, essentiellement aux fins de la recherche minière. Les principales données relatives à ces ouvrages sont archivées au Service géologique national, au titre de l'article 131 du Code minier. Ces documents sont consultables, pour le territoire de l'Hérault et de l'Aude, au BRGM, service géologique régional Languedoc-Roussillon, 1039, rue de Pinville, Montpellier; et pour le territoire du Tarn au S.G.R. Midi-Pyrénées, avenue Pierre-Georges-Latécoère, Toulouse.

On n'a figuré ici que deux ouvrages ayant recoupé une tranche de terrains significative :

6-207	0	à	52,5	Alternances gréso-carbonatées et roches vertes
	52,5	à	104,3	Calcaires dolomitiques rubanés
	104,3	à	168,6	Dolomie massive
	168,6	à	188	Dolomie litée rubanée
	188	à	207	Zone de failles, brèches dolomitiques
	207	à	215	Dolomie brunâtre
	215	à	236,7	Schistes verts (formation « schisto-dolomitique »)

6-208	0	à	74,8	Calcaire dolomitique
	74,8	à	278,3	Dolomie massive
	278,3	à	341	Dolomie rubanée
	341	à	393	Dolomie jaunâtre
	393	à	441,5	Schistes et dolomies (formation « schisto-dolomitique »)
	441,5	à	461	Dolomie noire à cherts (formation « silico-dolomitique »)
	461	à	490	Calcaires noirs « entrelacés »
	490	à	509	Calcaires blancs marmoréens

### SITES CLASSIQUES, SITES CLASSÉS, ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires et des itinéraires géologiques dans les ouvrages suivants :

- Massif central, Livret-guide des excursions 10A et 11A : 26<sup>e</sup> congrès géol. intern., Paris, par A. Autran et J.M. Peterlongo (1980);
- Géologie dans le parc naturel régional du Haut-Languedoc. Cahiers du Rieumontagné, n° suppl. (École nation. sup. mines Paris, Centre de recherche du patrimoine Rieumontagné), 100 p. (1984);
- Étude géologique du massif de l'Agout, Montagne noire, par M. Demange (1982).

### BIBLIOGRAPHIE

ARTHAUD F. (1970). — Étude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). Thèse État, univ. sci. techn. Languedoc, Montpellier, 175 p.

ARTHAUD F., MATTAUER M., PROUST F. (1966). — La structure et la microtectonique des nappes hercyniennes de la Montagne noire. Colloque étages tectoniques, Neuchâtel, p. 231-243.

ARTHAUD F., MATTE P. (1975). — Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe, Géométrie et essai de reconstitution des conditions de déformation. *Tectonophysics*, 25, p. 139-171.

AUTRAN A., PETERLONGO J.M. (1980) (en coll. avec Aubert M., Boivin P., Canus G., Gourgand A., de Goër H., Kieffer G., Mergoïl J., Maisonneuve J., Renaud L., Vincent P.). — Introduction à la géologie du Massif central. Livret-guide excursions 010A - 011A - 081 C - 116A - 117C. 26th Int. Geol. Congr. *Rev. sci. nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, 45, 411 p.

BABIN C., COURTESSOLE R., MELOU M., PILLET J., VIZCAÏNO D., YOCHELSON E.L. (1982). — Brachiopodes (articulés) et mollusques (Bivalves, Rostroconches, Monoplacophores, Gastéropodes) de l'Ordovicien inférieur (Trémadocien—Arénigien) de la Montagne noire (France méridionale). *Mém. Soc. ét. sci. Aude, Carcassonne*, 63 p., 15 pl.

BARD J.P. (1978). — À propos du style tectonique de la phase hercynienne précoce de la zone axiale de la Montagne noire (Massif central). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 287, p. 1321-1324.

BARD J.P., LOUEYIT J. (1978). — Sur l'origine des gneiss œillés de l'Espinouse dans la zone axiale de la Montagne noire (Massif central). Conséquences tectoniques. *Bull. Soc. géol. Fr. (7)*, t. XX, n° 5, p. 751-772.

BARD J.P., RAMBELOSON R. (1973). — Métamorphisme plurifacial et sens de variation du degré géothermique durant la tectogenèse pluriphasée hercynienne dans la partie orientale de la Montagne noire (massif du Caroux, Sud du Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr. (7)*, XV, n° 5-6, p. 579-586.

BAULIG H. (1928). — Le plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne. Etude morphologique. Paris : Colin édit., 591 p., 11 pl.

BEAUD F. (1981). — Étude pétrostructurale de la bordure sud des orthogneiss du pic de Nore (ouest de la Montagne noire). D.E.A., univ. sci. techn. Languedoc, Montpellier, 29 p.

BEAUD F. (1985). — Étude structurale de la zone axiale orientale de la Montagne noire (Sud du Massif central français). Détermination des mécanismes de déformation. Relation avec les nappes du versant sud. Thèse doctorat univ. Montpellier, 191 p.

BERGER G.M., BOYER F., REY J. (1990) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Lézignan-Corbières (1038). Orléans : BRGM, 70 p. Carte géologique par G.M. Berger (1990).

BERGER G.M., BOYER F., DEBAT P., DEMANGE M., FREYTET P., MARCHAL J.P., MAZÉAS H., VAUTRELLE C. (1993) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Carcassonne (1037). Orléans : BRGM, 78 p. Carte géologique par G.M. Berger *et al.* (1993).

