

Les nappes varisques du sud-ouest du Massif central *

(cartes géologiques et structurales à 1/250 000 Montpellier et Aurillac)

Variscan nappes in the southwest of the Massif Central, France
1 : 250 000 geological and structural maps of Montpellier and Aurillac

Jacqueline GUÉRANGÉ-LOZES ⁽¹⁾ et Jean-Pierre BURG ⁽²⁾

Mots-clés : Orogénie hercynienne, Tectonique tangentielle, Dévonien moyen, Dévonien supérieur, Déformation polyphasée, Carbonifère supérieur.
Tarn, Aveyron, Hérault, Rouergue, Montagne Noire, Albigeois, monts de Lacaune.

Résumé

Les terrains cristallins qui composent les monts de Lacaune, l'Albigeois et le Rouergue forment une même entité géologique. D'âge précambrien (p.p.) et paléozoïque inférieur pour l'essentiel, ils sont impliqués dans quatre grandes unités lithostratigraphiques et structurales majeures superposées, du sud au nord et de bas en haut : le domaine des écaïlles des monts de Lacaune, la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance et les complexes leptyno-amphiboliques de Réalmont-Carmaux-Najac et du Lévézou, considérés comme équivalents et appartenant à une même unité.

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

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

Les données acquises conduisent à envisager un hiatus de plusieurs dizaines de millions d'années entre la structuration du domaine étudié et celle d'un domaine méridional comprenant le versant sud de la Montagne Noire, le massif de Mouthoumet et les Pyrénées, d'âge namurien à westphalien. La zone d'affrontement actuelle entre ces deux domaines se situerait au niveau de la zone axiale de la Montagne Noire.

Abstract

The crystalline rocks forming the Lacaune Mountains and the Albi and Rouergue areas constitute a single geological entity. Essentially Pre-Cambrian and Lower Paleozoic in age, they form, from north to south and base to top, four major lithostratigraphic, overthrust structural units. The thrust slices forming the Lacaune Mountains, the Saint-Salvi-de-Carcavès and Saint-Sernin-sur-Rance nappes, and the quartzo-feldspathic gneiss and amphibolite complexes of Réalmont-Carmaux-Najac and the Lévézou, are all considered to be equivalent and to belong to the same unit. The nappes are south-verging and were formed during a major composite tectono-metamorphic thrusting event in the Middle to Late Devonian (380-350 Ma). Subsequent deformation related to the emplacement of granitic intrusions during the Late Carboniferous has been superimposed upon the thrust structures.

An interval of several tens of millions of years must therefore have separated the deformation of the study area and that of the area to the south that includes the southern slopes of the Montagne Noire, the Mouthoumet massif and the Pyrenees, of Middle Carboniferous (Namurian-Westphalian) age. The present contact zone between these two domains will be in the axial zone of the Montagne Noire.

* Manuscrit reçu le 30 octobre 1990, accepté le 20 novembre 1990.

(1) BRGM, avenue P.-G. Latécoère, 31400 Toulouse.

(2) Centre Géologique et Géophysique, Université Montpellier II, 34095 Montpellier Cedex 5.

1. Introduction

La synthèse géologique proposée pour le segment monts de Lacaune-Albigeois-Rouergue de la chaîne varisque est fondée sur la cartographie précise réalisée lors du lever régulier de la carte géologique de France à 1/50 000 par deux équipes : l'une, menée par J. Guérangé-Lozes pour les formations paléozoïques des feuilles Saint-Sernin-sur-Rance, Réalmont, Carmaux, Réquista, Castres, Lacaune et Camarès et l'autre, dirigée par J.-P. Burg, pour les séries métamorphiques des feuilles Salles-Curan, Naucelle, Najac, Carmaux, Réquista, Villefranche-de-Rouergue, Rieupeyrroux, Rodez, Sévérac-le-Château et Saint-Beauzély. Ces travaux se sont échelonnés sur une quinzaine d'années.

L'état d'avancement des cartes géologiques à 1/50 000 de cette région (en voie d'achèvement) et les connaissances acquises ont conduit à réaliser en collaboration une synthèse régionale comportant l'élaboration d'une carte géologique à 1/250 000 (feuille Montpellier, par J. Guérangé-Lozes et feuille Aurillac, par J.-P. Burg) et d'une carte structurale à même échelle.

1.1. Situation géographique et cadre géologique

Le domaine étudié est situé au nord de la zone axiale de la Montagne Noire et comporte trois grandes régions : les monts de Lacaune, l'Albigeois et le Rouergue (fig. 1).

A la suite des travaux menés depuis 1975, il est apparu que ces régions constituaient une entité géologique, aussi bien au point de vue lithostratigraphique que structural. Elles sont composées de matériaux sédimentaires, volcano-sédimentaires et magmatiques, d'âge infra-cambrien à paléozoïque inférieur, structurés en nappes à déversement sud. Ils sont recouverts en discordance par les terrains stéphaniens de Graissessac, au sud-est, de Carmaux, au nord-ouest, de Brousse-Broquiès et du Déroit de Rodez-Decazeville, au nord, et par les terrains permien des bassins de Lodève et de Saint-Affrique-Camarès, à l'est. À l'ouest, ces formations disparaissent sous les terrains cénozoïques du « golfe » de l'Albigeois.

1.2. Travaux antérieurs

On doit de nombreuses informations aux auteurs qui ont étudié ces régions.

Blavier (1806) est le premier à individualiser les schistes micacés et granites anciens entre les Causses du Quercy et les Grands Causses.

H. de Barrau (1841) puis M. de Serres (1844) publient les premières notices géologiques de l'Aveyron, et c'est A. Boisse (1852) qui met en place les grandes unités sur la première carte géologique de ce département.

J. Bergeron (1889) propose, le premier, qu'un métamorphisme « général » affecte les séries du Rouergue

oriental et mentionne la présence de schistes à minéraux (andalousite et staurotide) associés aux gneiss œillés. En 1904, il indique l'âge anté-stéphaniens de ce métamorphisme et, en 1905, il reconnaît la continuité de la bande amphibolique sur la bordure occidentale du Lévézou.

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

A. Demay (1931 a) reprend la notion de métamorphisme régional en Rouergue. Il l'associe à une tectonique tangentielle déversée vers le sud et dont l'âge est compris entre le Viséen et le Westphalien supérieur. Il considère les « gneiss œillés du Tarn » comme un laccolite syntectonique (granite de Pinet), mis en place, cependant, avant le « plissement essentiel » hercynien. Il indique encore (1935, 1942) que le métamorphisme initial des séries était très faible et que le métamorphisme régional était lié à la « montée du magma » qui aurait donné naissance, dans l'épizone, à une mésozone et une catazone « peu épaisses en raison de la profondeur réelle » (1935). Il pense enfin que les gneiss du dôme du Lévézou sont probablement de même origine que les schistes du Tarn et de l'Albigeois.

J. Durand et E. Raguin (1932) remarquent que le granite du Pinet, postérieur au métamorphisme général, est intrusif entre les phyllades et schistes cristallins du sud, et une série plus métamorphique au nord.

H.R. Von Gaertner (1937) attribue les faciès les plus métamorphiques à une auréole de contact autour du granite de « Pinet-Cassagnes ». En accord avec J. Durand et E. Raguin (1932), il propose que cet intrusif soit synchrone des plissements majeurs qu'il date, par comparaison avec la Montagne Noire, entre le Viséen et le Stéphaniens ; de plus, il remarque la vergence apparente vers le nord des structures entre Rodez et le Tarn. Pour lui, les séries sont rétro-morphosées ultérieurement.

M. Roques (1941), sans rejeter l'importance du métamorphisme de contact autour des « laccolites syncinématiques » de type Pinet, interprète la zonéographie des séries para-dérivées indépendamment de la géométrie des intrusifs. Pour lui, le métamorphisme régional est tardi-silurien (p. 382) et résulte d'un processus en deux étapes : le premier épisode, de caractère mésozonal, est suivi d'une rétro-morphose générale dans l'épizone (zone des « micaschistes supérieurs ») attribuée aux soulèvements calédoniens. La mise en place des laccolites syncinématiques marquerait la fin du métamorphisme régional et le début de l'orogénèse hercynienne.

Dans le même ouvrage, M. Roques relève l'existence de grès quartzeux et pressent le rôle que pourraient jouer ces roches en tant que niveau repère régional au sein des formations schisto-gréseuses.

B. Gèze (1949), aucun lever cartographique détaillé n'ayant encore été effectué, cite toujours l'Albigeois cristallin comme un ensemble schisteux compréhensif, épimétamorphique, d'âge cambro-silurien (terme équivalent à l'actuel Ordovicien), dans lequel l'Anté-

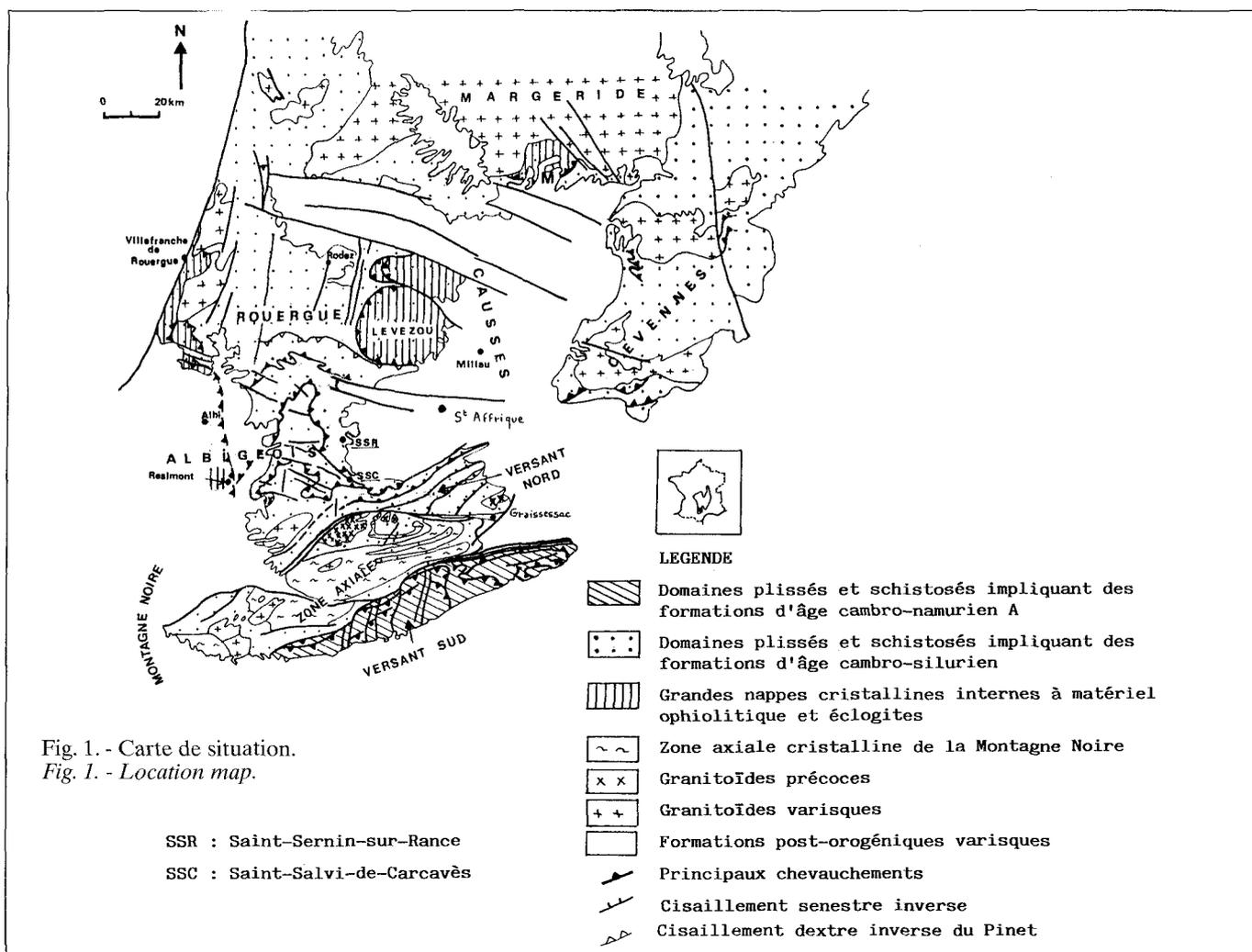


Fig. 1. - Carte de situation.
Fig. 1. - Location map.

cambrien pourrait être représenté. Cet auteur note que les schistes forment un vaste et complexe « anticlinal » d'axe N 20° E.

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

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

Les recherches les plus récentes (Vassal, 1980 ; Couturier, 1980 ; Beziat *et al.*, 1982 ; Blès *et al.*, 1982) n'apportent pas de données nouvelles concernant la lithostratigraphie ou la définition des phases de plissement.

L. Delbos *et al.* (1964-1965) datent entre-temps les micas des séries cristallophylliennes du Rouergue par la méthode Rb/Sr (âges apparents) et mettent en évidence deux épisodes métamorphiques :

- le premier, daté 360 Ma (âges recalculés avec $\lambda_{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11}/an$), est rattaché par ces auteurs à l'orogène Breton,
- le second, daté 300 Ma, correspondrait à la phase du « Bas Rouergue » de P. Collomb (1970).

P. Collomb (1970) individualise deux épisodes tectono-métamorphiques :

- il rattache à l'orogène calédonien une première phase « Ruthène » qui se traduit par un métamorphisme de faible degré (séricitoschistes). Ses arguments microtectoniques rendent compte d'une pression tangentielle SSW-NNE,
- il attribue à l'Hercynien la phase un peu plus sévère du « Bas Rouergue » (assemblages à muscovite-chlorite) et des plis d'axe NNW.

J.-M. Cantagrel et M. Piboule (1972) obtiennent par la méthode Rb/Sr un âge de 446 ± 12 Ma pour la mise

en place de l'orthogneiss du Pinet. Ils mesurent par ailleurs des âges K/Ar répartis entre 350 et 300 Ma (Cantagrel et Piboule, 1971) sur des amphiboles de metabasites appartenant à la ceinture leptyno-amphibolique du massif du Lévézou.

C. Nicollet (1978) étudie le versant sud du Lévézou dans une région où l'orthogneiss du Pinet se situe entre la série grésopélimitique du Truel et le complexe leptyno-amphibolique. Il met en évidence deux phases de plis isoclinaux d'axes respectivement N-S et NW-SE, suivis d'une phase de serrage responsable de plis orientés N 100-110° E. Ces trois épisodes tectoniques, rattachés à l'Hercynien, sont contemporains d'un métamorphisme régional plurifacial comprenant :

- un premier épisode de pression intermédiaire syn à post-phase 1 tangentielle et reconnu par la succession minéralogique chlorite, muscovite, biotite, grenat, disthène, stauroïdite, sillimanite,
- un second épisode de basse pression post phase 2-anté phase 3, qui est responsable de la succession minéralogique biotite, grenat, cordiérite, sillimanite.

Le caractère ancien de l'événement de haute pression qu'il découvre dans des roches basiques est, pour lui, confirmé par la présence d'enclaves écolitiques dans les orthogneiss de type Pinet. En effet, le métamorphisme de contact lié à ces orthogneiss est considéré par C. Nicollet comme antérieur à 446 Ma (âge mesuré par J.-M. Cantagrel et M. Piboule, 1972). Il signale cependant l'âge de 321 ± 8 Ma obtenu par H. Maluski sur la biotite du Pinet (méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en fusion totale). Il note d'autre part que le métamorphisme de haute pression n'est pas retrouvé dans la série du Truel. Par analogie avec les complexes leptyno-amphiboliques décrits ailleurs dans le Massif central, il propose que ce groupe soit une ceinture verte charriée vers le sud sur le dôme du Lévézou, avant 450 Ma.

N. Gignoux (1978) réalise une carte gravimétrique du dôme du Lévézou qui se corrèle dans le détail à la carte géologique de P. Collomb (1970). L'analyse de ses résultats combinée à des levés magnétiques inédits permettent de montrer que la ceinture leptyno-amphibolique ne s'enracine pas (Bayer et Hirn, 1897).

C. Pin (1981) rejoint les premiers auteurs quant au caractère syncinématique du Pinet et calcule, par la méthode U-Pb sur zircons, un âge de mise en place à 360 ± 20 Ma. Une importante fraction de zircons hérités, dont l'âge apparent est de 1800 ± 200 Ma, s'accorde avec une source protérozoïque, pour le magma.

J.-L. Bodinier et J.-P. Burg (1980-1981) montrent que les roches basiques et ultrabasiques de Najac appartiennent à une klippe charriée vers le sud. Cette klippe repose sur une série épizonale qui constitue, à nos yeux, le prolongement septentrional de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance.

J.-P. Burg et C. Teyssier (1983) observent la juxtaposition tectonique de deux unités cristallophylliennes dont le métamorphisme prograde est contemporain de la tectonique varisque. Parallèlement, ils étudient la déformation des laccolites syntectoniques de type Pinet et proposent que le métamorphisme de contact lié à ces

orthogneiss soit d'ampleur régionale et à l'origine des termes les plus métamorphiques.

L'âge à $560 + 13/ - 10$ Ma de la granodiorite de Caplongue (Lafon, 1984), obtenu par la méthode U/Pb sur zircons, suggère pour la première fois l'existence de séquences anté-cambriennes dans le Rouergue oriental.

Plus récemment, J.-P. Burg *et al.* (1986) reprennent l'étude pétrographique du Rouergue tout en conservant les trois grandes unités lithologiques reconnues par les auteurs précédents :

- les séries grésopélimitiques,
- les métagranitoïdes,
- la ceinture leptyno-amphibolique.

Ils soulignent la dualité des orthogneiss en séparant les laccolites anciens, plus ou moins alcalins, des laccolites « calco-alcalins », syntectoniques, de type Pinet.

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

2. Description des grandes unités structurales

La zone axiale de la Montagne Noire sépare un domaine nord d'un domaine sud. L'histoire de ces domaines diffère dès les stades pré-orogéniques. Nous allons souligner ces différences.

2.1. Domaine au nord de la zone axiale de la Montagne Noire (monts de Lacaune, Albigeois et Rouergue)

Les terrains des monts de Lacaune, de l'Albigeois cristallin et du Rouergue sont constitués, pour l'essentiel, de matériaux sédimentaires, volcano-sédimentaires et volcaniques du Paléozoïque inférieur, structurés en nappes à déversement sud.

Du sud vers le nord et de bas en haut, on distingue :

- le domaine des écaillés des monts de Lacaune,
- la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès,
- la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance,
- les complexes leptyno-amphiboliques de Najac-Carmaux-Réalmont, du Lévézou et du Vibal.

1. Description lithostratigraphique

1. Formations de couverture

Ces formations n'ont fait l'objet d'aucune étude de notre part. Sur la carte géologique à 1/250 000, les

séries du Permien au Quaternaire n'ont pas été individualisées. Nous distinguons le Carbonifère supérieur car il s'agit des premiers sédiments qui scellent la tectonique tangentielle du sud Massif central. Les dépôts du Stéphanien s'organisent en petits bassins palustres et fluviatiles, localisés sur de grands accidents, en relation avec les déformations souples et cassantes tardives.

Pour le Stéphanien de Carmaux, B. Delsahut (1981) a défini deux types de sédiments avec, d'une part, une série à charbon d'âge stéphanien A, limitée à la cuvette de Carmaux et, d'autre part, une série stérile grésopélimitique d'âge stéphanien B et C, caractérisant le bassin de Réalmont et les affleurements de Laguépie et de Najac.

Le bassin de Graissessac est constitué de sédiments d'âge stéphanien B et C et celui de Brousse-Broquies de sédiments d'âge stéphanien B.

2. Formations paléozoïques anté-orogéniques

A. Monts de Lacaune

Rappelons simplement quelques traits essentiels de cette région, constituée de terrains cambro-siluriens fossilifères, bien datés dans les monts de l'est de Lacaune (fig. 2). Ces formations sont impliquées dans des unités structurales ou « écaïlles », limitées par des failles sénestres inverses, déversées vers le sud-est et localement réactivées par des jeux complexes ultérieurs (cf. cartes géologique et structurale).

Le Cambrien inférieur (pro-parte Protérozoïque supérieur à la base ?) est caractérisé de bas en haut par deux grandes formations lithostratigraphiques distinctes :

a) *une formation détritique « schisto-gréseuse »* rythmique (K₁) très monotone, apparentée au « Grès de Marcory » du versant sud de la Montagne Noire, épaisse de 1 000 m environ mais dont la base n'est pas connue. Elle est constituée de grès feldspathiques rubanés, contenant peu de bancs franchement gréseux et renfermant, dans la partie supérieure, des passées de schistes silteux ainsi que, dans l'écaïlle d'Avène-Mendic, des tufs rhyolitiques homogènes (« blaviérites ») et un ensemble volcano-détritique (« schistes » du Layrac).

Cette formation passe insensiblement, en se chargeant en lits carbonatés, aux alternances grésocarbo-natées (K₁₋₂, niveau à archéocyathes).

Dans l'écaïlle de Brusque, des métavolcanites de compositions variées s'intercalent à ce niveau. Elles sont principalement développées dans le flanc inverse du synclinal où leur épaisseur est de l'ordre de 500 m. Ce sont :

- les « agglomérats » d'Ensèges, épais de 300 m, constitués de laves et brèches basaltiques spilitisées, tholéitiques (Alsac et Donnot, 1978 ; Gachet, 1983) qui se seraient épanchées pendant la fin de la sédimentation « grésoschisteuse » du Cambrien inférieur : leur âge serait donc cambrien inférieur K₁,

- les alternances de Moulergues-Lacan, rapportées au Cambrien inférieur K₁₋₂, qui affleurent à la base des

calcaires à archéocyathes. De la base au sommet, deux ensembles principaux ont été distingués :

- les alternances de Lacan, constituées pour l'essentiel de tufs spilitiques et kératophyriques, interstratifiés dans les dolomies et les shales (épaisses d'une cinquantaine de mètres),
- les alternances de Moulergues, correspondant à un ensemble de tufs et sédiments carbonatés (épais de quelques dizaines de mètres) et à un complexe effusif quartz-kératophyrique (puissant d'une centaine de mètres).

Les produits volcaniques de Moulergues-Lacan ont une composition très variée, basique et acide ; essentiellement calco-alcalins, ils présentent fréquemment un caractère albitophyrique bien marqué,

- les alternances volcano-sédimentaires de Rocozels-Soubras qui affleurent dans le flanc sud du synclinal de Brusque. L'apport volcanique est discret dans la région de Soubras : 10 à 20 m de tufs et sédiments volcano-détritiques sont intercalés dans la formation carbonatée basale. Par contre, vers Rocozels, des laves, ignimbrites et tufs constituent deux niveaux d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur chacun. Ce volcanisme, à la différence de celui de Moulergues-Lacan, est représenté uniquement par des roches acides : quartz-kératophyres et rhyolites (Boyer-Guilhaumaud, 1974).

b) *une formation carbonatée* (K₂) comprenant de bas en haut, des carbonates massifs (dolomies et calcaires : K_{2a}) et une série noire grésoschisto-calcaire à nodules phosphatés (K_{2b}).

Le Cambrien moyen à supérieur (K₃₋₆) se caractérise par une puissante série monotone de schistes verts, contenant des niveaux à nodules carbonatés et à Paradoxides (« Acadien »), surmontée par une séquence schisto-gréseuse (K₄₋₆) dont la partie supérieure peut être ordovicienne (O_{1a}). On ne connaît d'intercalations volcaniques, d'ailleurs peu importantes, que dans l'écaïlle du Mont Merdellou.

