

## Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformations.\*

J. Guérangé-Lozes<sup>(1)</sup>, C. Alsac<sup>(2)</sup>,

**Mots-clés :** Cambrien, Ordovicien, Nappe, Orogénie hercynienne, Déformation polyphasée, Roche volcanique, Tarn, Aveyron (Albigeois)

### Résumé

Les terrains de l'Albigeois cristallin, au Sud-Ouest du Massif Central, sont constitués de matériaux sédimentaires, volcano-sédimentaires et volcaniques d'âge cambro-ordovicien très probable. Quatre grandes unités lithologiques et structurales ont été distinguées : la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès qui chevauche vers le Sud le domaine des écailles des Monts de Lacaune, elle-même surmontée par la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance qui constitue la nappe majeure de l'Albigeois et qui se prolonge au Nord dans le Rouergue et une unité gneissico-amphibolitique observée à Réalmont, dont l'étude est en cours, et qui pourrait se raccorder à celle de Najac, au Nord.

Dans ces unités, le volcanisme atteint des niveaux stratigraphiques plus élevés au Nord-Ouest qu'au Sud-Est : limité au Cambrien inférieur et moyen dans les écailles des Monts de l'Est de Lacaune, il est également présent dans les niveaux rapportés à l'Ordovicien inférieur des nappes de Saint-Salvi-de-Carcavès et de Saint-Sernin-sur-Rance. Les éruptions se sont, pour l'essentiel, produites en milieu sous-marin. Les roches sont fréquemment altérées (spilitisation, potassification...). Des associations, variables d'une unité à l'autre et situées dans des positions stratigraphiques différentes, ont pu être identifiées :

- puissant empilement de tufs rhyolitiques plus ou moins remaniés («blavières», «porphyroïdes») dans l'unité d'Avène-Mendic (50 à 200 m) au Cambrien inférieur et dans la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance (environ 500 m) au Cambrien ou à la base de l'Ordovicien;
- tufs rhyolitiques auxquels succèdent des épandements et intrusions de basaltes tholéïtiques («roches vertes de l'Albigeois») associés à quelques termes acides dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, à l'Ordovicien inférieur;
- laves et volcanoclastites basiques à acides, essentiellement calco-alcalines, dans le Cambrien inférieur des unités du Mont Merdellou et de Brusque; dans cette dernière, ce volcanisme a été précédé par d'importants épandements de basaltes tholéïtiques : les agglomérats d'Enséges.

(1) Département Géologie, BRGM,  
Avenue P.G. Latécoère  
31400 Toulouse

(2) Département Géologie, BRGM,  
BP 6009, 45060 Orléans cedex

(\* ) Manuscrit déposé le 22 janvier 1986  
et accepté le 15 mai 1986

### Abstract

The crystalline terrain of the Albi area, in the southwest of the Massif Central, comprises sedimentary, volcano-sedimentary and volcanic rocks of probable Cambro-Ordovician age. Four large-scale lithological and structural units have been distinguished. The Saint Salvi de Carcavès nappe has been thrust southward over the Monts de Lacaune terrain, composed of tectonic slices, and is itself overlain by the Saint-Sernin sur Rance nappe, which is the major nappe of the Albi area and extends northward into the Rouergue area. The fourth unit is one of gneiss and amphibolite occurring at Réalmont. This unit is still being studied, and may be related to the Najac unit farther north.

Volcanic rocks occur at higher stratigraphic levels in the northwest than in the southeast, volcanism having continued until at least the Early Ordovician in the St. Salvi and St. Sernin nappes, but occurring only during the Early to Middle Cambrian in the eastern Monts de Lacaune. The volcanism was mainly submarine, and the rocks are commonly altered, with spilitisation and potassification. It has been possible to identify certain associations, differing from one unit to another, and occurring at different stratigraphic levels :

1. A thick pile of rhyolitic tuffs, reworked to varying degrees («blavières», porphyries) in the Early Cambrian Avène-Mendic subunit (50-200 m thick), and in the Cambrian to earliest Ordovician in the St. Sernin nappe (ca. 500 m thick).
2. Rhyolitic tuffs followed by flows and intrusions of tholeiitic basalt (the «Albi greenstones»), with minor silicic intercalations, in the Early Ordovician of the St. Salvi nappe.
3. Calc-alkalic, mafic to silicic, lavas and volcaniclastic rocks in the Early Cambrian of the Brusque and Mont Merdellou subunits. In the latter, these volcanic rocks overlie the Enséges agglomerates, thick effusions of tholeiitic basalt.

The thick piles of Cambrian to Ordovician rhyolitic tuffs and the associated Ordovician tholeiitic basalts with minor rhyolitic intercalations were emplaced in zones of extension in a continental or continental shelf environment. The Enséges agglomerates and the calc-alkalic volcanics of the Brusque and Mont Merdellou subunits bear witness either to an active continental margin or to an extensional continental zone in which rising basaltic magma became partially mixed with melted continental crust.

In the eastern Monts de Lacaune and in the St. Salvi nappe, the volcanic rocks occur principally in the inverted limbs of overturned or recumbent folds, which suggests the folding was controlled by palaeostructures.















- proportion relativement élevée de MgO par rapport à FeO<sub>t</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (fig. 5a) et valeurs généralement comprises entre 20 et 50 du rapport V/Ti (J.W. Shervais, 1982);
- faibles teneurs en Ti, Ni, Cr (J.A. Pearce, 1975), proportions de Ti, Sr, Y et Zr analogues à celles des tholéites pauvres en potassium (fig. 5b et c) et valeurs faibles des teneurs en Zr et du rapport Zr/Y (fig. 5d).

Le caractère de dépôts de plate-forme continentale des sédiments stratigraphiquement associés aux agglomérats d'En-sèges et aux volcanites de Moulergues-Lacan (J.L. Lescuyer et D. Giot, 1986) (fig. 2) rendent difficilement plausible l'hypothèse d'un arc insulaire; il s'accorde mieux avec l'hypothèse d'une zone en distension (M. Donnot *et al.*, 1982) qui pourrait correspondre à un rift intra-continentale ou à une zone particulière dans/ou à proximité d'une marge active. L'existence de celle-ci a été suggérée par le chimisme calco-alcalin d'une grande partie du volcanisme de l'unité de Brusque (L. Gachet, 1983). Cette interprétation, qui pose des problèmes de compatibilité avec le milieu de sédimentation et avec les indices de distension intra-continentale connus dans les séries volcaniques situées à proximité à la même époque, est discutée au chapitre des conclusions.

#### *Unité du Mont Merdellou*

J.P. Prian (1983) a distingué trois ensembles volcaniques à subvolcaniques dans l'unité du Mont Merdellou:

- des laves et tufs du Cambrien inférieur et moyen;
- des sills et filons basiques à intermédiaires post-cambriens et préhercyniens dont certains sont nettement affectés par la schistosité régionale sD2;
- des filons rhyolitiques et lamprophyriques tardihercyniens.

Seul le premier ensemble sera étudié. Les coulées, sills et volcanoclastites qui le constituent sont interstratifiés dans les sédiments schisto-carbonatés. Leur épaisseur totale est de l'ordre de 50 à 100 mètres. Ils sont rapportés au Cambrien inférieur (K2) par M. Donnot et B. Guérangé (1978) et M. Donnot *et al.* (1982) et au Cambrien moyen (K3) par J.P. Prian (1980) pour le flanc septentrional de l'anticlinal du Mont Merdellou. Ils ont des compositions variées: basiques à acides avec couramment un caractère spilitique ou kératophyrique. Leurs paragenèses minérales sont de type schistes verts: albite (ou plagioclase remplacé par pumpellyite  $\pm$  epidote  $\pm$  mica blanc), chlorite, epidote, carbonate, quartz; le clinopyroxène subsiste parfois en reliques.

Pour identifier les caractères magmatiques de ces volcanites, une sélection des analyses publiées par J.P. Prian (1980) et L. Gachet (1983) a été effectuée selon les mêmes critères que pour le volcanisme de l'unité de Brusque. Les échantillons retenus sont répartis en groupes prenant en compte leur appartenance au flanc nord ou sud de l'anticlinal de l'unité du Mont Merdellou et leur composition basique ou acide à intermédiaire (annexe 2).

Le diagramme SiO<sub>2</sub>/(Zr/Ti) montre clairement le caractère subalcalin du volcanisme du flanc méridional (fig. 6a). Le seul échantillon de cet ensemble situé en domaine alcalin, présente des teneurs en TiO<sub>2</sub> et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> inférieures à celles des termes basiques de cette série (P.A. Floyd et J.R. Winchester, 1975); il ne peut être retenu comme caractéristique; sa teneur relativement élevée en Na<sub>2</sub>O (annexe 2) pourrait résulter d'une spilitisation. Bien que l'imprécision de leur

dosage en Zr rende peu fiable leur position sur le diagramme SiO<sub>2</sub>/(Zr/Ti) (fig. 6a), les volcanites du flanc septentrional semblent, elles aussi, subalcalines. En effet, leurs teneurs en TiO<sub>2</sub> et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> sont faibles et très comparables à celles des échantillons du flanc méridional.

Les diagrammes de A. Miyashiro (1975) et de M. Besson et M. Fonteilles (1974) montrent que les termes intermédiaires à acides des flancs nord et sud correspondent à des séries magmatiques de type calco-alcalin (fig. 6a, b, c, d). Il convient cependant de noter que les points figuratifs d'échantillons acides dont la mésostase vitreuse est remplacée par de la chlorite peuvent avoir subi un abaissement important du rapport FeO'/MgO et être donc fortement déplacés sur les diagrammes ayant ce rapport pour abscisse.

Les compositions des termes basiques correspondent à une zone de ces diagrammes où les séries tholéitiques et calco-alcalines sont confondues; cependant, la répartition des teneurs en FeO' et TiO<sub>2</sub> semblent indiquer l'amorce d'une différenciation de type tholéitique (fig. 6b et c).

Établis sur un petit nombre d'échantillons du flanc sud, les diagrammes géotectoniques confirment que les termes basiques de cette zone appartiennent en partie aux séries tholéitiques et en partie aux séries calco-alcalines (fig. 7a, b, c et d). Comme pour le volcanisme de l'unité de Brusque, la signification géotectonique de ces magmatismes diversifiés est posée: volcanisme de marge active ou volcanisme résultant du mélange de basaltes et de parties fondues de la croûte sialique?

#### II.1.3 — Déformations souples précoces et leurs relations avec le métamorphisme régional

Du point de vue structural, les terrains cambro-siluriens des Monts de l'Est de Lacaune sont impliqués dans un certain nombre «d'écaillles» (fig. 8) imbriquées qui constituent des unités ou des sous-unités structurales séparées par des surfaces de cisaillement d'importance variable. La structuration de ce domaine apparaît comme le produit de deux déformations successives (Tabl. II):

- une phase de plissement aschisteux (D1) donnant les grands plis d'ordre cartographique orientés NE-SW et déversés vers le Sud-Est (par exemple, le synclinorium de Brusque);
- une tectonique d'écaillage D2 se superposant aux grands plis précédents et caractérisée, d'une part par les cisaillements proprement dits et, d'autre part, par un plissement associé avec développement d'une schistosité de flux (sD2).

Les relations géométriques et chronologiques des deux composantes de la tectonique d'écaillage ont été analysées dans le synclinorium de Brusque. Dans ce secteur, les zones de cisaillement, d'orientation N 60° E à pendage moyen 50 à 60° vers le NW, supportent une striation pénétrative dans la masse (notamment au toit de l'unité de Brusque) à plongement de 40 à 60° vers le NE: le jeu de ces cisaillements est senestre inverse. Les déformations souples connexes se caractérisent par le développement de la schistosité de flux, d'orientation N 90° E à pendage de 45° vers le Nord, associée à des plis d'amplitude au maximum hectométrique, déversés à couchés vers le Sud. Ces deux déformations peuvent résulter d'un mécanisme unique illustré par la figure 9. Les plans de schistosité supportent une linéation d'étirement orientée N 20° E, visible en particulier dans les ardoisières

G. DELPONT (1973) Est de Réalmont	R. DECHOMETS (1978) Trébas	M. VASSAL - P. COUTURIER (1980) Mont Roc - Le Burc	P. BEZIAT - J.L. BLES J.P. FORTUNE - J. LHEGU (1982) Albigeois
1) - Plis isoclinaux couchés - $s_1$ de flux synmétamorphe	1) - Plis isoclinaux - $s_1$ de flux parallèle à So (synmétamorphe)	1) - Plis isoclinaux couchés - $s_1$ de flux parallèle à So (synmétamorphe)	1) - Essentiellement $s_1$ de flux parallèle à So
2) - Plis isoclinaux d'axe EW subhorizontaux - $s_2$ de crénulation	2) - Plis isoclinaux couchés (homoaxiaux de 1) - $s_2$ de crénulation à flux "schistosité régionale"	1') - Plis isoclinaux couchés vers l'Ouest - $s_1'$ strain slip	2) - Plis d'axe NS à NW-SE - $s_2$ de strain slip parallèle ou légèrement oblique sur So- $s_1$
3) - Plis redressés d'axe NNW-SSE subhorizontaux - $s_3$ de crénulation	3.4) - Plis droits NS (raccourcissement EW)	2) - Plis N60 à 120°E - $s_2$ de strain slip, plis déversés vers le NE	3) - "L'évolution de cette tectonique de serrage engendre des structures tardives dans un niveau structural supérieur - $s_3$ plus redressée que $s_2$ - responsable des écailles
4) - Déformation se traduisant : . par une déformation d'axe de plis 3 . kink band d'orientation variable	5) - Flexures EW (extension NS) 6) - Flexures NW-SE (raccourcissement NE-SW)	3) - Plis droits ou déjetés NNW-SSE et NNE-SSW	4) - Plis d'axe NS à N20°E à plan axial redressé, raccourcissement EW à N 110°E 5) - Bombement N110° E - Fin Autunien

Tableau I - Chronologie relative des phases de déformation souple de l'Albigeois cristallin: travaux antérieurs les plus récents.

J. GUERANGE-LOZES et B. GUERANGE (1984)				
Déformations souples tardives réplicant les nappes et les écailles	Nappe de Saint-Sernin-sur-Rance	Nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès	Ecailles des Monts de l'Est de Lacaune	
	Unité de Brusque	Unité de Mélagues		
D 5 : Plis droits millimétriques à cartographiques N-S à 20° E synschisteux (schistosité de fracture)			D 5 : grandes flexures N-S des écailles	
D 4 : Mégaplis NE-SW - schisteux dans le secteur d'étude - schisteux (schistosité de strain-slip) vers le Sidobre, contemporains de la mise en place du granite du Sidobre			D 4 : grandes voussures de très grande amplitude, de direction N 50°E (déformant l'enveloppe du Mendic)	
D 3 : Plissement synschisteux (schistosité de crénulation $sD_3$ ) D 2 : Plissement synschisteux (schistosité de strain-slip $sD_2$ ) D 1 : Schistosité de flux $sD_1$	D 2 : Plissement synschisteux (m à hm) (schistosité de strain-slip $sD_2$ ) D 1 : Mégaplis synschisteux (schistosité de flux $sD_1$ )	D 2 : Ecaillage (jeu senestre inverse) et plissement synschisteux (mm à hm) associé (schistosité de flux $sD_2$ générée) D 1 : Mégaplis aschisteux	D 2 : Ecaillage (jeu senestre inverse) et plissement synschisteux localisé (schistosité de flux $sD_2$ ) D 1 : Mégaplis aschisteux	

Tableau II - Déformations souples de l'Albigeois cristallin.