BERGERON J. (1889). — Étude géologique du massif ancien situé au Sud du plateau central (thèse, Paris). *Ann. sci. géol.*, t XXII, 362 p., 35 fig., 8 pl., 1 carte géol. à 1/320 000.

BERGERON J. (1905) — Sur la tectonique de la région située au Nord de la Montagne noire. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 111, p. 466-467.

BONNEMAISON M., DEMANGE M., ISSARD H. *et al.* (1980). — Lithostratigraphie et structure des « schistes X » du Cabardès (Montagne noire, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 288, p. 1067-1071.

BOUCHARDON J.L., DEMANGE M., DESCHOMETS R. (1979). — À propos du disthène en roche dans les micaschistes et les gneiss du synclinal de Rosis et du flanc sud, zone axiale de la Montagne noire (Massif central français). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D., t. 288, p. 1067-1071.

BOURROUILH R., COCOZZA T., DEMANGE M. *et al.* (1980). — Évolution structurale du Paléozoïque du Sud de la France et de l'Ouest de la Méditerranée. Coll. C6 : Géologie de l'Europe, 26<sup>e</sup> Congrès géol. int., Paris, p. 159-188.

BOYER F. (1960). — Sur la paléogéographie primaire du versant sud de la Montagne noire. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 250, p. 3347-3349.

BOYER F. (1962). — Successions caractéristiques et niveaux-repères dans le Paléozoïque de la région de Carcassonne à Saint-Pons (Montagne noire, Aude, Hérault). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7<sup>e</sup> sér., t. IV, p. 572-575.

BOYER F. (1963). — Style en plis couchés et laminages dans le Paléozoïque du Minervois (Montagne noire, Aude). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7<sup>e</sup> sér., t. V, p. 273-286.

BOYER F., GUIRAUD R. (1964). — Observations nouvelles sur le passage du Cambrien à l'Ordovicien dans le Sud-Est de la Montagne noire. Note présentée à la séance de la Société géologique de France du 9 novembre 1964.

BYUNG JOO LEE, FAURE M., CLUZEL D., CADET J.P. (1988). — Mise en évidence d'un cisaillement ductile d'Ouest en Est dans les nappes du versant sud de la Montagne noire (Sud du Massif central). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 306, p. 455-462.

CARPENA J., CHAILLOU D., CHAMBEAUDET A., POUPEAU G. (1979). — Fission track geochronology of the hercynian platform in France. 10th Int. Conference on solid state nuclear track detectors, Lyon, 2-7 juillet, 4 p.

COURJAULT-RADÉ P. (1988). Propositions d'un profil paléogéographique au Cambrien du versant sud (nappes de Pardailhan et du Minervois) de la Montagne noire (France). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 307, p. 1917-1923.

COURTESOLE R. (1973). — Le Cambrien moyen de la Montagne noire. Biostratigraphie. Publ. lab. géol. Toulouse, 238 p.

COURTESSOLE R., JAGO J.B. (1985). — Biostratigraphie du Cambrien inférieur du Cabardès, (versant sud de la Montagne noire, France méridionale). *Mém. Soc. ét. sci. Aude, Carcassonne*, 26 p.

COURTESSOLE R., PILLET J., VIZCAÏNO D. (1981). — Nouvelles données sur la biostratigraphie de l'Ordovicien inférieur de la Montagne noire. Révision des *Taihungshaniidae*, de *Megisaspsis (Ekeraspis)* et d'*Asaphopsoïdes* (trilobites). *Mém. Soc. ét. sci. Aude, Carcassonne*, 32 p., 11 pl.

COURTESSOLE R., PILLET J., VIZCAÏNO D. (1988). — Stratigraphie et paléontologie du Cambrien moyen gréseux de la Montagne noire (versant méridional). *Mém. Soc. ét. sci. Aude, Carcassonne*, 55 p., 8 pl.

COURTESSOLE R., PILLET J., VIZCAÏNO D., ESCHARD R. (1985). — Étude biostratigraphique et sédimentologique des formations arénacées de l'Arénigien du Saint-Chinianais oriental (Hérault), versant sud de la Montagne noire (France méridionale). *Mém. Soc. ét. sci. Aude, Carcassonne*, 99 p.

DABARD M.P., CHAUVEL J.J. (1991). — Signature pétrographique et paléobiologique des variations bathymétriques pendant l'Arénig inférieur dans la Montagne noire (versant sud, région de Saint-Chinian). *Géologie de la France*, n° 1, p. 45-54, 2 tabl.

DEBAT P., DERAMOND J., FERET B., LELUBRE M., SOULA J.C. (1981). — Évolution structurale de l'Ouest de la Montagne noire : les « schistes X » du versant sud du massif de Nore. Compte rendu d'action concertée « Étude du district métallifère de Salsigne (Aude) et des "schistes X" du flanc sud de la Montagne noire ».

DEMANGE M. (1975). — Style pennique de la zone axiale de la Montagne noire entre Saint-Pons et Murat-sur-Vèbre (Massif central). *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> sér., n° 2, p. 91-139, 20 fig., 2 tabl., 5 pl. ph., 2 pl. h.t.