Dans l'écaïlle du Mont Merdellou, des laves et tufs (épais de 50 à 100 m) sont interstratifiés dans les sédiments schisto-carbonatés rapportés au Cambrien inférieur K₂ et au Cambrien moyen K₃. Ils ont des compositions variées, basiques et acides, essentiellement calco-alcalines, avec couramment un caractère spilitique ou kératophyrique.

L'Ordovicien inférieur est connu dans les écaïlles de Mélagues et de Murasson. Il est constitué, pour l'essentiel, de schistes noirs à nodules siliceux contenant des trilobites et des acritarches d'âge trémadocien moyen à supérieur et arénigien inférieur (Fournier-Vinas et Donnot, 1977), surmontant deux barres de grès quartzeux (O_{1b}), probablement équivalentes de la « dentelle » du versant sud de la Montagne Noire.

A Murasson, en demi-fenêtre sous la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, affleurent des schistes et calcaires noirs à orthocères et conodontes d'âge silurien (Llandovérien-Ludlovien, Centène, 1977).

Il est important de noter l'absence de Dévonien et de Carbonifère inférieur dans le versant nord de la

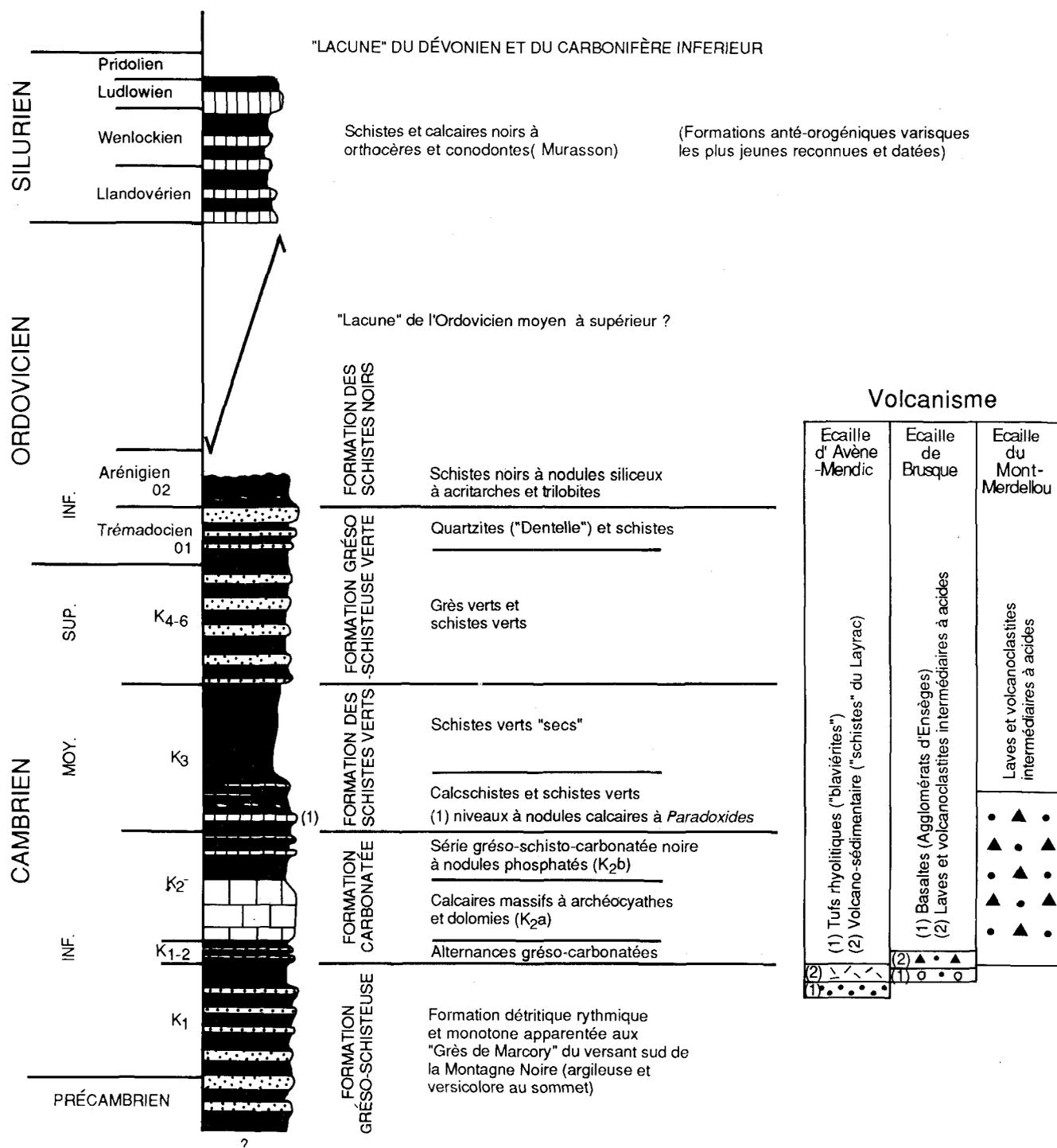


Fig. 2. - Lithostratigraphie des formations paléozoïques anté-orogéniques varisques des monts de Lacaune.
 Fig. 2. - Lithostratigraphy of the pre-Variscan Paleozoic of the Lacaune Mountains.

Montagne Noire, alors que ceux-ci sont bien représentés dans les nappes du versant sud.

La région de Montredon-Labessonnié, qui se prolonge au nord en demi-fenêtre sous la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, appartient au domaine des écailles des monts de Lacaune dont elle constitue le secteur le plus occidental.

Les terrains sont structurés en antiforme (dôme de Montredon-Labessonnié) à cœur orthogneissique daté 717 ± 83 / - 55 Ma (U/Pb sur zircon, J.-Y. Calvez, 1987 in thèse J. Guérangé-Lozes, 1987), ceinturé d'une

enveloppe de micaschistes attribués au Cambrien inférieur K1, elle-même surmontée par des calcaires dolomitiques corrélés aux carbonates K2a, puis par une formation noire à nodules phosphatés attribuée au K2b. Cette série noire passe, en continuité de sédimentation, à une série schisto-gréseuse grise attribuée par P. Beziat (1973), P. Couturier (1980) et M. Vassal (1980) au Cambrien moyen mais que nous rattachons, pour notre part, à la partie sommitale du Cambrien inférieur K2b (présence de nodules phosphatés et calcschistes renfermant le premier gisement de fossiles, malheureusement indéterminables, connu en Albigeois).

B. Nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès

La structure interne de cette unité correspond à une mégasynforme (mégasynclinal du Dadou) dont le flanc normal, dans la région de Réalmont, est affecté de replis cartographiques secondaires de même génération (anticlinal de la Trivale et synclinal du Bousquet). La base de la nappe sectionne ces structures sous un angle faible (cf. carte structurale).

La nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès est constituée de deux ensembles lithologiques différents : une série verte à dominante schisto-gréseuse, surmontée par une série noire à dominante schisteuse et appelée communément « Série de l'Albigeois » (légende de la carte géologique).

La série schisto-gréseuse verte (K₃-O_{1a}) comprend, de bas en haut, trois formations lithologiques qui se succèdent en continuité de sédimentation :

- la formation schisto-gréseuse de Mandegourc,
- la formation de schistes homogènes, gris à verts, du Masnau-Massuguiès-Rayssac,
- la formation quartzitique du Moulin-Mont-Roc (fig. 3).

• **La formation schisto-gréseuse de Mandegourc**, dont l'épaisseur peut atteindre 500 m, est constituée d'une alternance de grès micacés verdâtres et de schistes gris-vert. Dans la partie occidentale, elle est tronquée par le cisaillement tangentiel basal de la nappe.

Dans la partie la plus basse de cette formation (qui affleure juste au-dessus du cisaillement basal) et dans la région de Murasson, les bancs de grès sont assez massifs et de puissance métrique, le ciment pouvant être exceptionnellement carbonaté. Puis, très vite, les grès s'affinent vers le haut et sont constitués de lits centimétriques à décimétriques, séparés par des lamines phylliteuses millimétriques à centimétriques.

Les intercalations de schistes augmentent progressivement en montant dans la formation. A ce niveau, quelques nodules carbonatés ont été trouvés dans un banc de grès fin vert.

Quelques bancs gréseux réapparaissent dans la partie sommitale (secteur du Masnau), faisant la transition avec la formation homogène schisteuse caractéristique qui lui succède.

Les niveaux gréseux sont formés principalement de grains de quartz détritiques, mal classés, associés à de fines paillettes de muscovite, dans une matrice siliceuse ou séricito-chloriteuse ; **les feldspaths sont rares**. Les schistes sont constitués d'une alternance de microlites phylliteux, à trame séricito-chloriteuse très dense.

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

Quelques rares sills de roches basiques s'observent dans la région de Saint-Jean-de-Jeannes.

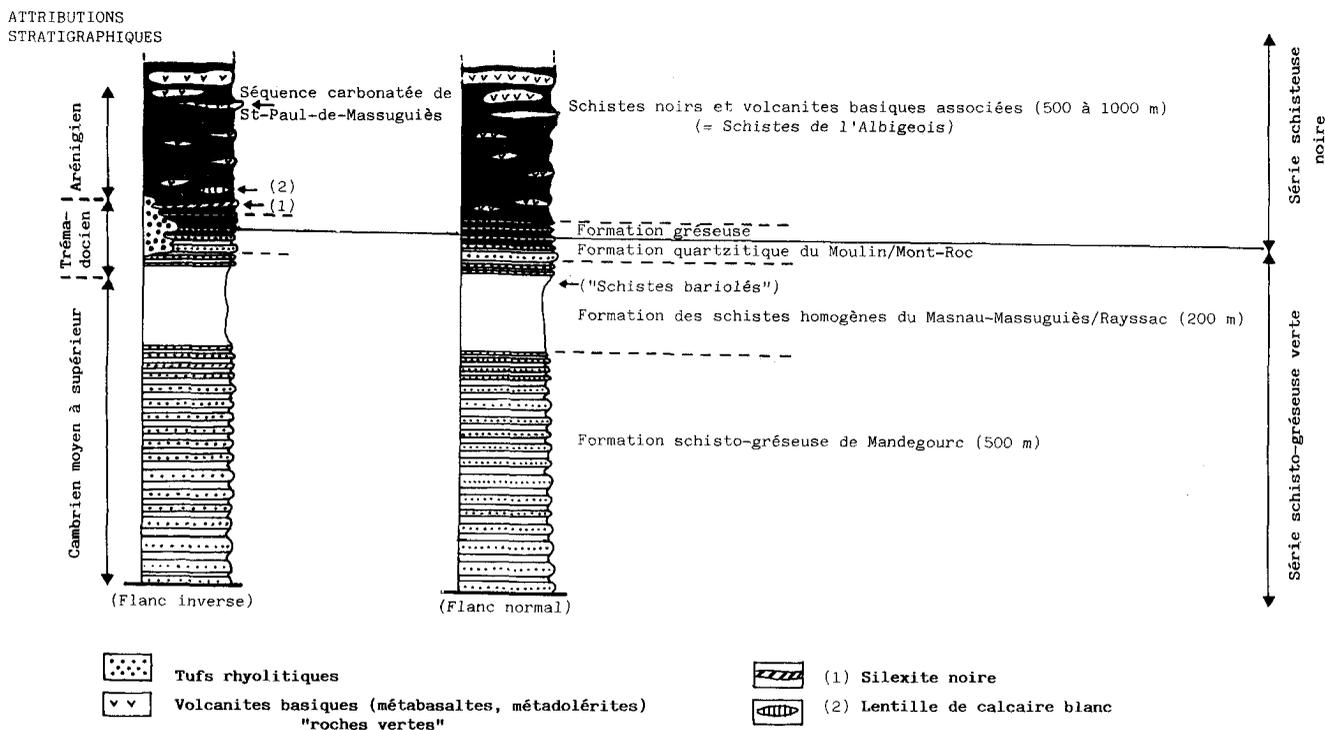


Fig. 3. - Lithostratigraphie des formations de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès. (Compte tenu du fort degré de tectonisation de ces terrains, les épaisseurs relatives exprimées sont approximatives).
 Fig. 3. - Lithostratigraphy of the Saint-Salvi-de-Carcavès nappe. Owing to the strong deformation, the relative thicknesses of the units as shown here are only approximate.

● *La formation des schistes homogènes du Masnau-Massuguiès-Rayssac* se caractérise par des schistes gris, plutôt noirs à la base, contenant de petits bancs millimétriques de grès fins siliceux qui donnent souvent un aspect rubané aux matériaux. Vers le haut, ces schistes passent à un ensemble plus homogène de schistes verts et lie-de-vin (« *schistes bariolés* ») qui constituent un bon niveau repère dans l'Albigeois. Quelques bancs de grès siliceux et micacés, blancs et de puissance métrique, s'intercalent dans le haut de la formation. Ils annoncent la formation quartzitique qui lui succède.

● *La formation quartzitique du Moulin-Mont-Roc* fait la transition entre la formation des schistes du Masnau-Massuguiès-Rayssac et la série noire et constitue le principal repère lithologique de l'Albigeois. Elle débute par l'apparition, sur quelques mètres (3 à 10), de petits niveaux de grès blancs micacés ; d'abord très espacés et d'épaisseur centimétrique, ces niveaux deviennent de plus en plus nombreux et épais vers le haut. La séquence quartzitique proprement dite est constituée d'un ou de plusieurs bancs plurimétriques de grès quartzitiques abondamment veinés de filonnets de quartz, séparés par des lits schisteux, de couleur verte à la base et noire vers le sommet.

Localement, on peut observer un banc décimétrique de grès blanc contenant des esquilles silteuses grises de taille centimétrique à décimétrique. Par sa position cartographique, ce banc se situerait plutôt à la base de la formation.

Particularités lithologiques du flanc inverse du mégasyncinal du Dadou : le flanc inverse de cette structure se caractérise par des intercalations de tufs rhyolitiques dans la partie sommitale de la série verte qui constituent, soit de puissants niveaux métriques à décimétriques, soit un chapelet de lentilles plus ou moins importantes. Témoignant d'une activité volcanique acide, certains tufs possèdent des fiammes indiquant une mise en place de type ignimbrétique.

Il semblerait que la formation quartzitique soit ici moins puissante que dans le flanc normal ; mais ces formations, situées sous la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, sont affectées par de nombreux cisaillements qui rendent impossible toute estimation de puissance puisqu'ils peuvent faire disparaître une partie plus ou moins importante des matériaux.

Ces quartzites et ces tufs rhyolitiques montrent des microstructures de cisaillement ductile, avec étirement des cristaux de quartz et de feldspath (village de la Bastide).

La série schisteuse noire (O_{1c}-O₂) comprend, à partir du dernier banc de grès blancs de la formation quartzitique, de bas en haut :

● *une formation très gréseuse* formée d'une alternance de bancs de grès phylliteux assez sombres et de lits schisteux noirs,

● *une formation de schistes noirs*, épaisse de 500 à 1 000 m (Schistes de l'Albigeois), très homogène, riche en matière organique, contenant de fréquents lits gréseux d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Des fragments d'acritarches, non déterminables, ont été trouvés à la base de petits niveaux gréseux centimé-

triques (au nord du village de Masnau). Cette formation contient de nombreux sills et coulées de « roches vertes », d'épaisseur métrique à pluridécimétrique qui se placent à différents niveaux dans les schistes noirs. Il s'agit de métadolérites et de metabasaltes plus ou moins spilitisés qui appartiennent à une série tholéitique transitionnelle de domaine intracontinental (Alsac *et al.*, 1987). D'une manière générale, c'est au cœur de la synforme du Dadou et du synclinal du Bousquet (donc dans la partie sommitale de cette formation) que se situent les sills ou coulées les plus puissantes : Peyrebrune, Teillet, région du Tarn entre Ambialet et Trébas. Dans la partie la plus orientale du synclinal du Dadou, ce volcanisme basique paraît moins développé,

● *une formation carbonatée* qui affleure seulement au cœur du mégasyncinal du Dadou. Elle comprend de petits bancs centimétriques à décimétriques de calcaire blanc et des schistes à « miches » calcaires, associés à des calcschistes noirs. Des fragments d'acritarches, non déterminables, ont aussi été trouvés dans ces matériaux.

Particularités lithologiques du flanc inverse du mégasyncinal du Dadou : dans le flanc inverse, vers la base stratigraphique de la série noire, apparaissent en outre des tufs rhyolitiques associés à des schistes tufacés, qui peuvent monter assez haut dans la formation. Notons la présence, à La Bastide, de quelques rares lentilles de calcaire blanc et un niveau plurimétrique de silicite noire, suffisamment régulier et constant pour servir de niveau repère. Aucun fossile n'y a été trouvé.

Corrélations avec les monts de l'est de Lacaune

Dans les séries constituant la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, aucun macro-fossile n'a été trouvé. Quelques préparations ont livré des fragments d'acritarches non déterminables. Cependant, par corrélations de faciès avec les terrains de référence des monts de l'est de Lacaune, il est possible de proposer des attributions stratigraphiques :

- la série verte correspondrait au Cambrien moyen à supérieur et à la partie basale de l'Ordovicien inférieur (K₃-O_{1a}),
- les grès quartzitiques blancs représenteraient la partie supérieure du Trémadocien inférieur (O_{1a-b}),
- la séquence gréseuse basale de la série noire et les schistes noirs pourraient appartenir au Trémadocien supérieur-Arénigien (O_{1c}-O₂).

Bien qu'il y ait une grande analogie d'ensemble entre ces séries, il existe toutefois quelques différences dans le détail.

— En ce qui concerne la série schisto-gréseuse verte, il convient de noter que les schistes troués à Paradoxides n'ont jamais été observés, aussi bas que l'on puisse descendre dans la formation : soit la série schisto-gréseuse verte est plus récente que l'« Acadien » (rabortage basal des schistes à Paradoxides ?), soit les schistes troués n'existent pas dans ce domaine paléogéographique nord.

— L'attribution d'une partie de cette formation au Cambrien supérieur est plus hypothétique, ce dernier n'ayant jamais été daté dans les monts de Lacaune. En

Albigeois, il semble bien n'y avoir aucune discontinuité sédimentologique majeure au sein de la formation schisto-gréseuse verte ; dans ce cas, on peut penser que le Cambrien supérieur existe et est représenté par les niveaux silteux noirs ainsi que par les alternances de schistes et de grès de la base de la formation du Masnau-Massuguiès-Rayssac. Le Cambrien supérieur du versant sud de la Montagne Noire se caractérise par des schistes noirs et des calcaires contenant des trilobites (Feist et Courtessole, 1984). L'absence de niveaux carbonatés en Albigeois peut s'expliquer, comme la disparition des carbonates dans le Cambrien inférieur K2 des monts de l'Ouest de Lacarne, par un changement des conditions paléogéographiques.

— En ce qui concerne la série noire, on note également quelques caractères différents de son équivalent des monts de Lacarne : absence de nodules siliceux et de calcaires « cone in cone », mais présence de silicites noires, de tufs rhyolitiques, de « roches vertes » et de niveaux carbonatés.

— En ce qui concerne la séquence quartzitique, relevons l'apparition du volcanisme acide dans le flanc inverse du mégasynclinal du Dadou de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès.

C. Nappe de Saint-Sernin-sur-Rance

Cette unité structurale, bien définie en Albigeois et Rouergue méridional, semble constituer l'essentiel des séries paradérivées du Rouergue. Très complexe car affectée par d'importants chevauchements, elle est composée de formations lithologiques intensément déformées par la tectonique tangentielle précoce. Les matériaux, par rapport à ceux qui constituent la nappe sous-jacente, ont à l'évidence subi un degré de tectonisation supérieur. L'établissement d'une succession lithostratigraphique est difficile. Cependant, la cartographie détaillée permet de distinguer, du sud vers le nord, à partir de la base de la nappe, les grands ensembles lithologiques suivants :

- une formation schisto-gréseuse grise rythmique,
- une formation de tufs et coulées rhyolitiques,
- une formation de grès quartzitiques blancs,
- une formation de séricitoschistes.

En Albigeois et dans le Rouergue méridional, le passage continu d'une formation à l'autre n'a pu être observé en raison des nombreux cisaillements. Cependant, la répartition régionale des affleurements de ces quatre formations permet de penser que leur succession est lithostratigraphique normale, plutôt que due à un empilement structural.

a) Formation schisto-gréseuse de Saint-Sernin-sur-Rance-Condaminès

Elle est particulièrement bien représentée dans la région de Saint-Sernin-sur-Rance-Condaminès, où elle a été définie, et se caractérise par une alternance régulière de bancs décimétriques à métriques (exceptionnellement décamétriques) de schistes gris ou noirs et de grès *feldspathiques*. La composition géochimique de ces roches les situe dans les arkoses quartzitiques à tendance sodique.

Les grès feldspathiques, observés plutôt à la base de la nappe, ont une granulométrie particulièrement constante, généralement fine à moyenne, exceptionnellement grossière. Ces grès se caractérisent par l'abondance de cristaux millimétriques de quartz translucides, évoquant des quartz volcaniques.

Des niveaux silteux plus épais peuvent exister et trancher cette monotonie. En remontant vers le nord, l'intensité du métamorphisme s'accroît jusqu'au développement de biotite sur une foliation S2 qui crénule en microlithons fusiformes une première schistosité S1, soulignée par des micas blancs et des grains de quartz en petits pavés. Ces deux foliations S1 et S2 sont attribuées à un épisode tangentiel synmétamorphique particulièrement marqué plus au nord, dans les séries rouergates. Dans la région de Lédergues, ces cristallisations et ces déformations sont liées à la mise en place du lacolite syn à tardi phase 2, dit du Pinet.

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

Cette formation s'étend vers le nord-est et correspondrait à la série monotone du Truel, décrite par C. Nicollet (1978), série qui comprend, en outre, de rares boudins d'amphibolite de petite taille (< 2 mètres). Sur cette coupe, l'intensification du métamorphisme est marquée par l'apparition, après la biotite, de grenat syn à tardi phase 2 jusqu'au contact avec l'orthogneiss syntectonique du Pinet. Cette formation affleure également dans la partie occidentale (Saint-Juéry) de la feuille Carmaux. Cette réapparition, avec les mêmes caractères sédimentologiques et géochimiques, laisse supposer des redoublements par de grandes structures précoces (D1), d'ordre cartographique, comme celles de la nappe sous-jacente de Saint-Salvi-de-Carcavès.

Elle s'étend également jusque dans la région de Najac-Laguépie où elle constitue le soubassement de la nappe de Najac qui a subi un métamorphisme « schiste bleu ». Latéralement, dans la région de Naucelle, la série est franchement métamorphique. Les roches se débitent en grands feuillets et ne montrent guère de diversité en lames minces où apparaît un rubanement millimétrique de quartz et d'une faible quantité de plagioclase (albite-oligoclase à oligoclase) d'une part, et de micas d'autre part. Ce rubanement correspond aussi bien à la stratification parfois observable à l'œil nu, qu'à la foliation régionale pour l'essentiel parallèle à la stratification. Un métamorphisme prograde y est discernable : dans les schistes les moins métamorphiques, des microlithons en amande, composés uniquement de chlorite et de muscovite, soulignent le plan de foliation. Ces deux minéraux constituent avec le quartz et le plagioclase acide la trame de la roche. Loin du massif granitique du Pinet, en allant vers le nord-est, outre la présence localisée de chloritoïdes et d'andalousite (Gorges du Viaur), on observe la formation plus ou moins simultanée de grenat et de biotite clairement syn-foliaux. En se rapprochant du Pinet, de la biotite post-foliale forme notamment des

surcroissances statiques sur les grenats à inclusions sigmoïdes. Parfois, une blastèse de néogrenats limpides, clairement post-foliale, apparaît. La zone à staurotide peut être atteinte localement contre l'orthogneiss lui-même. Ceci est bien documenté sur la feuille Salles-Curan où les zones à disthène, voire à sillimanite, peuvent être atteintes.