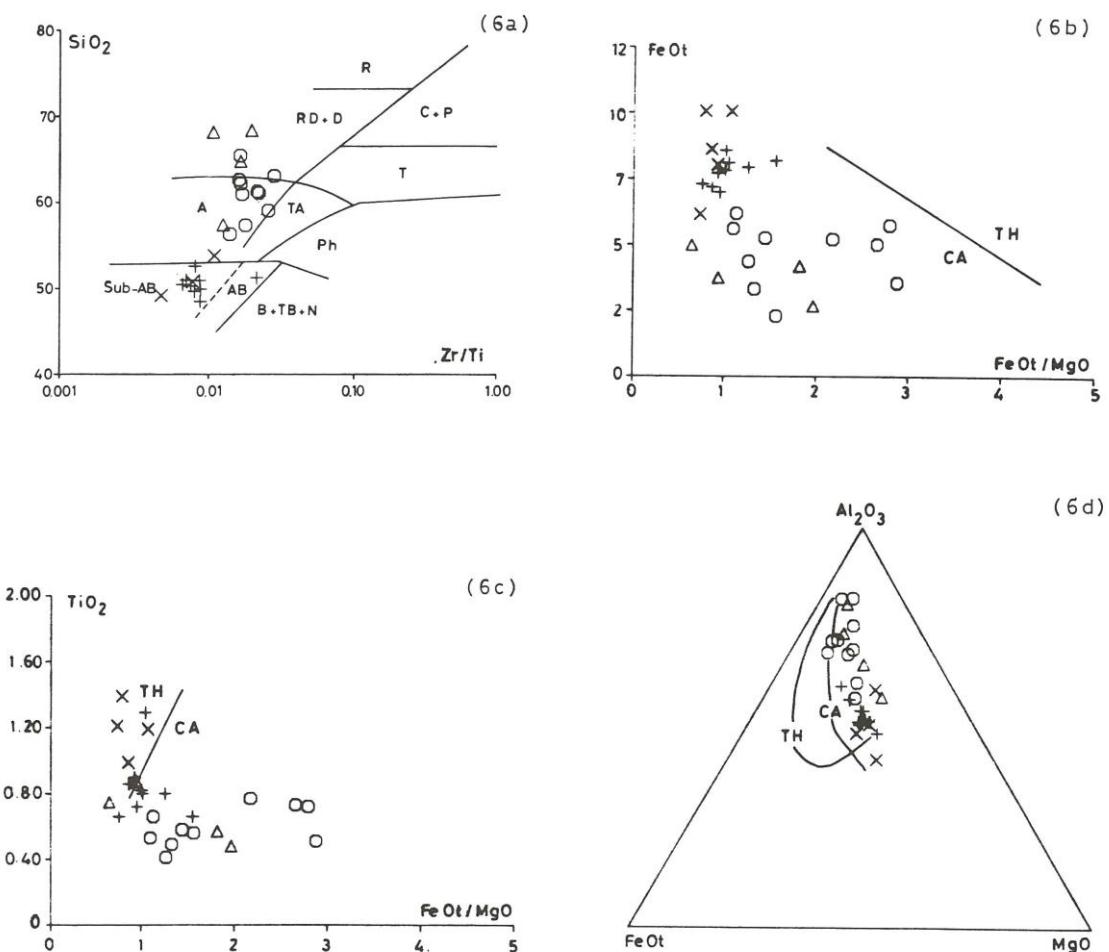


Fig. 6 — Interprétation des caractères magmatiques des volcanites de l'unité du Mont Merdellou.

+ volcanites basiques, flanc sud  
 O volcanites intermédiaires à acides, flanc sud  
 x volcanites basiques, flanc nord  
 △ volcanites intermédiaires à acides, flanc nord  
 6a, 6b, 6c, 6d cf. légendes des figures 4a, 4b, 4c, 4d.

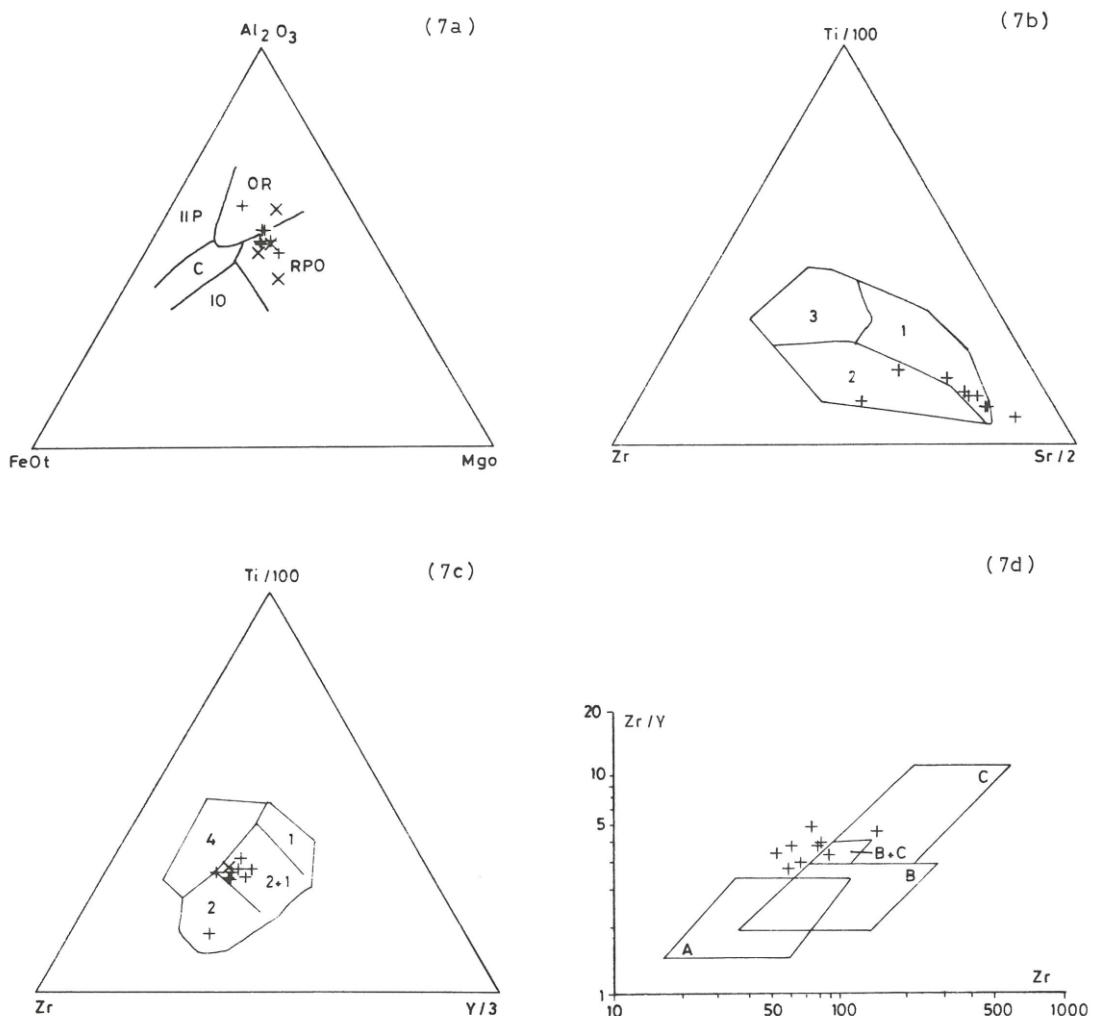


Fig. 7 — Essai de caractérisation des sites géotectoniques des volcanites basiques de l'unité du Mont Merdellou.

+ flanc sud  
 × flanc nord  
 7a, 7b, 7c, 7d cf. légendes des figures 5a, 5b, 5c, 5d.

de Lacaune et plus généralement dans les Monts de l'Est de Lacaune (M. Brunel, 1972).

Du point de vue régional, on observe un gradient de déformation croissant d'Est en Ouest : dans l'unité de Mélagues, la schistosité sD2 ne se développe que dans les matériaux les plus incomptes ; dans l'unité de Brusque, elle est généralisée, mais garde encore un pendage moyen de 45° vers le Nord, et dans l'unité de Murasson-Mounès-Barre, à l'approche de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, on observe un aplatissement général progressif des structures (D1 et D2) qui finissent par s'accorder et se coucher vers le SE (pendage moyen 10 à 15° vers le Nord).

Toutefois, il est important de noter, dans ce domaine, l'existence d'une schistosité unique, liée à la tectonique d'écaillage D2.

La recristallisation métamorphique (allant de l'anchizone au faciès schistes verts) est contemporaine de la phase d'écaillage, les phyllites étant orientées dans la schistosité de flux sD2.

## II.2 — Nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès

La structure interne de cette unité correspond à une mégasynforme à valeur synclinale couchée vers le Sud, dont le flanc inverse présente des particularités lithologiques par rapport au flanc normal (mégasynclinal du Dadou).

### II.2.1 — Lithologie et âge des terrains

Dans ses grandes lignes, la succession lithostratigraphique des terrains impliqués dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès a déjà été décrite par J.H. Guillot (1963), B. Nicolet (1963), L. Viallefond (1963), P. Beziat (1973), P. Coutrier (1980), M. Vassal (1980), J.L. Bles *et al.* (1982).

La nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès est constituée de deux ensembles lithologiques différents : une série verte à dominante schisto-gréseuse, surmontée par une série noire à dominante schisteuse appelée communément « série de l'Albigeois » (fig. 2 et 10).

#### II.2.1.1 — La Série schisto-gréseuse verte

La série comprend, de bas en haut, trois formations lithologiques qui se succèdent en continuité de sédimentation :

- une formation gréso-schisteuse ;
- une formation de schistes homogènes gris à verts passant vers le haut à des schistes verts et lie-de-vin ;
- une formation quartzitique.

La formation gréso-schisteuse est constituée d'une alternance de bancs de grès micacés verdâtres et de schistes gris-vert dont l'épaisseur totale peut atteindre 500 mètres. Les grès ne sont jamais massifs, mais constitués de lits d'épaisseur centimétrique à décimétrique séparés par des lames phylliteuses millimétriques à centimétriques. Les niveaux gréseux sont formés principalement de grains de quartz détritique, mal classés, associés à de fines paillettes de muscovite, dans une matrice siliceuse ou séricito-chloriteuse ; les feldspaths sont rares, sinon absents. Les schistes sont constitués d'une alternance de microlits phylliteux, à trame séricito-chloriteuse très dense, les phyllites étant orientées selon la schistosité sD1, et de microlits siliceux dans les-

quels on peut distinguer les contours d'anciens quartz détritiques baignant dans une matrice microcristalline siliceuse et sériciteuse.

**La formation des schistes homogènes** de couleur grise à verte est une formation monotone, épaisse de 100 à 200 mètres environ. A l'échelle de la lame mince, ces schistes sont constitués de lithons (séricite et chlorite) disposés à plat, parallèlement aux schistosités sD1 et sD2, souvent confondus dans ces matériaux, et de fins filonnetts ou lenticules aplatis de quartz microcristallin. Vers le haut de la séquence, ces schistes passent à des schistes verts et lie de vin («schistes bariolés») qui constituent un bon niveau repère dans l'Albigeois. Quelques bancs de grès siliceux micacés blancs, de puissance métrique, s'intercalent dans le haut de cet ensemble, annonçant la séquence quartzitique.

**La formation quartzitique** fait la transition entre la série verte et la série noire et constitue le principal repère lithologique de l'Albigeois.

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

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

**Particularités lithologiques du flanc inverse du mégasynclinal du Dadou.** Dans le flanc inverse de la structure, des tufs ryholitiques s'intercalent dans la séquence quartzitique où ils constituent un chapelet de lentilles plus ou moins importantes et témoignent de l'existence, à ce niveau de sédimentation, d'une activité volcanique acide.

#### II.2.1.2 — La série noire

La série noire surmonte en continuité de sédimentation la série verte : le passage progressif a été observé dans plusieurs coupes détaillées. Elle comprend, de bas en haut, à partir du dernier banc de grès blanc de la séquence quartzitique :

- une formation très gréuseuse, formée d'une alternance de bancs de grès phylliteux assez sombres et de lits schisteux noirs. Ces grès sont constitués d'abondants éléments de quartz détritique, non jointifs, assez bien classés, et de rares minéraux lourds (zircon, tourmaline et minéraux titanés) ; le liant est un ciment microcristallin siliceux, avec quelques paillettes de séricite qui s'agencent selon deux directions (sD1 et sD2) ;

- une formation de schistes noirs, riches en matière organique, contenant de fréquents lits gréseux d'épaisseur centimétrique à décimétrique, et surtout des intercalations de «roches vertes», d'épaisseur métrique à plurimétrique. Les lits gréseux sont formés d'éléments jointifs et très bien classés : quartz détritiques sub-anguleux abondants, zircon et minéraux titanés fréquents soulignant le litage, et, en faible proportion, des phyllites détritiques ; le liant est tantôt carbonaté, tantôt siliceux, et phylliteux. Les «roches vertes»

forment d'abondants corps lenticulaires qui peuvent se placer à divers niveaux dans les schistes noirs. Il s'agit de métadolérites et de métabasaltes plus ou moins spilitisés (cf. § 2.2.2.) ;

— une formation carbonatée, qui affleure seulement au cœur du mégasyndinal du Dadou, et qui comprend de petits bancs centimétriques à décimétriques de calcaire blanc et des schistes à « miches » calcaires associés à des calcschistes noirs (observés à Saint-Paul de Massaguès).

**Particularités lithologiques du flanc inverse du mégasyndinal du Dadou.** Dans le flanc inverse, vers la base stratigraphique de la série noire, apparaissent en outre : des tufs rhyolitiques associés à des schistes tuffacés, quelques rares lentilles de calcaire blanc et surtout un niveau plurimétrique de silexite noire, suffisamment régulier et constant pour servir de niveau repère dans l'ensemble de l'Albigeois.

#### II.2.1.3 — Corrélations lithostratigraphiques avec les Monts de l'Est de Lacaune

Dans les séries constituant la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès aucun macrofossile n'a été trouvé. Quelques préparations ont livré des fragments d'Acritariches non déterminables. Cependant, par corrélation de faciès avec les terrains de référence des Monts de l'Est de Lacaune, il est possible de proposer des attributions stratigraphiques (fig. 2) :

- la série verte correspondrait au Cambrien moyen à supérieur et à la partie basale de l'Ordovicien inférieur (K3-6 01a) ;
- les grès quartzitiques blancs représenteraient la partie supérieure du Trémadocien inférieur ( $O_{1a-b}$ ) ;
- la séquence gréseuse basale de la série noire pourrait appartenir au Trémadocien supérieur — Arénigien inférieur ( $O_{1c}-O_2$ ).

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 ici, aussi bas que l'on puisse descendre dans la série : soit la série schisto-gréseuse verte est plus récente que l'Acadien, soit les schistes troués n'existent pas dans ce domaine paléogéographique nord ;
- en ce qui concerne la série noire, on note également certaines caractéristiques différentes de son équivalent des Monts de Lacaune : absence de nodules siliceux et de calcaires « cone in cone », mais présence de silexites noires, de tufs rhyolitiques, de « roches vertes » et de niveaux carbonatisés ;
- en ce qui concerne la séquence quartzitique, relevons l'apparition du volcanisme acide dans le flanc inverse du mégasyndinal du Dadou de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès.

#### II.2.2 — Volcanisme

Le volcanisme de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès comprend deux épisodes principaux : l'un acide, débutant au Cambrien supérieur (?), pouvant monter jusqu'à l'Arénigien et se développant dans le flanc inverse du mégasyndinal du Dadou, l'autre surtout basique, spécifique des schistes noirs ordoviciens.