DEMANGE M. (1978). — Schéma structural de la partie orientale du massif de l'Agout (Montagne noire). *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> sér., n° 2, p. 45-49, 1 pl. h.t.

DEMANGE M. (1981). — Existence d'une phase tectonique et de structures tectoniques antéschisteuses dans le massif de l'Agout (zone axiale de la Montagne noire). *C. R. Acad. Sci., Paris, sér. D*, t. 292, p. 359-363.

DEMANGE M. (1982). — Étude géologique du massif de l'Agout (Montagne noire, France). Thèse État, Paris VI, 2 vol., 408 et 647 p., 1 carte h.t.

DEMANGE M. (1985). — The eclogite-facies rocks of the Montagne Noire, France. *Chemical Geology*, 50, p. 173-188.

DEMANGE M., GATTONI L. (1976). — Le métamorphisme progressif des formations d'origine pélitique du flanc sud du massif de l'Agout (Montagne noire, France). 1<sup>re</sup> partie : isogrades et faciès; 2<sup>e</sup> partie : variations de la composition chimique des minéraux. *Bull. minér.*, 101, p. 334-355.

DEMANGE M., GOUTAY R., ISSARD H., PERRIN M. (1986a). — Présence de disthène épizonal dans la zone axiale de la Montagne noire (Massif central, France). *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. II, n° 3, p. 525-526.

DEMANGE M., ISSARD H., PERRIN M. (1986b). — 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, 8 fig., 1 carte h.t.

DEMANGE M., JAMET P. (1985). — Le stade majeur du métamorphisme est de type moyenne pression sur le flanc sud de la Montagne noire dans la région de Labastide-Rouairoux (Tarn, France). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, t. 301, n° 9, 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., LÉGER M. (1980). — Présence d'éclogites en Cabardès. Un nouveau témoin de métamorphisme de haute à moyenne pression sur le flanc sud de la zone axiale de la Montagne noire. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 291, p. 577-599.

DEMANGE M., PERRIN M. (1978). — Distinction d'unités lithostratigraphiques au sein des gneiss du massif de Nore (Montagne noire). Conséquences tectoniques. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 286, p. 571-573.

DEMANGE M., PERRIN M. (à paraître). — Géologie, lithostratigraphie et géochimie des « schistes X » de la Montagne noire. Mémoires du Centre de géologie générale et minière de l'École des mines, Paris.

DEN TEX E. (1975). — Thermally mantled gneiss domes : the case for convective heat flow in more or less solid orogenic basement. *In* : « Progress in geodynamics », Royal Netherland Academy of Arts and Sciences, Amsterdam, p. 62-79.

DUCROT J., LANCELOT J.R., REILLE J.L. (1979). — Datation en Montagne noire d'un témoin d'une phase majeure d'amincissement crustal caractéristique de l'Europe prévarisque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXI, n° 4, p. 501-505.

ECHTLER H. (1989). — Les nappes du versant sud dans l'évolution tectonique varisque de la Montagne noire (Sud du Massif central) : de l'épaississement crustal à l'extension tardi-orogénique. Thèse doctorat univ. Montpellier, 227 p.

ECHTLER H. (1990). — Geometry and kinematics of recumbent folding and low angle detachment in the Pardailhan nappe (Montagne Noire, Southern French Massif Central). *Tectonophysics*, 177, p. 109-123.

ECHTLER H., MALAVIEILLE J. (1989). — Basement uplift, extensional tectonics and collapse basin emplacement in the Montagne Noire. E.U.G. V, Terra abstracts, p. 255.

ECHTLER H., MALAVIEILLE J. (1990). — Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in the late hercynian metamorphic core complex from the French Massif Central (Montagne Noire). *Tectonophysics* (sous presse).

ECHTLER H., MALVIEILLE J., MATTE P., BRUNEL M. (1988). — Kinematics of the late orogenic uplift, extension and wrenching in the Montagne Noire (Southern French Massif Central). IGCP project n° 233, intern. conf. Montpellier, abstracts, p. 21.

ELLENBERGER F. (1967). — Replis de micaschistes et tectonique d'infrastructure au sein du massif gneissique du Caroux (zone axiale de la Montagne noire). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 226-227.

ELLENBERGER F., SANTARELLI N. (1974). — Les « schistes X » de la Montagne noire orientale : distinction d'unités lithostratigraphiques et conséquences tectoniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 278, p. 2409-2412.

ENGEL W., FEIST R., FRANKE W. (1981). — Le Carbonifère anté-stéphanien de la Montagne noire : rapports entre mise en place des nappes et sédimentation. *Bull. BRGM*, 1, 4, p. 341-389.

FAURE M., COTTEREAU N. (1988). — Données cinématiques sur la mise en place du dôme migmatitique carbonifère moyen de la zone axiale de la Montagne noire (Massif central, France). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, II, t. 307, p. 1787-1794.

FEIST R. (1977). — Le Siluro-dévonien du Sud-Est de la Montagne Noire. Thèse État, Montpellier.

FEIST R. (1985). — Devonian stratigraphy of the southeastern Montagne Noire (France). *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 75, p. 331-352.

FEIST R., COURTESSOLE R. (1984). — Découverte de Cambrien supérieur à trilobites de type est-asiatique dans la Montagne noire (France méridionale). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 298, p. 177-182.