Dans cette série, des exsudats centimétriques à décimétriques de quartz, plagioclase et biotite dessinent des charnières de plis isoclinaux et l'ilménite, sous forme de petits cristaux allongés, souligne la foliation régionale, en particulier lorsque le métamorphisme est faible.

Les gneiss et micaschistes, par leur puissance, leur monotonie, le rubanement et leur continuité cartographique peuvent être corrélés avec la formation grésoschisteuse de Saint-Sernin-sur-Rance. Cette corrélation est confortée par leur association avec des quartzites blancs, massifs et des « porphyroïdes ». L'empilement structural est différent, les porphyroïdes étant ici situés sous les gneiss ; mais cette disposition peut s'expliquer par de grands plis couchés précoces d'ordre cartographique, dont certains flancs disparaissent dans des cisaillements.

b) Formation des tufs rhyolitiques

• Formation méridionale des tufs rhyolitiques de Larroque

— *Région d'Ambialet et d'Albi.* Cette formation puissante ici de plus de 1 000 m « coiffe » cartographiquement la formation schisto-gréseuse. Le passage de l'une à l'autre n'a pas été observé ; il semblerait qu'il soit brutal, aucun niveau volcanique précurseur n'ayant été trouvé intercalé dans la formation schisto-gréseuse, ou réciproquement.

La formation des tufs rhyolitiques se caractérise, à l'affleurement, par des matériaux homogènes et coëllés, dans lesquels s'intercalent, peut-être en lames tectoniques (les contacts étant toujours faillés), des passées de schistes noirs, ampéliteux et pyriteux. L'une de ces passées contient des bancs de grès noirs, de puissance métrique. A divers niveaux de cette formation, des esquilles silteuses noires de taille centimétrique à décimétrique ont été observées.

Des sills de roches basiques ont été reconnus (Saint-Géraud).

Le faciès dominant se caractérise par des phénocristaux de quartz et de feldspath relativement abondants (10 à 20 %) et de taille généralement inférieure au centimètre. Cependant, on note localement des variations dans la fréquence et la taille de ces phénocristaux, les faciès les plus grossiers pouvant comporter des cristaux de feldspaths centimétriques (1 à 2 cm) ; par contre, de rares niveaux peuvent en être totalement dépourvus. Épisodiquement, des passées métriques, compactes et homogènes, s'apparentent à des coulées rhyolitiques.

Ces tufs rhyolitiques montrent en outre :

- la conservation dans les quartz et les feldspaths de « golfes de corrosion », remplis d'une mésostase cryptocristalline (verre dévitrifié),

- la présence d'esquilles schisteuses centimétriques à décimétriques, correspondant à des mélanges avec les sédiments encaissants ou éventuellement à des fragments arrachés aux épontes de cheminées volcaniques,
- une composition parfois très quartzéuse de la mésostase indiquant, ainsi que les variations locales de l'abondance des phénocristaux, que ces tufs ont subi des tris lors de, ou postérieurement à leur mise en place.

Ces roches ont subi par endroits une potassification marquée par le remplacement des plagioclases par le feldspath potassique et par de fins filonnets de feldspath potassique affectés par les schistosités S1-S2.

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

- la présence de phénocristaux corrodés, dépassant 2 cm de côté, contenant des lattes de plagioclase en texture rapakivi,
- la présence exceptionnelle de débris lithiques corrodés, constitués de quartz, plagioclase et feldspath potassique, en assemblage à aspect grenu ou granoblastique.

— *Région de Réquista.* La formation des tufs voit ici son épaisseur diminuer rapidement à partir de Lédergues et elle disparaît dans la partie orientale du Rouergue, sous les Causses.

L'accumulation de tels matériaux peut effectivement être très limitée régionalement. Deux faits importants apparaissent dans la région de Réquista et confirmeraient des changements paléogéographiques (cf. légende carte géologique) :

- contrairement à la région d'Albi, plusieurs niveaux de tufs sont interstratifiés dans la formation schisto-gréseuse de Saint-Sernin-sur-Rance (dont le « porphyroïde » de Réquista, épais d'une centaine de mètres),
- dans la partie sommitale, cette formation de tufs passerait latéralement à une formation schisto-gréseuse vert clair (alternance de schistes clairs et de bancs de grès clairs, verts ou blancs, pas ou peu feldspathiques) qui pourrait être corrélée à la formation schisto-gréseuse verte (K3-O1a).

Cette seule explication d'ordre paléogéographique n'est pas entièrement satisfaisante. En effet, le secteur de Lédergues est particulièrement affecté par des décrochements N 110-130° E qui peuvent faire disparaître une partie des tufs rhyolitiques. Les intercalations de tufs seraient alors interprétables en termes d'écaillés dans la formation schisto-gréseuse grise ; mais les observations faites à Réquista nous conduisent à privilégier l'hypothèse d'une interstratification de ces niveaux dans la formation schisto-gréseuse pour constituer un témoin précoce du volcanisme acide. Enfin, comme le suggère la lentille porphyrique foliée du barrage de la Jourdanie, sur le Tarn, dans la série du Truel, il peut s'agir localement de laccolites de

microgranite de même âge que les tufs mais mis en place en dessous.

• *Formation des tufs rhyolitiques de Najac*

Cette formation, associée à des quartzites blancs, semble identique à celle décrite plus haut. Les quartzites ont un débit en plaquettes caractéristique. Ils constituent des niveaux clairs, d'épaisseur décimétrique à décamétrique, continus sur de grandes distances, de sorte qu'ils sont les seuls marqueurs actuellement disponibles de la structure de cette série. Au microscope, tous les intermédiaires existent entre quartzites purs (à 90 % de quartz et quelques rares micas) et des métagreywackes fins, acides, à petits éléments détritiques de quartz et feldspath corrodés cimentés par une matrice à grain fin recristallisée.

Dans les « porphyroïdes », on distingue sur l'affleurement des feldspaths centimétriques, blanchâtres, légèrement fusiformes, ainsi que des quartz à reflets bleus étirés dans la foliation. En lame mince, ces feldspaths, parfois automorphes, sont essentiellement constitués de microcline ; le quartz semble plus déformé. Le fond de la roche est de teinte claire et est constitué de quartz, feldspath alcalin, muscovite et un peu de chlorite, tous de petite taille ; seules quelques grandes lames de muscovite se sont développées, en particulier au contact des phénocristaux feldspathiques. Par analogie avec « le porphyroïde de Réquista » (Roques, 1941) ou d'autres « blaviérites » du Rouergue (Bergeron, 1889 ; Collomb, 1952) ces roches représentent vraisemblablement d'anciens termes magmatiques acides. Les porphyroïdes de Réquista, rappelons-le, ont été datés par la méthode Rb/Sr roche totale à 514 ± 10 Ma, soit du Cambrien supérieur (Delbos et al., 1964-1965, âge recalculé avec $\lambda_{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11}/\text{an}$).

Ce sont ces porphyroïdes (qui reposent sur une séquence grésopélitique mais qui sont aussi surmontés par une série comparable) que l'on retrouve dans les régions de Sauveterre-de-Rouergue, Rieupeyroux et Rodez. Bien que leur position structurale diffère de celle des porphyroïdes de Larroque (ici les tufs passent sous du schisto-gréseux), il est important de constater leur association avec un quartzite blanc, les tufs semblant passer latéralement à une formation schisteuse. Cette disposition peut faire penser, ici aussi, à l'existence de grands plis couchés précoces, mais ici avec des cisaillements plus importants au niveau de la formation schisteuse, comme plus au sud. Celle-ci se situerait stratigraphiquement, dans ce cas, sous les quartzites. Il n'est donc pas impossible de corréliser entre eux tous ces porphyroïdes, l'horizon de quartzite noir, dans les tufs de Rodez, pouvant correspondre aux grès noirs des tufs de Larroque.

c) Formation des grès quartzitiques blancs

• *Formation quartzitique du Puy-Saint-Georges (région d'Albi)*

La formation des grès quartzitiques blancs est constituée de plusieurs bancs décimétriques de grès feuilletés, abondamment veinés de filonnets de quartz recristallisé. C'est un niveau repère remarquable à l'échelle régionale. Dans la nappe de Saint-Sernin-sur-

Rance, il se situe *toujours entre la formation des tufs rhyolitiques et la formation des séricitoschistes sus-jacente* ; la permanence de l'ordre de superposition de ces trois termes, quel que soit le secteur considéré, permet de supposer que cette succession est d'ordre lithostratigraphique et non tectonique.

D'une manière générale, les grès quartzitiques blancs surmontent la formation des tufs rhyolitiques de Larroque. Cependant, localement, au Puy-Saint-Georges, à Crespin, les grès se placent géométriquement sous les tufs : on pourrait être ici en flanc inverse d'une grande structure cartographique synschisteuse précoce.

• *Formation quartzitique des régions de Réquista et Najac*

Région de Réquista. Dans cette région, cette formation est intensément plissée par les plis D3 (direction axiale N 110 à 140° E) et disloquée par de grandes failles cartographiques N 110 à 140° E et N-S à N 20° E. Cette formation comporte plusieurs bancs de grès d'épaisseur variable (variation paléogéographique et/ou disparition due à des cisaillements). De plus, une confusion peut se faire avec la formation schisto-gréseuse verdâtre qui passe latéralement aux tufs rhyolitiques, le dernier horizon de grès très blancs reste, de toutes façons, distinct et cartographiable.

Il est important de noter que cette formation est surmontée localement par une formation schisteuse très noire, mais moins puissante que dans le domaine occidental (contacts cisailés ?).

Région de Naucelle. Dans cette région, un horizon homogène, à grain fin, peut être suivi sur 30 à 40 km. Le quartz constitue plus de 50 % de la roche, le plagioclase acide à intermédiaire, est inégalement réparti. La patine claire de ce niveau à chimisme de greywacke (Burg et al., 1986), sa continuité sur une grande distance et sa position géométrique, au-dessus des métatufs rhyolitiques dont il est séparé par du grésopélitique, suggère à l'un d'entre nous (Guérangé-Lozes) qu'il s'agit de l'équivalent du quartzite blanc reconnu au sud. Le chimisme serait légèrement différent à cause de variations latérales de faciès. Ce niveau est surmonté par du schisto-gréseux et des paragneiss. Il se suit jusque dans la région du Pont-de-Grand-Fuel, au sud de Rodez. Là, il est métamorphisé dans la zone du staurotite, ce qui rend problématiques les équivalences lithostratigraphiques.

d) Formation des séricitoschistes

La formation dénommée « séricitoschistes de la Vère » est bien représentée d'Albi à Tanus. Elle est monotone et contient quelques rares bancs gréseux d'épaisseur centimétrique. Les schistes noirs sont constitués principalement de fins micas blancs disposés dans les schistosités S1 et S2. On note également des amandes de chlorite plus ou moins ferrifère et de muscovite.

De Tanus à Réquista, cette formation peu affleurante sert probablement de niveau de décollement dans une région particulièrement tectonisée. Elle n'est pas reconnue dans les régions plus métamorphiques.

e) Ages des terrains

En Albigeois et en Rouergue méridional, aucune recherche palynologique n'a été tentée actuellement, compte tenu du fort degré des déformations. Cependant, par analogie, ces formations et leur succession peuvent être comparées avec les séries identiques et mieux définies des unités sous-jacentes. Bien qu'aucun passage en continuité de sédimentation n'ait été observé à l'échelle de la carte géologique, la formation des tufs rhyolitiques semble faire suite à la formation schisto-gréseuse puis passer aux séricitoschistes homogènes par l'intermédiaire d'un ou deux bancs de quartzites blancs, plus ou moins continus.

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

— La formation schisto-gréseuse grise de Saint-Sernin-sur-Rance et Condamines pourrait être, par ses caractères sédimentologiques, sa monotonie et sa puissance, comparée à la formation des « Grès de Marcory » du Cambrien inférieur K₁. La « signature géochimique » de cette formation est tout à fait comparable à celle des formations homologues des monts de l'est de Lacaune (écaïlle de Mélagues) et du versant sud de la Montagne Noire (nappe du Minervoïse, coupe de la Clamoux = Grès de Marcory *sensu stricto*) datées du Cambrien inférieur K₁ et prises comme références. Cette analogie corrobore donc cette attribution d'âge.

— Les grès quartzitiques blancs, tout à fait identiques (niveau repère) à ceux de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, peuvent être, comme ces derniers, corrélés avec les grès quartzitiques blancs du Trémadocien inférieur (O_{1a-b}) des monts de l'est de Lacaune.

— Les séricitoschistes qui surmontent ces grès pourraient alors être l'équivalent des schistes noirs du Trémadocien supérieur-Aréngien inférieur (O_{1c}-O₂).

— Pour ce qui concerne la formation des tufs rhyolitiques, sa situation cartographique entre la formation schisto-gréseuse (attribuée au Cambrien inférieur) et la formation quartzitique (attribuée au Trémadocien) donnerait à penser qu'un volcanisme acide permanent se serait substitué ici à une sédimentation schisto-carbonatée, du type de celle des unités plus méridionales, et aurait envahi toute la tranche d'âge entre ces deux étages. Cependant, si l'on ne retient pas l'hypothèse que cet épisode volcanique acide ait duré près de 70 Ma, trois possibilités de corrélation sont envisagées :

— soit avec le volcanisme acide du Cambrien inférieur (K₁), « blaviérites » des monts de l'est de Lacaune (ce que suggèrent, à Réquista les intercalations de tufs dans le schisto-gréseux attribué au Cambrien K₁). Mais dans ce cas, il y aurait lacune stratigraphique ou tectonique de toute la tranche allant du Cambrien inférieur (K₂) à l'Ordovicien inférieur (O_{1a}) pour la puissante série plus à l'ouest,

— soit avec le volcanisme acide du Cambrien supérieur-Ordovicien inférieur de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès. Dans ce cas, le Cambrien infé-

rieur (partie sommitale du K₁ et K₂) et le Cambrien moyen (K₃₋₆) se retrouvent dans le schisto-gréseux infra « porphyroïdes » de Najac et Rodez. A Réquista, des tufs rhyolitiques sont intercalés dans la formation quartzitique ; une formation grésoschisteuse verte semble être la partie sommitale du Cambrien K₃₋₆, ce qui s'accorde avec l'âge Rb-Sr par L. Delbos *et al.* (1964-65, cf. supra),

— soit avec ces deux volcanismes : la lacune serait alors réduite au Cambrien inférieur K₂ et au Cambrien moyen (K₃₋₄).

Dans l'état actuel des connaissances, il semble que cette formation, de par sa puissance, soit à rattacher surtout au Cambrien inférieur K₁, auquel s'ajouterait une tranche attribuable au Cambrien supérieur-Ordovicien inférieur K₆-O_{1a}. Dans cette hypothèse, les passées métriques à décimétriques de schistes noirs ampéliteux et de grès fins noirs dans ces tufs, ainsi que les esquilles de schistes noirs, peuvent être les témoins des sédiments cambriens inférieur K₂ se déposant à proximité.

Le « porphyroïde » de Réquista a été daté à 514 ± 10 Ma par L. Delbos *et al.* (1964-1965), âge correspondant, *grosso-modo*, à la limite Cambrien moyen-Cambrien supérieur. L'âge de ce porphyroïde fournit une donnée qu'il faut confronter avec l'environnement géologique qui reste encore à définir :

— dans l'hypothèse où ce porphyroïde serait une intercalation stratigraphique dans la formation schisto-gréseuse de Saint-Sernin-sur-Rance-Condamines attribuée au K₁, cet âge serait discutable,

— dans l'hypothèse où ce porphyroïde correspondrait à une écaïlle incluse dans la formation schisto-gréseuse, ou à un laccolite, cet âge serait satisfaisant et les corrélations doivent en tenir compte.

D. Complexes leptyno-amphiboliques

a) Complexe leptyno-amphibolique de Réalmont-Najac-Carmaux

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

Les gneiss, massifs, ont des compositions quartzodioritiques (ou dacitiques) à gabbroïques (ou basaltiques). Le faciès le plus courant est un gneiss à amphibole et grenat. Des passées à texture grenue suggèrent une origine plutonique plutôt que volcanique ; cette interprétation s'appuie aussi sur les clastes plagioclasiques qui évoquent des cristaux de roche grenue plus ou moins préservés dans une texture en mortier. La nature originelle des amphibolites est difficile à préciser : les faciès à quartz pourraient correspondre à des termes mélanocrates du massif quartzo-dioritique et les faciès plagioclasiques sans quartz et à grain fin, à des corps basiques (dolérites ?).

L'analogie entre ce complexe leptyno-amphibolique et celui du massif de Laguëpie a été proposée par

J.-L. Bodinier et J.-P. Burg (1980-1981) puis P. Collomb (1982). Le prolongement vers le nord de la série de Réalmont semble confirmé par plusieurs sondages de recherche de houille (mine de Carmaux) qui ont atteint une série amphibolique décrite par J. Thiébaud et P. Vetter (1960).

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

b) Complexe leptyno-amphibolique de Lévézou

Cet horizon particulier a été individualisé en Rouergue par J. Bergeron (1905) puis étudié par P. Collomb (1970) et C. Nicollet (1978). La description a été refaite en détail par J.-P. Burg *et al.* (1986). Le groupe leptyno-amphibolique du Lévézou est essentiellement basique et les termes pélitiques ou quartzo-feldspathiques peu abondants. La plupart des roches basiques sont des amphibolites et gneiss fins à amphibole indifférenciés qui peuvent contenir divers types de péridotites serpentinisées, norites coronitiques, flaser gabbros, écolgites, microtroctolites, allivalites coronitiques, amphibolites de haute pression et micronorites. Les paragenèses écolgitiques et celles de haute pression sont reprises par un métamorphisme mésozonal largement répandu dans cette séquence. Comme dans le complexe de Najac-Carmaux-Réalmont, les conditions métamorphiques précoces se sont faites entre 12,5 et 20 kbars (Nicollet, 1978 ; Bouchardon, 1987).

c) Age de ces complexes

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

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

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

2. Tectonique et métamorphisme régional

Les caractères généraux et les relations respectives des déformations précoces et des déformations tardives, plicatives et cassantes, sont résumés dans les tableaux 1 et 2. Les résultats détaillés de l'analyse structurale ont été présentés dans diverses notes et travaux de synthèse des auteurs dont la liste figure en références bibliographiques. Ils permettent de distinguer, pour les monts de Lacaune, l'Albigeois et le Rouergue deux grands événements tectono-métamorphiques distincts :

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

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

La structuration interne précoce de chaque unité structurale est essentiellement le produit de deux phases de plissement D1 et D2 souvent corrélables bien que leur intensité varie d'une unité à l'autre. La nappe de Saint-Sernin-sur-Rance apparaît comme une unité chevauchante importante affectée par une déformation supplémentaire (D3) qui lui est spécifique.

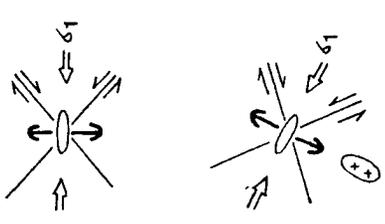
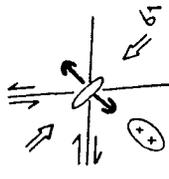
● *La déformation D1* se traduit par des plis d'ordre cartographique, de direction axiale NE-SW, couchés vers le sud-est. Observables sans ambiguïté dans les monts de l'est de Lacaune, ces plis, aschisteux dans ce domaine, sont généralisés à toutes les unités structurales (écaïlles). Dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, les plis D1 correspondent à de grands plis isoclinaux, couchés vers le sud-est, synschisteux et synmétamorphiques. La schistosité de flux S1 est faiblement pentée vers le nord. Dans la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, les plis D1 sont plus difficiles à mettre en évidence, mais ils peuvent être soupçonnés par les répétitions cartographiques, normales ou inverses, des associations lithologiques « schisto-gréseux - porphyroïdes - quartzites et localement sérictoschistes » telles qu'on les retrouve à Najac et à Naucelle, ainsi que par la structure antiforme de Pampelonne pincée dans le schisto-gréseux du Cambrien inférieur K1. La schistosité synmétamorphique S1 relique témoigne de l'existence de cette déformation.

Remarques : Le flanc inverse du synclinal de Brusque et l'anticlinal du mont Merdellou (monts de l'est de

	Nappe de Saint-Sernin-sur-Rance	Nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès	Monts de Lacaune
<p>DEFORMATIONS SOUPLES TARDIVES REPLISSANT LES NAPPES ET LES ÉCAILLES DES MONTS DE LACAUNE</p>	<p>D5</p> <ul style="list-style-type: none"> 2) - <u>plis synschisteux droits</u>, millimétriques à plurimétriques, de direction axiale N-S à N 160° E. - schistosité de fracture (non différenciée S5). <ul style="list-style-type: none"> 1) - <u>plis synchisteux droits</u>, à toutes les échelles, de direction axiale N 20° E (antiforme de Montredon-Labessonnié), contemporains de la mise en place probable d'un granite sub-affleurant. - schistosité de fracture S5 		<p>D5</p> <ul style="list-style-type: none"> . grandes voissures, grosso-modo N-S, des écailles (antiforme de Lacaune-viane)
	<p>D4</p> <ul style="list-style-type: none"> - mégaplis aschisteux NE-SW 		<p>D4</p> <ul style="list-style-type: none"> . grandes voissures de très grande amplitude, de direction N 50° E (déformant l'enveloppe du granite du Mendic dans les Monts de l'Est de Lacaune) . - mégaplis synschisteux NE-SW contemporains de la mise en place du granite du Sidobre dans les Monts de l'Ouest de Lacaune. - schistosité de strain slip S4
<p>DEFORMATIONS SOUPLES PRECOSES CARACTERISTIQUES DE CHAQUE UNITE STRUCTURALE (NAPPES ET MONTS DE LACAUNE)</p>	<p>D3</p> <p>AU NORD DE LEDERGUES :</p> <ul style="list-style-type: none"> - <u>plissement synschisteux</u> <ul style="list-style-type: none"> . schistosité de crénulation S3 . plis cartographiques ouverts, de direction NW-SE. - <u>cisaillement dextre NW-SE</u> (lié à la mise en place du granite du Pinet) <p>REGION DE SAINT-SERNIN-SUR-RANCE :</p> <ul style="list-style-type: none"> - <u>plissement synschisteux</u> <ul style="list-style-type: none"> . schistosité de fracture S3 . plis en chevrons (m. à dam.), de direction NW-SE, déversés vers le SW. 	<p>D3</p> <ul style="list-style-type: none"> - ondulations NW-SE. - cisaillement dextre ? (type Laval Roquecezière) 	
	<p>D2</p> <ul style="list-style-type: none"> - <u>cisaillement tangentiel</u> surface de chevauchement basale et nombreux cisaillements internes connexes. et - <u>plissement synschisteux complexe associé</u> : <ul style="list-style-type: none"> . schistosité de strain slip synmétamorphique S2 faiblement pentée N. . plis à <u>axes courbes</u> de direction NW-SE prépondérante. 	<p>D2</p> <ul style="list-style-type: none"> - <u>cisaillement tangentiel</u> basal de la nappe (jeu essentiellement chevauchant. et - <u>plissement synschisteux complexe associé</u> : <ul style="list-style-type: none"> . schistosité de strain slip synmétamorphique S2 faiblement pentée N. . plis à <u>axes courbes</u> de direction axiale NE-SW à E-W déversés vers le SE . <u>Plis d'amplitude au maximum hectométrique.</u> 	<p>D2</p> <ul style="list-style-type: none"> - <u>cisaillement</u> (jeu senestre inverse dans l'écaille de Brusque devenant tangentiel à Murasson. et - <u>plissement synschisteux associé</u> : <ul style="list-style-type: none"> . schistosité de flux synmétamorphique S2 à pendage N (sporadique dans l'écaille de Mélagues, se généralisant au NW). . <u>Plis d'amplitude au maximum hectométrique.</u>
	<p>D1</p> <ul style="list-style-type: none"> - <u>schistosité de flux synmétamorphique</u> (en relique) 	<p>D1</p> <ul style="list-style-type: none"> - <u>mégaplis synschisteux</u> <ul style="list-style-type: none"> . schistosité de flux synmétamorphique S1 . plis isoclinaux de direction axiale NE-SW à E-W déversés vers le SE . <u>Aucun pli d'ordre inférieur n'a été observé.</u> 	<p>D1</p> <ul style="list-style-type: none"> - <u>mégaplis aschisteux généralisés</u> à toutes les écailles, de direction NE-SW, déversés vers le SE. . <u>Aucun pli d'ordre inférieur n'a été observé.</u>

Tabl. 1. - Déformations souples dans l'Albigeois cristallin, J. Guérangé-Lozes, 1987.
Table 1. - Plastic deformation in the crystalline rocks of the Albi area.