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

**Le volcanisme à dominante basique** se marque par de très nombreuses intercalations métriques et décimétriques, interstratifiées dans les schistes noirs ordoviciens. Elles sont particulièrement abondantes dans la vallée du Dadou (région de Peyrebrune) et dans la vallée du Tarn (entre Trébas et Ambialet). Les métabasaltes et métadolérites plus ou moins spilitisés avec pyroxènes conservés pour les termes basiques sont très largement dominants ; des quartz-kératophyres et métarhyolites leur sont localement associés. Les termes extrêmes s'observent sur le même affleurement : dans la carrière Carceller (secteur de Peyrebrune), en intercalations dans les schistes et grès noirs, on observe des sills spilitiques contemporains de la sédimentation et des tufs quartz-kératophyriques, et entre Trébas et Ambialet on note l'alternance de métadolérites, métabasaltes, métatufs basiques et acides (R. Dechomets, 1978). L'essentiel de ce volcanisme s'est mis en place de façon sous-marine comme le prouvent :

- l'interstratification de ces volcanites dans les schistes et grès ;
- la présence de pillows-lavas, observée par B. Durand, A. Nicolas et M. Weppe (1964) et B. Durand et C. Gagny (1966) à la carrière Carceller ;
- la vésiculation de la bordure figée des sills spilitiques de cette carrière et leur contact sinueux avec arrachements locaux de la lave dans le sédiment encaissant non consolidé.

Les métabasites de Peyrebrune ont des compositions chimiques de tholéites en domaine de distension intracontinentale (F. Marini, 1978).

#### II.2.3 — Déformations souples précoces et leurs relations avec le métamorphisme régional (fig. 8, en pochette)

La nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès est l'unité la plus méridionale des nappes de l'Albigeois (fig. 8). Elle repose par contact anormal sur les unités des Monts de Lacaune qu'elle prend en biseau. La surface de cisaillement basale est très faiblement pentée vers le Nord (15 à 20°) à l'échelle cartographique. Le cisaillement ne se fait pas selon un niveau privilégié puisque les diverses formations de la nappe reposent sur le domaine structural le plus méridional (Arc des Monts de l'Est de Lacaune + région de Montredon Labessonnié). A l'affleurement, les terrains sont broyés sur quelques mètres de part et d'autre de la surface de cisaillement.

ment. De nombreux boudins de quartz se placent parallèlement au contact et traduisent l'importance du rejet tardif en cataclase qui efface les structures mylonitiques ductiles qui ont dû exister auparavant. Aucune structure cinématique interprétable n'a pu être observée en base de la nappe. Seul est visible un rejet bien plus tardif en faille normale de ces surfaces de cisaillement.

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

#### *La phase de déformation D1*

A l'échelle de l'affleurement, elle est caractérisée par l'existence d'une schistosité de flux sD1 généralisée, soulignée par l'orientation des phyllites néoformées. En lame mince, cette schistosité apparaît comme plan axial de microplis isooclinaux de la stratification; aucun pli associé d'ordre métrique à hectométrique n'a été observé. A l'affleurement, sD1 est transposée par la schistosité sD2 (cf. ci-après), et les intersections So/sD1 sont généralement oblitérées. Quelques plis D2, d'amplitude métrique, montrent l'enroulement des linéations L1 dans leur charnière. La cartographie a permis cependant de mettre en évidence l'existence de mégastuctures d'ordre plurikilométrique couchées vers le Sud et auxquelles on pourrait associer la schistosité sD1 : mégasyntinal du Dadou (structure cartographique majeure), méga-anticlinal de la Trivale et syntinal du Bousquet au Sud (fig. 8).

L'axe cartographique «déplié» de ces structures est orienté N 60° à 80°E et non NS, ce qui confirme d'une part l'épaisseur constante à l'affleurement de la série des schistes noirs au cœur de la structure syntinale du Dadou selon cette direction E-W, et d'autre part, la géométrie de l'antiforme D1 de la Trivale qui présente un développement progressif vers l'Est de la formation gréoso-schisteuse verte du Cambrien moyen en accord avec un plongement axial faible vers l'Ouest.

#### *La phase de déformation D2*

Les déformations rapportées à cette phase se manifestent par des plis d'amplitude au maximum hectométrique. Ces plis admettent comme plan axial une schistosité de strain-slip (sD2) généralisée, recoupant sD1 sous un angle très faible. La géométrie de ces plis est complexe (plis à axes courbes). Régionalement, la direction axiale varie de N 70° à 270°E (fig. 11).

Localement, dans des zones très déformées, les charnières de plis peuvent être isolées dans des panneaux délimités par des surfaces de cisaillement faiblement obliques à sD2. Des petits boudins de quartz (décimétrique) et des schistes broyés soulignent certaines d'entre elles. Les schistosités (sD1, sD2) et les plans de cisaillement internes sont ici presque confondus.

La schistosité sD2 supporte une linéation d'étirement, principalement visible dans les matériaux les plus compétents. Cependant, les linéations ne sont pas généralisées à l'ensemble de la nappe mais se marquent principalement dans les tufs rhyolitiques et grès quartztique du flanc inverse du mégasyntinal du Dadou, c'est-à-dire très près de la base de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance. La direction d'étirement varie de N 170° à N 10°E.

Le caractère polyphasé de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès (deux phases de déformation tangentielle superposées à schistosités horizontales) et la complexité des plis (plis courbes) sont des critères géométriques de nappe : une telle superposition de déformation pouvant résulter d'un mécanisme d'ensemble unique et continu, assimilable à un cisaillement ductile comme le décrivent M. Mattauer et J.L. Mercier (1980).

Le déversement vrai vers le Sud de tous les types de structures, quelle que soit leur échelle, précise ici sans ambiguïté le sens de déplacement ; l'orientation des linéations d'étirement (N 170° à N 10°E) donne la direction du déplacement sous la nappe superposée de Saint-Sernin-sur-Rance.

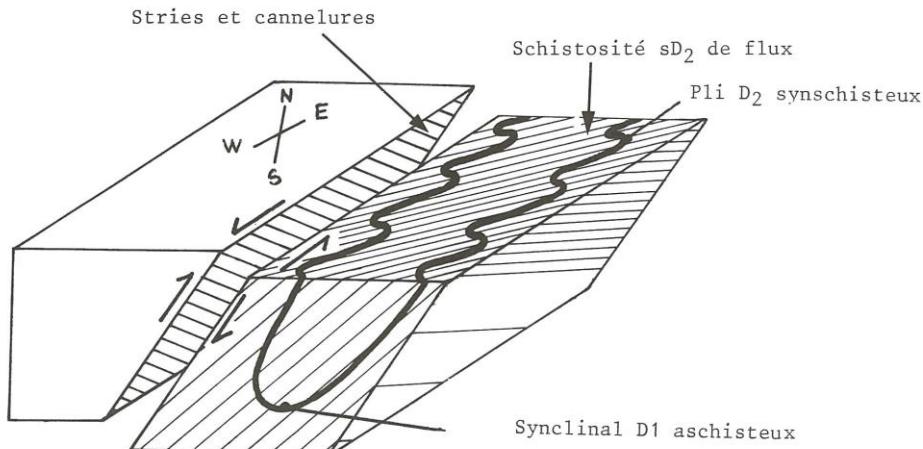
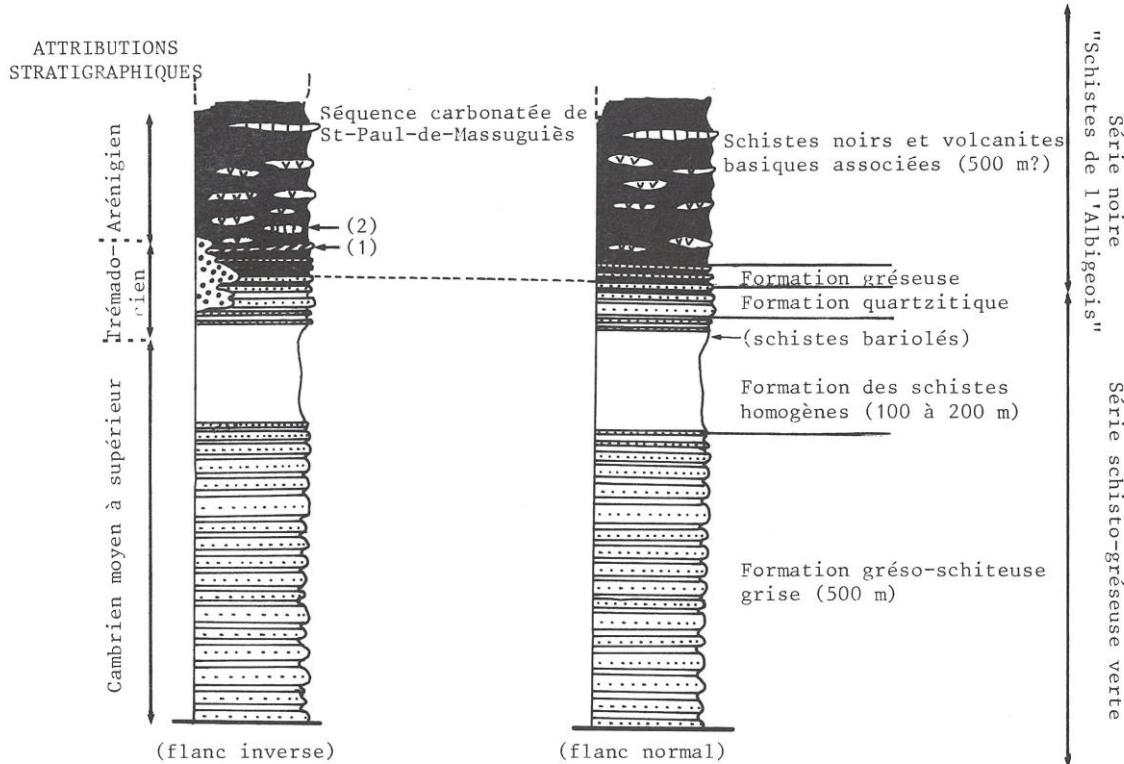


Fig. 9 — Mouvement senestre inverse des cisaillements des écailles des Monts de l'Est de Lacaune.



Compte-tenu du fort degré de tectonisation de ces terrains, les épaisseurs relatives exprimées sont approximatives

■ Tufts rhyolitiques  
▼ Volcanites basiques  
(métabasaltes, métadolérites)  
"roches vertes"

(1) ■ Silexite noire  
(2) □ Lentille de calcaire blanc

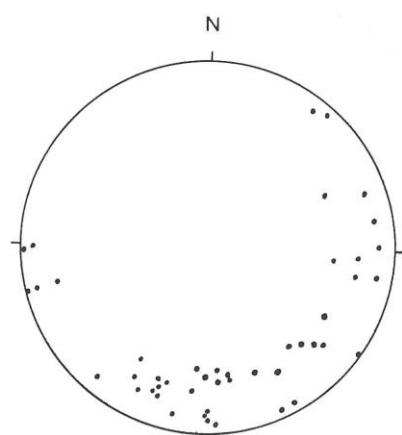


Fig. 10 — Colonne lithostratigraphique (nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès).

Les séries de cette nappe sont caractérisées par des assemblages de faible degré métamorphique du faciès schistes verts. La cristallisation des phyllites (micas blancs et chlorite) est contemporaine des deux phases de déformation D1 et D2 : ces phyllites soulignent la schistosité de flux sD1 et cristallisent également dans le strain slip sD2 (coalescence dans les joints de clivage sD2 et cristallisation en arcs polygonaux entre ces joints).

Fig. 11 — Axes de plis D<sub>2</sub> dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès.

### II.3 — La nappe de Saint-Sernin-sur-Rance

#### II.3.1 — Lithostratigraphie et âge des terrains

Cette unité structurale très complexe est composée de plusieurs formations lithologiques différentes. Cartographiquement, du Sud vers le Nord, à partir de la base de la nappe, on distingue (fig. 2) :

- une formation schisto-gréseuse grise rythmique, puissante au minimum de 1 000 m,
- une formation de tufs rhyolitiques puissante de 500 m environ,
- une formation de grès quartzitiques blancs de puissance décimétrique,
- une formation de séricitoschistes.

Aucun passage en continuité de sédimentation d'une série à l'autre n'a pu être observé en raison des nombreux cisaillements existants.

**La formation schisto-gréseuse grise**, bien représentée dans la région de Saint-Sernin-sur-Rance, se présente comme une alternance de bancs décimétriques à métriques, voire plurimétriques, de grès feldspathiques immatures, proches des grauwackes, fins à moyens et de schistes gris noirs. Les grès sont constitués d'une matrice quartzo-albitique dans laquelle baignent des cristaux de taille millimétrique de quartz et de plagioclase. Les phyllites (micas blancs et chlorite) sont rassemblées en lits frustes et s'agencent suivant les plans sD1-sD2. Quelques intercalations de faciès silteux noirs épais ont été signalés par C. Meyzindi (1981).

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

La grande extension de cette série vers l'Ouest et sa réapparition à Saint-Juéry laissent supposer des redoublements par de grandes structures d'ordre cartographique probablement identiques à celles de la nappe sous-jacente de Saint-Salvi-de-Carcavès.

**La formation des tufs rhyolitiques** (cf. ci-après), étudiée principalement entre Ambialet et Albi (vallée du Tarn), est puissante de plus de 500 m. On ne connaît au sein de ces matériaux très homogènes que quelques intercalations basiques schistosées et des passées métriques à décimétriques de schistes noirs et de grès très fins noirs.

**La formation des grès quartzitiques blancs** est constituée de plusieurs bancs décimétriques de grès feuilletés et tectoni-sés, abondamment veinés de filonnets de quartz de recristallisation. Ces grès quartzitiques blancs sont pour l'essentiel composés de quartz détritiques anguleux à arrondis qui peuvent représenter 95 % de la roche. La séricite se dispose selon les schistosités sD1-sD2. Ce niveau est plus ou moins continu et occupe une position stratigraphique régionale entre les tufs rhyolitiques et les séricitoschistes. Localement, du Puy Saint-Georges à Crespin, ces grès se situent géométriquement sous les tufs : on pourrait être ici en flanc inverse d'une grande structure cartographique.

**La formation des séricitoschistes** est très monotone et peut contenir localement quelques rares petits bancs gréseux

d'épaisseur centimétrique. Ces roches sont constituées principalement de séricite très fine, disposée selon sD1-sD2. On note également des amandes de chlorite, muscovite et parfois de biotite.

#### Age des terrains

Aucune recherche palynologique n'a été tentée dans ces terrains, compte-tenu du fort degré de déformation. Cependant, par analogie lithologique, ces formations ou leur succession peuvent être comparées avec des séries identiques et mieux définies des unités sous-jacentes. Bien qu'aucun passage en continuité de sédimentation n'ait été observé cartographiquement, la série des tufs rhyolitiques semble faire suite à la série schisto-gréseuse grise et également 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 penser que :

- la série schisto-gréseuse grise pourrait être, par sa monotonie et sa puissance, comparée à la formation des « grès de Marcory » du Cambrien inférieur ;
- les grès quartzitiques blancs qui forment un niveau repère ont identiques à ceux de la nappe sous-jacente (Saint-Salvi-de-Carcavès) et peuvent être également corrélés avec les grès quartziteux blancs du Trémadocien inférieur (01) des Monts de l'Est de Lacaune ;
- les séricitoschistes qui surmontent ces grès pourraient être l'équivalent des schistes noirs du Trémadocien supérieur-Aréningien inférieur (01c 02) ;
- pour ce qui concerne la formation des tufs rhyolitiques, sa situation 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 systèmes. Cependant, il semble peu probable que cet épisode volcanique acide ait duré près de 70 MA. Dès lors, trois possibilités de corrélations sont à envisager :

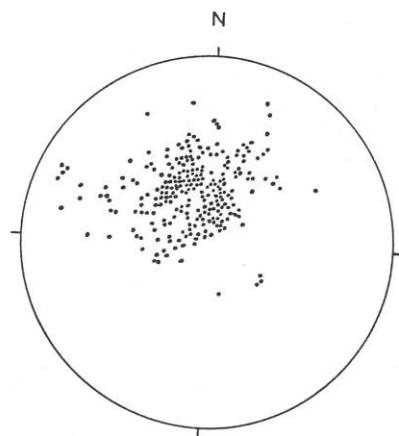


Fig. 12 — Pôles de schistosité sD<sub>2</sub> dans la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance.