FONTEILLES M. (1976). — Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origine métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées-Orientales). Thèse État, Paris VI, 685 p.

GEBAUER D. (1974). — Summary of unpublished isotope data from Montagne Noire obtained by D. Gebauer and M. Grünenfelder. Rap. int. lab. for isotope geochemistry and mass spectrometry, Zürich, 17 p., inédit.

GEBAUER D., GRÜNENFELDER M. (1974). — U-Pb zircon and Rb-Sr whole rock dating of low grade metasediments. Example : Montagne Noire (Southern France). *Contr. Miner. Petrol.*, 59, p. 13-32.

GEBAUER, D., GRÜNENFELDER M. (1977) — U-Pb systematics of detrital zircons from unmetamorphosed to slightly metamorphosed sediments of central Europe. *Contr. Miner. Petrol.*, 65, p. 29-37.

GEBAUER D., GRÜNENFELDER M. (1982). — Geological development of the hercynian belt of Europe based in age and origin of high grade and high pressure mafic and ultramafic rocks. First Intern. Conf. on Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology. Nikko National Park, Japan, p. 111-112.

GÈZE B. (1949). — Étude géologique de la Montagne noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. géol. Fr.*, nouv. sér. t. XXIX, 62, 215 p.

GÈZE B. (1956). — Les terrains cambriens et antécambriens dans le Sud du Massif central français (Montagne noire et Cévennes méridionales). XX<sup>e</sup> Congrès géologique international, Mexico, t. I, part I.

GÈZE B., DE SITTER, TRÜMPY R. (1952). — Sur le sens de déversement des nappes de la Montagne noire. *Bull. Soc. géol. Fr.*, II, 6, p. 491-533.

GUIBERT F. (1990). — Les gneiss-à-silicates-calciques des « schistes X » de la Montagne noire. Origine et modalités de la métasomatose et du dépôt du tungstène et de l'étain. Thèse doctorat. univ. Paul-Sabatier, Toulouse III, 283 p.

GUIRAUD R. (1968). — Les nappes hercyniennes du versant sud de la Montagne noire (France) dans la partie occidentale des monts de Pardailhan. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, X, 1, p. 35-42.

HAMET J. (1975). — Étude systématique par la méthode  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$  des processus orogéniques. Exemple de la Montagne noire. Thèse État, Paris VI et VII, lab. géoch. et cosmoch., 248 p.

HARRIES L.B., BURG J.P. SAUNIAK S. (1983). — Strain distribution within the Pardailhan nappe (Montagne Noire, France) and structure of its basal thrust zone : implications for events associated with nappe emplacement. *J. Struct. Geol.*, vol. 5, 3-4, p. 431-440.

HERRERA-URBINA S. (1987). — Lithostratigraphie, géologie structurale et métamorphisme des « schistes X » de la périphérie du dôme de l'Espinouse (Montagne noire, France). D.E.A., École nat. sup. mines Paris, 85 p.

ISSARD H. (1984) — Comparaison lithostratigraphique, géochimique et structurale entre la zone axiale et les nappes du versant sud de la Montagne noire dans le district aurifère de Salsigne (Aude, France). Thèse doct.-ing., École nat. sup. mines Paris, 303 p.

LÉGER M. (1981) — Étude du district filonien de Labastide-Esparbaïrenque dans son contexte géologique. Thèse doct.-ing., École nat. sup. mines Paris, 195 p.

LESCUYER J.L., COCHERIE A. (1992) — Datation sur monozircons des métadacites de Sériès : arguments pour un âge protérozoïque terminal des « schistes X » de la Montagne noire (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, t. 314, p. 1071-1077.

MALUSKI H., COSTA S., MONIÉ P. (1989). — Variscan uplift of the Southern French Massif Central : a  $^{39}\text{A}/^{40}\text{A}$  dating of the metamorphism in the Montagne Noire. *Terra abstracts*, 1, p. 263.

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

NICOLAS A., BOUCHEZ J.L., BLAISE J, POIRIER J.P. (1977). — Geological aspects of deformation in continental shear zones. *Tectonophysics*, 42, p. 55-73.

PIERROT R., PICOT P., FORTUNÉ J.P., TOLLON F. (1976). — Inventaire minéralogique de la France. 6 : Tarn. Orléans : BRGM édit.

REILLE J.L. (1978). — Mise en évidence de formations hypovolcaniques alcalines cambriennes parmi les orthogneiss hercyniens de la zone axiale de la Montagne noire d'après l'étude des populations de zircons. Conséquences géologiques. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 287, p. 579-582.

RODGERS J. (1960) — L'emploi pratique de la schistosité dans la tectonique locale. *In* : « Livre à la mémoire du professeur Paul Falot », Paris : Soc. géol. France, t. 1, p. 83-96.

ROQUES M. (1941). — Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif central français. *Mém. expl. Carte géol. Fr.*, Paris, 527 p.

ROQUES M., VACHETTE M. (1970). — Âges au strontium sur roches totales des migmatites de la zone axiale de la Montagne noire et du massif de granite du Mendic (Massif central français). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 270, p. 275-278.

ROQUES M., VACHETTE M., VIALETTE Y. (1971). — Géochronologie du socle du Massif central. In : « Géologie, géomorphologie et structure profondes du Massif Central français » (Symp. J. Jung). Clermont-Ferrand : Plein-Air Service édit., 22 p.