Tabl. 2. - Essai de corrélation entre les phases tardives de plissement D4 et D5 et les déformations cassantes associées en Albigeois, J. Guérangé-Lozes, 1987.
 Table 2. - Possible correlation of the late fold phases D4 and D5 and associated brittle deformation in the Albi area.

<p>Finl Autunien</p>	<p>PLISSEMENTS D5 Stéphanien B et C</p>	<p>PLISSEMENT D4 Finl Westphalien Stéphanien A</p>
<p>Compression N-S décrite dans: - l'Albigeois, J.L. BLES et al., 1981. - le bassin de Saint-Affrique, G. SANTOUILL, 1980.</p>	<p>Ces deux phases de déformation correspondent à deux épisodes distincts de l'évolution d'un même champ de contraintes (continuum orogénique) dont la direction de compression varie de N.W.-S.E à E-W.</p>  <p>- Plis synschisteux N-S à N 160° E d'amplitude millimétrique à décimétrique. - Plis synschisteux droits N 20° E à toutes échelles (antiforme de Montredon-Labessonnié), schistosité de fracture S5. - Mise en place d'un granite caché.</p>	<p>formation en extension du bassin stéphanien de Carmaux (Stéphanien A et B). jeu associé aux fractures de tension N 140° E. fractures de tension : filons minéralisés (W03) de Montredon-Labessonnié. ouverture des failles N 110-130° E existantes (décrochevauchement D3 ?) : BTH de Laval-Roquecezière.</p>  <p>- Amples plis kilométriques NE-SW dans l'Albigeois. - Plis kilométriques synschisteux (strain slip) NE-SW au SE du Sidobre. - Plis N 70° à 80° E dans la zone axiale de la Montagne Noire. - Edification du dôme orthogneissique de Montredon-Labessonnié. - Mise en place du granite du Sidobre.</p>
<p>- Ouverture en extension des fractures N-S à N 20° E : filons minéralisés en barytine (Alban). - Rejeu décrochant dextre des fractures N 140° E à N 160° E.</p>	<p>- Plissement des filons de microgranites. - Plissement des petits filons de fluorine et ondulation du filon principal de Saint-Jean-de-Jeannes. - Rejeu décrochant senestre des fractures N 140°E. - Ouverture des frac- tures E-W : - ouverture du bassin de Graissessac (Stéphanien B) - ouverture lente et progressive des fractures E-W avec épi- sodes successifs de mise en place..... - fluorine bleue (filon principal) et fluorine violette tardive. - trois épisodes, le premier se tradui- sant par la for- mation d'une brèche tectonique BTH.</p>	<p>Fractures N 170° E (à N-S) : jeu décrochant senestre. Fractures N 140° E. jeu associé aux fractures de tension N 140° E. Fractures de tension : filons minéralisés (W03) de Montredon-Labessonnié. ouverture des failles N 110-130° E existantes (décrochevauchement D3 ?) : BTH de Laval-Roquecezière. Fracture E-W : jeu décrochant dextre.</p>

Lacaune), ainsi que le flanc inverse du mégasyndinal du Dadou et le cœur de cette structure (nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès) sont caractérisés par de puissantes formations volcaniques acides et basiques, attribuées à une période distensive. Ces grands axes volcaniques témoignent de l'existence de fractures crustales, de direction ENE-WSW du Cambrien inférieur K1 (synclinal de Brusque) à l'Ordovicien inférieur O2 (synclinal du Dadou). La géométrie des grands plis précoces (D1) est commandée par ces axes volcaniques, plus rigides.

• *La déformation D2* correspond à un épisode tangentiel ductile qui se caractérise par :

— les cisaillements en base des nappes, sectionnant sous un angle faible les mégaplis D1 et les cisaillements internes satellites ; dans les monts de l'est de Lacaune, la géométrie des cisaillements évolue du sud-est vers le nord-ouest : sénestres inverses dans l'écaïlle de Brusque, ils deviennent subhorizontaux dans l'écaïlle de Murasson,

— un plissement associé, synschisteux et synmétamorphique (D2), d'amplitude au maximum hectométrique. Dans les nappes, il se traduit par des plis complexes à axes courbes, admettant une schistosité de crénulation de plan axial faiblement pentée vers le nord ; dans les monts de Lacaune, l'évolution de cette phase, du sud-est au nord-ouest, est marquée par l'évolution de la schistosité S2 qui, sporadique et moyennement pentée vers le nord dans l'écaïlle de Mélagues, se généralise et se couche dans l'écaïlle de Murasson.

• *La déformation D3*, à l'échelle de l'affleurement, n'est reconnue que dans les unités les plus hautes (nappe de Saint-Sernin-sur-Rance et Rouergue). Comme les phases précédentes, elle se caractérise par un gradient de déformation croissant vers le nord-est. Cette évolution est marquée par un plissement en chevrons, d'amplitude au maximum décimétrique, associé à une schistosité de fracture S3 faiblement pentée vers le nord-est, dans la région de Saint-Sernin-sur-Rance. Plus au nord, au-delà de Lédergues, ce plissement a une amplitude cartographique. Il est associé à des décrochevements dextres NW-SE tel celui qui contrôle la mise en place des granitoïdes type Pinet. D3 est synmétamorphique dans le Rouergue.

Dans la nappe sous-jacente de Saint-Salvi-de-Carcavès, D3 se traduirait par de vastes ondulations mises en évidence par l'analyse des diagrammes structuraux. Cette évolution est en accord avec le gradient de déformation qui croît d'une manière générale du sud-est au nord-ouest.

Le caractère polyphasé de la déformation dans les différentes unités structurales (deux phases de déformation tangentielles superposées, D1 et D2, à schistosités subhorizontales dans les nappes) ainsi que la complexité des plis D2 à axes courbes, sont des critères géométriques classiques de structures en nappe.

La géométrie des mégaplis D1 et le déversement des plis D2 couchés vers le sud-est à l'échelle régionale précisent la vergence S à SE de la chaîne.

L'orientation de la linéation d'étirement (N 170° E à N 10° E) visible dans les quartzites et les tufs rhyol-

tiques situés immédiatement sous la base de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, indique probablement la direction de déplacement des nappes.

Dans ce schéma d'empilement de nappes, les complexes leptyno-amphiboliques de Najac-Réalmon et du Lévézou ainsi que la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance seraient incontestablement les nappes majeures du sud-ouest Massif central. Les monts de Lacaune, qui présentent le degré de déformation le moins élevé, pourraient constituer, soit un front de chevauchement se terminant par plusieurs branches délimitant les écaïlles, soit un para-autochtone déformé par l'avancée des nappes.

La mise en place de ces nappes et les phases tangentielles D1 et D2 peuvent être datées à 380 ± 10 Ma par l'âge des muscovites syn-phase D2 et la phase tarditangentielle D3 à 346 ± 7 Ma par l'âge de mise en place du laccolite du Pinet (Maluski et Monié, 1988). Rappelons que les terrains les plus jeunes impliqués dans les chevauchements sont siluriens.

Les événements tectoniques tardifs, communs à toutes les nappes et associés à la mise en place de magma granitique, se caractérisent par *des couloirs régionaux de déformation*, soulignés par des plis à grand rayon de courbure et une intense tectonique cassante.

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

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

• *La déformation D4* correspond à un plissement d'amplitude cartographique, de direction N 60° E et d'axe subhorizontal. Sont associées à cette déformation, la mise en place du granite du Sidobre et plusieurs familles d'accidents cassants (tabl. 2).

L'orientation de cette déformation peut être, comme pour la déformation D1, un héritage de la fracturation distensive crustale synsédimentaire cambro-ordovicienne.

• *La déformation D5*, qui se distingue cartographiquement de la déformation D4, apparaît composite. Un premier événement, prépondérant, est caractérisé par un plissement d'ordre régional de direction NNE-SSW ; cette déformation est probablement contemporaine de la mise en place d'un granitoïde caché. En effet, la réinterprétation des données gravimétriques actuellement disponibles a permis de conforter l'hypothèse d'un corps granitique sous-jacent, allongé N 20° E, d'extension régionale et coïncidant avec la grande antiforme D5 allant de Montredon-Labessonnié jusqu'au nord du Tarn (Étude réalisée par Coppel *et al.*, 1987).

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

L'âge Rb-Sr de J. Hamet (1975) recalculé par M. Demange (1982) pour le granite du Sidobre ($281 \pm$

36 Ma) date la déformation D4 qui contrôle cette intrusion au début du Stéphanien.

Cette attribution d'âge est confortée par les dépôts carbonifères supérieurs du sud-ouest Massif central dans des bassins actifs pendant les phases D4 et D5 (tabl. 2). Les premiers dépôts carbonifères connus sont d'âge stéphanien A (bassin de Carmaux).

Géométrie et cinématique des chevauchements

Tout modèle explicatif doit tenir compte de la cartographie géologique détaillée et des données fondamentales acquises par l'analyse approfondie de la lithostratigraphie et des structures des terrains impliqués.

En Albigeois, il est clairement établi que les chevauchements font suite à une phase de plis couchés d'ordre cartographique et de direction N 60 à 80° E. L'obliquité des surfaces de chevauchement majeures sur les plis antérieurs qu'elles recoupent sous un angle faible mais significatif, est un premier effet de cette succession. Cela vaut aussi bien pour les plis de l'unité chevauchée (troncature sommitale) que pour ceux de l'unité chevauchante (troncature basale) : par exemple, la surface de chevauchement basale de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès cisaille obliquement différentes écaillés des monts de Lacaune, sous-jacentes, et recoupe « par le dessous » les grands plis qui structurent la nappe sus-jacente (synclinal du Bousquet, anticlinal de la Trivale, synclinal du Dadou).

En corollaire, on doit admettre que les surfaces de chevauchement majeures ne sont pas initiées par des discontinuités d'ordre stratigraphique comme, par exemple, un niveau de décollement lithologique particulier.

Il est également établi que les grands plis précoces se sont formés sur des paléorides volcaniques d'orientation N 60° E à 80° E, grosso-modo orthogonales au déplacement des nappes.

Ces différents points conduisent au modèle évolutif suivant :

- les discontinuités originelles majeures sont des fractures distensives contrôlant la mise en place des corps volcaniques, et non pas un niveau de décollement lithologique particulier,
- au premier stade du raccourcissement orogénique, le bâti se déforme en plis d'ordre supérieur, orientés par les paléostructures volcaniques (effet d'instabilité mécanique) ; les fractures qui ont joué initialement en extension peuvent être réactivées en failles inverses, ou en failles senestres inverses dans les monts de l'est de Lacaune,
- au paroxysme du raccourcissement, ces failles inverses s'amplifient en surfaces de chevauchement, les principales définissant les grandes nappes, tandis que les terrains impliqués sont toujours déformés, de manière pénétrative, par des plis complexes à axes courbes, d'un ordre de grandeur hectométrique au maximum.

Dans ce modèle, les chevauchements majeurs sont, pour certains d'entre eux, le produit fini de l'évolution spatio-temporelle des fractures crustales initiales. Le

modèle géométrique proposé pour les unités charriées des Appalaches (Dahlstrom, 1970) et généralisé à d'autres chevauchements, notamment par R. Graham *et al.* (1987), n'est donc pas applicable aux nappes de l'Albigeois cristallin et du versant nord de la Montagne Noire. En effet, le mécanisme initial ne résulte pas du glissement parallèle aux couches lithologiques.

Tectonique actuelle

La comparaison des nivellements réitérés par l'I.G.N. a été réalisée en collaboration avec N. Lenôtre et J. Fourniquet dans cette région.

L'analyse des rares profils qui traversent la région montre qu'à l'aplomb de la plupart des grands faisceaux de fracturation il existe des inflexions provoquées par le rejeu actuel des accidents d'ordre cartographique (Lenôtre et Guérangé-Lozes, 1989). C'est le cas notamment :

- de la faille N 20° E qui passe à l'est de Réalmont (faille de Gédoul), dont le rejeu « sannoisien » est signalé par C. Servelle (1979),
- de la plupart des zones de failles de direction N 110-130° E : zone faillée qui limite la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance à l'ouest de Montfranc, accidents cartographiques à l'ouest de Balanguier, zone faillée au nord de Lédergues (se raccordant au bassin de Brousse-Broquiès) et, dans le Rouergue, décrochevauchement dans lequel s'est mis en place le granite du Pinet.

3. Paléogéographie

Les formations impliquées dans les nappes au nord de la zone axiale de la Montagne Noire s'intègrent dans une histoire sédimentaire cohérente à l'échelle régionale, fondée sur l'opposition entre deux grands domaines paléogéographiques globalement différents, mais actuellement contigus : un domaine septentrional comprenant les monts de Lacaune, l'Albigeois et le Rouergue, et un domaine méridional comprenant le versant sud de la Montagne Noire, le massif de Mouthoumet et les Pyrénées.

La zone axiale cristalline de la Montagne Noire paraît se rapporter au domaine septentrional. Relevons à ce propos, que M. Demange et ses collaborateurs (1986) distinguent dans le Minervois et le Cabardès une coupure fondamentale au niveau du « para-autochtone » entre des unités septentrionales (unité de Serières, écaillés inférieures et zone axiale) et des unités méridionales (unités de Fournes et l'ensemble écaillés supérieures-nappes du Minervois). Ces deux domaines auraient été largement indépendants pendant toute leur histoire de dépôt.

En Albigeois et dans le Rouergue méridional, les principaux traits paléogéographiques qui suivent peuvent être esquissés.

— Le Précambrien pourrait être représenté par l'orthoigneiss de Montredon-Labessonnié (700 Ma, Calvez, 1987), l'orthoigneiss des Palanges (600 Ma, Levêque, 1985), les séries qui les encaissent ainsi que

celles qui encaissent la granodiorite de Caplongue (datée à 547 Ma en U-Pb sur zircons par J.-M. Lafon, 1984).

— Permanence de la sédimentation détritique au Cambrien inférieur K₁ (pro-parte Infracambrien ?).

Les formations détritiques de cet âge sont attribuables au *domaine marin ouvert* : sédiments fins mis en place par décantation rythmée ou par des courants laminaires (Lescuyer et Giot, 1986). Les matériaux gréseux ont, pour l'essentiel, une composition d'arkoses quartzitiques sodiques. Ces sédiments, qui proviennent du démantèlement de la chaîne cadomienne, ont les mêmes caractères dans l'ensemble de l'Albigeois cristallin (monts de Lacaune, nappe de Saint-Sernin-sur-Rance) et dans le versant sud de la Montagne Noire (Grès de Marcory). Des formations détritiques « basales » aussi bien dans les Pyrénées (dôme du Lys Caillaouas, Donnot et Guérangé, 1969) qu'en Bretagne centrale (formation des grauwackes du « Briovérien » de Château-Gontier, J. Guérangé-Lozes et B. Guérangé, 1983) peuvent leur être comparées.

— *Un premier épisode volcanique acide*, inconnu dans le versant sud de la Montagne Noire, permet d'ébaucher une distinction avec le domaine méridional. Il se place au sommet de la sédimentation détritique K₁ dans les monts de l'est de Lacaune (« blaviérites » de l'écaille d'Avène-Mendic), vraisemblablement dans la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance (formation de Larroque) et aussi dans la zone axiale de la Montagne Noire (formation de Murat-Rouvials). Il peut s'agir d'un témoin des premiers mouvements distensifs qui vont, par la suite, caractériser le domaine nord jusqu'au Silurien.

— Au Cambrien inférieur K₂ la sédimentation carbonatée et le volcanisme associé des monts de l'est de Lacaune, d'affinité tholéitique, caractérisent une bordure instable de plate-forme, en marge d'un bassin distensif plus septentrional.

Dans les monts de l'est de Lacaune, la ride volcanique de l'écaille du mont Merdellou sert de frontière à un domaine marin profond, à faible taux de sédimentation et à dominante argileuse (épaisse « série noire » schisto-carbonatée du K_{2b}) au nord-ouest et, au sud-est, à l'installation d'une plate-forme épaisse due à l'accrétion de dépôts carbonatés sous forte subsidence et faible tranche d'eau (Lescuyer et Giot, 1986). Les très grandes variations de faciès et d'épaisseurs des sédiments carbonatés traduisent une instabilité tectonique persistante, localement soulignée par un volcanisme bimodal (écailles de Brusque et du mont Merdellou).

La plate-forme carbonatée se développe également dans le versant sud de la Montagne Noire, mais le volcanisme y est toujours inconnu.

Dans le domaine septentrional (Albigeois, Rouergue), les carbonates ont disparu. La distension serait soulignée, dans ce secteur, par les importantes émissions volcaniques conservant en reliques des traces de sédimentation argileuse en milieu euxinique. La mise en place de tufs ignimbritiques se serait effectuée par épanchements successifs ou par retombées dans l'eau au sein d'un milieu confiné réducteur.

— *Les schistes à nodules calcaires et trilobites (Paradoxides) du Cambrien moyen K₃* qui, dans le versant sud de la Montagne Noire et les monts de Lacaune, se superposent immédiatement aux carbonates ou aux faciès argilo-carbonatés, marquent l'enneolement de la plate-forme carbonatée et l'ouverture à la mer. Rappelons que cet horizon n'a pas été identifié dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès et, a fortiori, dans celle de Saint-Sernin-sur-Rance.

— *La formation détritique grésopélitique supérieure (série verte) du Cambrien moyen-Trémadocien inférieur K₃-O_{1a}* témoigne d'un cycle marin transgressif dont les dépôts sont visibles depuis le versant sud de la Montagne Noire jusqu'à la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, mais avec des caractères différents dans les deux grands domaines : le domaine septentrional conserve un caractère distensif et se distingue du domaine méridional par l'existence d'un volcanisme acide qui apparaît dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès (flanc inverse du mégasynglinal du Dadou) et se développe probablement plus au nord dans la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance.

— *Les quartzites blancs de l'Ordovicien inférieur (O_{1a-b})* traduisent une uniformisation des conditions sédimentaires à l'échelle du bâti sud varisque. Ils sont en effet connus sous le même faciès depuis le Massif armoricain (où ils sont datés de l'Arénigien) jusqu'au versant sud de la Montagne Noire (où ils sont datés du Trémadocien) et au-delà. Le domaine septentrional est toujours caractérisé à ce niveau par des épisodes volcaniques acides (nappes de Saint-Salvi-de-Carcavès et de Saint-Sernin-sur-Rance).

— *Comme pour les quartzites blancs, la sédimentation détritique de l'Ordovicien inférieur (O_{1c}-O₂) est généralisée à tous les domaines.* Dans le versant sud de la Montagne Noire et dans les monts de Lacaune, il s'agit globalement d'une épaisse succession néritique, ne pouvant se comparer à une véritable sédimentation flysch ; en témoignent une faune essentiellement benthique et l'absence de turbidites (Engel *et al.*, 1980-1981). Dans les nappes du domaine septentrional, la sédimentation est peut-être plus profonde (absence de nodules siliceux et de faune benthique, présence de silexites noires « pélagiques »), encore que la présence de lentilles de calcaire blanc à la base de la série noire (flanc inverse du synclinal du Dadou) ne traduise pas, à ce niveau, des conditions de dépôt de bassin profond. On note surtout dans ce domaine la présence d'un volcanisme basique (basaltes à pillows, dolérites) à caractère de tholéites intra-continentales, témoin d'une distension crustale.

— Dans le versant sud de la Montagne Noire, on relève la *lacune de l'Ordovicien moyen* (Llandeilien et Llanvirnien), l'Arénigien supérieur étant surmonté en concordance par le Caradocien fossilifère. Dans les monts de Lacaune, la lacune pourrait être plus importante et atteindre également l'Ordovicien supérieur.

— *Dans le domaine septentrional, le Silurien, terme le plus jeune impliqué dans les structures tangentielles, n'a été daté que dans l'écaille de Murasson.* Il n'est pas exclu qu'il existe également au cœur de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès (niveaux calcaires de Saint-Paul de Massuguiès ?).

— Au Dévonien, la distinction entre le domaine méridional (versant sud de la Montagne Noire, Mouthoumet, Pyrénées) et le domaine septentrional (zone axiale de la Montagne Noire (?), monts de Lacau, Albigeois, Rouergue, ...) est clairement établie. Le domaine septentrional en compression est engagé dans la convergence tectono-métamorphique éovarisque, tandis que le domaine méridional accueille toujours des dépôts, d'abord essentiellement carbonatés, de plate-forme, puis pélagiques (Dévono-Carbonifère basal) et enfin clastiques, au caractère de flysch nettement accusé (Viséen-Namurien basal dans les nappes de versant sud, et pouvant débiter au Westphalien A dans les Pyrénées). La distension majeure s'est déplacée dans le domaine méridional.

Les dépôts post-orogéniques du Stéphanien constituent une « isochrone » pour les deux domaines, septentrional (Albigeois *s.l.*, Rouergue) et méridional (Pyrénées).

2.2. Zone axiale et versant sud de la Montagne Noire

1. Zone axiale

1. Déformations

La zone axiale de la Montagne Noire est constituée de gneiss œillés et d'anatexites entourés d'une ceinture de micaschistes épi à mésozonaux (« schistes X »).

Au point de vue structural, elle constitue globalement un dôme de foliation. Le modèle explicatif le plus répandu attribue cette structure à la superposition de deux déformations majeures, varisques :

— une déformation tangentielle synmétamorphique, donnant naissance à la foliation et à de grands plis couchés synfoliaux évoluant en nappes (phases 1-2 de F. Arthaud *et al.*, 1966 ; F. Ellenberger, 1967 ; phase 1-3 de M. Demange, 1975, 1982 ; J.-P. Bard et J. Loueyit, 1978). Ces auteurs admettent l'existence d'un style pennique comparable à celui décrit dans le Canigou par G. Guitard (1970), les gneiss œillés représentant soit un socle impliqué en écaillés dans les plis de la couverture paléozoïque, soit, pour J.-P. Bard et J. Loueyit (1978), des granites intrusifs.

Le sens de déversement de ces nappes est controversé : vers le sud, en cohérence avec le déversement des nappes des unités méridionales et d'une manière générale avec la chaîne varisque (Arthaud *et al.*, 1966 ; Bard et Loueyit, 1978), ou vers le nord (Demange, 1975) sur des arguments de terrain,

— une déformation tardive, responsable de plis droits pincés ou coffrés, qui remodèle le bâti structuré par la phase tangentielle : phase 4 de F. Arthaud (1970) ou phases 6-7-8 de M. Demange (1975, 1982).

Pour M. Demange (1982), le métamorphisme a commencé très tôt et s'est développé tout au long de l'évolution tectonique, avec un déplacement des isothermes dans le temps pour culminer après les phases tardives (post phase 7). Pour cet auteur, il est néanmoins possible qu'il y ait eu une première culmination en fin de

tectonique tangentielle (post phase 3), notamment dans le flanc nord de la zone axiale où la plupart des minéraux sont antérieurs aux phases tardives. Pour lui, ces dernières sont scellées par des granitoïdes (migmatites à cordiérite, petits granites circonscrits, pegmatites).