- soit avec le volcanisme acide du Cambrien inférieur (K1) («blaviérites» des Monts de l'Est de Lacaune), et dans ce cas il y aurait lacune stratigraphique ou tectonique de toute la tranche allant du Cambrien inférieur (K2) au Cambrien supérieur ? ( $K_{5-6}$ ) — Ordovicien inférieur (O1) ;
- soit avec le volcanisme acide du Cambrien supérieur-Ordovicien inférieur de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, et dans ce cas, il y aurait lacune du Cambrien inférieur (partie sommitale du K1 et K2) et du Cambrien moyen (K3-4) ;
- soit avec ces deux volcanismes ; la lacune serait alors réduite au Cambrien inférieur K2 et au Cambrien moyen (K3-4).

Dans l'état actuel de la cartographie, il semblerait que cette formation par sa puissance soit plutôt à rattacher au Cambrien inférieur. Dans cette hypothèse, les passées métriques à décamétriques de schistes noirs ampéliqueux et de grès fins noirs dans ces tufs, ainsi que les esquilles de schistes noirs pourraient être les témoins des dépôts du Cambrien inférieur se déposant à proximité.

### II.3.2 — Volcanisme

**Les tufs rhyolitiques** ont conservé des textures volcanoclastiques malgré la recristallisation métamorphique. Ils sont constitués de phénocristaux centimétriques de quartz à cassure esquilleuse, de feldspath potassique et d'albite flottant dans une matrice schisteuse constituée de quartz, sérécite, chlorite, albite, feldspath potassique et localement biotite brune. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite, le sphène, le leucoxène et les opaques.

Ces tufs montrent des traces de remaniements sédimentaires très variables d'un point à l'autre ainsi qu'en attestent :

- la conservation dans les quartz et feldspaths de «golfes de corrosion» remplis d'une mésostase cryptocristalline (verre dévitrifié) ;
- la présence d'esquilles schisteuses décimétriques à centimétriques correspondant à des mélanges avec les sédiments encaissants, ou éventuellement à des fragments arrachés aux épontes de cheminées volcaniques ;
- des variations locales de l'abondance des phénocristaux et de la composition parfois très quartzeuse de la mésostase indiquant que ces tufs ont subi soit des tris lors de leur mise en place, soit des remises en mouvement secondaires.

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

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

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

Les seules **intercalations basiques** connues sont trois niveaux d'épaisseur comprise entre 0,5 et 5 mètres, situés dans le secteur du barrage de Saint-Géraud. Ces roches schistosées sont constituées de chlorite avec un peu de biotite interstratifiée, de plagioclase très finement granulé, de fantômes d'amphibole (?) totalement carbonatisés avec accessoirement, des opaques partiellement transformés en leucoxène, et de l'apatite.

### II.3.3 — Déformations souples précoces et leurs relations avec le métamorphisme régional

La nappe de Saint-Sernin-sur-Rance est, dans l'état actuel des connaissances, la nappe majeure de l'Albigeois cristallin. Elle repose indifféremment sur les diverses séries de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès et en particulier sur n'importe quel terme lithologique du Cambrien moyen à supérieur du flanc inverse du mégasynclinal du Dadou, voire même sur les schistes ordoviciens du cœur de cette unité (figs. 2 et 8). Dans la région de Saint-Sernin-sur-Rance, une grande partie de ce contact est décalé par les failles hercyniennes tardives N 140°E. La surface de cisaillement basale est très faiblement pentée vers le Nord (15 à 20°) à l'échelle cartographique. A l'affleurement, ce contact anormal majeur se marque, de part et d'autre, sur au moins une cinquantaine de mètres d'épaisseur par des roches cataclasées. Un niveau siliceux riche en sulfures, puissant de 50 centimètres le matérialise localement (vallée du Tarn, secteur d'Ambialet). Cette surface structurale cataclasée est due au rejet lors des phases de déformation tardives, d'une surface mylonitique ductile antérieure comme on peut s'en rendre compte près du village de la Bastide, où les grès quartzitiques trémadociens du flanc inverse du mégasynclinal du Dadou de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès sont déformés en cisaillement, du Nord vers le Sud, sous la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance (étirement N 10 à 20°E).

La structuration interne est le produit de trois phases de déformation précoces, toutes trois génératrices de schistosités : une schistosité de flux relique et deux schistosités de strain slip faiblement pentées vers le NNW et le Nord (sD2 et sD3). Les cisaillements secondaires internes sont ici encore plus nombreux que dans la nappe sous-jacente ; leur orientation tend à coïncider avec celles de sD2-sD3. Le degré de tectonisation de cette nappe est tel que, généralement, les matériaux sont broyés dans la masse. Ce phénomène a été bien observé par J. Durand (1939) sur la feuille Albi à 1/80 000, où il a défini ces roches comme des brèches tectoniques. Ce degré de déformation a pour effet l'impossibilité de suivre sur le terrain tout banc repère, même d'épaisseur plurimétrique, sur plus de quelques centaines de mètres.

Ce n'est que localement, lorsque la stratification est bien marquée par de puissants bancs de grès, que l'on observe très nettement la superposition des trois phases de déformation synschisteuse.

#### *La phase de déformation D1*

La phase de déformation D1 est caractérisée à l'échelle de l'affleurement par l'existence d'une schistosité de flux sD1. Dans la série schisto-gréseuse grise, cette schistosité apparaît uniquement mais clairement en relique dans les bancs gréseux, sous forme d'une schistosité de dissolution du quartz donnant des «lithons sD1» de quelques millimètres d'épaisseur, faiblement obliques sur So. Dans la formation

des tufs rhyolitiques, sD1 apparaît très nettement. Son intersection avec la schistosité sD2 donne à ces matériaux leur aspect œillé. Aucun pli associé n'a été reconnu.

#### *La phase de déformation D2*

Dans la série schisto-gréseuse grise située au-dessus de la surface de chevauchement basale, la phase de déformation D2 se manifeste par une schistosité de strain slip sD2 généralisée, pénétrative et faiblement pentée ( $20^\circ$ ) vers le NNW (fig. 12). Cette schistosité est plan axial de plis déjetés à couchés statistiquement vers le S-SE. Les bancs gréseux montrent une schistosité de dissolution analogue en intensité à sD1. Comme dans la nappe sous-jacente, ces plis d'amplitude métrique à décamétrique ont une géométrie complexe, soulignée par une orientation axiale très variable : N  $70^\circ$ E à N  $270^\circ$ E (fig. 13). Les plis D2 ont parfois subi une rotation, notamment marquée par une courbure de leurs axes. Cependant aucun pli en fourreau n'a été observé.

Dans la série des tufs rhyolitiques, la déformation D2 se caractérise par une schistosité de strain slip sD2 généralisée et pénétrative, faiblement pentée vers le NNW de  $20^\circ$ . Au microscope, la schistosité sD2 correspond en fait à des petits plans de cisaillement discontinus. Ces plans sD2 portent une linéation d'étiènement habituellement confondue avec l'intersection sD1-sD2 dont l'orientation varie de N  $140^\circ$ E à NS.

#### *La phase de déformation D3*

La phase de déformation D3 est spécifique de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance. Elle est caractérisée par le développement d'une schistosité de crénulation sD3, plan axial de plis en chevrons, affectant les surfaces sD2, d'amplitude plurimétrique. L'obliquité de sD3 sur sD2 ne s'observe que localement ; régionalement et statistiquement, sD2 et sD3 sont très proches l'une de l'autre et faiblement pentées vers le Nord ( $20$  à  $30^\circ$ ) (fig. 14).

La phase de déformation D3 n'a pas été bien caractérisée que dans certains domaines de la formation schisto-gréseuse grise, qui semblent ainsi former des zones où la déformation est plus intense ou plus diversifiée. Dans les autres formations composant cette nappe, cette phase de déformation n'a pas été caractérisée. La signification de D3 à l'échelle de la nappe n'est pas encore comprise. Elle pourrait être un surdéversement de la phase de déformation D2 vers le Sud (SSE à SSW), avec un caractère moins pénétratif du cisaillement.

Ainsi, comme pour la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, les constituants de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance montrent une tectonique polyphasée. Celle-ci est caractérisée par la superposition de trois phases de déformation tangentielle à schistosités peu pentées vers le Nord et dont les plis associés sont complexes (plis courbes de la phase D2). Comme pour la nappe précédente, ces critères géométriques caractérisent un grand cisaillement plat ductile ; la phase D3 tardive correspondrait aux derniers mouvements de ce charriage.

Le déplacement de la nappe vers le Sud est bien établi cartographiquement. Géométriquement, au sein de la nappe, il se caractérise par un déversement constant de toutes les structures D2 et D3 vers le Sud (SSE à SSW).

Les séries sont caractérisées par un métamorphisme de faible degré, du faciès schistes verts, avec l'association quartz-albite-muscovite et chlorite. Cependant au Nord du Tarn, on note l'apparition de lamelles de biotite brune néoformées. Comme dans l'unité sous-jacente, la cristallisation est synchrone des phases de déformation D1 et D2. Les phyllites soulignent la schistosité sD1 et recristallisent en arcs polygonaux dans le strain-slip sD2.

#### II.3.4 — Corrélations avec les régions voisines

Au Nord-Ouest, dans la région de Najac, J.P. Bodinier et J.P. Burg (1980-1981) ont mis en évidence un charriage vers

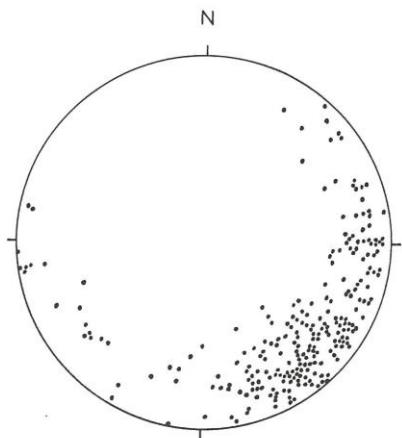


Fig. 13 — Axes de plis D<sub>2</sub> dans la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance.

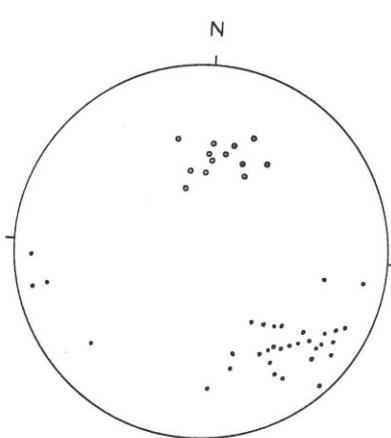


Fig. 14 — Axes de plis D<sub>3</sub> et pôles de schistosité D<sub>3</sub> dans la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance.

le Sud d'une série gneissique sur une série épizonale. Cette dernière correspond à l'extension cartographique vers le Nord des séries des tufs rhyolitiques et séricitoschistes de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance : elle présente la même structuration interne pour ce qui concerne les deux phases de déformation précoce syn métamorphes D1 et D2. Dans l'unité gneissique chevauchante, on retrouve le même degré de déformation avec, dans les paragneiss, une foliation composite s1-s2, et dans les orthogneiss une linéation d'étirement N 170°E constante. Le déplacement du Nord vers le Sud de l'unité gneissique et le déversement vers le Sud des structures sont les mêmes que ceux des nappes de l'Albigeois. La structure dans la région de Najac est globalement monoclinale avec des pendages de la foliation parfois forts vers l'Ouest, tandis que dans les nappes de Saint-Salvi-de-Carcavès et de Saint-Sernin-sur-Rance, les schistosités sD1 et sD2 restent très plates, bien que localement replissées par les phases de déformation tardives. Dans l'état actuel des corrélations entre les phases de déformation, on ne sait pas si la phase de déformation D3 mise en évidence dans la région de Najac correspond à la phase de déformation D3 reconnue à Saint-Sernin localement dans la série schisto-gréseuse grise, ou à l'une des phases tardives D4 ou D5.

Dans la partie la plus orientale, du Rouergue au versant sud du dôme du Lévezou étudié par C. Nicollet (1978), C. Delor (1982), J.P. Burg et C. Teyssier (1983), la série schisto-gréseuse grise affleure jusqu'au Truel : c'est la « série gréso-pétique du Truel » de ces auteurs dans laquelle cependant est notée la présence de rares boudins de roches basiques. La structuration interne de cette série présente les mêmes caractéristiques pour ce qui concerne les phases tangentialles D1 et D2 (P. Matte et C. Nicollet, 1976). Cependant, si les phases D3 décrites d'une part dans la région du Truel, d'autre part plus au Sud dans la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance sont les mêmes, il conviendrait de noter une différence : l'existence dans la région du Truel d'une mégastucture (le synclinial du Truel) alors que des structures de même importance sont apparemment absentes dans la partie la plus méridionale de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance. Cependant on peut penser aussi que ces phases de déformation D3 ne correspondent pas aux mêmes épisodes tectoniques. Seule une étude structurale continue de la coupe naturelle du Tarn permettra d'établir la signification de ces structures D3.

Pour J.P. Burg et C. Teyssier (1983), les séries gréso-pétiques et les paragneiss de Najac (J.P. Bodinier et J.L. Burg, 1980-81) et celles du Rouergue oriental sont identiques. Mais alors qu'à Najac les gneiss fins mésozonaux sont charriés sur les schistes épizonaux, on observe en Rouergue oriental une juxtaposition tectonique inverse. Le laccolite syntectonique du Pinet se serait mis en place dès la fin de la phase de déformation D2 et pendant la phase de déformation D3 dans un décrochevement dextre orienté N 130°E.

Pour C. Meyzindi (1981 et 1985), au Nord du secteur cartographié, la formation des tufs rhyolitiques, d'une part reposeraient en contact stratigraphique normal sur la formation schisto-gréseuse grise, et d'autre part, serait surmontée toujours en contact normal par les grès quartztiques blancs puis les séricitoschistes. A l'Est, sur la feuille Réquista, cet auteur raccorde cette formation des tufs rhyolitiques au porphyroïde de Réquista.

## II.4 — Le complexe gneissico-amphibolitique de Réalmont

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

Les gneiss sont massifs. Leur texture est de type granométablastique à granolépidoblastique avec une forte interénétration des cristaux. Le faciès le plus courant est un gneiss à amphibole et grenat ; les minéraux les plus abondants sont le quartz, la plagioclase acide (oligoclase), la hornblende verte et le grenat ; les minéraux accessoires sont l'apatite, des opaques, de la chlorite, de la calcite et parfois la pistacite. Dans certains faciès, la biotite et le feldspath potassique sont présents ; les variations dans les proportions des différents minéraux se traduisent par la présence de leptynites et d'amphibolites feldspatiques quartzeuses ou non. Au total, les roches de cette série gneissico-amphibolitique ont des compositions quartzo-dioritiques (ou dacitiques) à gabroïques (ou basaltiques). La présence dans les gneiss de passées à texture grenue encore reconnaissable suggère une origine plutonique plutôt que volcanique ; cette interprétation s'appuie aussi sur l'habitus des « yeux » plagioclasiques qui évoquent des cristaux de roche grenue plus ou moins préservés dans une texture en mortier. Pour les amphibolites, la nature exacte du matériau originel est difficile à préciser : les faciès à quartz pourraient correspondre à des termes plus mélancratiques du massif quartzo-dioritique, les faciès plagioclasiques sans quartz et à grain fin, à des corps basiques (dolérites ?).