SAUNIAC S. (1980). — Utilisation des exsudats de quartz comme critère de reconnaissance d'un régime cisailant : exemple de la base de la nappe de Pardailhan (versant sud de la Montagne noire). *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, 22, p. 177-186.

SCHUILING R.D. (1960). — Le dôme gneissique de l'Agout (Tarn et Hérault). *Mém. Soc. géol. Fr.*, nouv. sér. t. XXIX, 91, 59 p.

SCHUILING R.D., WIDT J. (de) (1962). — Sur la genèse du dôme gneissique de l'Agout (Tarn et Hérault). *Geol. en Mijnbow*, tg. 41, p. 321-326.

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.*, t. 38, p. 319-637.

VACHETTE M. (1967). — Étude géochronologique de la Montagne noire dans le Massif central français. *Ann. fac. sci. univ. Clermont-Ferrand*, n° 36, fasc. 16, p. 31-76.

VIGNARD G. (1976a). — Étude lithostratigraphique et tectonique du Paléozoïque de la région de Saint-Pons (versant sud de la Montagne noire). *D.E.S.*, Montpellier, 42 p., 4 pl.

VIGNARD G. (1976b). — Mise en évidence du Viséen dans la région de Saint-Pons. Conséquences sur l'interprétation tectonique des séries réputées autochtones de l'unité du Saint-Ponais (versant sud de la Montagne noire, France). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 283, p. 607-610.

VON GAERTNER H.R. (1937) — Die Montagne Noire und das Mouthoumet Massiv als Teil des Variscums. *Beith. Wiss. Göttingen, Math. Phys.*, kl. 17.

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

Feuille *Castres* (231), 2<sup>e</sup> édition (1954), par B. Gèze, Mattei *et al.*

Feuille *Bédarieux* (232), 1<sup>re</sup> édition (1900), par Depéret, Bergeron, Nickles; 2<sup>e</sup> édition (1938), A. Michel-Levy, M. Thorral, Blayac *et al.*; 3<sup>e</sup> édition (1971), par B. Gèze, F. Ellenberger, M. Mattauer, F. Proust

et le service d'études des sols de la Compagnie nationale d'aménagement de la région du Bas-Rhône et du Languedoc.

Feuille *Carcassonne* (243), 1<sup>re</sup> édition (1901), par Bergeron, Vasseur, Bresson; 2<sup>e</sup> édition (1951), par M. Thorat, C. Jacob, A.F. de Lapparent *et al.*

### **Carte géologique de la France à 1/50 000**

Feuille *Bédarieux* (988), par S. Bogdanoff, M. Donnot, J.M. Quenardel *et al.* (1982).

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

Feuille *Lézignan-Corbières* (1038), par G.M. Berger (1990).

Feuille *Lodève* (989), par B. Alabouvette, F. Artaud, R. Feist *et al.* (1981).

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

Feuille *Saint-Chinian* (1014), par F. Artaud, R. Feist, B. Alabouvette, F. Ellenberger (1981).

Feuille *Pézenas* (1015), par R. Feist, G.M. Berger, P. Freytet *et al.* (1980).

### *DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES*

Le musée du Rieumontagné, installé au bord du lac du Laouzas (commune de Nages) à la demande du parc naturel régional du Haut-Languedoc, présente la géologie régionale de la Montagne noire. On y trouve aussi une bibliothèque géologique ainsi que la carte à 1/25 000 à partir de laquelle la présente carte a été dessinée. On visitera aussi avec profit le musée archéologique de Saint-Pons.

Les données des forages et autres ouvrages souterrains, régulièrement actualisées, sont archivées aux services géologiques régionaux du BRGM (*cf.* « Coupes résumées des sondages »). Elles peuvent être aussi consultées au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris, ou encore par minitel (36 28 00 03, GEOBANQUE).

## AUTEURS

Michel DEMANGE, Centre de géologie générale et minière, École des mines de Paris, pour le domaine de la zone axiale.

Bruno ALABOUVETTE, ingénieur géologue au BRGM (Montpellier), pour le domaine des nappes du versant sud.

Claude SAUVEL, ingénieur géologue au BRGM (Montpellier), pour l'hydrogéologie.

Christian VAUTRELLE, ingénieur géologue au BRGM (Orléans), pour les tableaux de gîtes minéraux.

Les travaux et conseils de François Boyer (université Pierre et Marie Curie) et de Daniel Vizcaïno ont été particulièrement sollicités en ce qui concerne la lithostratigraphie des terrains cambriens et ordoviciens.

Coordination : B. ALABOUVETTE.

Présentation au CCGF : 20 novembre 1990.

Acceptation de la carte et de la notice : 25 novembre 1991.

Impression de la carte : 1993.

Impression de la notice : décembre 1993.

## GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Lacabarède	1.4001	Pb, Zn, Pyr	Quartz Sidérite Calcédoine Blende Pyrite Galène Marcassite	Filon 360° Pendage 45° Puissance : 1,8 m	Schistes	2 puits obstrués donnant accès à des galeries réalisées en 1942-1945, haldes. Pyrite : 40-50 % S, blende : 40-53 % Zn, galène : 18,80 % Pb et 1282 g/t Ag.
Sarrautrie Les Fontanelles	1.4002	Zn, Fe	Quartz Calcédoine Sidérite Pyrite Blende Galène	Filon 360° Pendage 45° Puissance : 1 à 2 m.	Schistes Gneiss	Exploitation 1942-1945, puits et galeries remblayées, haldes.
Col de la Fenille	2.4001	Fe	Hématite Oligiste Limonite	Amas	Schistes	Exploitation ancienne par puits de 10 à 20 m, et galeries. Fer : 50 à 61,45 %, silice : 5 à 6,25 %, Mn : 0,108 à 0,11 %, P : 0,042 à 0,155 %.
Les Enclauses	2.4002	Fe	Hématite Oligiste Limonite	Amas	Schistes Grès	Exploitation par puits, galeries, descenderies.
Tailhes Marthomis	3.4001	Pb, Zn	Blende Galène Hydrozincite	Stratiforme	Schistes Pélites	

## GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Brassac - 2	3.4002	W	Scheelite	Stratiforme	Schistes Épidote	Prospection marteau, lampe UV.
Brassac - 1	3.4003	Zn	Barytine Blende	Stratiforme	Schistes Pérites	
La Roque	3.4004	Zn, Pb	Sidérite Blende Galène	Stratiforme Filonnet	Schistes	
Col des Sept-Frères	3.4005	W	Scheelite Mispickel Tourmaline	Stratiforme	Skarn Schistes	Prospection marteau, lampe UV. Minéralisation reconnue en plusieurs points (3.4002).
Pont Neuf	3.4006	Fe	Hématite Oligiste Magnétite Pyrite	Stratiforme	Pérites	Petite exploitation ancienne.
Lauzinas et Bel-Horizon	3.4007	Mn	Quartz Pyrolusite	Stratiforme	Calcaire Calcschistes	
Le Barét	3.4008	Fe	Pyrite	Filonnets	Microconglomérat	
Lauzet	3.4009	Fe, Mn	Oxyde de fer Oxyde de manganèse	Stratiforme	Calcschistes	
La Gargne	3.4010	Fe	Hématite Gœthite Limonite	Filon 20° Faille	Schistes Calcaire	

*GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Gare du Courniou	3.4011	Mn, Fe	Rhodocrocite Pyrolusite Hématite Gœthite	Stratiforme	Calcaire	
La Fargue	4.4001	Fe	Hématite Gœthite Limonite	Amas	Schistes	Petite exploitation. Fe : 55,7 %. Mn : 1,5 %, SiO <sub>2</sub> : 6,01 %, P : 0,12 %.
Rouvials	4.4002	W, F	Scheelite Fluorine Mispickel	Stratiforme	Skarn Schistes	Prospection marteau, lampe UV.
Ichis	4.4003	W	Scheelite	Stratiforme	Skarn, schistes	
Les Fournels	4.4004	Mn	Rhodocrocite			
Le Poujol	4.4005	Pho	Phosphate Ca Oxyde Fe Oxyde Mn	Stratiforme	Schistes Radiolarite	
Le Bouissas	4.4006	Pho, Fe	idem 4.4005	Stratiforme	Calcaire, grès Schistes	
Saint-Etienne-d'Albagnan	4.4007	Fe	Hématite Gœthite Limonite	Filon 45° Pendage : 90	Schistes	Exploitation arrêtée en 1939. 3 galeries. Extraction d'ocre à proximité. Fe 50,65 %, Mn : 0,3 %, SiO <sub>2</sub> : 11,84 %, P : 0,57 %.

## GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Mas du Rieu	4.4008	W	Scheelite	Stratiforme	Schistes Épidote	Prospection marteau et lampe UV.
Violgues	4.4009	W	Scheelite	Stratiforme	Skarn, schistes	Prospection marteau et lampe UV.
L'Horte	4.4010	Pb, Zn	Barytine Galène Blende Pyrite	Stratiforme	Calcaire	
Gartoule 1	4.4011	Pho	Phosphate Ca Oxyde Fe Oxyde Mn	Stratiforme	Schistes Radiolarite	
Gartoule 2	4.4012	Fe	Hématite Gœthite Limonite	Amas	Calcschistes Calcaire	Succession de lentilles puissante de 2 à 6 m, exploitation par tranchée puits et galeries. Fe : 50,7 %, Mn : 0,19 %, SiO <sub>2</sub> : 6,45 %, P : 0,27 %.
Le Rec	4.4013	Pb, Zn	Blende Galène	Disséminé	Calcaire Dolomie	
Caroulie	4.4014	Fe	Hématite Pyrite	Stratiforme	Calcaire, grès	
Bégot-le-Haut	4.4015	Ba, Pb	Barytine Galène Oxyde zinc	Stratiforme	Dolomie	Tranchée précédant une petite galerie. Puissance 0,3 m.

## GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Col de Tribes	4.4016	Ba, Pb	Barytine Galène	Stratiforme	Calcaire	
Cazilhac 1	4.4017	Ba, Pb, Zn	Barytine Blende Galène Pyrite	Stratiforme	Dolomie	Une tranchée noyée de 50 × 3 m de large, une galerie.
Cazilhac 2	4.4018	Cu, Pb	Chalcopryrite Oxyde cuivre Galène Cuivre-gris	Filon 25°	Dolomie Dolérite	Tranchées, une petite galerie.
Marso	4.4019	Ba	Quartz Barytine	Stratiforme	Calcaire	Petite fouille.
Euzèdes	4.4020	Ba	Barytine Blende Galène Oxyde fer	Filon et stratiforme	Calcaire Dolomie	3 petites fouilles.
Col du Cerisier	4.4021	Cu	Malachite Chalcopryrite	Inconnu	Calcaire	
Bonnefond 1	4.4022	Cu, Pb, Zn	Quartz Galène Blende Chalcopryrite	Filon 360° Puissance : 0,5 m.	Dolomie Calcaire	3 petites fouilles sur une distance de 80 m.

## GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Bonnefond 2	4.4023	Cu	Quartz Chalcoppyrite	Filon	Calcaire	Prospection marteau.
Condades-Ligno	4.4024	Zn, Pb	Blende Galène Pyrite	Stratiforme	Calcaire Dolomie	Des recherches par sondages ont démontré des ressources estimées à 20000 t de zinc. Teneur du tout-venant 5 à 6 % Zn.
Riols	4.4025	Pb, Zn, Fe	Blende Galène Hématite	Filon	Schistes	
Marso 1	4.4026	Ba	Barytine	Stratiforme	Calcaire Dolomie	Tranchées éboulées sur 60 m de longueur. Une galerie inférieure de 40 m.
Boussières	4.4027	Cu	Quartz Chalcoppyrite	Champ filonien	Calcaire Dolérite	4 galeries creusées à différentes époques sur un chevelu de dykes quartzeux, puissants jusque 20 m et 600 m de long.
Gabadeau	4.4028	Mn	Pyrolusite	Amas	Calcaire Schistes	De deux poches de 1,5 × 8 m, il a été extrait 20 t de minerai, titrant en surface 41,86 %, en profondeur 48 % Mn.
Masnaguine Captage St-André	5.4001	Fe	Hématite Magnétite Oligiste Gœthite Limonite Quartz	Stratiforme	Calcaire Pélites, schistes	Exploitation ancienne à ciel ouvert.

## *GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Ventouse	5.4002	Ba, Pb, Zn	Barytine Galène Blende Cuivre-gris	Stratiforme	Dolomie	
Farigoule	5.4003	Fe	Hématite Géothite Limonite	Stratiforme	Pélites	
Cassagnoles-Lacaune	6.4001	Pb	Quartz Galène	Filon 20°	Dolomie	
La Ferrière	6.4002	Fe	Limonite Géothite	Stratiforme Filonnet	Dolomie	Travaux CRAM.
Peyral	6.4003	Cu		Stratiforme	Calcaire Schistes	
Verreries-de-Moussans	6.4004	Fe, Au	Hématite Magnétite Pyrite	Stratiforme	Dolomie, tuf Calcaire	Ancienne exploitation en galerie. Une analyse donne 60 ppm Au sur un tuf rhyolitique. Or en batée dans les ruisseaux voisins.
Ferrals-les-Montagnes 1	6.4005	Pb, Zn	Blende Galène	Disséminé	Dolomie	
Ferrals-les-Montagnes 2	6.4006	Pb, Zn, Cu	Barytine Blende Galène Cuivre-gris Chalcopyrite	Stratiforme Filonnet	Dolomie	

## GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Les Usclats	6.4007	Mn, Fe	Rhodocrosite Pyrolusite Oxyde fer	Stratiforme	Calcaire	
Faveyrolles	6.4008	Pb, Zn, Cu	Barytine Blende Galène Cuivre-gris Chalcopyrite	Stratiforme Filonnet	Dolomie	
Le Puech	6.4009	Fe	Magnérite, pyrite	Stratiforme	Pérites	
La Balme	6.4010	Pb	Galène	Stratiforme	Calcaire	
Bel-Soleil	6.4011	Fe, Cu	Oxyde fer Oxyde cuivre	Stratiforme	Grès	
Galinier	6.4012	Au	Or-natif	Placer	Gravier, sable	54 batées effectuées dans les ruisseaux de Borie-Cremadç, Galinié, le Rournas, indiquent la présence d'or alluvionnaire.
Cousses	7.4001	Fe	Hématite Gœthite	Stratiforme	Schistes Calcaire	
Brian	7.4002	Ba, Pb, Cu	Barytine Chalcopyrite Galène	Filon	Schistes Dolomie	6 niveaux superposés de petites galeries et de fouilles.
Roc de Scio	7.4003	Fe	Hématite Magnérite Pyrite	Stratiforme	Calcaire, pérites, skarn	