D'autres modèles excluent ou minimisent la déformation tangentielle précoce :

P. Debat *et al.* (1981) considèrent que le développement de la foliation et la structure en dôme sont contemporains et induits par la montée diapirique des granitoïdes. La structure générale résulterait d'une interférence entre le diapirisme entraînant l'aplatissement des formations sus-jacentes et la déformation régionale majeure, marquée par un raccourcissement important et caractérisée par les grands plis cartographiques (= D2 définie par P. Debat, 1974, dans le Sorézois). La déformation D1 antérieure ne se traduirait que par des plis couchés de faible amplitude, en partie ou en totalité oblitérés par les structures majeures D2. Le métamorphisme prograde et l'anatexite seraient liés à ces phénomènes.

Dans ce schéma, les nappes du versant sud et celles du versant nord se mettraient en place par glissement gravitaire pendant le soulèvement des gneiss : elles ne précèderaient donc pas la surrection diapirique, mais en seraient la conséquence. Les interprétations récentes (Van Den Driessche et Brun, 1989 ; Echtler et Malavieille, 1990) sont des variantes de ce modèle.

F. Beaud (1985) attribue aussi l'acquisition de la foliation et la formation des dômes de gneiss à la mise en place d'un diapir dans un contexte régional en compression NNW-SSE. L'obliquité du diapir par rapport à cette direction serait liée à un jeu décrochant ductile sur l'ensemble de la chaîne déjà évoqué par A. Nicolas *et al.* (1977).

2. Age des terrains impliqués

A. Zone para-autochtone

La zone para-autochtone qui s'interpose entre la zone axiale cristalline et les nappes méridionales, est généralement considérée comme le toit normal de la zone axiale et de sa couverture de « schistes X » (Bard et Loueyit, 1978 ; Demange, 1980-1981). L'Ordovicien schisteux (Thoral, 1935), le Dévonien débutant au Gédinnien et se poursuivant jusqu'au Viséen (Vignard, 1976) y ont été identifiés. Pour M. Demange *et al.* (1986 a), la zone para-autochtone en Minervois et en Cabardès ne constituerait pas une entité, mais serait composée d'unités structurales distinctes, séparées par une coupure fondamentale : l'unité de Sériès et les écaillés inférieures seraient rattachées à la zone axiale (domaine septentrional) ; l'unité de Fournes et l'ensemble des écaillés supérieures seraient rattachées à la nappe du Minervois (domaine méridional). Ces auteurs contestent ainsi le Viséen des « schistes X ».

B. Zone axiale cristalline

Dans les schistes X de la zone axiale cristalline (massifs de l'Agout et de Nore), M. Demange (1982) propose la succession stratigraphique suivante (fig. 4) : un socle précambrien (série du Somail), à la base, est surmonté d'une série paléozoïque composée, de bas en

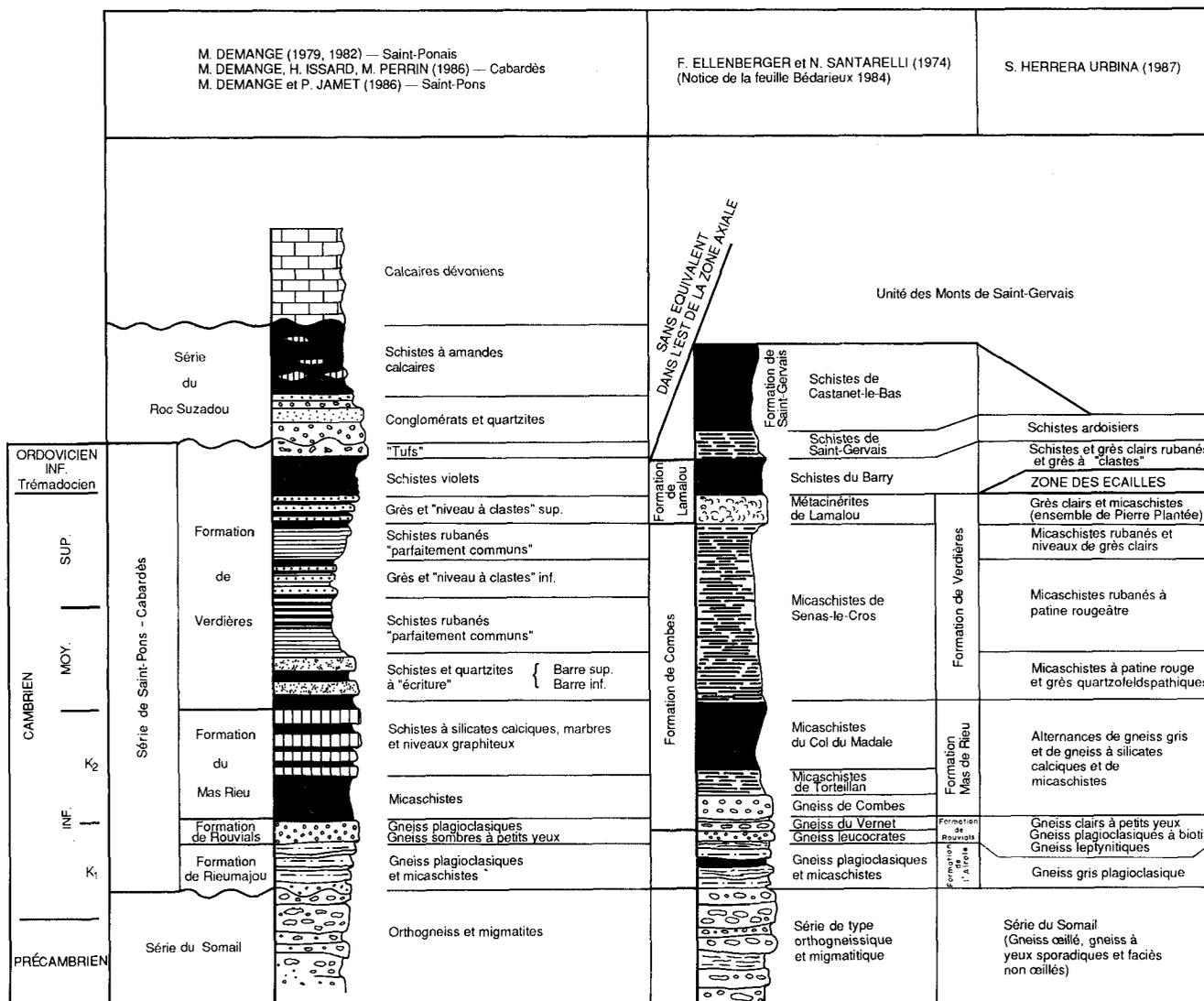


Fig. 4. - Corrélations lithostratigraphiques des « schistes X » dans divers secteurs de la zone axiale de la Montagne Noire. (D'après S. Herrera-Urbina, 1987).

Fig. 4. - Lithostratigraphic correlation of the « X schists » in various parts of the axial zone of the Montagne Noire (after Herrera-Urbina, 1987).

haut, d'un ensemble schisto-gréseux (formation du Puech Plo et de Rieumajou = grès de Marcory) coiffé par un épisode volcanique acide (formation de Murat et de Rouvials = blaviérites), puis d'un complexe schisto-gréseux riche en intercalations carbonatées (formation de Nages et de Mas du Rieu). Ces diverses formations sont attribuées au Cambrien inférieur par corrélation des lithofaciès avec les séries des versants sud et nord. Le terme supérieur, schisto-gréseux et monotone (formation de Verdrière), attribué au Cambrien moyen-Ordovicien inférieur, n'est connu que sur le flanc sud. Dans le Saint-Ponais, les calcaires dolomitiques attribués au Dévonien et suivis de schistes datés du Viséen (Vignard, 1976) reposeraient en concordance au sommet de cette série.

P. Debat *et al.* (1981) considèrent que les gneiss de la zone axiale ne sont pas un socle mais des granitoïdes intrusifs dans la série principalement gréséo-pélique appelée « schistes X ». La succession proposée par B. Gèze (1949) et P. Debat (1974) pour la Montagne Noire occidentale est la suivante :

- une série rythmique très puissante, contenant des intercalations carbonatées et silico-carbonatées, précambrienne (Fournier-Vinas et Debat, 1970),

- une série rythmique micaschisteuse et quartzitique à intercalations de porphyroïdes (blaviérites), attribuée au « Géorgien » inférieur,
- une puissante série carbonatée assimilée aux calcaires à archéocyathes du « Géorgien » supérieur,
- une série gréséo-quartzitique, attribuée à l'« Aca-dien ».

3. Datation des principaux événements magmatiques et métamorphiques

De nombreuses études géochronologiques ont porté sur la Montagne Noire, avec d'assez grandes divergences sur les résultats. L'analyse des données disponibles permet de tirer les conclusions qui suivent.

Aucun argument géochronologique ne permet d'affirmer si la série du Somail est antérieure ou non à la formation de Murat ou, en d'autres termes, s'il s'agit d'un socle ou d'intrusions. Les âges calculés par la méthode Rb-Sr s'échelonnent de 513 ± 13 Ma (Hamet, 1975) à 413 ± 17 Ma et 336 ± 23 Ma (Baubron et Duthou, 1982). D'après M. Demange (1982), ces âges correspondraient à un âge de remaniement plutôt qu'à un âge de mise en place.

Par contre, les méthodes U-Pb (Ducrot *et al.* (1979) et Rb-Sr (Hamet et Allègre, 1973) convergent pour assigner aux volcanites (blaviérites) de Murat-Rouvials un âge voisin de 540 ± 10 Ma. Un événement magmatique avec mise en place de granitoïdes et volcanisme au Cambrien apparaît ainsi.

De nombreuses mesures par la méthode Rb-Sr aboutissent à des âges ordoviciens :

- 445 ± 4 Ma (Gebauer et Grunenfelder, 1976) et 413 ± 17 Ma (Baubron et Duthou, 1982) sur des orthogneiss du Somail,
- 459 ± 50 Ma (Roques et Vachette, 1970) et 470 Ma (Gebauer et Grunenfelder, 1976) sur des aplites précoces encaissées dans la série du Somail,
- 461 ± 16 Ma sur une volcanite (blaviérite) de Rouvials (Gebauer et Grunenfelder, 1974),
- 440 ± 16 Ma sur des gneiss du Larn (traitement statistique des données de Vachette, 1967 et Roques, Vachette, 1970, Laboratoire de Clermont-Ferrand *in* Demange, 1982).

Les résultats obtenus par des méthodes radiométriques différentes sur des matériaux divers, permettent d'établir un schéma cohérent d'évolution varisque.

Des muscovites du sommet de la catazone ou de la base de la mésozone enregistrent la culmination ou la fin du métamorphisme, vers 330-335 Ma (Demange, 1982, d'après les données analytiques de Vachette, 1967 et Gebauer et Grunenfelder, 1974).

Le granite à cordiérite de Laouzas, qui scelle la déformation tangentielle, se met en place au moment de la culmination du métamorphisme ou peu après vers 340 ± 32 Ma (Demange, 1982, d'après les données analytiques de Roques et Vachette, 1970 et Hamet, 1975). De même, le granite du Montalet (postérieur aux phases précoces tangentielles et déformé par les phases tardives) a donné une isochrone « moyenne » (à partir de 19 analyses) à 340 Ma (Demange, 1982, d'après les données analytiques inédites de Baubron et Duthou, 1982).

Les granites de Lampy et des Martys sont en massifs circonscrits, tardifs, datés respectivement à 338 ± 32 Ma et à 300 ± 34 Ma (d'après les données de Hamet, 1975). Le granite de Secun a fourni deux âges : 282 ± 11 Ma et 305 ± 11 Ma (Baubron et Duthou, 1982).

2. Versant sud de la Montagne Noire

Dans les unités méridionales de la Montagne Noire (« para-autochtone », nappes des Monts de Faugères, du Mont-Peyroux, du Minervois et de Pardailhan, écaillés de Cabrières) aucun événement tectonique majeur n'a eu lieu avant le Viséen supérieur ; les sédiments flysch les plus jeunes impliqués dans ces nappes sont namuriens A (Feist et Galtier, 1985, fig. 5). La discordance du Dévonien basal qui, dans le domaine des nappes, repose sur divers termes de l'Ordovicien inférieur et jusque sur le Cambrien n'accompagne que des mouvements épirogéniques.

F. Arthaud (1970) distingue plusieurs phases de déformation superposées :

- phase 1, majeure, responsable de la formation de grands plis synschisteux couchés vers le sud ou le sud-est,
- phase 2, correspondant à des laminages parallèles à la schistosité puis à de grands cisaillements plats, légèrement obliques sur les plans axiaux des plis couchés (base des différentes nappes que les cisaillements rabotent),
- phase 3, surdéversement des nappes, localement intense mais sans importance régionale,
- phase 4, replissement des nappes en plis droits, orientés ENE-WSW, localement accompagnés d'une schistosité verticale.

Les phases 1 et 2 constituent la phase tangentielle majeure (mise en place des nappes), et la phase 4 coïncide avec le maximum de l'anchi-métamorphisme. Pour F. Arthaud, les écaillés de Cabrières constituent des lambeaux de glissement tardifs, mis en place superficiellement après la tectonique souple du versant sud. La patrie des nappes se situerait sur la bordure nord ou à l'intérieur de la zone axiale.

Pour W. Engel *et al.* (1980-1981), la mise en place des nappes et la sédimentation flysch sont contemporaines : le dépôt du « wildflysch » aurait eu lieu devant le front, voire même sur le dos, d'une nappe en cours de déplacement. Si l'on admet le modèle de ces auteurs, la déformation tangentielle (leur B1 = phase 1 de Arthaud, 1970) se manifesterait dès le Viséen B et se serait poursuivie jusqu'au Namurien basal. La Montagne Noire s'intégrerait à un vaste bassin flysch carbonifère s'étendant, selon les connaissances actuelles, des Alpes orientales jusqu'aux Pyrénées centrales au moins, avec tendance à un rajeunissement du flysch vers le sud. La vergence tectonique et le transport sédimentaire iraient dans la même direction, vers le sud, depuis la zone interne à déformations dévoniennes du Massif central vers la zone externe pyrénéo-sarde (Engel et Franke, 1983).

Pour ces auteurs, les écaillés de Cabrières proviendraient d'un endroit qui se situerait encore plus au nord que le lieu d'origine des nappes, c'est-à-dire au nord de la zone axiale.

2.3. Comparaisons entre les différents grands domaines

Le tableau 3 résume les connaissances des grands domaines du Massif central sud-ouest et permet de corréler les événements entre eux.

1. Relations entre le domaine septentrional et le versant sud de la Montagne Noire

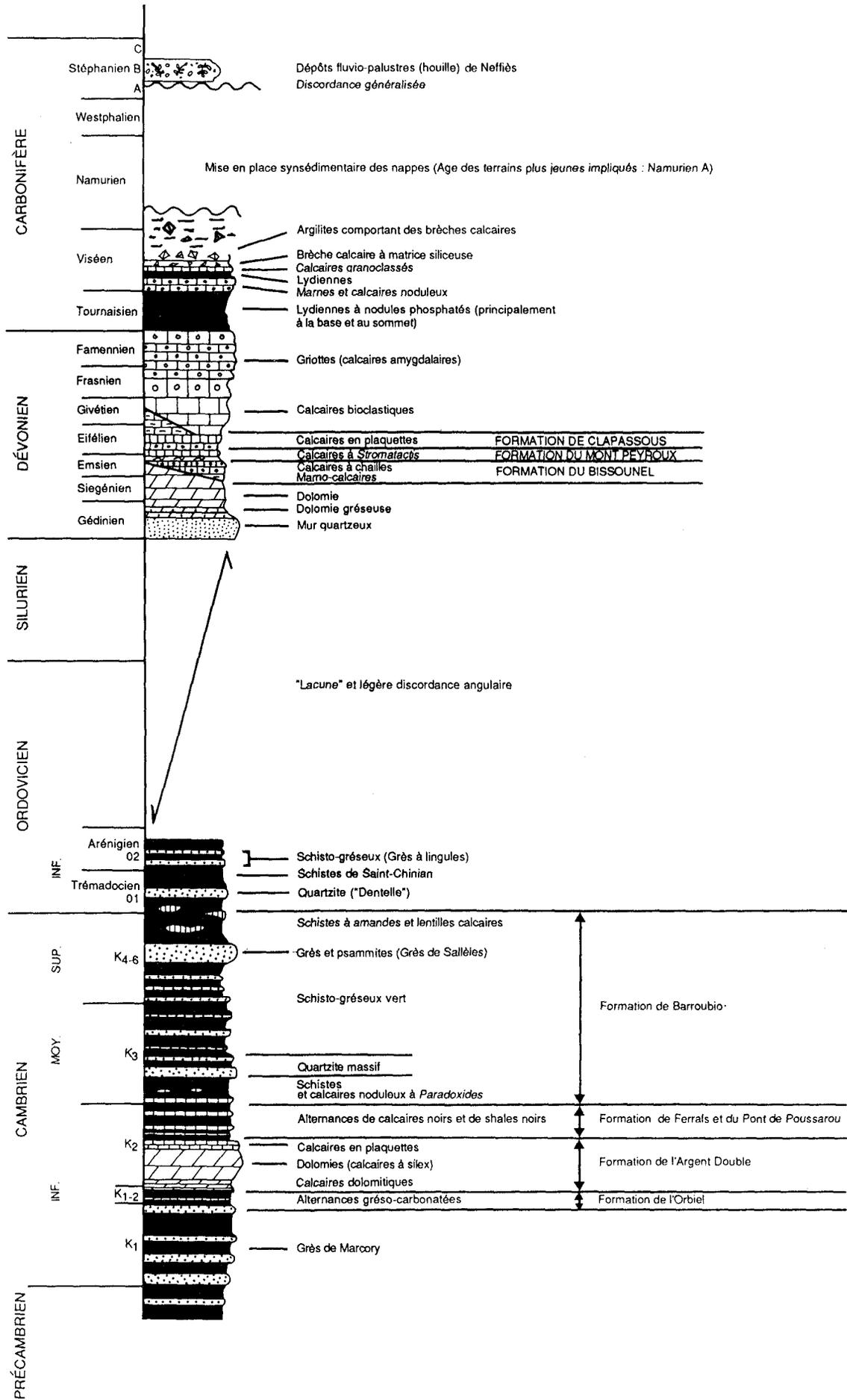
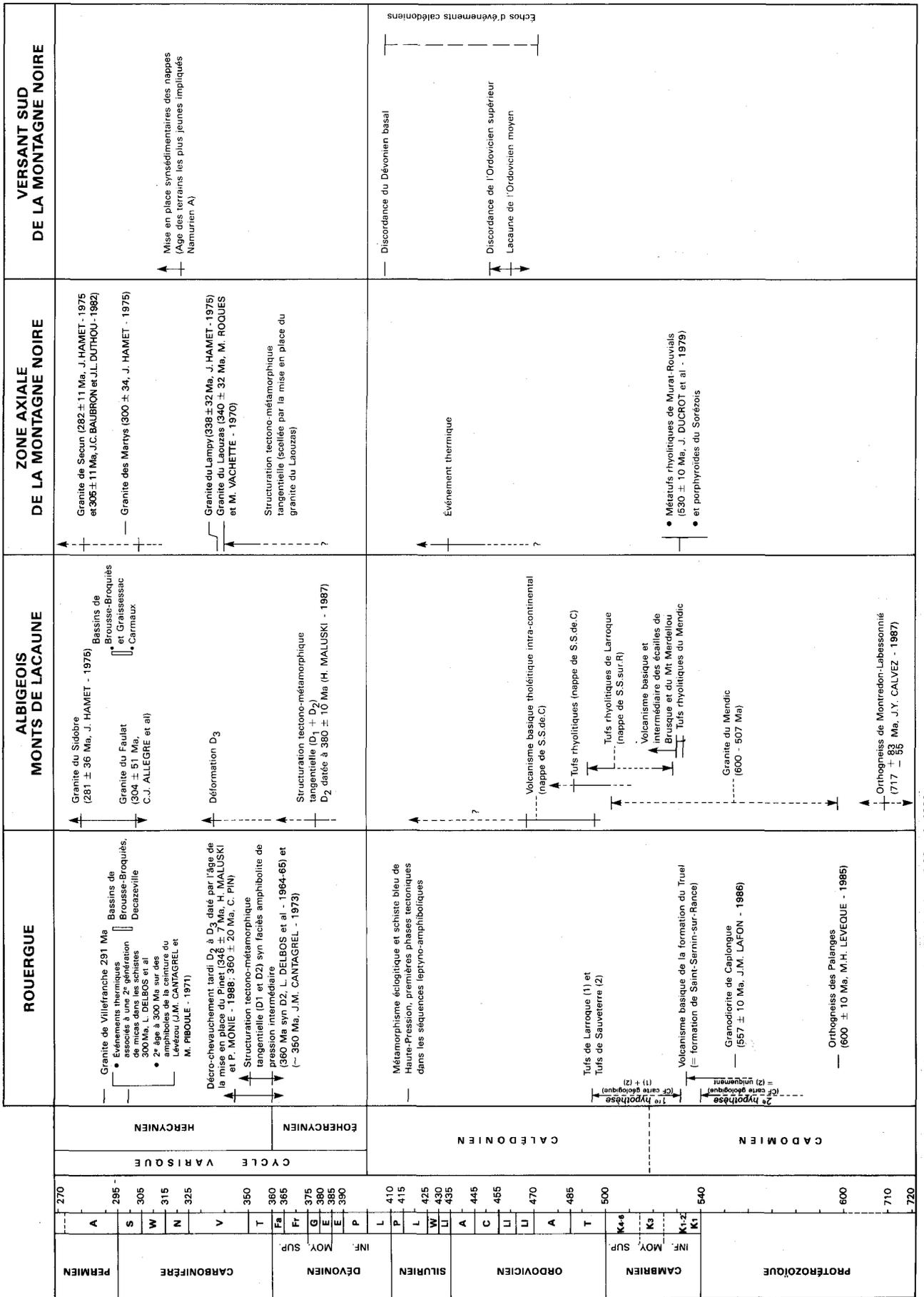


Fig. 5. - Lithostratigraphie des formations paléozoïques du versant sud de la Montagne Noire (nappe du mont Peyroux-Bissous).
 Fig. 5. - Lithostratigraphy of the Paleozoic of the south slope of the Montagne Noire (the Mont Peyroux-Bissous nappe).

Tabl. 3. - Corrélations des événements géologiques dans divers secteurs du sud-ouest Massif central.
 Table 3. - Correlations between geological events in various parts of the southwestern Massif central.



Echelle numérique des temps géologiques par G.S. ODIN et C. ODIN in Géochronique n° 35, août 1990.

En ce qui concerne la tectonique tangentielle, il n'est évidemment pas possible d'établir des corrélations directes entre la structuration D1-D2 du domaine septentrional et la mise en place des nappes du versant sud de la Montagne Noire. En effet, les âges de ces événements sont distincts :

- siluro-dévonien pour les phases de haute pression en Rouergue,
- dévonien moyen à supérieur, pour la mise en place des nappes dans le Rouergue et l'Albigeois,
- viséen moyen à namurien A, pour la formation des nappes dans le versant sud où les dépôts dévoniens, à large prédominance carbonatée et d'épaisseur réduite, témoignent d'une sédimentation de plate-forme marine stable. Un écho des déformations qui caractérisent le domaine nord peut être trouvé dans la lacune du Famennien supérieur, « les vrais griottes » étant directement surmontés par les dépôts du Tournaisien terminal (Engel *et al.*, 1980-1981).
- Aucun événement magmatique n'existe au Carbonifère supérieur dans les unités méridionales.