L'analogie entre ce complexe gneissico-amphibolitique et celui du massif de Laguépie a été proposée par J.L. Bodinier et J.P. Burg (1980-1981), P. Colomb (1982) et P. Matte (comm. orale). De plus, l'extension vers le Nord de cette série de Réalmont semble confirmée par le fait que plusieurs sondages de recherche de houille (mine de Carmaux) ont atteint une série amphibolitique, décrite par J. Thiebaut et P. Vetter (1960).

L'anomalie gravimétrique lourde exceptionnelle d'Albi s'expliquerait par une telle structure. La continuité probable de Najac à Réalmont de cette nappe gneissico-amphibolitique donne à penser que celle-ci s'est avancée plus loin vers le Sud que la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance. Venant en troncature sommitale sur cette dernière, jusqu'à repérer, à Réalmont, sur la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès. Cette unité tectonique supérieure serait alors l'unité structurale majeure.

## II.5 — Événements tardifs communs à tous les ensembles structuraux

### II.5.1 — Phases de déformation souple tardives

Deux phases de déformation tardives, distinctes, replissent les nappes (fig. 8). Cartographiquement, ce sont les grandes voussures D4, d'axe NE-SW près du dôme métamorphique

de la Montagne Noire, de même orientation, et la voussuration antiforme D5, de direction axiale N 20°E.

#### *Phase de déformation D4*

Cette déformation se caractérise par d'amples plis cartographiques (kilométriques) de direction axiale NE-SW dont les axes plongent faiblement vers le NE. A l'échelle de l'affleurement une schistosité de fracture peut être localement associée à ces plis. Cette structuration est nette dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès où elle est bien marquée cartographiquement par la formation quartzique. Moins visible dans les Monts de l'Est de Lacaune, elle y est cependant signalée : elle se traduit également par des voussures de très grande amplitude, comme celle d'axe N 50°E à plongement sud qui déforme l'enveloppe du Mendic.

A Montredon-Labessonnié, cette phase de déformation correspond à la phase de plissement «D2» décrite par B. Guérangé (1970) lors de l'étude structurale du dôme. Elle se traduit par des plis droits d'amplitude variable, d'orientation N 45°E à axes subhorizontaux. A cette phase, seraient associées l'édification du dôme de Montredon, la mise en place des filons de direction N 135°E à cassiterite et wolframite, et la tourmalinisation (fractures de tension).

Au SE du Sidobre, la phase D4 correspond à la phase «D2» décrite par P. Beziat (1973), qui se traduit par des grands plis kilométriques de direction NE-SW, avec développement d'une schistosité de strain-slip ou de crénulation. Entre la Montagne Noire et le Sidobre, ces plis ont une disposition en éventail, déversés au NW près du granite, déversés au SE vers la Montagne Noire. Pour P. Beziat, cette phase est contemporaine de la mise en place du granite du Sidobre, ce que confirme G. Acuana-Sorriau (1981) par l'étude du métamorphisme de contact.

Pour F. Arthaud (1970), en Montagne Noire, cette phase de déformation correspondrait à une phase hercynienne tardive (phase 4) caractérisée par des plis raides orientés ENE-WSW, accompagnés dans les zones profondes d'une schistosité syn métamorphe (biotite). Elle est importante dans la partie est de la zone axiale, et donne la structure anticlinale des gneiss.

Pour P. Debat et J.L. Vidal (1981), la formation de ces plis tardifs serait la conséquence de la surrection diapirique de la zone axiale de la Montagne Noire. Sans que cela implique un synchronisme étroit, le diapirisme du Sidobre pourrait être associé à celui de la zone axiale et il y aurait liaison entre ces mégaplis et la localisation des granitoïdes.

La phase souple tardive (7.7) décrite par M. Demange (1982) de direction axiale N 70 à 80°E, prépondérante en Montagne Noire, pourrait correspondre à D4.

Pour M. Lelubre et M. Vassal (1982), cette déformation pourrait être parallélisée avec la phase «D2» de P. Debat (1974) dans le Sorézois où elle se caractérise également par des grandes structures plissées NE-SW plurikilométriques.

La phase de déformation D4 correspond donc aux phases «D2» de B. Guérangé, P. Beziat, M. Lelubre et M. Vassal, P. Debat, à la phase 4 de F. Arthaud et aux phases (7.7) de M. Demange. Elle apparaît contemporaine de la mise en place du granite du Sidobre. La phase de plissement D4 (formation du «dôme» de Montredon) et la mise en place du Sidobre sont induites par une compression NW-SE. A Montredon, les filons de quartz à wolframite de la Frégère qui suivent préférentiellement les fractures N 135°E dans les micaschistes, correspondent bien à de grandes fentes de ten-

sion de ce système de contraintes. Au cours de cette compression, les failles antérieures vont rejouer en décrochements dextres.

#### *La phase de déformation D5*

C'est d'une manière générale le plissement le plus visible. Cartographiquement et régionalement, il se traduit par le grand anticlinal N-S à N 20°E de Montredon qui s'envole très au Nord du Tarn et par la grande voussure antiforme de Lacaune.

A l'affleurement, il se traduit par des plis en chevrons d'amplitude millimétrique à hectométrique, droits ou déjetés (généralement vers l'Est). A ces plis d'axe N-S à N 20°E subhorizontaux plongeant légèrement vers le Nord, est associée une schistosité de fracture subverticale plus ou moins serrée et disposée en «couloirs» sub-méridiens. Cette phase de déformation D5, très intense le long du grand anticlinal de Montredon (feuilles Réalmont et Carmaux), est moins bien exprimée vers l'Est (feuille Saint-Sernin-sur-Rance). C'est au cours de cette phase que sont replissés, d'une part, certains filons de puissance multimétrique de microgranite (région de Carmaux) et d'autre part, à Saint-Jean-de-Jeannes (mine du Moulinail), les petits filons de puissance métrique («ficolles») de fluorine (observation H. Akroud, DEA Lab. Min. Toulouse, 1985) ainsi que le filon principal qui est ondulé.

#### *Relations entre les déformations D4 et D5*

Les deux phases de déformation tardives D4 et D5 sont nettement distinctes l'une de l'autre cartographiquement et chronologiquement (Tab. III). Elles correspondent respectivement à des compressions d'orientation N 135°E et N 90-100°E, qui se situeraient dans un intervalle de temps géologiquement très court : D4, mise en place des granitoïdes, D5, fin de cristallisation de ceux-ci, la mise en place des filons de fluorine ou d'une partie de ceux-ci se situant entre ces deux épisodes de déformation. En fait, ces deux phases de déformation semblent correspondre au même mécanisme d'ensemble unique et continu et à plusieurs épisodes dus à l'évolution d'un même champ de contraintes (continuum orogénique) ont la direction varie (N 135° à N 90°E). Cette variation pourrait être induite par la présence de masses plutoniques rigides déjà cristallisées (fin de la phase D4).

De la région de Montredon à Montroc, essentiellement dans la série des schistes verts, on observe fréquemment des schistes tachetés. Ces taches correspondent probablement à des cristaux d'andalousite altérés qui ont cristallisé postérieurement aux déformations D1 et D2 et en relation avec les déformations tardives D4 et D5 (témoins de la mise en place des granites carbonifères type Sidobre?).

L'âge radiométrique du granite du Sidobre (281 ± 36 MA) (âge recalculé par M. Demange, 1982 d'après les données de J. Hamet, 1975) datant la fin de sa cristallisation, les phases de déformation D4 et D5 se situeraient au début du Stéphanien.

Localement, ont été observés quelques petits plis plus tardifs qui se manifestent par des kinks à plans axiaux verticaux de direction variable que nous n'avons pas analysés. Quelques-uns d'entre eux pourraient être induits par le rejet des grandes failles. P. Beziat (1973) signale des kinks orientés N 110°E tardifs et R. Deschomets (1978) des plis flexures et kinks à axe E-W.

### ESSAI DE CORRELATIONS ENTRE LES PHASES TARDIVES DE PLISSEMENT D4 ET D5 ET LES DEFORMATIONS CASSANTES ASSOCIEES

Tableau III

PLISSEMENT D4 Séphtanien A	PLISSEMENT D5 Stéphanien B et C	Filière cassante
<p>Fluide Westphalien?</p> <p>deux phases de déformation correspondant à deux épisodes distincts la direction de compression varie de NNE-SSW à E-W.</p>	<p>Compression NS décrite dans le bassin de Saint-Affrique, C. SANTOUL, 1980.</p> <p>(Méjy, J. BLES et al., 1981.)</p> <p>- Plissement NS (à N 20° E) d'amplitude millimétrique à kilométrique, avec schisogénèse de fracture subverticale associée.</p> <p>- Fin de cristallisation des granitoïdes du type Sidobre (281 ± 36 Ma)</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Ouverture en extension des fractures NS à N 20° E : filons minéralisés en barytine (Albon)</li> <li>- Rejet décrochant de droite des fractures N 140° E à N 160° E</li> </ul>
<p>- Amples plis kilométriques NE-SW dans l'Aubrac</p> <p>- Plis kilométriques synschisteux (strain slip) NE-SW au SE du Sidobre</p> <p>- Plis N 70° E à N 80° E dans la zone axiale</p> <p>- Édification du dome de Montredon-Labessonnié</p> <p>- Mise en place du granite du Sidobre et de Peyrebrune</p>	<p>- Plissement des filons de microgranites</p> <p>- Plissement des petits filons de fluorine et ondulation du filon principal (St-Jean-de Jeannes).</p> <p>- Rejet décrochant sénestre des fractures N 140° E</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Ouverture des fractures EW parallèlement à la contrainte principale la plus forte</li> </ul> <p>ouverture du bassin de Graissessac (Séphtanien B) -graben-</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Ouverture lente et progressive des fractures EW avec épisodes successifs de mise en place:</li> </ul> <ul style="list-style-type: none"> <li>de fluorine</li> <li>de silice</li> </ul> <p>Fluorine bleue (filon principal) et fluorine violette (varie)</p> <p>Trois épisodes distincts, dont le premier se traduit par la formation d'une grêle tectonique BHT;</p>
<p>- Fractures N 170° E (à NS): jeu décrochant sénestre</p> <p>- Fractures N 140° E : fractures de tension parallèles à la contrainte principale la plus forte</p> <p>- Fractures EW (N 90° à 110° E): jeu décrochant de droite</p>	<p>- Formation en extension du bassin stéphanien (Séphtanien A et B) de Commeaux</p> <p>jeu associé aux fractures de tension N 140° E</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Filons minéralisés (Mg) de Montredon-Labessonnié</li> <li>Grêle tectonique hyperfissuré (HT) de Lard Rosace</li> </ul>

### II.5.2 — Déformations cassantes

Quatre systèmes de fractures majeures cartographiques affectent les terrains cambro-siluriens de l'Albigeois cristallin. Une étude plus détaillée de la fracturation a été faite par J.L. Bles *et al.* (1982). Nous ne caractériserons ici que très brièvement chaque système (importance et nature du remplissage filonien). Un essai de chronologie relative par rapport aux deux phases de plissement tardif sera proposé en fonction des données acquises (Tabl. III). Par ordre d'importance décroissante, les familles des grandes fractures ont les directions suivantes : N 140°E, N-S à N 20°E, N 90°E et N 60°E.

**Les failles et filons N 140°E** sont les accidents les plus fréquents. Leur dernier jeu apparent dextre est très net et décale toutes les structures d'ordre cartographique. Leur écartement moyen est de l'ordre de 1 à 4 kilomètres environ pour les très grandes failles. Certaines sont soulignées par du quartz et constituent des « BTH » (brèche tectonique hypersilicifiée). L'aspect bréchique est donné par la présence d'abondants blocs de l'encaissant emballés dans la silice mise en place lors de l'ouverture de ces fractures. Dans l'ensemble de l'Albigeois, ces filons ne sont pas minéralisés en fluorine. La chronologie des rejeux successifs de ces accidents est difficile à établir. Cependant :

- lors de la phase D4, ils apparaissent comme fractures de tension (minéralisées à Montredon-Labessonié en wolframite),
- lors de la phase D5, ils jouent en décrochements senestres,
- le jeu dextre, visible cartographiquement, de ces décrochements pourrait correspondre à un rejet plus tardif lors de compression N-S d'âge fini-autunien (tableau III) décrite par G. Santouil, 1980. Cependant on peut penser que la fracturation de cette direction peut être bien antérieure aux phases D4 et D5 et initialement liée au charriage. Effectivement, un charriage peut latéralement se transformer en décrochements cisailants de même direction que le déplacement (N 140°E à NS). Ces décrochements qui seraient dextres pourraient déjà rendre compte des déplacements cartographiques observés.

**Les failles et filons N-S à N 20°E** sont présents dans tout le secteur d'étude. Très bien représentés dans la région de Montroc, ces accidents peuvent avoir une longueur pluri-kilométrique. Leur remplissage est formé également de quartz (brèche siliceuse). Ces filons sont très peu minéralisés et peuvent contenir un peu de barytine. Ces remplessages, qui apparaissent, ici, postérieurement à la phase D5, ont subi un rejet postérieurement au dépôt du Sannoisien (C. Servelle, 1979).

Le bassin stéphanien de Carmaux (Stéphanien A et B) est situé sur le prolongement sud du fossé subméridien de la Salvetat-Peyralès qui débute à Decazeville et vient mourir à Carmaux (P. Collomb, 1964). Ce bassin sédimentaire est né dans un contexte de compression NNW-SSE à NW-SE (= phase D4), dans des ouvertures en extension induites par un grand cisaillement senestre N-S, associé à des fractures de tension N 140°E, s'ouvrant parallèlement à la contrainte principale la plus forte. Ces fractures N 140°E ont joué un rôle actif durant toute la sédimentation du bassin (B. Delsahut, 1981).

**Les failles et filons E-W** sont les accidents les plus importants économiquement car ce sont eux qui contiennent la

fluorine exploitée à Montroc et Saint-Jean-de-Jeannes. De longueur kilométrique (1 à 5 km), elles se répartissent très régulièrement dans le grand anticlinal N-S de la phase D5 et forment des couloirs distants les uns des autres de quelques kilomètres. Nous pensons que les filons de fluorine se sont mis en place durant la phase D5. Les grands accidents E-W qui ont joué en cisaillements dextres lors de la phase D4, vont s'ouvrir lors de la rotation de la contrainte principale la plus forte qui finit par devenir E-W (phase D5). Ce mécanisme peut expliquer l'histoire complexe des filons : ouverture lente et progressive des failles E-W avec des épisodes successifs de silicification et de mise en place de fluorine. Le plissement N-S des petits filons de fluorine (« ficolles ») ainsi que l'ondulation du filon principal, traduisent bien la persistance de la compression E-W après la formation des filons.

Divers mécanismes ont été proposés par les auteurs antérieurs pour expliquer la mise en place des filons, mais tous ces auteurs ont envisagé une ouverture très proche dans le temps mais toujours postérieure à la phase D5. Comme M. Lelubre et M. Vassal (1982), on peut penser, dans l'état actuel des connaissances, qu'il est peu probable que le fluor ait été stocké dans les formations cambro-siluriennes ; il proviendrait, très vraisemblablement, d'un massif granitique sous-jacent comme semblent en témoigner les schistes tachetés observés jusqu'à Montroc et les nombreux filons de microgranites. Les grands cisaillements induits par la phase D4 ont atteint le pluton avant son refroidissement et lors de la distension ont permis aux minéralisations fluorées de se libérer, ou bien ont permis la création au toit du pluton d'un réseau de perméabilité de fractures réactivé par la rotation D4-D5 du champ de contraintes et favorisant ainsi la possibilité de circuits convectifs au toit du pluton et le piégeage du fluor lessivé dans les structures distensives E-W.