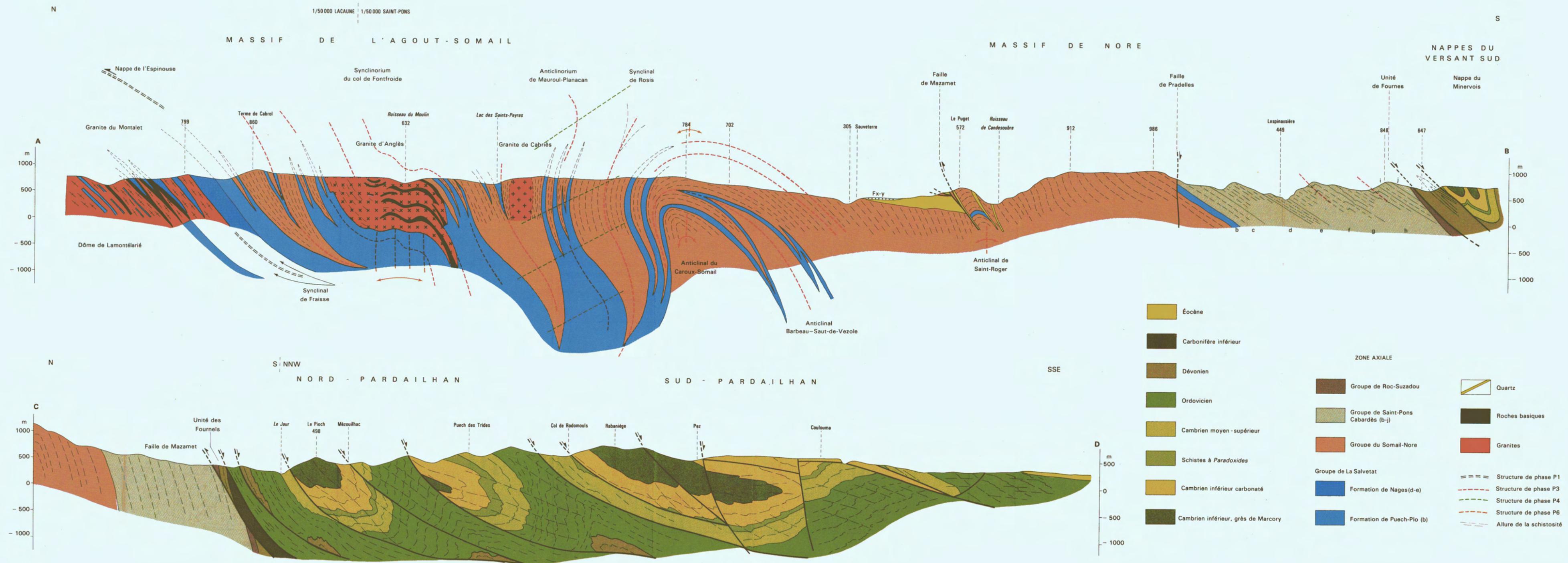
## GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Teussines	7.4004	Fe	Hématite Magnétite Pyrite	Stratiforme	Calcaire Pélites	
Courcus	7.4005	Fe	Hématite, pyrite	Filon	Grès, calcaire Skarn	
Bouyssas	7.4006	Zn	Hydrozincite	Stratiforme	Dolomie	
Les Contentes	7.4007	Cu	Quartz Barytine Chalcopyrite Cuivre-gris	Filon	Calcaire Dolomie	3 niveaux de travaux, tranchées et petites galeries superposées sur 12 m de hauteur. Production 95 t estimée à 1000 t de minerai tout-venant.
Lucarnis	7.4008	Pb, Cu	Quartz Barytine Galène Chalcopyrite	Stratiforme	Calcaire, schistes Dolomie	Deux petites fouilles distantes de 100 m.
Marcory	8.4001	Pb, Ag, Zn	Quartz Calcite Galène Blende Calamine Pyromorphite Cérosite	Stratiforme	Dolomie	Exploitation par puits, descenderies, galeries. Production de calamine à 35 %, 5 t de pyromorphite à 65 %, 5 t de galène à 70 % Pb et 98 g/t Ag.
Copujols	8.4002	Zn, Pb	Galène Calamine	Stratiforme	Dolomie	Une petite galerie.

## GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Pardailhan	8.4003	Zn, Pb	Calamine Blende Galène	Disséminé	Dolomie	2 zones de travaux.
La Farral Pont Guiraud	8.4004	Zn	Calamine Blende	Stratiforme Filon	Dolomie	Anciens travaux pour zinc, extraction de 15 t de calamine. En 1941, recherche sur des indices de fer. Une analyse donne Fe : 63,2 %, Mn : 0,25 %.
Serre Mijeanne	8.4005	Zn, Pb	Barytine Calamine Galène Blende Chalcoppyrite	Amas, Filon	Dolomie	
Combe Prioude	8.4006	Zn	Calamine Blende	Stratiforme Filonnet	Dolomie	Petit indice.
Condades-Haut	8.4007	Pb	Quartz Calcite Barytine Galène Chalcoppyrite Pyrite Blende	Stratiforme Disséminé	Dolomie Dolérite	Galeriet et travers-bancs. Teneur minéral diffus : 3,45 %, 12 g/tAg. Minéral en amas : 12,8 % Pb et 34 g/t Ag.
Condades	8.4008	Fe	Hématite Limonite	Stratiforme	Dolomie	5 attaques en tranchées, petites descendries, haides.

Dans le cadre de l'inventaire du territoire métropolitain, la couverture stratégique alluvionnaire et géochimique a révélé plusieurs zones anormales. Les anomalies suivantes ont été sélectionnées pour prospection tactique : Combellaubert, Montibergues, Moussans, Campredon, Ferrière d'Authèze, Langlade. Les chapeaux de fer de la région de Prémian ont été échantillonnés.



Coupes lithologiques  
synthétiques

DOMAINE NORD-OUEST  
(ZONE AXIALE)

m  
500  
400  
300  
200  
100  
0