2. Relations entre le domaine septentrional et la zone axiale de la Montagne Noire

Si l'on prend en compte les âges obtenus pour les événements tectono-métamorphiques dans le domaine monts de Lacaune-Albigeois-Rouergue d'une part, et dans la zone axiale de la Montagne Noire d'autre part, il est possible d'établir les corrélations qui suivent :

- âges voisins pour la structuration syn-métamorphique précoce :
 - * 380 ± 20 Ma pour l'Albigeois et le Rouergue,
 - * 340 ± 22 Ma pour la zone axiale (âge du granite du Laouzas qui coïncide avec la culmination du métamorphisme et scelle les phases couchées précoces). Rappelons que le sens de déversement des plis couchés de la zone axiale est controversé : vers le nord pour M. Demange (1982), ce qui serait alors un élément de contradiction dans la corrélation zone axiale-domaine nord et vers le sud pour la plupart des auteurs, ce qui serait alors un élément de cohérence avec la vergence sud généralisée à l'ensemble de la branche méridionale de l'orogène varisque ;
- âges identiques (310 à 280 Ma) pour la structure tardive scellée par la mise en place des granitoïdes circonscrits.

Dans l'hypothèse où la tectonique tangentielle de la zone axiale est antérieure à 340 Ma, c'est-à-dire rapportée au Dévonien terminal, il y a une opposition entre la zone axiale cristalline et son flanc sud (Saint-Ponais, zone para-autochtone) qui comporte, pour G. Vignard (1976), du Carbonifère inférieur. Il convient alors de placer un contact anormal majeur entre la zone axiale et les « schistes X » ou le para-autochtone.

Pour M. Demange *et al.* (1986), les « schistes X » ne contiennent pas de Viséen. Dans ce cas, le contact anormal se situerait à hauteur des nappes méridionales.

3. Conclusions

Si l'on considère le domaine orogénique varisque s'étendant du Rouergue aux Pyrénées, on constate (tabl. 4) :

- l'existence d'un même événement tectono-métamorphique correspondant à un épisode de structuration et de magmatisme tardif, d'âge carbonifère supérieur (310 à 280 Ma). Cet épisode se traduit par une phase de plis droits en chevrons, organisée dans des couloirs de déformation à schistosité subverticale, et par la mise en place de granitoïdes calco-alcalins,
- l'existence d'un événement tectono-métamorphique dont l'âge rajeunit du nord vers le sud et qui correspond à la mise en place de nappes ou de chevauchements à vergence sud :
 - * au Dévonien moyen à supérieur pour des phases tangentielles du Rouergue, de l'Albigeois, des monts de Lacaune et de la zone axiale cristalline de la Montagne Noire (?). Des granitoïdes calco-alcalins (type Pinet) marquent la fin de la tectonique tangentielle et du métamorphisme de pression intermédiaire,
 - * au Carbonifère inférieur, pour les nappes du versant sud de la Montagne Noire et au Carbonifère moyen pour les chevauchements des Pyrénées où le métamorphisme est de type basse pression.

Si on peut admettre pour la région considérée une migration globale de la tectonique tangentielle dans le temps (Dévonien moyen à Carbonifère moyen) et dans l'espace (du nord vers le sud, c'est-à-dire de la zone interne vers la zone externe de la chaîne varisque), on doit toutefois constater qu'il existe un intervalle dans cette évolution : le domaine nord a une structuration tangentielle essentiellement dévonienne, celle du domaine sud est carbonifère inférieur à moyen. La juxtaposition tectonique des deux domaines s'est faite à hauteur de la zone axiale de la Montagne Noire. Sur le flanc sud de cette zone, des éclogites sont encaissées dans des paragneiss de la série X, non loin du contact avec les orthogneiss (Demange, 1985). Elles pourraient souligner la zone de contact (crustale ?) qui contrôlerait aussi le dôme thermique important de la zone axiale.

L'existence d'un volcanisme acide et basique, d'âge trémadocien à arénigien, et la lacune de l'Ordovicien moyen et supérieur caractérisent des événements distensifs dans le domaine nord. Dans le domaine sud, ces événements ne se traduisent apparemment que par des mouvements épirogéniques, responsables d'une lacune stratigraphique limitée à l'Ordovicien moyen et d'une discordance du Dévonien basal.

De même, le volcanisme acide et basique et les granitoïdes (Mendic, Palanges, Montredon-Labessonnié)

du Protérozoïque au Cambrien inférieur, sont inconnus dans les unités méridionales de la Montagne Noire et semblent caractériser le domaine nord.

Au point de vue géodynamique, le domaine nord était en distension du Cambrien inférieur au Silurien (volcanisme acide, volcanisme basique typique d'un magmatisme tholéitique continental). Au Dévonien, tout ce domaine témoigne d'un

régime en compression qui se traduit principalement par la mise en place des nappes ; dans le domaine nord, la sédimentation qui scelle les déformations tangentielles ne reprend qu'au Stéphanien A (bassin de Carmaux), B et C (bassins de Graissessac, Réalmont et Brousse-Broquiès). L'ouverture de ces bassins est globalement contemporaine de phases pliques tardives et des dernières intrusions de granitoïdes.

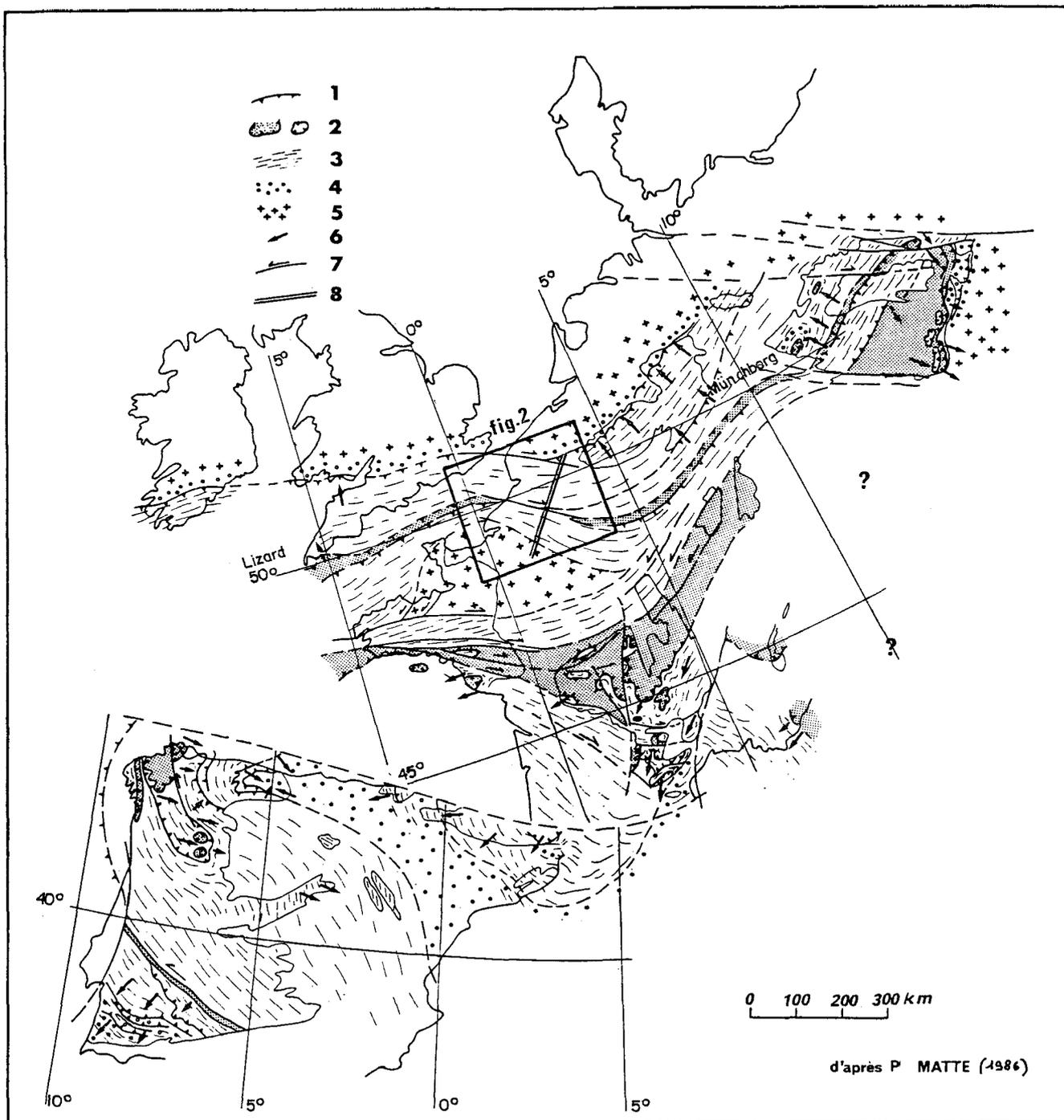


Fig. 6. - Schéma structural de la chaîne hercynienne d'Europe occidentale (Matte, 1986).

1 : principaux chevauchements ; 2 : grandes nappes cristallines internes à matériel ophiolitique et sutures ; 3 : domaines plissés et schistosés ; 4 : bassins carbonifères externes ; 5 : plates-formes et zone centrale peu ou pas déformées par la tectogenèse varisque ; 6 : vergence des chevauchements ; 7 : décrochements ductiles.

Fig. 6. - Structural diagram of the Hercynian in Westerns Europe.

1 : Main thrusts ; 2 : Major internal crystalline nappes of ophiolitic material and sutures ; 3 : Folded and schistose zones ; 4 : Carboniferous external basins ; 5 : Platform areas and central zone little or not affected by the Variscan orogeny ; 6 : Vergence of thrusts ; 7 : Ductile transcurrent faults.

3. Place du sud-ouest Massif central dans l'orogène varisque

La chaîne varisque d'Europe s'étend sur plusieurs milliers de kilomètres de long, pour 700 kilomètres de large environ, et présente une virgation majeure : l'arc ibéro-armoricain. Les monts de Lacaune, l'Albigeois et le Rouergue occupent, dans la branche sud de l'orogène, une position intermédiaire entre la zone interne cristalline, au nord, et la zone externe méridionale (fig. 6). Des modèles explicatifs intégrant les travaux réalisés aussi bien dans la zone interne que dans la zone externe de l'orogène, ont été proposés par J.-P. Bard *et al.*, (1980), A. Autran et P.-L. Guillot (1984) et P. Matte (1986). Ils sont globalement cohérents et très voisins.

Selon A. Autran, l'orogène varisque français résulterait de la superposition de quatre grandes périodes tectono-métamorphiques.

1. Subduction d'une croûte océanique et de la marge continentale amincie ; le métamorphisme de haute pression et les déformations associées en résultent. Les données radiométriques pour l'éclogitisation en Vendée, Haut-Allier et Rouergue et pour les schistes bleus de l'île de Groix datent ce métamorphisme vers 430 Ma. En Vendée, ce métamorphisme est associé à une phase de plis en fourreau dans une direction de transport orientée N 150° E.

2. Collision intra-dévonienne suivie d'une tectonique en nappes pendant le métamorphisme polyphasé « Barrovien ». Une bonne image de ces phénomènes est donnée par le Limousin où deux phases de déformations synmétamorphiques sont responsables d'un empilement de nappes : *phase D1* (aplatissement maximum, acquisition d'une foliation F1, linéations d'étirement L1 orientées N 90 à 120° E) et *phase D2*, engendrant des plis synschisteux de faible amplitude associés à l'anatexie datée à 380-375 Ma. Les déplacements seraient d'est en ouest en phase 1 et du SW au NE en phase 2. Une phase D3 plisse ensuite les nappes en grands dômes et gouttières. Le prolongement dans le Massif central sud de la zone à phases intra-dévoniennes n'est pas formellement démontrée mais probable, bien que largement oblitérée par les événements carbonifères.

3. Phase carbonifère inférieur (anté-Viséen supérieur) : le sud du Massif central constituerait une zone orogéniquement active pendant cet événement tectono-métamorphique polyphasé. En fait, son calage ne repose que sur des données radiométriques voisines de 345 Ma. On devrait à cet événement la structuration du Rouergue méridional, des Cévennes et de l'Albigeois.

4. Phase namuro-westphalienne : dans le sud du Massif central, en Montagne Noire, le métamorphisme le plus apparent est contemporain d'une tectonique polyphasée avec ploiement en dômes vers 320-330 Ma. Dans les Pyrénées, l'évolution tectono-métamorphique polyphasée est intégralement rattachée à cette phase.

Selon P. Matte (1986), les caractères de la chaîne varisque seraient ceux d'un orogène par collision et obduction, dû à la fermeture de deux océans dont on ne peut apprécier la taille : « Rhéique » au nord et « Galice-Massif central » au sud. Les âges des roches océaniques des deux sutures se concentrent autour de 500 Ma. Un magmatisme alcalin à hyper-alcalin entre 530 et 450 Ma laisse supposer que ces océans se sont ouverts au Cambro-Ordovicien. On notera que jusqu'à l'Ordovicien inclus, les magmatismes de la zone centre-armoricaine traduisent un régime en distension intra-continentale.

Le stade obduction serait marqué par les mélanges ophiolitiques siluro-dévonien de Galice et par le métamorphisme de haute pression (éclogites et schistes bleus datés entre 430 et 400 Ma) que l'on trouve tout au long de la suture sud.

La collision aurait été précoce, les grands chevauchements ayant commencé avant le Dévonien supérieur, d'après l'âge du métamorphisme barrovien et de l'anatexie (380 Ma), développés dans des matériaux continentaux.

Pour la branche de l'orogène qui nous intéresse, la migration progressive des déformations vers l'extérieur de la chaîne, entre 380 et 300 Ma, suggère à cet auteur que la collision au niveau de la suture sud a été suivie d'une « subduction continentale » vers le nord. P. Matte (*ibid.*) la compare au mécanisme de décollement croûte-manteau et empilement crustal proposé notamment par M. Mattauer (1983, 1985) pour l'Himalaya. L'épaississement crustal résultant aurait provoqué la fusion partielle de la croûte moyenne et la production des granites d'anatexie entre 370 et 300 Ma. Ce mécanisme serait également responsable du métamorphisme granulitique de la croûte inférieure, portée à des profondeurs de 30 à 60 km. Le raccourcissement intra-continentale serait de l'ordre de 600 km.

P. Matte distingue trois grands types de nappes :

- les nappes cristallines internes, dont la mise en place s'échelonne entre 380 et 350 Ma pour se terminer avant le Carbonifère inférieur. Dans le Massif central, le sens de déplacement serait vers le sud à SW, dans l'est, et vers l'ouest, dans l'ouest. L'amplitude des chevauchements pourrait atteindre 200 km,
- les nappes et plis couchés synmétamorphiques dont feraient partie les nappes de l'Albigeois et du Rouergue, en avant et sous les nappes cristallines ; ces unités plus externes se seraient formées entre 350 et 320 Ma,
- les nappes des bassins externes décollées sur un ou plusieurs niveaux préférentiels et sous lesquelles le substratum autochtone serait peu déformé.

Une autre caractéristique de la chaîne est l'existence de grands décrochements ductiles associés à des plis à plan axial vertical. Cette déformation intra-continentale, qui apparaît clairement postérieure à la mise en place des nappes et plis couchés des zones internes, est relativement bien datée grâce à la mise en place de granites syntectoniques vers 340 Ma.

Place des monts de Lacaune, de l'Albigeois et du Rouergue dans l'orogénèse varisque

Période anté-dévonienne

Du Cambrien inférieur (K₁) à l'Ordovicien (O₂), les monts de Lacaune, l'Albigeois et le Rouergue méridional témoignent de la permanence de grandes zones distensives crustales notamment soulignées par les paléostructures volcaniques (d'affinité de tholéites intra-continetales). Un autre signe de cette distension est peut-être donné par les orthogneiss du Mendic (Cambrien inférieur), de Plaisance et de Murat-sur-Vèbre datés à 530 Ma (Ducrot *et al.*, 1979). L'organisation des paléogéographies et des corps magmatiques est en accord avec celle décrite dans le bâti centre-armoricain pour la période, plus restreinte qu'ici, allant de l'Ordovicien inférieur au Silurien.

Rappelons que cette distension, dans les domaines plus septentrionaux, est marquée par un volcanisme tholéitique océanique caractérisant une marge continentale amincie, vers 482 Ma, incluse dans la série leptyno-amphibolique de Marvejols et à laquelle on peut comparer le complexe de Réalmont-Najac-Laguépie.

Période intra-dévonienne

Cette période se caractérise dans la chaîne varisque par la collision entre plaques continentales, entraînant une tectonique en nappes par obduction des unités nord sur celles du sud.

Dans les monts de Lacaune-Albigeois-Rouergue, la tectonique en nappes est dévonienne et peut être due à cette collision. Rappelons que deux phases de déformation tangentielle sont responsables de la géométrie d'ensemble des nappes à matériel essentiellement cambro-silurien :

- *phase D1* responsable des grands plis d'ordre cartographique, couchés vers le S-SW et « moulés » sur des paléorides volcaniques cambro-ordoviciennes,
- *phase D2*, correspondant au cisaillement vers le sud et engendrant des plis à axes courbes, synschisteux, synmétamorphiques et de faible amplitude. *Cette phase a été datée à 380 Ma par H. Maluski (in thèse Guérangé-Lozes, 1987) sur des muscovites,*
- *phase D3* dont les plis de faible amplitude dans la partie méridionale de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, deviennent plus au nord des plis cartographiques orientés N 110 à 130° E. Ils sont associés, dans le Rouergue oriental, à des décrochevements dextres datés à 340 Ma par l'âge du granite syntectonique du Pinet (Maluski et Monié, 1988).

Les phases tangentielles étant corrélables d'une unité structurale à l'autre, on peut penser qu'elles ont globalement le même âge dévonien moyen (380 Ma) dans le Rouergue, l'Albigeois et les monts de Lacaune. L'absence de terrains plus jeunes que le Silurien est un argument stratigraphique qui corroborerait cette datation.

Au cours des trois phases de déformation, on note une rotation de la direction moyenne de raccourcisse-

ment de NNW-SSE pour la phase D1 à N-S pour la phase D2, et enfin NE-SW pour la phase D3.

A l'échelle régionale, le déplacement des nappes et le déversement vers le sud des structures D1 et D2, quelle que soit leur dimension, est peu discutable : aux arguments cartographiques s'ajoutent des critères de sens de cisaillement. Le déversement vers le SW des structures D3 est également clairement établi.

La structuration de l'Albigeois cristallin et du Rouergue serait donc contemporaine de celle décrite plus au nord dans le Massif central et ne correspondrait pas à des événements d'âge « intermédiaire » (anté-viséen supérieur pour le Rouergue et namuro-westphalien pour les monts de Lacaune) comme le proposent P. Matte et A. Autran. L'âge éohercynien de cette structuration avait d'ailleurs été proposé par J. Guérangé-Lozes et B. Guérangé (1984), d'après des critères lithostratigraphiques et structuraux d'ordre cartographique.

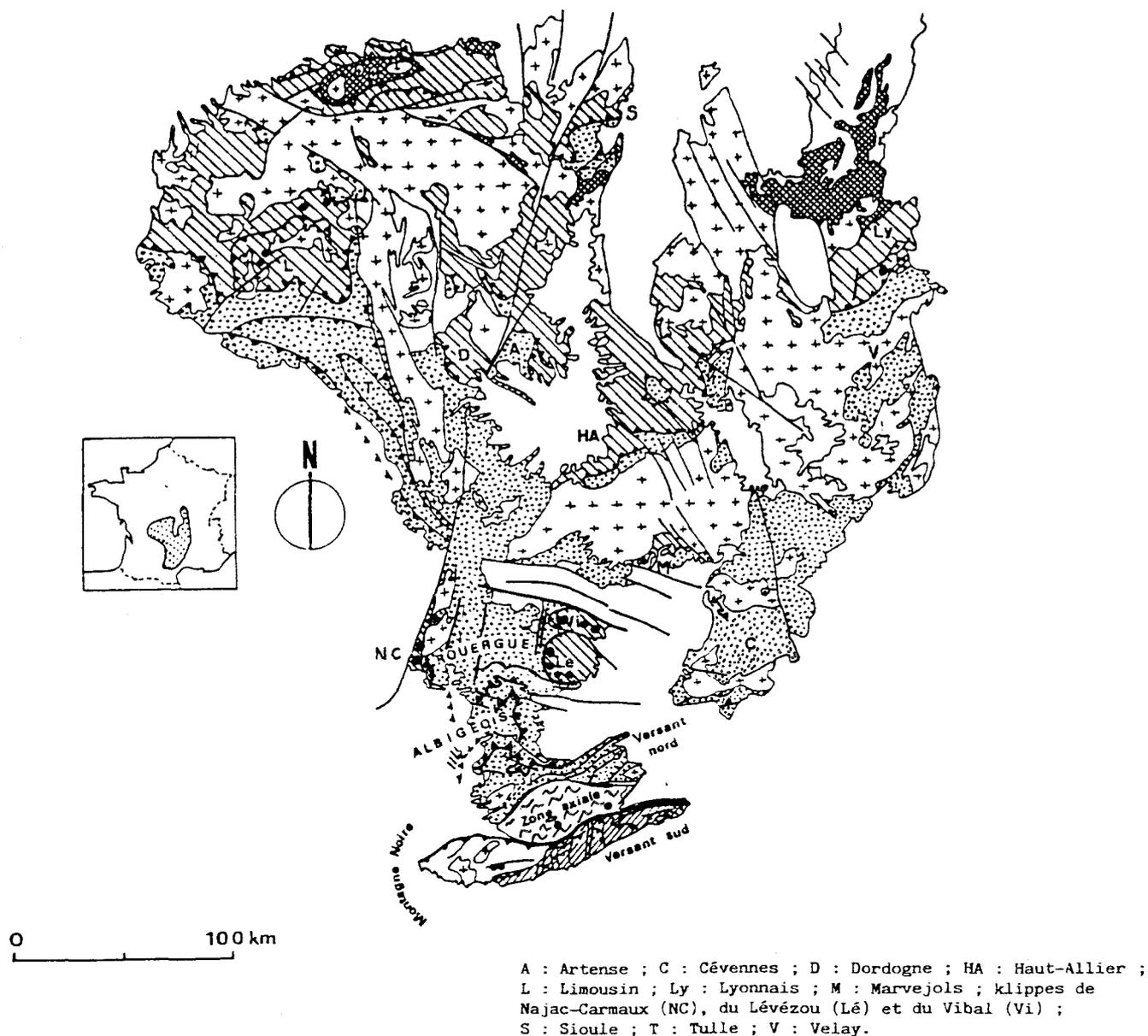
De la zone axiale de la Montagne Noire à la zone la plus interne de la branche sud de la chaîne varisque, la structuration polyphasée synmétamorphique et tangentielle serait donc globalement du même âge (dévonien moyen). Par contre, du versant sud de la Montagne Noire aux Pyrénées, la structuration polyphasée synmétamorphique et tangentielle est namuro-westphalienne (Viséen C-Namurien A dans le versant sud, post-Westphalien A dans les Pyrénées).

Cette interprétation conduit à une révision de la notion de « migration progressive », dans le temps et vers le sud, de la déformation varisque. Il faudrait alors admettre la juxtaposition de deux grands domaines orogéniques, un domaine septentrional éohercynien et un domaine méridional hercynien (namuro-westphalien). La limite actuelle entre ces deux domaines pourrait se situer soit au nord (Burg), soit au sud (Guérangé-Lozes) de la zone axiale cristalline ? (fig. 7).

Cette zone de contact correspondrait à *un accident crustal de premier ordre*. A titre d'hypothèse, la présence d'éclogites et de disthène, en bordure sud de la zone axiale, pourrait en témoigner. Cette zone de suture aurait par la suite rejoué en décrochement ductile (dextre) au Carbonifère supérieur. Le dôme gneissique qui constitue globalement la zone axiale de la Montagne Noire pourrait correspondre à un dôme thermique induit par cet accident crustal.