C'est également sur un de ces grands cisaillements E-W que se serait installé le bassin étroit et allongé de Graissessac (Stéphanien B) : les accidents qui jouent en cisaillements dextres durant la phase D4 vont jouer en distension (fractures de tension) durant la phase de déformation D5. Le même mécanisme doit s'appliquer au bassin de Brousse-Brouquiès.

## III — Conclusions

L'étude géologique régionale des terrains attribués au Cambro-Ordovicien de l'Albigeois a permis de distinguer du SE vers le NW de grandes unités lithologiques et structurales : le domaine des écailles des Monts de Lacaune, la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance et une unité leptyno-amphibolitique observée à Réalmont et qui semble se raccorder à celle de Najac, au Nord.

Les surfaces de cisaillement basales de chaque nappe sont peu pentées vers le Nord, et les schistosités constitutives leur sont parallèles.

L'étude structurale a mis en évidence (Tab. II) une structuration interne propre à chaque unité et un gradient de déformation croissant du Sud vers le Nord avec une seule schistosité exprimée dans les Monts de Lacaune et deux ou trois schistosités sub-parallèles dans les autres unités. Le plissement polyphasé de ces unités ainsi que toutes les micro-

structures associées ont été interprétées comme étant nées dans un grand cisaillement plat ductile. Le déversement généralisé vers le Sud ou le SSE des plis synschisteux complexes ainsi que la géométrie des structures cartographiques régionales donnent le sens de déversement des nappes et la linéation d'étiement N-S ± 20° la direction du déplacement. Le jeu de cisaillement vers le Sud est clairement confirmé par les cisaillements ductiles portant une linéation N-S à N 10°E qui caractérisent le sommet de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès et la base de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance.

Les écaillles des Monts de Lacaune dans ce schéma régional d'empilement de nappes, pourraient représenter soit la partie frontale d'une unité complètement allochtonne, mais la plus superficielle des nappes plus internes, soit d'un para-autochtone poussé en avant par les nappes qui arrivent dessus.

#### Volcanismes

Des dépôts volcaniques et volcano-sédimentaires de puissance et de compositions variées se sont, pour l'essentiel, mis en place en milieu sous-marin ainsi qu'en attestent leur interstratification dans les sédiments cambro-ordoviciens et la présence locale de pillow-lavas et hyaloclastites. Il est possible de proposer un schéma d'enchaînement des épisodes volcaniques successifs à l'échelle régionale (fig. 2).

**Dans les unités d'Avène-Mendic et de Saint-Sernin-sur-Rance,** l'existence d'une importante activité volcanique acide est indiquée par la présence de dépôts de tufs rhyolitiques de puissance variant de cent à quelques centaines de mètres selon les unités. Ce volcanisme est d'âge cambrien inférieur (K1) dans l'unité d'Avène-Mendic, cambrien inférieur (K1) à/et/ou ordovicien inférieur (O1) dans celle de Saint-Sernin-sur-Rance (fig. 2). A l'échelle régionale, des formations volcaniques pétrographiquement comparables sont connues dans d'autres unités du versant nord de la Montagne Noire, où elles sont prises comme niveau repère de la base du Cambrien :

- des tufs rhyolitiques associés à des schistes et superposés à des conglomérats à galets de quartzite à l'Est de Lodève (B. Alabouvette *et al.*, 1982; F. Arthaud *et al.*, 1982);
- des intercalations volcano-détritiques dans les grès de l'unité du Mont Merdellou et la sous-unité de Barre-Montagnol («tuffites à phosphoclastes» de J.P. Prian, 1980) qui pourraient être interprétées comme le démantèlement d'édifices volcaniques contemporains de ceux de l'unité Avène-Mendic (M. Donnot, B. Guérangé, 1978) ou antérieurs à ceux-ci;
- des niveaux détritiques à matériel volcanique («porphyroïdes») au Sud-Ouest d'Escoussens, à une douzaine de kilomètres à l'Ouest de Mazamet (P. Debat, 1974 et P. Debat et M. Mouline, 1979), qui, bien que rapportés au Briovérien, pourraient constituer l'équivalent le plus occidental de cet ensemble volcano-détritique sur le flanc septentrional de la Montagne Noire.

Il est aussi envisageable (M. Demange, 1982) qu'une partie des orthogneiss de la zone axiale de la Montagne Noire soit l'équivalent stratigraphique de ces tufs rhyolitiques.

**Dans l'unité de Brusque,** les formations volcaniques sont limitées au Cambrien inférieur. La plus ancienne (K1) est

basaltique (agglomérats d'Ensèges), les plus récentes (K2) sont constituées de laves et volcanoclastites intermédiaires à acides.

**Dans l'unité du Mont Merdellou,** des laves et volcanoclastites intermédiaires à acides interstratifiées dans le Cambrien inférieur (K2) paraissent de même nature pétrographique et volcanologique que leurs équivalents de l'unité de Brusque.

**Dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès,** où le Cambrien inférieur et une partie de Cambrien moyen sont inconnus, les formations volcaniques les plus anciennes sont des tufs et ignimbrites rhyolitiques d'âge cambrien supérieur (?) — trémadocien (K6-01); ils sont relayés au Trémadocien-Arenigien (O1-O2) par des tufs et laves basiques auxquels sont associés, localement, des tufs acides.

Bien que les données géochimiques soient encore fragmentaires, la caractérisation cartographique et pétrographique de ces ensembles volcaniques régionaux permet d'identifier dans les Monts de l'Est de Lacaune et l'Albigeois cristallin des associations magmatiques corrélables avec celles du Cambro-Ordovicien français (M. Piboule, 1979; J. Bebién et C. Gagny, 1980). Il convient d'abord de noter l'absence dans toute la zone étudiée de séries alcalines, alors que celles-ci ont été clairement caractérisées dans les métavolcanaïtes d'autres régions du socle français (M. Seyler, 1984).

Les épais dépôts exclusivement constitués de tufs rhyolitiques des unités d'Avène-Mendic et Saint-Sernin-sur-Rance ainsi que les basaltes tholéitiques associés à quelques tufs acides de l'unité de Saint-Salvi-de-Carcavès, sont les témoins d'un régime distensif intra-continentale qui aurait débuté au Cambrien et se serait prolongé au moins jusqu'à l'Arenigien dans l'Albigeois cristallin. Ailleurs, l'existence d'un régime distensif durant ces périodes est attestée :

- dans les Pyrénées et la Montagne Noire, par la présence de granites alcalins orthogneissifiés (J. Lameyre et A. Autran, 1980), dans les Maures par un volcanisme alcalin mis en place entre 520 et 480 MA (M. Seyler, 1984).
- au Caradocien-Ashgillien dans le Massif armoricain, par la présence des métabasites de la presqu'île de Crozon (B. Cabanis, 1986).

Situés dans un environnement sédimentaire de plate-forme continentale, les agglomérats d'Ensèges sont interprétés comme résultant d'un volcanisme mis en place dans une zone en distension soit en domaine intra-continentale, soit dans ou à proximité d'une marge active sur laquelle se seraient mises en place les volcanites à dominante calco-alcaline des unités de Brusque et du Mont Merdellou (L. Gachet, 1983). Cependant, la situation de cette marge active, indicatrice d'un régime tectonique compressif, isolée dans ou près de zones dont le volcanisme est révélateur d'un régime distensif, est difficile à intégrer dans une reconstitution géodynamique : marge et bassin d'arrière marge ? Par contre, ce caractère «calco-alcalin» pourrait être dû à une réactivation de la croûte, encore chaude à la suite de l'orogenèse cadomienne, par les basaltes mis en place dans les zones distensives et leur hybridation (A. Autran, comm. pers.). Cette hypothèse, plus compatible avec l'ensemble des données géologiques et structurales, demande des études géochimiques détaillées pour être éventuellement validée. Il est possible que ce type de mécanisme puisse aussi rendre compte du volcanisme calco-alcalin identifié par J. Le Gall

et B. Cabanis (1985) dans le Cambrien des Coëvrons. Dans la zone axiale de la Montagne Noire, les orthoamphibolites de Murat qui sont interprétées par M. Demange (1982) comme des « tholéites de zone stable » pourraient être aussi les témoins d'une phase distensive plus ou moins contemporaine. Les gneiss de Murat-Rouvials qui les encaissent ont en effet un âge isotopique voisin de 530 MA (âge recalculé in M. Demange, 1982, d'après les données de J. Hamet, 1975 et J. Ducrot *et al.*, 1979).

#### Age de la tectonique tangentielle

Depuis le Rouergue jusqu'à la limite nord de la zone axiale de la Montagne Noire, la structuration d'ensemble est cohérente, caractérisée par une superposition de nappes à déversement vers le Sud.

Les terrains les plus jeunes datés impliqués dans les chevauchements de l'Albigeois et des Monts de Lacaune sont d'âge silurien (schistes et calcaires noirs à Orthocères et Conodontes de Murasson du Llandovérien-Ludlovien, 430-400 MA). Les terrains les plus anciens qui scellent les déformations tangentielles sont datés Stéphanien B (285 MA) pour le bassin de Graissessac et Stéphanien A (290 MA) supérieur pour le bassin de Carmaux. La fourchette temps est donc très large et couvre les périodes éohercynienne et hercynienne (Dévonien et Carbonifère).

Les granites du Sidobre datés  $281 \pm 36$  MA (J. Hamet, 1975, données corrigées) et du Faulat daté  $304 \pm 51$  MA (C.J. Allegre *et al.*, 1968, données corrigées) sont contemporains des phases de déformation tardives. Ils n'apportent aucun argument quant à l'âge de la structuration tectono-métamorphique précoce D1-D2.

Dans les Monts de Lacaune, il existe deux granites affectés par les phases de déformation D1 et D2 : le granite du Mendic, en « voie d'orthogneissification » daté de  $507 \pm 10$  MA (J. Hamet, 1975, données corrigées) et l'orthogneiss de Montredon-Labessonnié, daté à 330 MA par monazite cordant (J.Y. Lancelot, in J.L. Guion, 1984).

Dans le Rouergue, la mise en place de l'orthogneiss du Pinet est synphase de déformation 2 (J.P. Burg et C. Teysier, 1983) ; elle est datée par L. Delbos *et al.* (1964-1965) entre 350 et 290 MA ( $Rb/Sr$ ), par H. Maluski (in C. Nicollat, thèse), 321 MA ( $^{39}Ar/^{40}Ar$ ) et par C. Pin (1981) à 350 MA sur zircons.

L'âge de la tectonique tangentielle en Albigeois d'après les données géochronologiques serait donc compris entre  $507 \pm 10$  MA (granite du Mendic) et 350 à 321 MA ( $^{39}Ar/^{40}Ar$ ) (orthogneiss du Pinet).

Les déformations tangentielles précoces D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub> (D<sub>3</sub>?) de l'Albigeois sont tout à fait corrélables avec celles décrites par C. Nicollat (1978) dans les séries lithologiques du dôme du Lévézou. Le métamorphisme associé à cette tectonique tangentielle a été dans la série leptyno-amphibolitique daté à 350 MA ( $^{39}Ar/^{40}Ar$ , H. Maluski) soit dévonien supérieur. Dans l'Albigeois, une datation géochronologique du phénomène tectono-métamorphique ayant affecté le « granite » de Montredon-Labessonnié est fournie par l'âge monazite à 330 MA récemment obtenu qui placerait donc au Viséen supérieur la mise en place de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès et l'acquisition de la schistosité dans les écailles des Monts de Lacaune.

Dans la zone axiale de la Montagne Noire, l'âge des phases tangentielles est antérieur à  $340 \pm 22$  MA (âge du granite d'anatexie du Laouzas qui clôture la tectonique tangentielle).

Toutes ces données permettent de proposer un âge dévonien supérieur à carbonifère inférieur pour la structuration tangentielle du versant nord de la Montagne Noire-Albigeois.

#### Place de l'Albigeois cristallin dans l'orogène varisque

Dans la zone Sud-Armoricaine/Vendée-Limousine ainsi que dans la moitié nord du Massif Central (Auvergne - Lyonnais - Morvan - Vivarais), deux évolutions tectono-métamorphiques ont été mises en évidence : une structuration majeure, rapportée à l'orogenèse éohercynienne d'âge dévonien (charriage synmétamorphe) à laquelle se superpose de manière subordonnée des événements tectono-métamorphiques carbonifères (couloirs régionaux de déformation, plissement à grand rayon de courbure, intense magmatisme granitique). Au Sud, les événements tectono-métamorphiques de la zone Pyrénées-Montagne-Noire, sont classiquement rapportés aux phases carbonifères de l'orogenèse hercynienne (évolution polyphasée postérieure au Viséen).

Entre ces deux domaines se place une zone intermédiaire, comprenant essentiellement un ensemble micaschisteux épizonal (Albigeois-Rouergue-Lot-Cévennes) dont l'âge des déformations majeures devrait se situer logiquement entre 350 MA (âge du métamorphisme dans la région de Marvejols) et 320-340 MA (âge du métamorphisme et de la déformation dans la zone axiale et le versant sud de la Montagne Noire).

L'analyse structurale de la zone Albigeois-Monts de Lacaune a mis en évidence l'existence de deux évolutions tectono-métamorphiques distinctes : un événement tectono-métamorphique majeur (charriage synmétamorphe vers le Sud) que l'on peut rapporter à la migration vers le Sud de la zone de raccourcissement crustal par collision, avec mise en place de grandes nappes pendant la fin du Dévonien et le Carbonifère basal, auquel se superpose une phase carbonifère supérieur caractérisée par un plissement polyphasé à grand rayon de courbure et fracturation associée (D<sub>4</sub> et D<sub>5</sub>), plissement bien calé par son synchronisme avec les dépôts stéphaniens des bassins de Graissessac, Brousse-Broquiès et Carmaux.

#### Remerciements

Nous remercions Messieurs P. Debat, M. Durand-Delga, M. Lelubre, B. Lemière et P. Matte, ainsi que Madame M. Tegyey, des conseils et de l'aide qu'ils nous ont apportés lors de la préparation de cette note. Nous sommes particulièrement reconnaissants à Messieurs A. Autran et B. Guérangé du temps qu'ils ont consacré à la lecture de nos manuscrits et de toutes les améliorations de fond et de forme qu'ils y ont apportées.

## Bibliographie

- ACUANA-SORRIAUX G. (1981). — Le métamorphisme de contact du granite du Sidobre (Tarn). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Toulouse.
- ALABOUVETTE B. (avec la collaboration de AUBAGUE M., BAMBIER A., FEIST R., PALOC J.) (1982). — Notice explicative de la feuille Lodève à 1/50 000, 52 p.
- ALLEGRE C.J., HAMET J., JAVOY M. (1968). — Étude des rapports isotopiques  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et 180/160 du Massif granitique du Fauguet et ses filons: datation et pétrogenèse. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 266, (D), pp. 2180-2183.
- 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. n° 628, p. 30 d'après rapport interne 17 p.; 1 carte, 1 tabl. anal. chim. (18).
- ARTHAUD F. (1970). — Étude tectonique et microtectonique comparée des deux domaines hercyniens: les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiense (Sardaigne). Thèse d'État, Montpellier, 175 p.
- ARTHAUD F., FEIST R., MEDIONI R., BROUSSE R., ALABOUVETTE B. (1982). — Carte géologique de la France à 1/50 000, Lodève, feuille n° 989 et notice explicative.
- ARTHAUD F., MATTE P. (1977b). — Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, p. 1305-1320.
- AUTRAN A., BRETON J.P., CHANTRAIN J., CHIRON C., GROS Y., ROGER P. (1980). — Introduction à la carte tectonique de la France 1/1 000 000. Mém. BRGM n° 110, 51 p.
- BARAS E. (1979). — Le dôme «orthogneissique» de Montredon-Labessonnié (Tarn) et son enveloppe métamorphique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Toulouse.
- BEBIEN J., GAGNY C. (1980). — Volcanites du Précambrien au Crétacé et leur signification géostructurale, in «Évolutions géologiques de la France», mém. BRGM n° 107, pp. 99-136.
- BERGERON J. (1989). — Étude géologique du massif ancien situé au sud du Massif central. Thèse, Paris.
- BESSON M., FONTEILLES M. (1974). — Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéitique et calco-alcaline. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 97, pp. 445-449.
- BEZIAT P. (1973). — Style des déformations et figures d'interférence sur la bordure SE du Sidobre (versant nord de la Montagne Noire). *Bull. BRGM*, IV, 3, 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* (2), sect. II, n° 4, pp. 417-426.
- BLES J.L., LOZES J., ROUBICHOU P. (1982). — Étude structurale des schistes et des filons de fluorine de l'Albigeois. Rapport BRGM 81 SGN 661 GEO, 54 p.
- BODINIER J.L. (1981). — Étude géochimique de deux massifs basiques et ultrabasiques de la chaîne hercynienne (Najac, Aveyron: Chambrousse, massifs cristallins externes alpins). Étude géologique de la région de Najac. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier, 112 p.
- BODINIER J.L. et BURG J.P. (1980/81). — Évolution métamorphique et tectonique des séries cristallophylliennes du Rouergue occidental: mise en évidence d'un chevauchement dans la région de Najac (Aveyron). *Bull. BRGM*, sect. I, n° 4, pp. 315-339.
- BOYER-GUILHAUMAUD C. (1974). — Les volcanites de la Montagne Noire (S.E. du Massif central). pp. 112-135. In «volcanismes acides paléozoïques dans le Massif armoricain». Thèse état Orsay, 384 p. ronéo, 9 pl.
- BRIAND B., PIBOULE M. (1979). — Les métabasites de la série de Marvejols: témoins d'un magmatisme tholéitique d'arrière arc cambro-ordovicien? *Bull. BRGM*, Fr. (2), Sect. I, n° 3, p. 131-172.
- BRUNEL M. (1972). — Étude de la tectonique hercynienne polyphasée dans le massif granitique pré-hercynien du Mende et son enveloppe sédimentaire: versant nord de la Montagne Noire (Massif Central Français). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier.
- BURG J.P., DELOR C., LEYRELOUP A. (1984). — Structures tangentielles en Rouergue oriental: arguments tectoniques et métamorphiques. *C.R. Acad. Sc., Paris*, t. 298, Série II, n° 8, 1984.
- BURG J.P., DELOR C., LEYRELOUP A. (1986). — Le massif du Lévezou et les séries adjacentes du Rouergue oriental (Massif Central). Nouvelles données pétrographiques et structurales. *Géologie de la France*, n° 3, pp. 227-272.
- BURG J.P., MATTE P. (1978). — A cross-section through the French Massif Central and the scope of its Variscan evolution. *Z. Dtsch. Geol. Gesel.*, 129, p. 429-460.
- BURG J.P., TEYSIER C. (1983). — Contribution à l'étude tectonique et microtectonique des séries cristallophylliennes du Rouergue oriental. La déformation des laccolites syntectoniques, type Pinet. *Bull. du BRGM*, (2), n° 1-2, pp. 3-30, 9 fig., 1 carte h.t., 3 pl. ph.
- CABANIS B. (1986). — Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques. Exemples d'applications dans le Massif Armorican et le Massif Central. Critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. Implications géodynamiques. Thèse Doc. état, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris.
- CARME F. (1974). — Tectoniques superposées dans le Haut-Allier; mise en évidence d'une megastucture tangentielle formée aux dépens d'un socle plus ancien. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 278 D, pp. 2501-2504.
- CARRON J.P., COLLOMB P. (1959). — Quelques aspects du volcanisme cambrien inférieur dans l'Est de la Montagne Noire. *C.R. Somm., Soc. Géol. France*, t. 7, pp. 196-197.
- COLLOMB (1964). — Étude géologique du Rouergue cristallin. Mém. Carte géol. France, 419 p.
- COLLOMB P. (1982). — Colloque national programme géologie profonde de la France. Doc. BRGM n° 39, p. 228-230.
- COLLOMB P., MEYZINDI C. (1984). — Résultats préliminaires sur les caractères de la limite Rouergue-Albigeois. 10<sup>e</sup> R.A.S.T., Bordeaux, p. 145.
- COUTURIER P. (1980). — Contribution à l'étude géologique et gitologique du district à fluorine de l'Albigeois cristallin: région de Mont-Roc, le Burc (Tarn). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Toulouse.
- DEBAT P. (1974). — Essai sur la déformation des gneiss de la Montagne Noire occidentale. Thèse Doc. Sci., Toulouse, 468 p.
- DEBAT P., MOULINE M. (1979). — Carte géologique de la France à 1/50 000, Mazamet, feuille 1012 et notice explicative, 50 p.
- DEBAT P., VIDAL J.L. (1981). — Essai sur la déformation des orthogneiss (exemples pris dans la Montagne Noire occidentale). Mém. S.G.F., Nell sér., LX, 141, 1-80.
- DELOR C. (1982). — Métamorphisme des séries paradérivées du Rouergue oriental. DEA Montpellier.
- DELBOS L., LASSERRE M., ROQUES M. (1964-65). — Géochronologie et rétromorphose dans la série cristallophyllienne du Rouergue (Massif Central français). *Sci. Terre, Nancy*, 10, (3-4), pp. 329-342.
- DELPONT G. (1973). — Les séries métamorphiques de l'Albigeois à l'est de Réalmont (Tarn), étude microtectonique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Toulouse, 86 p.
- DECHEMETS R. (1978). — Le gîte de fluorine de Trébas (Tarn, France), pétrographie, tectonique, gitologie, métallogénie. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Lyon.
- DELSAHUT B. (1981). — Dynamique du bassin de Carmaux (Tarn) et géologie du Stéphano-Permien des environs (entre Réalmont et Najac). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Toulouse.
- DEMANGE M. (1982). — Étude géologique du Massif de l'Agout, Montagne Noire. France. Thèse, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, T. 2, 647 p.
- 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*, sect. 1, n° 4, 333-363.
- DONNOT M., FOURNIER VINAS C., LULIN J.L., MILESI J.P., POUTI G. (1982). — Les minéralisations polymétalliques Cu-Pb-Zn du Paléozoïque français. Synthèse des résultats et travaux effectués dans les Pyrénées et les Monts de l'Est de Lacaune (Aveyron). Rapp. BRGM 82 SGN 840 GMX. Action de Recherche et Développement de la CCE, contrat 007-79-7-MPPF, 94 p., 12 fig., 3 ann.

- 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., Paris*, (7), t. XXI, n° 4, p. 501-506.
- DURAND B. (1966). — Le gisement plombo-zincifère de Peyrebrune (Tarn). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Nancy.
- DURAND J. (1939). — Carte géologique à 1/80 000, 2<sup>e</sup> éd. feuille n° 219 Albi.
- DURAND B., NICOLAS A. et 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. som. SGF*, fasc. B, pp. 300-302.
- DURAND B. et 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). *Géol. Rundschau*, 55, pp. 329-341.
- FLOYD P.A., WINCHESTER J.A. (1975). — Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27, 211-218.
- FLOYD P.A., WINCHESTER J.A. (1978). — Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chem. Geol.*, 21, 3-4, pp. 291-306.
- FOURNIER-VINAS C., DONNOT M. (1977). — Présence d'Acritharches dans l'Ordovicien inférieur et le Cambrien des Monts de l'Est de Lacaune (Aveyron). Versant nord de la Montagne Noire. *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> série, Section I, 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<sup>e</sup> cycle, Univ. Claude Bernard. Lyon I, 133 p.
- GEZE B. (1949). — Étude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. Thèse Doct., Paris. Mém. S.G.F., Nlle sér., 62.
- GUERANGÉ B. (1970). — Étude structurale du dôme de Montredon-Labessonié (Tarn). Rapport BRGM, 70 SGN 059 GEO.
- GUERANGÉ-LOZES J., GUERANGÉ B. (1984). — Les nappes de charriage de l'Albigeois cristallin (Tarn et Aveyron, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 299, Série II, n° 8, pp. 471-474.
- GUILLON J.H. (1963). — Étude géologique et métallogénique de l'Albigeois. Région d'Alban-Trébas (Tarn). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris, 74 p.
- GUION J.L. (1984). — Contribution à l'étude géologique et gitologique du district à tungstène, étain et fluor de Montredon-Labessonié (Tarn). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Toulouse.
- HAMET J. (1975). — Étude systématique par la méthode  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$  des processus orogéniques. Exemple de la Montagne Noire. Thèse, Univ. Paris VI et VII, Lab. de géochimie et cosmochimie, 248 p.
- HAMET J., ALLEGRE C.J. (1972). — Age des orthogneiss de la zone axiale de la Montagne Noire (France) par la méthode  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ . *Contr. Mineral. and Petrol.*, 34, pp. 251-257.
- HAMET J., ALLEGRE C.J. (1973). — Datation  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$  du massif granitique du Mendic et des porphyroïdes de l'Est de la Montagne Noire : une exemple de relations entre pluton et volcans. *Contrib. Min. Petrol.*, 38, n° 4, 290-298.
- LAMEYRE J., AUTRAN A. (1980). — Les granitoïdes de France in « Évolutions géologiques de la France », Mém. BRGM n° 107, pp. 51-98.
- LE GALL J. et CABANIS B. (1985). — Caractères chimico-minéralogiques des ignimbrites et laves cambriennes de l'est du Massif Armorican : implication pétrogénétique : RCP 705. Géodynamique du Massif Armorican en colloque « Journées du Mans » 1-2 oct. 1984, Hercynica n° 2.
- 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.
- LESCUYER J.L., GIOT D. avec participation de DONNOT M., BEZIAT P. (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 GEÓ, 146 p., 6 ann.
- MARINI F. (1978). — Considérations méthodologiques sur l'étude des spilites. Exemple : les spilites de Peyrebrune (Tarn). Réun. ann. Sci. Terre, 6, Orsay, p. 266.
- MATTAUER M. (1974). — Existe-t-il des chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Sud de la France ? 2<sup>e</sup> R.A.S.T. Pont-à-Mousson. p. 279.
- MATTAUER M., ETCHECOPAR A. (1976). — Argument en faveur de chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif Central français. Colloques internationaux du C.N.R.S., n° 268. Écologie et géologie de l'Himalaya, pp. 261-267.
- MATTAUER M., MERCIER J.L. (1980). — Microtectonique et grande tectonique. Mém. 4. Sér. Soc. Géol. France, n° 10.
- MATTE P. (1983). — Two geotraverses across the Ibero-Armorican variscan arc of western Europe. In « Profiles of Orogenic Belts », Geodynamic Series, RAST N. et DELANY F.M. ed., 10, A.G.U., pp. 53-81.
- 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.*, 1986 (8), t. II, n° 1, p. 9-24.
- MATTE P., BURG J.P. (1981). — Sutures, thrusts and nappes in the Variscan arc of western Europe. Plate tectonics Interpretation. In « Thrust and Nappe Tectonics » Geol. Soc. of London, spec. pub. Mc Clay and Price edit., p. 353-358.
- MATTE P., NICCOLET C. (1976). — Succession et style des déformations hercyniennes dans le substratum anté-permien du versant sud du dôme de Lévezou. 4<sup>e</sup> RAST p. 290.
- MAURIES J.P. (1970). — Microtectonique du Paléozoïque à l'Ouest de Vabre (Tarn). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Toulouse.
- MEYZINDI C. (1981). — Contribution à l'étude géologique de la partie nord-orientale de l'Albigeois cristallin : région de Réquista-Brousse-Plaisance (Aveyron, France). D.U.S.T., Bordeaux III, 128 p.
- 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. Univ. Bordeaux III, 348 p.
- MIYASHIRO A. (1975). — Volcanic rock series and tectonic setting. Ann. rev. Earth and Planetary Sci., vol. 3, pp. 251-269.
- NICOLET B. (1963). — Étude géologique et métallogénique de l'Albigeois. Région d'Alban-Saint-Jean-de-Jeannes (Tarn). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris, 89 p.
- NICOLLET C. (1978). — Pétrologie et tectonique des terrains cristallins anté-permiens du versant sud du dôme de Lévezou (Rouergue). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, n° 3, pp. 225-263.
- NICOLLET C., LEYRELOUP A. (1978). — Pétrologie des niveaux trondhjemitiques de haute pression associés aux éclogites et amphibolites des complexes leptyno-amphiboliques du Massif Central français. Cand. J. Earth Sci., 15, pp. 696-707.
- PEARCE J.A. (1975). — Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25, pp. 41-67.
- PEARCE J.A., CANN J.R. (1973). — Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, pp. 290-300.
- PEARCE J.A., NORRY M.J. (1979). — Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, 69, pp. 33-47.
- PEARCE T.M., GORMAN B.E., BIRKETT T.C. (1977). — The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Sci. Letters*, 36, pp. 121-132.
- PIBOULE M. (1979). — L'origine des amphibolites : Approche géochimique et mathématique. Application aux amphibolites du Massif Central français. Thèse d'Etat, Lyon ; 2 vol. 1003 p.
- PIN C. (1981). — Données microstructurales sur les terrains métamorphiques de la série du Lot. *Bull. BRGM*, série 2, section I (4), pp. 293-313.
- PIN C., LANCELOT (1982). — U-Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contr. Mineral. Petrol.*, 79, p. 1-12.
- PRIAN J.P. (1980). — Les porphyrites cambriennes du versant septentrional de la Montagne Noire, au sud du bassin permien de Camarès (Aveyron). Thèse Université, Paris VI, 407 p., pl. cartes. (1980) carte à 1/25 000 et notes diverses sur les volcans du Sud Merdellou, août 1980, documents inédits, BRGM SGN/GEO.

- ROLET J. (1973). — Contribution à l'étude géologique des Monts de l'Est de Lacaune « Autochtone du Mendix et écaille de Marcou » (Montagne Noire, France). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Paris-Sud centre d'Orsay, 101 p.
- ROQUES M. (1941). — Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif Central français. Mém. explic. carte géol. France, 530 p., 2 pl.
- 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<sup>e</sup> cycle, Montpellier, 74 p.
- SEYLER M. (1984). — Magmatologie des séries volcaniques métamorphiques : l'exemple des métavolcanites cambro-ordoviciennes, en particulier alcalines, du socle provençal. Thèse Doc. es Sciences, Univ. Claude-Bernard — Lyon I, 582 p.
- SERVELLE C. (1979). — Le rôle géomorphologique de la faille de Gédoul (près de Réalmont, Tarn). Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, France, 1979, vol. 115, num. 1-2, p. 197-208 en France : 12 p., 3 ill., 4 réf. Bib. Cn, C. 885.
- SHERVAIS W. (1982). — ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planetary Science Letters, 59, pp. 101-118.
- THIEBAUT J., VETTER P. (1960). — Les amphibolites du bassin houiller de Carmaux. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, France, tome 95, fasc. 1 et 2, p. 181-191.
- THORAL M. (1935). — Contribution à l'étude géologique des Monts de Lacaune et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne Noire. 1<sup>re</sup> thèse. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t 38, n° 192, 320 p.
- VASSAL M. (1980). — Géologie et filons à fluorine de l'Albigeois cristallin. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Toulouse.
- VIALLEFOND L. (1963). — Étude géologique et métallogénique de l'Albigeois, région de Montredon-Labessonnié (Tarn). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris, 73 p.