Période carbonifère supérieur (Stéphanien)

Les événements qui affectent le domaine nord de la zone axiale de la Montagne Noire, au cours de cette période, sont comparables à ceux de même âge reconnus dans l'ensemble de l'orogène varisque, aussi bien dans les zones internes que dans les zones externes. Ils se traduisent ici par de grands couloirs de déformation (amples plis, généralement droits et ouverts) et par un intense magmatisme, à tendance calco-alcaline. Comme dans les unités septentrionales, ces événements constituent un épisode distinct, alors que dans les unités les plus externes, comme les Pyrénées, ils suivent de peu la déformation synmétamorphique tangentielle.



LEGENDE

□ Formations post-orogéniques varisques ++ Granites varisques

DOMAINE OROGENIQUE EOHERCYNIEN (Structuration tectono-métamorphique d'âge dévonien)

▨ Nappes cristallines internes à matériel ophiolitique et éclogites(*)

▤ Nappes impliquant des formations d'âge cambro-silurien (Albigeois-Rouergue), pro-parte protérozoïque supérieur (Limousin)

DOMAINE OROGENIQUE HERCYNIE (Structuration tectono-métamorphique d'âge carbonifère inférieur)

▧ Nappes impliquant des formations d'âge cambro-namurien A (Versant sud de la Montagne Noire)

▩ Dépôts post-orogéniques dévono-dinantiens

Fig. 7. - Schéma structural du Massif central.

D'après la carte tectonique de la France à 1/1 000 000 et à partir des données de A. Autran et P.-L. Guillot (1984), J.-P. Burg *et al.* (1984) et J. Guérangé-Lozes (1987).

Fig. 7. - Structural diagram of the Massif central.

After the 1 : 1 000 000 tectonic map of France, and data from Autran and Guillot (1984), Burg *et al.* (1984) and Guérangé-Lozes (1987).

4. Conclusions

Les terrains qui composent les monts de Lacaune, l'Albigeois et le Rouergue forment une même entité géologique. Ils sont essentiellement constitués de matériaux sédimentaires, volcano-sédimentaires et volcaniques attribués au Précambrien supérieur (?) et au Paléozoïque inférieur par corrélation de faciès avec les formations datées des monts de l'est de Lacaune. Le Précambrien supérieur est représenté par les orthogneiss de Montredon-Labessonnié, des Palanges et de Caplongue.

Quatre unités lithostratigraphiques et structurales majeures, superposées, ont été mises en évidence ; du sud au nord et de bas en haut : le domaine des écaillés des monts de Lacaune, la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance et l'unité leptyno-amphibolique de Réalmont qui constitue probablement le prolongement sud de la nappe leptyno-amphibolique de Najac (Rouergue occidental). Le Lévézou est pour nous l'équivalent de Réalmont-Najac-Carmaux par-dessus l'antiforme D4-D5, ≈ N-S de l'Albigeois.

L'analyse lithostratigraphique (appuyée par une étude géochimique *in* Guérangé-Lozes, 1987) a permis de définir l'organisation séquentielle des diverses formations impliquées dans les différentes unités structurales et d'établir les grands traits paléogéographiques de la région étudiée. Régionalement, deux grands domaines paléogéographiques globalement différents peuvent être distingués au Cambro-Silurien : un domaine septentrional comprenant les monts de Lacaune, l'Albigeois et le Rouergue, plutôt à caractère de bassin distensif, et un domaine méridional comprenant le versant sud de la Montagne Noire, le massif de Mouthoumet et les Pyrénées, plutôt à caractère de plate-forme.

Le volcanisme de type distensif présente des associations variables d'une unité à l'autre (basaltes tholéitiques, tufs rhyolitiques, volcanites calco-alcalines basiques à acides) et, du sud-est au nord-ouest, envahit des tranches d'âges progressivement plus grandes et plus jeunes. Limité au Cambrien inférieur et moyen dans les écaillés des monts de Lacaune, il peut atteindre des niveaux rapportés à l'Ordovicien inférieur dans les nappes de Saint-Salvi-de-Carcavès (tufs rhyolitiques auxquels succèdent des épanchements de basaltes à caractère de tholéites intra-continetales) et de Saint-Sernin-sur-Rance (permanence des épisodes volcaniques acides du Cambrien inférieur jusqu'à l'Arénigien ?). Les éruptions se sont, pour l'essentiel, produites en milieu sous-marin. Les corps volcaniques constituent des rides actuellement orientées N 60 à 80° E.

L'analyse structurale, contrôlée par la cartographie géologique détaillée, a permis de distinguer deux grands événements tectoniques distincts, qui concourent à la structuration de cette région :

- *un événement tectono-métamorphique majeur, d'âge dévonien moyen à supérieur (380-350 Ma)*, se caractérisant par un plissement polyphasé, synmétamor-

phique, induisant la mise en place des nappes faiblement pentées vers le nord,

- *un événement tectonique composite tardif (D4 et D5), d'âge carbonifère supérieur* qui est responsable de déformations souples de large amplitude et de déformations cassantes associées, en relation avec du plutonisme stéphanien,
- entre la structuration tangentielle majeure et la structuration tardive, les datations obtenues sur les granites anatectiques du Laouzas en Montagne Noire (environ 340 Ma) et sur les micas du Rouergue et de la Montagne Noire (K/Ar, ³⁹Ar/⁴⁰Ar, Rb/Sr) indiquent un âge à la limite Dévonien-Carbonifère.

La structuration interne précoce de chaque unité structurale apparaît comme le produit de deux phases de déformation tangentielle superposées (D1 et D2), corrélables d'une unité à l'autre, et présentant un gradient de déformation croissant du sud vers le nord, unité structurale par unité structurale, et phase par phase. La nappe de Saint-Sernin-sur-Rance est affectée en outre par une déformation D3 qui lui est spécifique.

La déformation D1 se traduit par des plis d'ordre cartographique, de direction axiale NE-SW et couchés vers le SE. Ces plis, aschisteux dans les monts de Lacaune, admettent une schistosité synmétamorphique comme plan axial dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès. Ils sont soupçonnés dans la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, où la schistosité S1, en relique, est généralement transposée par les schistosités S2 et S3.

La déformation D2, qui se superpose sans équivoque au plissement D1, en lui succédant en continuité, se caractérise par :

- un cisaillement ductile (surfaces de cisaillement basales des nappes et cisaillements satellites internes),
- un plissement complexe (plis à axes courbes), synschisteux et synmétamorphique, d'amplitude au maximum hectométrique.

Les schistosités synmétamorphiques S1 et S2 affectent avec les mêmes caractères le complexe leptyno-amphibolique de Réalmont-Carmaux-Najac.

La déformation D3, à l'échelle de l'affleurement, est spécifique de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance. Elle se caractérise par un plissement en chevrons, d'amplitude au maximum décamétrique dans la partie méridionale de la nappe, puis progressivement d'ordre cartographique au nord de Lédergues, où il s'associe à des décrochevements dextres (NW-SE), contrôlant la mise en place des granitoïdes type Pinet.

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

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

L'orientation de la linéation d'étirement (N 170° E à N 10° E), visible notamment dans les quartzites et les tufs rhyolitiques situés immédiatement sous la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, précise la direction du déplacement.

Dans ce schéma d'empilement de nappes, les unités les plus septentrionales (nappes de Saint-Sernin-sur-Rance et complexes leptyno-amphiboliques de Réalmont, Najac, Lévézou et Le Vibal) apparaissent comme les nappes majeures de l'Albigeois et du Rouergue cristallins. Le domaine des monts de Lacaune, qui présente le degré de déformation le moins élevé, pourrait constituer soit « un front de chevauchement » se terminant par plusieurs branches délimitant les écaïlles, soit un para-autochtone déformé par l'avancée des nappes.

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

La déformation D4 correspond à un plissement d'amplitude cartographique de direction N 60° E, contemporain de la mise en place du granite du Sidobre vers 280 Ma et associé à plusieurs familles d'accidents cassants.

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

L'âge des déformations D4 et D5 est carbonifère supérieur (Stéphaniens).

5. Références bibliographiques citées dans le texte ou consultées pour l'établissement des cartes géologiques

ALI BEN AYA M. (1989). - Étude géologique des monts du Minervois : conséquences sur les minéralisations polymétalliques du district aurifère de Salsigne (Montagne Noire, France). Thèse Univ., Toulouse.

ALLEGRE C.-J., HAMET J. (1972). - Age des orthogneiss de la zone axiale de la Montagne Noire (France) par la méthode ^{87}Rb - ^{87}Sr . *Contrib. Minéral. Pétrol.*, **34**, pp. 251-257.

ALLEGRE C.-J., HAMET J., JAVOY M. (1968). - Étude des rapports isotopiques ^{87}Sr - ^{86}Sr et 180/160 du massif granitique du Faulat et ses filons. Datation et pétrogénèse. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **266**, (D), pp. 2180-2183.

ALSAC C., CABANIS B., GUÉRANGÉ-LOZES J., BEZIAT D. (1987). - Caractères magmatiques du volcanisme basique ordovicien de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès dans l'Albigeois cristallin. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **305**, (2), pp. 1199-1205.

ALSAC C., DONNOT M. (1978). - Le volcanisme cambrien de l'unité de Brusque dans les monts de l'est de Lacaune. *BRGM Rés. sci. et tech.*, **628**, p. 30 d'après rapport interne, 17 p.

Sur la base des données radiométriques acquises, l'âge de la structuration tectono-métamorphique tangentielle majeure du Rouergue, de l'Albigeois cristallin et des monts de Lacaune peut être globalement rapporté au Dévonien moyen-supérieur (380-350 Ma), c'est-à-dire à l'orogénèse éovarisque. L'absence, au nord de la Montagne Noire, de terrains anté-orogéniques plus jeunes que le Silurien est une donnée d'ordre stratigraphique qui pourrait corroborer cette attribution d'âge. L'hypothèse d'un transport en bloc, plus tardif, vers le sud, des structures tangentielles dévoniennes de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance n'est pas à écarter a priori, mais deux objections peuvent être formulées : d'une part la cohérence de la structuration tangentielle dans l'ensemble du domaine au nord de la zone axiale de la Montagne Noire et, d'autre part l'absence de traces d'un tel déplacement, les rejeux tardifs des surfaces de chevauchement restant limités et se faisant au contraire vers le nord (en failles normales).

De toutes façons, les grands décro-chevauchements D3, d'âge à la limite Dévonien-Carbonifère (350 Ma), scellent la mise en place des nappes et « fossilisent », à cet âge-limite le plus jeune, la superposition des différentes unités structurales telle que l'on peut l'observer actuellement : superposition de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance sur la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès et superposition de cette dernière sur les écaïlles des monts de Lacaune.

Ces dernières données, si elles étaient confirmées, conduiraient à envisager un hiatus de quelques dizaines de millions d'années entre la structuration d'un domaine septentrional, Rouergue-Albigeois-monts de Lacaune et celle d'un domaine méridional, comprenant le versant sud de la Montagne Noire, le massif de Mouthoumet et les Pyrénées. Dans cette hypothèse, la zone de transition entre ces deux domaines pourrait se situer à hauteur de la zone axiale cristalline de la Montagne Noire. Notons, par ailleurs, que ces deux grands domaines constituent des ensembles paléogéographiques hétéropiques, aujourd'hui contigus.

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 Univ. Montpellier, Pub. USTELA Géol. Struct., **1**, 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, pp. 231-243.

AUTRAN A., GUILLOT P.-L. (1984). - Chevauchements synmétamorphes varisques (Limousin). *Doc. BRGM Fr.*, n° **80**, 232 p.

BARAS E. (1979). - Le dôme « orthogneissique » de Montredon-Labessonnié (Tarn) et son enveloppe métamorphique. Thèse 3^e cycle, Toulouse.

BARD J.-P., LOUEYIT J. (1978). - Sur l'origine des gneiss ocellés de l'Espinouse dans la zone axiale de la Montagne Noire (Massif central). Conséquences tectoniques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **5**, pp. 751-772.

BARD J.-P., RAMBELOSON R. (1978). - Métamorphisme plurifacial et sens de variation du degré géothermique durant la tectogenèse polyphasée hercynienne dans la partie orientale de la zone axiale de la Montagne Noire (Massif du Caroux, sud du Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **5-6**, pp. 579-586.

BARD J.-P., BURG J.-P., MATTE P., RIBEIRO A. (1980). - La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. *Mém. BRGM Fr.*, **108**, pp. 233-246.

- BARRAU (de) H. (1841). - Aperçu géologique du Département de l'Aveyron. *Annuaire du département de l'Aveyron*, 69.
- BAUBRON J.-C., DUTHOU J.-L. (1982). - Résultats analytiques BRGM inédits.
- BAYER R., HIRN A. (1987). - Données géophysiques sur la structure profonde de la croûte hercynienne dans l'arc Ibéro Armoricain et le Massif central français. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, pp. 561-574.
- 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 3^e cycle, Montpellier, 191 p.
- BEQU-GIRAUDON J.-F., GONZALEZ G. (1986). - Maturation de la matière organique dans le bassin stéphanien de Graissessac (Hérault). Liaison entre structure et métamorphisme des charbons ; signification régionale. BRGM, *Géologie de la France*, n° 3, pp. 339-344.
- BERGERON J. (1889). - Étude géologique du massif ancien situé au sud du « Plateau central ». Thèse Fac. Sci. Paris, *Ann. Sci. Géol.*, **22**, 362 p., 1 carte géol. à 1/320 000.
- BERGERON J. (1904). - Note sur les nappes de recouvrement du versant méridional de la Montagne Noire et des Cévennes aux environs du Vigan. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **4**, pp. 180-194.
- BERGERON J. (1905). - Sur la tectonique de la région située au nord de la Montagne Noire. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **111**, pp. 466-467.
- BEZIAT P. (1973). - Style des déformations et figures d'interférence sur la bordure sud-est du Sidobre (versant nord de la Montagne Noire). *Bull. BRGM*, (IV), n° 3, pp. 161-183.
- BEZIAT P., BLES J.-L., FORTUNE J.-P., LHEGU J. (1982). - Les filons à fluorine de l'Albigeois. Présentation générale, guides de prospection. *Bull. BRGM*, (II), n° 4, pp. 417-426.
- BLAVIER (1806). - Statistique géologique et minéralogique du département de l'Aveyron. *Journal des Mines*, **19** et **20**.
- BLES J.-L., BEZIAT P., LOZES J., ROUBICHOU P. (1981). - Étude structurale des schistes et des filons de fluorine de l'Albigeois. Rapport BRGM, 81 SGN 661 GEO, 54 p.
- BODINIER J.-L. (1983). - Étude géochimique du massif basique et ultrabasique de Najac (Aveyron). Conséquences géotectoniques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **2**, pp. 185-193.
- BODINIER J.-L. et BURG J.-P. (1980-1981). - Évolution métamorphique et tectonique des séries cristallophylliennes du Rouergue occidental : mise en évidence d'un chevauchement dans la région de Najac (Aveyron). *Bull. BRGM* (2), (I-4), pp. 315-339, 1 carte hors-texte.
- BOISSE A. (1852). - Recherches sur les gîtes métallifères du département de l'Aveyron et leurs relations avec divers produits plutoniques. *Ann. Mines*, **5**, (2).
- BOGDANOFF S. (1968). - Aspect et âge de l'anatexie dans la zone axiale de la Montagne Noire, Espinouse (Hérault). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **267**, pp. 1565-1566.
- BOGDANOFF S. (1970). - Contribution à l'étude géologique de l'extrémité orientale de la zone axiale granito-gneissique de la Montagne Noire (Mont de l'Espinouse, Hérault). *Bull. BRGM*, (II), n° 1, pp. 1-28.
- BORREL A. (1979). - Le massif granitique du Sidobre : pétrographie, structure, relations mise en place, cristallisation. Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- BORREL A., LELUBRE M. (1978). - Le granite du Sidobre : étude pétrologique et structurale. Compte rendu de fin d'étude, action concertée : étude du district plomb-zincifère allant de Castres à Brassac (Tarn), 19 p.
- BOUCHARDON J.-L., DECHOMETTS R., DEMANGE M. (1979). - A 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. Fr.*, **288** D, pp. 1067-1071.
- BOUCHARDON J.-L. (1987). - Évaluation des conditions de Pression-Température du « top » métamorphique des éclogites du Lévézou (Rouergue, Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **305**, n° 2, pp. 271-275.
- BOYER-GUILHAUMAUD C. (1974). - Les volcanites de la Montagne Noire (SE du Massif central), pp. 112-135. In : *Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif armoricain*. Thèse d'État, Orsay, 384 p.
- BRUNEL M. (1972). - Étude de la tectonique hercynienne polyphasée dans le massif granitique pré-hercynien du Mendic et son enveloppe sédimentaire. Versant nord de la Montagne Noire (Massif central français). Thèse 3^e cycle, Montpellier.
- BRUNEL M. (1974). - La phase hercynienne majeure dans le versant nord de la Montagne Noire (est de Lacaune, Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **278**, pp. 991-994.
- BURG J.-P., MATTE P. (1978). - A cross section through the French Massif Central and the scope of its Variscan Evolution. *Z. dt. Geol. Ges.*, **129**, pp. 429-460.
- BURG J.-P., TEYSSIER C. (1983). - Contribution à l'étude tectonique et microtectonique des séries cristallophylliennes du Rouergue Oriental. La déformation des laccolites syntectoniques, type Pinet. *BRGM, Géologie de la France*, n° 1-2, pp. 3-30, 1 carte hors-texte.
- BURG J.-P., DELOR C., LEYRELOUP A. (1984). - Structures tangentielles en Rouergue oriental : arguments tectoniques et microtectoniques. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **298**, II, pp. 375-378.
- BURG J.-P., DELOR C., LEYRELOUP A. (1986). - Le massif du Lévézou et les séries adjacentes du Rouergue Oriental. Nouvelles données pétrographiques et structurales. BRGM, *Géologie de la France*, n° 3, pp. 229-272, 1 carte hors-texte.
- BURG J.-P., DELOR C.-P., LEYRELOUP A., ROMNEY F. (1989). - Inverted metamorphic zonation and Variscan thrust tectonics in the Rouergue area (Massif central, France) : P-T-t record from mineral to regional scale. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **43**, pp. 423-439.
- CABISOLE (de) B. (1985). - Interprétation des données gravimétriques dans le bassin d'Albi et préparation de la campagne gravimétrique accompagnant ECORS. DEA, Montpellier.
- CANTAGREL J.-M. (1973). - Signification des âges à l'argon déterminés sur les amphiboles dans les socles métamorphiques anciens. *Ann. Sci. Univ. Clermont*, **50**, 282 p.
- CANTAGREL J.-M., DUTHOU J.-L., BERNARD-GRIFFITHS J. (1978). - Geochronology of paleozoic magmatism in the Massif Central (France) : its connection with tectonism and metamorphism. *U.R.C.S. Open File Report*, 78-701, pp. 55-58.
- CANTAGREL J.-M., PIBOULE M. (1971). - Mesure par la méthode à l'argon, de l'âge du métamorphisme de quelques métabasites du Rouergue cristallin (Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **272**, (D), pp. 1731-1734.
- CANTAGREL J.-M., PIBOULE M. (1972). - Nouvelles données radiométriques Rb-Sr sur les formations granitiques du Rouergue oriental (Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **274**, (D), pp. 2125-2128.
- CAPER A J.-C., COURTESSOLE R., PILLET J. (1975). - Biostratigraphie de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire (France méridionale) Trémadocien inférieur. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, III (3-4), pp. 337-380.
- CARME F. (1974 a). - Tectoniques superposées dans le Haut-Allier, mise en évidence d'une mégastructure tangentielle formée aux dépens d'un socle plus ancien. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **278**, (D), pp. 2501-2504.
- CARME F. (1974 b). - Idées nouvelles sur le style et l'ampleur de la tectonique hercynienne à la marge sud de la zone Arverne (Massif central). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **278**, (D), pp. 2613-2616.
- CARRON J.-P., COLLOMB P. (1959). - Quelques aspects du volcanisme cambrien inférieur dans l'Est de la Montagne Noire. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, **7**, pp. 196-197.
- CENTENE A. (1977). - Nouvelles données biostratigraphiques (conodontes) sur le Silurien des monts de Lacaune (Montagne Noire, France). 5^e Réunion. *Ann. Sci. Terre, Soc. géol. Fr. Éd.*, Rennes, p. 140.
- COLLOMB P. (1969). - Orogenèses superposées et datations stratigraphiques dans les régions hercyniennes métamorphiques du Sud de la France. *Géol. Ass. Canada Spec. Pap.*, **5**, pp. 89-104.
- COLLOMB P. (1952). - Caractères principaux des terrains cristallophylliens du Rouergue occidental. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **234**, p. 2630.
- COLLOMB P. (1970). - Étude géologique du Rouergue cristallin. *Mém. Serv. expl. Carte Géol. dét. Fr.*, 419 p.
- COLLOMB P. (1982). - Colloque national, programme Géologie Profonde de la France. *Doc. BRGM*, n° **39**, pp. 228-230.
- COLLOMB P., ELLENBERGER F., FUCHS Y. (1962). - Sur l'âge et la nature du métamorphisme hercynien de la région de Lamalou-les-