## ANNEXE 1

J. GUERANGE-LOZES ET C. ALSAC, 1986

## VOLCANISME DE L'UNITE DE BRUSQUE

## AGGLOMERATS D'ENSEGES

NO	S1O2	T1O2	AL2O3	FE2O3	FEO	MgO	MnO	CAO	Na2O	K2O	P2O5	H2O+	H2O-	BA	RB	SR	NI	CO	CR	V	CU	ZR	Y	NB
132	55.78	0.86	16.99	5.27	0.00	5.07	0.09	7.43	4.97	0.79	0.00	2.26	97.	30.	356.	135.	47.	251.	177.	130.	51.	18.	4.	
206	55.37	0.83	16.68	5.66	0.00	5.85	0.10	7.46	4.64	1.06	0.00	2.23	100.	37.	203.	162.	56.	263.	182.	58.	45.	13.	5.	
51	60.62	0.93	17.58	3.19	0.00	5.44	0.04	4.33	5.43	0.74	0.07	2.24	128.	25.	249.	68.	17.	245.	155.	135.	57.	24.	4.	
68	46.40	0.91	16.35	5.64	0.00	10.17	0.14	5.30	5.29	1.03	0.09	5.86	93.	28.	333.	185.	51.	276.	189.	139.	62.	21.	7.	
55	47.84	0.97	18.82	10.82	0.00	11.25	0.14	5.74	3.09	0.03	0.10	5.74	22.	21.	191.	224.	84.	286.	218.	147.	59.	24.	7.	
93	47.44	0.96	17.04	9.01	0.00	11.95	0.13	3.03	3.11	0.75	0.03	5.42	102.	20.	123.	186.	77.	272.	179.	83.	50.	18.	8.	
66	47.06	0.86	17.60	9.09	0.00	9.62	0.14	5.34	4.15	0.53	0.11	4.75	106.	18.	243.	179.	61.	239.	191.	75.	56.	19.	6.	
67	46.49	0.79	15.37	9.46	0.00	8.61	0.18	12.82	2.21	0.25	0.06	2.71	24.	11.	183.	175.	70.	234.	198.	79.	46.	16.	9.	
205	43.63	0.83	15.73	9.63	0.00	9.79	0.27	13.80	1.05	0.27	0.10	4.19	56.	15.	485.	215.	60.	267.	213.	12.	34.	12.	8.	
197	43.60	0.73	17.05	2.83	6.02	9.78	0.46	13.00	0.80	0.33	0.06	3.38	0.27	20.	312.	34.	18.	9.						
185	51.53	0.85	16.22	8.62	0.00	7.40	0.12	7.07	4.83	0.62	0.06	2.50	39.	21.	307.	191.	35.	291.	212.	157.	44.	14.	6.	
184	54.47	0.99	18.87	9.86	0.00	9.70	0.10	6.21	3.65	0.29	0.09	5.38	25.	17.	151.	239.	55.	338.	237.	145.	44.	18.	7.	
196	51.20	0.91	17.00	0.86	7.12	6.99	0.13	6.46	4.65	0.85	0.06	2.64	0.24	30.	318.	4.	4.	17.	6.					
127	53.80	0.70	13.95	6.06	5.87	7.86	0.15	7.43	4.95	1.01	0.03	2.20	0.17	20.	241.	32.	12.	5.						
114	51.77	0.70	12.72	7.77	0.00	8.13	0.25	13.24	3.11	0.29	0.01	1.59	36.	10.	329.	173.	45.	237.	198.	52.	33.	12.	7.	
67B	48.77	0.71	12.27	9.26	0.00	8.49	0.22	14.90	1.68	0.06	0.21	2.28	26.	7.	112.	126.	54.	213.	231.	69.	39.	10.	8.	

## VOLCANISME BASIQUE DES ALTERNANCES DE MOULERGUES-LACAN

NO	S1O2	T1O2	AL2O3	FE2O3	FEO	MgO	MnO	CAO	Na2O	K2O	P2O5	H2O+	H2O-	BA	RB	SR	NI	CO	CR	V	CU	ZR	Y	NB
158	56.47	0.48	18.61	5.74	0.00	3.96	0.03	7.19	3.49	1.24	0.10	3.03	718.	30.	679.	54.	26.	79.	151.	5.	81.	8.	5.	
120	48.34	0.75	16.55	8.37	0.00	9.06	0.13	9.14	3.23	0.80	0.12	3.06	288.	22.	532.	168.	55.	395.	194.	5.	63.	14.	7.	
222B	56.80	0.65	16.94	5.24	0.00	5.86	0.13	4.82	6.42	0.18	0.00	2.39	49.	10.	151.	60.	27.	191.	135.	10.	54.	5.	4.	
222A	52.22	0.64	18.18	6.67	0.00	B.34	0.12	2.42	5.76	0.45	0.00	3.99	95.	14.	155.	66.	48.	201.	154.	5.	55.	9.	4.	
104	51.69	0.90	17.50	3.09	4.26	5.81	0.11	6.33	4.69	0.96	0.10	3.09	0.17	20.	334.	8.	18.	6.						
204	49.95	1.15	22.05	3.11	4.20	3.16	0.14	6.46	4.38	1.77	0.14	2.57	0.14	64.	530.	113.	24.	8.						
187	49.77	0.87	17.36	8.03	0.00	9.91	0.22	3.76	4.89	0.69	0.11	4.50	109.	21.	286.	215.	37.	365.	192.	5.	79.	17.	7.	
116	46.85	1.08	18.85	1.35	8.69	9.02	0.10	3.10	5.48	0.43	0.04	4.69	0.19	14.	37.	26.	15.	5.	15.	7.				

## VOLCANISME INTERMEDIAIRE ET ACIDE DES ALTERNANCES DE MOULERGUES-LACAN

NO	S1O2	T1O2	AL2O3	FE2O3	FEO	MgO	MnO	CAO	Na2O	K2O	P2O5	H2O+	H2O-	BA	RB	SR	NI	CO	CR	V	CU	ZR	Y	NB
145	60.80	0.57	18.70	3.21	1.62	2.69	0.03	1.30	8.53	0.54	0.13	1.90	0.03	14.	62.					137.	9.	4.		
147	63.05	0.72	16.45	3.61	2.51	2.61	0.05	1.59	6.17	1.55	0.13	1.61	0.03	29.	251.					120.	18.	6.		
142	57.15	0.99	15.80	6.15	1.33	3.54	0.07	3.91	6.71	0.54	0.13	3.55	0.05	20.	177.					80.	7.	5.		
105	62.45	0.50	17.30	4.82	0.79	2.03	0.02	1.02	8.56	0.17	0.13	1.12	0.14	8.	150.					128.	19.	5.		
154	63.08	0.66	15.28	4.36	0.00	2.94	0.03	2.33	6.72	0.36	0.07	2.83	72.	14.	122.	44.	5.	115.	105.	5.	86.	10.	3.	
183	67.15	0.44	14.12	3.47	0.00	3.46	0.04	2.15	6.10	0.27	0.09	2.83	30.	10.	106.	66.	12.	161.	97.	5.	97.	8.	4.	
111	72.81	0.37	15.23	2.27	0.00	0.65	0.03	0.23	6.94	0.28	0.11	0.75	36.	7.	52.	10.	5.	27.	61.	26.	103.	7.	3.	
106	61.17	0.50	16.33	4.88	0.00	5.09	0.07	0.95	6.32	0.64	0.09	3.39	86.	10.	73.	74.	13.	169.	115.	5.	109.	12.	5.	
107	73.64	0.42	14.27	2.54	0.00	0.75	0.03	0.00	6.74	0.23	0.13	0.79	54.	7.	49.	5.	5.	19.	71.	5.	128.	13.	5.	
117	62.00	0.50	18.10	5.00	0.72	1.06	0.02	6.02	9.45	0.39	0.14	0.85	0.12	12.	75.					122.	10.	5.		
160	62.65	0.46	16.70	1.30	3.87	3.43	0.04	0.79	3.82	0.28	0.06	2.80	0.06	97.	130.					57.	2.	3.		
149	72.90	0.03	13.10	0.78	0.62	0.42	0.02	1.29	2.44	5.21	0.05	2.02	0.41	151.	36.					32.	3.	10.		
152	59.80	0.51	17.65	4.18	1.36	1.41	0.04	1.67	8.36	1.75	0.11	1.93	0.07	26.	114.					134.	30.	5.		

## KERATOPHYRES POTASSIFIÉS DE MOULERGUES-LACAN

NO	S1O2	T1O2	AL2O3	FE2O3	FEO	MgO	MnO	CAO	Na2O	K2O	P2O5	H2O+	H2O-	BA	RB	SR	NI	CO	CR	V	CU	ZR	Y	NB
180	67.71	0.53	15.20	2.24	0.00	1.22	0.05	1.99	6.68	1.04	0.13	2.02	330.	19.	130.	5.	5.	182.	105.	702.	117.	20.	4.	
101	65.80	0.52	17.95	1.70	0.54	0.75	0.01	0.28	9.16	0.12	2.21	0.19	170.	23.					151.	9.	6.			
100	60.02	0.53	17.93	5.36	0.00	0.60	0.02	0.00	1.55	10.71	0.06	2.84	668.	214.	64.	5.	5.	62.	63.	5.	135.	13.	7.	
143	62.10	0.55	19.00	0.92	3.74	0.59	0.03	1.33	6.57	2.46	0.15	1.97	0.06	50.	70.					151.	16.	5.		
140	62.00	0.55	17.20	4.84	0.90	0.84	0.04	1.95	3.91	3.86	0.17	2.54	0.14	106.	135.					136.	20.	6.		
139	64.90	0.56	17.05	1.11	1.64	0.67	0.01	0.37	3.12	7.92	0.14	1.23	0.10	148.	52.					142.	13.	5.		
112	60.35	0.60	18.65	4.86	0.56	0.53	0.03	0.50</																

## ANNEXE 2

J. GUERANGE-LOZES ET C. ALSAC, 1986

## VOLCANISME DE L'UNITE DU MONT MERDELLOU

## VOLCANISME BASIQUE DU FLANC MERIDIONAL DE L'ANTICLINAL

NO	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	BA	RB	SR	NI	CO	CR	V	CU	ZR	Y	NB
176	52.60	0.72	16.35	1.06	5.77	7.06	0.10	8.90	3.82	0.53	0.07	2.18	0.18	16.						62.	13.	7.	
177	51.00	0.80	16.90	4.51	4.19	8.13	0.09	4.96	4.68	0.74	0.12	3.12	0.27	14.	577.					60.	16.	6.	
64	51.24	0.66	19.74	8.75	0.00	5.07	0.13	4.67	4.63	0.35	0.16	4.00	0.27	74.	16.	350.	35.	41.	42.	147.	5.	150.	27.
56	51.9.68	0.89	16.20	8.47	0.00	6.07	0.16	8.65	3.02	0.98	0.11	3.14	0.27	781.	43.	564.	76.	61.	111.	214.	66.	68.	17.
191	48.50	0.90	16.10	4.10	8.00	0.00	9.77	3.28	0.90	0.10	2.93	0.19	20.	304.						84.	17.	9.	
190	49.10	0.86	15.89	7.48	0.00	7.91	0.14	7.57	3.26	1.13	0.16	4.21	0.19	938.	23.	827.	165.	32.	353.	202.	5.	81.	17.
200	50.33	0.66	15.39	7.80	0.00	9.28	0.10	7.94	4.23	0.34	0.08	3.49	0.19	132.	10.	421.	149.	35.	416.	137.	74.	53.	12.
202	50.48	1.29	16.12	8.65	0.00	7.45	0.14	7.48	3.64	0.79	0.20	2.92	0.19	174.	24.	597.	130.	31.	328.	215.	25.	91.	21.
175	50.95	0.82	17.80	6.66	6.92	7.47	0.08	4.05	4.97	1.04	0.10	3.73	0.13	25.	809.						76.	13.	7.

## VOLCANISME INTERMEDIAIRE ET ACIDE DU FLANC MERIDIONAL DE L'ANTICLINAL

NO	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	BA	RB	SR	NI	CO	CR	V	CU	ZR	Y	NB
170	61.30	0.53	16.25	0.80	4.67	4.90	0.05	1.10	5.40	0.17	0.14	3.07	0.19	10.	181.					121.	16.	5.	
198	65.45	0.73	16.79	5.36	0.00	1.82	0.04	0.40	6.62	0.51	0.14	2.27	0.27	808.	10.	479.	5.	5.	11.	162.	61.	127.	14.
199	62.19	0.77	18.73	5.57	0.00	2.31	0.05	0.68	7.15	0.47	0.14	2.05	0.27	838.	14.	522.	103.	79.	5.	170.	57.	135.	17.
62	59.06	0.41	17.13	4.66	0.00	3.31	0.07	6.15	3.15	2.07	0.05	2.93	0.19	384.	51.	814.	74.	36.	57.	87.	5.	112.	16.
167	60.96	0.49	17.25	0.47	2.77	2.40	0.04	3.16	6.70	0.67	0.15	3.60	0.19	28.	280.						88.	20.	4.
165	61.11	0.56	16.90	0.34	1.90	1.41	0.03	4.72	7.34	0.40	0.15	3.93	0.12	14.	349.						131.	14.	5.
65	63.10	0.51	21.32	3.80	0.00	1.19	0.05	1.12	7.13	0.24	0.07	1.59	0.19	59.	14.	275.	10.	12.	11.	89.	5.	152.	19.
47	56.31	0.58	18.46	5.61	0.00	3.50	0.10	8.21	2.96	0.20	0.10	3.18	0.19	179.	11.	804.	63.	56.	48.	177.	35.	86.	12.
173	62.65	0.72	16.50	0.90	4.71	1.98	0.08	3.71	4.97	1.17	0.14	2.00	0.13	16.	446.						123.	18.	6.
201	57.35	0.66	15.11	6.61	0.00	5.26	0.10	8.26	3.73	0.99	0.09	2.78	0.19	338.	18.	692.	111.	23.	196.	143.	63.	125.	18.

## VOLCANISME BASIQUE DU FLANC SEPTENTRIONAL DE L'ANTICLINAL

NO	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	BA	RB	SR	NI	CO	CR	V	CU	ZR	Y	NB
V4	49.20	0.99	18.58	9.21	0.00	9.67	0.01	0.70	5.40	0.21	0.31			30.		100.	10.	100.	70.	2.	50.		
V8	48.00	1.19	17.68	10.75	0.00	9.02	0.02	3.60	3.00	1.03	0.20			100.	10.	100.	70.	70.					
V6	50.80	1.21	20.53	6.58	0.00	8.06	0.01	0.63	6.45	0.26	0.36			600.		100.	10.	70.	100.	50.	100.	20.	
V10	47.80	1.39	15.75	0.00	12.29	0.01	4.54	1.20	0.10	0.20			30.		200.	10.	200.	30.	100.				
V3	53.80	0.86	17.03	8.58	0.00	8.36	0.02	0.84	4.73	0.24	0.31			300.		50.	5.	100.	70.		100.		

## VOLCANISME INTERMEDIAIRE ET ACIDE DU FLANC SEPTENTRIONAL DE L'ANTICLINAL

NO	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	BA	RB	SR	NI	CO	CR	V	CU	ZR	Y	NB
V1	57.40	0.75	16.62	5.32	0.00	7.40	0.01	1.54	5.15	0.20	0.17			30.		100.	10.	70.	70.	50.	100.	30.	
V11	64.80	0.57	17.42	4.48	0.00	2.22	0.01	0.14	6.03	1.20	0.19			600.		10.	20.	70.	5.	100.	20.		
V2	68.20	0.88	14.32	4.00	0.00	3.83	0.01	0.14	4.80	0.23	0.14			50.		20.	200.	70.	30.	100.			
V5	68.40	0.48	16.53	2.86	0.00	1.31	0.01	0.70	7.58	0.21	0.18			100.		20.	10.	200.	70.	1.	100.		

LES ANALYSES DONT LE NO EST PRECEDE DE LA LETTRE V SONT EXTRAITES DE J.P. PRIAN (1980), LES AUTRES DE L. GACHET (1983).