- Bains (zone axiale de la Montagne Noire, Hérault). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 70-71.
- COLLOMB P., MEYZINDI C. (1984). - Résultats préliminaires sur les caractères de la limite Rouergue-Albigeois. Colloque national, programme Géologie Profonde de la France. 10^e Réunion. *Ann. Sci. Terre, Soc. géol. Fr. Éd.*, Bordeaux, p. 145.
- CORPEL J., DEBGLIA-MARCHAND N., GUÉRANGÉ-LOZES J. (1987). - Apport de la gravimétrie à la cartographie géologique et structurale de l'Albigeois. *Rapp. BRGM*, n° 87 DT 015 GPH.
- COURTESOLE R. (1967). - Contribution à la connaissance de la paléontologie et de la stratigraphie du Cambrien moyen de la Montagne Noire (versant méridional). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, **103**, (3-4), G, pp. 491-526, 6 planches photographiques.
- COURTESOLE R. (1973). - Le Cambrien moyen de la Montagne Noire, biostratigraphie. Imprimerie d'Oc, Toulouse, 248 p.
- COURTESOLE R., PILLET J., VIZCAINO D., ESCHARD R. (1985). - Études biostratigraphiques et sédimentologiques des formations arénacées de l'Arénigien du Saint-Chinianais oriental (Hérault), versant sud de la Montagne Noire (France méridionale). *Mém. Soc. Études Sci. Aude*, Carcassonne, 100 p.
- COUTURIER P. (1980). - Contribution à l'étude géologique et géologique du district à fluorine de l'Albigeois cristallin. Région de Mont-Roc, le Burg (Tarn). Thèse de 3^e cycle, Toulouse.
- DAHLSTROM C.D.A. (1970). - Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, **18**, pp. 332-406.
- DEBAT P. (1968). - Plis couchés et structures chevauchantes dans le Cabardès (Montagne Noire sud-occidentale). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 148-149.
- DEBAT P. (1974). - Essai sur la déformation des gneiss de la Montagne Noire occidentale. Thèse d'État, Toulouse, 468 p.
- DEBAT P., DERAMOND J., FERRET B., LELUBRE M., SOULA J.-C. (1981). - Évolution structurale de l'Ouest de la Montagne Noire : les schistes X du versant sud et la minéralisation. Compte rendu de l'action concertée « Étude du district métallifère de Salsigne (Aude) et des schistes X du flanc sud de la Montagne Noire », 28 p.
- DEBAT P., VIDAL J.-L. (1981). - Essai sur la déformation des orthogneiss (exemple pris dans la Montagne Noire occidentale). *Mém. Soc. géol. Fr.*, nlle série, **141**, pp. 1-80.
- DEBERTRAND T. (1983). - Étude stratigraphique, pétrographique et structurale des écaillies cambriennes du dôme de Viane de Brassac au Col de la Bassine (Tarn). Travail d'option, École des Mines de Paris.
- DECHOMETS R. (1978). - Le gîte de fluorine de Trébas (Tarn, France). Pétrographie, tectonique, géologie, métallogénie. Thèse de 3^e cycle, Lyon.
- DELBOS L., LASSERRE M., ROQUES M. (1964-1965). - Géochronologie et rétro-morphose dans la série cristallophyllienne du Rouergue (Massif central français). *Sci. Terre*, Nancy, 10, (3-4), pp. 329-342.
- DELOR C. (1986). - Métamorphisme et géothermobarométrie d'un segment crustal charrié en zone profonde : le Rouergue cristallin (Massif central, France). Thèse de Doctorat, Montpellier.
- DELOR C., LEYRELOUP A., BODINIER J.-L., BURG J.-P. (1986 a). - Découverte d'éclogites à glaucophane dans la klippe de Najac (Massif central, France), nouveaux témoins océaniques d'un stade haute pression dans la chaîne de collision varisque. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **302**, 2, pp. 739-744.
- DELOR C., LEYRELOUP A., BURG J.-P. (1986 b). - Nouveaux arguments pétrologiques en faveur de l'alloctonie du Lévézou (Massif central, France) : les enclaves basiques des granites calco-alcalins et des métacornéennes associées. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **301**, II, pp. 1037-1042.
- DELOR C., BURG J.-P., GUIRAUD M., LEYRELOUP A. (1987). - Les métapélites à phengite-chloritoïde-grenat-staurotite-disthène de la klippe de Najac-Carmaux : nouveaux marqueurs d'un métamorphisme de haute pression varisque en Rouergue occidental. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **305**, II, pp. 589-595.
- DÉLÉPONT G. (1973). - La série métamorphique de l'Albigeois à l'Est de Réalmont (Tarn). Étude microtectonique. Thèse de 3^e cycle, Toulouse, 86 p.
- DELSAHT B. (1981). - Dynamique du bassin de Carmaux (Tarn) et géologie du Stéphano-Permien des environs (entre Réalmont et Najac). Thèse de 3^e cycle, Toulouse.
- DEMANGE M. (1975). - Style pennique de la zone axiale de la Montagne Noire entre Saint-Pons et Murat-sur-Vèbre (Massif central). *Bull. BRGM Fr.*, (2), n° 1-2, pp. 91-139.
- DEMANGE M. (1978). - Schéma structural de la partie orientale du massif de l'Agout (Montagne Noire). *Bull. BRGM Fr.*, (2), n° 1-2, pp. 45-49.
- DEMANGE M. (1980-1981). - Le métamorphisme mésozonal progressif des roches péliques du flanc nord du massif de l'Agout (Montagne Noire). *Bull. BRGM Fr.*, (2), (1-4), pp. 269-291.
- DEMANGE M. (1982). - Étude géologique du massif de l'Agout, Montagne Noire. Thèse d'État, Université de Paris IV, 647 p.
- DEMANGE M. (1985). - The eclogite-facies rocks of the Montagne Noire, France. *Chem. Geol.*, **50**, pp. 173-188.
- DEMANGE M., GATTONI L. (1986). - Le métamorphisme progressif des formations d'origine péliques du flanc sud du massif de l'Agout (Montagne Noire, France). 1^{re} partie : isogrades et faciès. 2^e partie : variations de la composition chimique des minéraux. *Bull. Minér.*, **101**, pp. 334-355.
- DEMANGE M., JAMET P. (1986). - L'accident majeur Mazamet-Tantajo (Montagne Noire) : Décrochement tardi-hercynien et faille inverse pyrénéenne. *Bull. BRGM*, n° 3, pp. 273-280.
- 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. Fr.*, **567**, (D), pp. 24110-24112.
- DEMANGE M., ISSARD H., PERRIN M. (1986 a). - 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). *BRGM, Géologie de la France*, n° 3, pp. 281-292.
- DEMANGE M., GOUTAY R., ISSARD H., PERRIN M. (1986 b). - Présence de disthène épizonal dans la zone axiale de la Montagne Noire (Massif central, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, pp. 525-526.
- DEMAÏ A. (1931 a). - Contribution à l'étude de la tectonique hercynienne anté-stéphaniennne dans les Cévennes méridionales et dans le Rouergue. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **5**, (1), pp. 663-696.
- DEMAÏ A. (1931 b). - Sur la tectonique hercynienne des Cévennes méridionales et du Rouergue. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **193**, pp. 944-946.
- DEMAÏ A. (1935). - Sur les relations des schistes sériciteux des Cévennes méridionales et du Rouergue, et du massif granito-gneissique du Ségala et du Lévézou. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **5**, (5), pp. 3-18.
- DEMAÏ A. (1942). - Microtectonique et tectonique profonde. Cristallisations et injections magmatiques syntectoniques. *Mém. Serv. carte géol. Fr.*, 260 p.
- DEMAÏ A. (1948). - Tectonique anté-stéphaniennne du Massif central. *Mém. Serv. expl. carte Géol. dét. Fr.*, 259 p.
- DONNOT M., GUÉRANGÉ B. (1969). - Coupe du Cambro-ordovicien de l'Hospice de France au port de Vénasque (Luchon, Haute-Garonne, Pyrénées centrales). *Rapp. Int. BRGM*, 69 SGL 080 GEO.
- DONNOT M., GUÉRANGÉ B. (1978). - Le synclinorium cambrien de Brusque. Implications stratigraphiques et structurales dans les monts de l'est de Lacaune (Tarn, Aveyron, Hérault) — versant nord de la Montagne Noire. *Bull. BRGM Fr.*, (2), (1-4), pp. 333-363.
- DONNOT M., FOURNIER B., LULLIN J.-L., MILESI J.-P., POUIT G. (1982). - Les minéralisations polymétalliques Cu-Pb-Zn du Paléozoïque français. Action de recherche et développement de la CEE. *Rapp. BRGM*, 82 SGN 840 GMX.
- 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.*, **4**, pp. 501-505.
- DURAND J. (1937). - Sur la structure du pays cristallin du Rouergue et de l'Albigeois. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **205**, pp. 160-162.
- DURAND J., RAGUIN E. (1932). - Sur le granite de la région de Pinet (Aveyron). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **195**, pp. 580-582.
- DURAND B. (1966). - Le gisement plombo-zincifère de Peyrebrune (Tarn). Thèse 3^e cycle, Nancy.

- DURAND B., GAGNY C. (1966). - Observations sur le mode de gisement et les conditions de mise en place des coulées volcaniques spilitisées de Peyrebrune (région de Réalmont, Tarn, France). *Geol. Rundschau*, **55**, pp. 329-341.
- DURAND B., NICOLAS A., WEPPE M. (1964). - Présence de débits en coussin-pillow lavas dans un ensemble volcano-sédimentaire de « l'Albigeois cristallin », région de Réalmont (Tarn). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, **B**, pp. 300-302.
- DUTHOU J.-L., CANTAGREL J.-M., DIDIER J., VIALETTE Y. (1984). - Paleozoic granitoids from the French Massif Central : age and origin studied by ^{87}Rb - ^{87}Sr system. *Phys. Earth Planet. Int.*, **35**, pp. 131-144.
- ECHTLER H., MALAVIEILLE J. (1990). - Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif Central). *Tectonophysics*, **177**, pp. 125-138.
- 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. Soc. géol. Fr.*, pp. 226-227.
- ELLENBERGER F., SANTARELLI N. (1974). - Les « schistes X » de la Montagne Noire orientale : distinction d'unités lithostratigraphiques et conséquences tectoniques. *C.R. Soc. géol. Fr.*, **278**, (D), pp. 2409-2412.
- ENGEL W., FEIST R., FRANKE W. (1980-1981). - Le Carbonifère anté-stéphanien de la Montagne Noire : rapports entre mise en place des nappes et sédimentation. *Bull. BRGM Fr.*, (2), (I-4), pp. 341-389.
- ENGEL W., FRANKE W. (1983). - Flysch sedimentation : its relations to tectonism in the European variscides. In : H. Martin et F.W. Edel éditeurs. « Intracontinental Fold Belts ». Springer Verlag, Berlin.
- FEIST R., COURTESOLE R. (1984). - Découverte de Cambrien supérieur à trilobites de type Est-asiatique dans la Montagne Noire (France méridionale). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **298**, (II), pp. 177-182.
- FEIST R., GALTIER J. (1985). - Découverte de flores d'âge namurien probable dans le flysch à olistolites de Cabrières (Hérault). Implication sur la durée de la sédimentation synorogénique dans la Montagne Noire (France méridionale). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **300**, (II), pp. 207-212.
- FERRET B. (1983). - Les « schistes X » du Cabardès (versant sud de la Montagne Noire). Déformation et métamorphisme. Thèse 3^e cycle, Toulouse, 191 p.
- FERRET B., COURJAULT-RADE P., LELUBRE M. (1983). - Arguments paléogéographiques et structuraux en faveur de l'attribution des « schistes X » de la Montagne Noire (Aude, Hérault) au Cambrien inférieur 1 (K1). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **296**, II, pp. 1195-1198.
- FOURNIER-VINAS C., DEBAT P. (1970). - Présence de micro-organismes dans les terrains métamorphiques précambriens (« schistes X ») de l'Ouest de la Montagne Noire. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, 12, pp. 351-355.
- FOURNIER-VINAS C., DONNOT M. (1977). - Présence d'Acritarches dans l'Ordovicien inférieur et le Cambrien des monts de l'est de Lacaune (Aveyron). Versant Nord de la Montagne Noire. *Bull. BRGM*, (2), n° 2, pp. 121-129.
- GACHET L. (1983). - Volcanisme cambrien des unités de Brusque et du Merdellou (monts de l'est de Lacaune). Approches pétrographique et structurale. Thèse 3^e cycle, Lyon, 133 p.
- GAERTNER (Von) H.R. (1937). - Der bau des Französischen Zentralplateaus. *Geol. Rundschau*, **28**, pp. 48-68.
- GATTONI L. (1976). - Étude du métamorphisme progressif sur le flanc sud du Massif de l'Agout (Montagne Noire). Travail d'option, Éc. Norm. Sup. Paris, 135 p.
- GEBAUER D., GRUNENFELDER M. (1974). - Rb-Sr whole rock dating of late diagenetic to anchimetamorphic, paleozoic sediments in southern France (Montagne Noire). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **47**, pp. 113-130.
- GEBAUER D., GRUNENFELDER M. (1976). - U-Pb zircon and Rb-Sr whole rock dating of low grade metasediments. Example : Montagne Noire (Southern France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **59**, pp. 13-32.
- GEBAUER D., GRUNENFELDER M. (1982). - Geological development of the Hercynian belt of Europe based on age and origin of high grade and high pressure mafic and ultramafic rocks. *First Int. Conf. on Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology*, Nikko, pp. 111-112.
- GEBAUER D., BERNARD-GRIFFITHS J., KREBS O., GRUNENFELDER M. (1978). - U-Pb systematics of zircon and monazite on mafic to ultramafic complex and its country rocks : Sauviat-sur-Vige, french Massif Central. *U.S.G.S. Open File Report*, 78-701, pp. 131-133.
- GEZE B. (1949). - Étude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, **29-62**, 215 p.
- GIGNOUX N. (1978). - Étude gravimétrique du complexe leptynomphibolitique du Lévézou (Rouergue). Dipl. Ing. Doct. I.P.G. Strasbourg, 39 p.
- GRAHAM R., HOSSACK J., DERAMOND J., SOULA J.-L. (1987). - Géométrie des surfaces de chevauchement. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, (1), pp. 169-181.
- GUÉRANGÉ B. (1970). - Étude structurale du dôme de Montredon-Labessonnié (Tarn). Rapp. BRGM, 70 SGN 059 GEO.
- GUÉRANGÉ-LOZES J. (1987). - Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformations. Thèse d'État. Doc. BRGM n° 135.
- GUÉRANGÉ-LOZES J., GUÉRANGÉ B. (1983). - Données nouvelles acquises au cours du levé de la feuille à 1/50 000 Château-Gontier (Mayenne). *Résumés des principaux résultats scientifiques et techniques du BRGM*.
- GUÉRANGÉ-LOZES J., GUÉRANGÉ B. (1984). - Les nappes de charriage de l'Albigeois cristallin (Tarn et Aveyron, France). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **299**, II, pp. 471-474.
- GUÉRANGÉ-LOZES J., ALSAC J. (1986). - Les nappes de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformations. BRGM, *Géologie de la France*, n° 3, pp. 309-337, 2 cartes hors-texte.
- GUILLON J.-H. (1963). - Étude géologique et métallogénique de l'Albigeois. La région d'Alban-Trébas (Tarn). Thèse 3^e cycle, Paris, 74 p.
- GUITARD G. (1970). - Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrénées-Orientales). *Mém. BRGM Fr.*, n° 63, 317 p.
- HAMET J. (1975). - Étude systématique par la méthode $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ des processus orogéniques. Exemple de la Montagne Noire. Thèse État, Paris VI, 248 p.
- HAMET J., ALLEGRE C.-J. (1973). - Datation $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ du massif granitique du Mendic et des porphyroïdes à l'est de la Montagne Noire. Un exemple de relation entre pluton et volcans. *Contr. Mineral. Petrol.*, **38**, pp. 291-298.
- HAMET J., ALLEGRE C.-J. (1976). - Hercynian orogeny in the Montagne Noire (France) : application of Rb87-Sr87 systematics. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **87**, (10), pp. 1429-1442.
- HARLAND W.B., COX A.V., LLEWELLYN P.G., PICKTON C.A., SMITH A.G., WALTERS R.G. (1982). - A geologic time scale. *Cambridge Earth Science Series*, Cambridge University Press.
- HERRERA-URBINA S. (1987). - Lithostratigraphie, géologie structurale et métamorphisme des « schistes X » de la périphérie du dôme de l'Espinouse (Montagne Noire, France). Dipl. Rech. Éc. Nat. Mines Paris.
- JAMET P. (1984). - La faille de Mazamet entre Lacabarède et Saint-Pons. Rapports entre les massifs de Nore et de l'Agout (Montagne Noire, Hérault et Tarn). Travail d'option. Éc. Nat. Mines Paris.
- LAFON J.-M. (1984). - La granodiorite de Caplongue, nouveau témoin d'un magmatisme cambrien dans le Rouergue oriental. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **298**, (II), pp. 595-600.
- LAFON J.-M. (1986). - Géochronologie U/Pb appliquée à deux segments du Massif central français : le Rouergue oriental et le Limousin central. Thèse de Doctorat, Montpellier.
- LAMEYRE J., AUTRAN A. (1980). - Les granitoïdes de France. *Mém. BRGM Fr.*, **107**, pp. 51-98.
- LANDES P. (1980). - Étude stratigraphique, pétrographique et structurale des écaillés cambriennes entre la vallée du Gijou et la zone axiale de la Montagne Noire (Tarn). Travail d'option. Éc. Nat. Mines Paris.
- LATOUCHE L. (1968). - Contribution à l'étude géologique des monts de Saint-Gervais (Hérault). Thèse 3^e cycle, Orsay.
- LATOUCHE L. (1969). - Existence d'un métamorphisme post-stéphanien dans le Bassin de Graissessac et dans la partie nord-est de la

- zone axiale de la Montagne Noire (Hérault). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, **3**, pp. 93-94.
- LAVILLE-TIMSIT L., GUÉRANGÉ-LOZES J. (1987). - Essai de caractérisation géochimique des différentes formations lithologiques définies dans les monts de Lacaune et l'Albigeois. *Rapp. Int. BRGM*.
- LEGRAYE M., GOFFINET A. (1955). - Étude géologique et métallogénique du gisement de wolframite de Montredon-Labessonnié (Tarn). *Ann. Soc. Géol. Belge*, **78**, pp. 203-246.
- LELUBRE M., VASSAL M. (1982). - Les filons à fluorine dans la géologie de l'Albigeois cristallin. *Rapp. Action concertée « les filons de basse température dans les socles, facteurs régissant leur mise en place ; guides de prospection stratégique et tactique »*. Univ. Toulouse.
- LENÔTRE N., GUÉRANGÉ-LOZES J., FOURNIGUET J. (1987). - Apport des comparaisons des nivellements et confrontation des résultats avec les données géologiques dans l'Albigeois cristallin. *Rapp. Int. BRGM*.
- LENÔTRE N., GUÉRANGÉ-LOZES J. (1989). - Mouvements verticaux actuels dans l'Albigeois cristallin (Tarn, Aveyron, France) : corrélations entre les données de nivellements et les données géologiques. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **308**, (2), pp. 1105-1113.
- LÉPINE J. (1989). - Le gisement sulfo-arsenié aurifère du Cambrien inférieur de la mine traditionnelle de Salsigne (Montagne Noire, France). Contexte structural, métallogénique et sédimentologique. Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- LESCUYER J.-L., GIOT D. (1986). - Action concertée : les minéralisations Pb-Zn de Montagne Noire et leurs relations avec leur encaissant cambrien carbonaté sur quelques exemples du versant nord (La Rabasse, Brusque, Les Comtes) et du versant sud (Bibaud, Tête Rousse). *Rapp. BRGM*, 86 SGN 166 GEO, 146 p.
- LÉVEQUE M.-H. (1985). - Mise en évidence d'un témoin d'un socle précambrien dans le Massif central français : l'orthogneiss des Palanges (Aveyron). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **300**, (II), pp. 277-282.
- MALUSKI H., MONIE P. (1988). - ⁴⁰Ar/³⁹Ar laser probe multi-dating inside single biotites of a variscan orthogneiss (Pinet, Massif central, France). *Chem. Geol. (Isotope Geosc. Sect.)*, **73**, pp. 245-263.
- MARINI F. (1987). - Clinopyroxènes reliques dans les metabasites paléozoïques de l'Albigeois : indicateurs d'un volcanisme transitionnel-tholéiitique en distension (formation des « Schistes et Roches Vertes », Tarn, âge ordovicien probable). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **304**, (II), pp. 29-34.
- MATTAUER M. (1983). - Subduction de lithosphère continentale, décollement croûte-manteau et chevauchement d'échelle crustale dans la chaîne de collision himalayenne. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **296**, pp. 481-486.
- MATTAUER M. (1985). - Intracontinental subduction, crust mantle decollement and crustal stacking wedge in the Himalaya and other collision belts. *Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.*, pp. 363-381.
- MATTAUER M., ETCHECOPAR A. (1977). - Arguments en faveur de chevauchements de type Himalayen dans la chaîne Hercynienne du Massif central français. *In* : « Écologie et géologie de l'Himalaya », *Coll. Int. CNRS*, **268**, pp. 261-267.
- MATTE P. (1986). - La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques. Modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, (1), pp. 9-24.
- MAURIES J.-P. (1970). - Microtectonique du Paléozoïque à l'ouest de Vabre (Tarn). Thèse de 3^e cycle, Toulouse.
- MEYZINDI C. (1985). - La jonction Albigeois cristallin-Rouergue cristallin (Tarn, Aveyron) et son interprétation géodynamique dans l'évolution du Massif central français. Thèse de spécialité, Bordeaux, 348 p.
- NICOLAS A., BOUCHEZ J.-L., BLAISE J.-L., POIRIER J.-P. (1977). - Geological aspects of deformation in continental shear zones. *Tectonophysics*, **42**, pp. 55-73.
- NICOLET B. (1963). - Étude géologique et métallogénique de l'Albigeois. La région d'Alban-St-Jean-de-Jeannes. Thèse 3^e cycle, Paris, 89 p.
- NICOLLET C. (1978). - Pétrologie et tectonique des terrains cristallins anté-permiens du versant sud du dôme du Lévézou (Rouergue, Massif central). *BRGM*, (2), *Géologie de la France*, I, (3), pp. 225-263, 1 carte hors-texte.
- PIN C. (1981). - Old inherited zircons in two synkinematic variscan granitoids : the « granite du Pinet » and the « Orthogneiss de Marvejols » (southern french Massif Central). *N. Jb. Miner. Abh.*, **142**, (1), pp. 27-48.
- PIN C., LANCELOT J.-R. (1982). - U-Pb dating of an Early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **79**, pp. 1-12.
- PIN C., PEUCAT J.-J. (1986). - Ages des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **3**, pp. 461-469.
- PIN C., PIBOULE M. (1988). - Age dévonien supérieur de la série calco-alcaline de la ceinture basique du Lévézou (Rouergue). Un exemple de complexe leptyno-amphibolique composite. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **2**, pp. 261-265.
- PRIAN J.-P. (1980). - Les porphyrites cambriennes du versant septentrional de la Montagne Noire, au sud du bassin permien de Camarès (Aveyron). Thèse Univ., Paris VI, 407 p.
- ROLET J. (1973). - Contribution à l'étude géologique des monts de l'est de Lacaune « autochtone du Mendic et écaïlle de Marcou », Montagne Noire, France). Thèse 3^e cycle, Orsay, 101 p.
- ROQUES M. (1941). - Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif central français. *Mém. Serv. expl. Carte Géol. dét. Fr.*, 530 p.
- ROQUES M., VACHETTE M. (1970). - Ages 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. Fr.*, **270**, (D), pp. 275-278.
- ROQUES M., VACHETTE M., VIALETTE Y. (1971). - Géochronologie du socle du Massif central. *In* : *Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français*. Plein Air Service Éd., Clermont-Ferrand.
- SANTOUIL G. (1980). - Tectonique et microtectonique comparée de la distension permienne et de l'évolution post-triasique dans les bassins de Lodève, St-Affrique et Rodez (France, sud-est). Thèse Doct. 3^e cycle, Montpellier, 74 p.
- SCHULING R. (1960). - Le dôme gneissique de l'Agout (Tarn et Hérault). *Mém. Soc. géol. Fr.*, **91**, (1), 58 p.
- SERRES (de) M. (1844). - Notice géologique sur le département de l'Aveyron. *Mém. couron. Ac. Roy. Bruxelles*, 18.
- SERVELLE C. (1979). - Le rôle géomorphologique de la faille de Gédoul (près de Réalmont, Tarn). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, **115**, pp. 197-208.
- THIÉBAUT J., VETTER P. (1960). - Les amphibolites du bassin houiller de Carmaux. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, **95**, (1-2), pp. 181-191.
- THOMPSON P.-H., BARD J.-P. (1982). - Isograds and mineral assemblages in the eastern axial zone, Montagne Noire (France) : implications for temperature gradients and P-T history. *Can. J. Earth Sci.*, **19**, pp. 129-143.
- THORAL M. (1935). - Contribution à l'étude géologique des monts de Lacaune et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne Noire. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, **192**, (38), pp. 318-637.
- VACHETTE M. (1967). - Étude géochronologique de la Montagne Noire dans le Massif central. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont*, **36**, pp. 31-76.
- VAN DEN DRIESSCHE J., BRUN J.-P. (1989). - Un modèle cinématique de l'extension paléozoïque supérieur dans le sud du Massif central. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **309**, (II), pp. 1607-1613.
- VASSAL M. (1980). - Géologie et filons de fluorine de l'Albigeois cristallin. Thèse de 3^e cycle, Toulouse.
- VIALETTE Y. (1973). - Age des granites du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **15**, pp. 261-267.
- VIALLEFOND L. (1963). - Étude géologique et métallogénique de l'Albigeois, région de Montredon-Labessonnié (Tarn). Thèse 3^e cycle, Paris, 73 p.
- VIGNARD G. (1976). - 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. Fr.*, **283**, (D), 607.