

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

# MONISTROL- SUR-LOIRE

## MONISTROL-SUR-LOIRE

par  
G. VITEL, D. GARCIA, M. TURLAND,  
H. GONORD, B. ETLICHER, A. CHAFCHAFI



La carte géologique à 1/50 000  
MONISTROL-SUR-LOIRE est recouverte par  
la coupure MONISTROL (N° 176)  
de la Carte géologique de  
la France à 1/80 000

Arlanc	Firminy	Saint-Étienne
Craponne-sur-Arzon	MONISTROL-SUR-LOIRE	Annonay
Le Puy	Yssingeaux	Saint-Agrève

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



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
MONISTROL-SUR-LOIRE À 1/50 000**

*par*

**G. VITEL, D. GARCIA, M. TURLAND, H. GONORD,  
B. ETLICHER, A. CHAFCHAFI**

**2000**

***Editions du BRGM  
Service géologique national***

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

*pour la carte:* VITEL G., TURLAND M., LEDRU P., GONORDH., CHAFCHAFI A., ETLICHER B. (2000)-Carte géol. France (1/50 000), feuille Monistrol-sur-Loire (768). Orléans : BRGM. Notice explicative par VITEL G. et *al.* (2000), 99 p.

*pour la notice:* VITEL G., GARCIA D., TURLAND M., GONORD H., ETLICHER B., CHAFCHAFI A. (2000) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Monistrol-sur-Loire (768). Orléans : BRGM, 99 p. Carte géologique par VITEL G. et *al.* (2000).

© BRGM, 2000. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1768-6

## SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
<b>RÉSUMÉ - ABSTRACT</b>	7
<b>INTRODUCTION</b>	11
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	11
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL</i>	11
<i>LES GRANDES UNITÉS GÉOLOGIQUES DE LA CARTE</i>	12
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	13
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	15
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES</i>	15
<i>FORMATIONS ÉRUPTIVES</i>	31
<i>FORMATIONS VOLCANIQUES</i>	51
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES</i>	53
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	60
<b>CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</b>	65
<i>FORMATIONS DU SOCLE HERCYNIEN</i>	65
<i>FORMATIONS VOLCANIQUES</i>	70
<b>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE</b>	70
<i>ANALYSE DE LA DÉFORMATION</i>	70
<i>ANALYSE PARAGENÉTIQUE - CONDITIONS MÉTAMORPHIQUES</i>	73
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	75
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	77
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	11
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	79
<i>MOUVEMENTS DE TERRAINS</i>	81
<i>GÎTES ET INDICES MNÉRAUX</i>	81
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	82
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	83
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	83
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	90
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	90

<b>AUTEURS</b>	94
<b>ANNEXES</b>	95
<i>ANNEXE 1 - COMPOSITION CHIMIQUE D'ÉCHANTILLONS DES GRANITES DU VELAY ET DE LEURS ENCLAVES IGNÉES</i>	96
<i>ANNEXE 2 - CARTE DU RÉSEAU DE FAILLES DE LA FEUILLE MONISTROL-SUR-LOIRE (Dépliant hors-texte)</i>	

### **LISTE DES FIGURES**

	<i>Pages</i>
Fig. 1 - Panneau d'enclaves de paragneiss et d'orthogneiss intrudés par les granites hétérogène et leucocrate du Velay. Coupe visible à l'Est de Nant, sur la RN 88 (Sud-Ouest de Monistrol-sur-Loire)	30
Fig. 2 - Composition des amphiboles dans les enclaves ignées (calculées sur la base de 23 O)	34
Fig. 3 - Composition des biotites dans les enclaves des roches ignées et les granites hôtes (calculées sur la base de 11 O)	36
Fig. 4 - Sondage de Trevas (40 m) montrant l'hétérogénéité du granite du Velay (réalisé par EDF à l'occasion de l'implantation d'un pylône haute tension près de la cote 731 m, à l'Est de Pont-de-Lignon)	38
Fig. 5 - Biotites de différents granites du Velay de la carte Monistrol-sur-Loire dans le diagramme $Al_2O_3$ - $Fe_{tot}$ - $MgO$ (Chèvremont et al., 1986)	42
Fig. 6 - Coupe de la coulée basaltique de la Faye (contrebas de la RN 88, au Sud de Saint-Maurice-de-Lignon)	58
Fig. 7 - Distribution de Al, Cr, $Fe_{tot}$ et Sc en fonction de $MgO$ dans les enclaves ignées	66
Fig. 8 - Typologie des enclaves ignées (a) et comparaisons entre suites plutoniques (b)	68
Fig. 9 - Coupe détaillée sur la route de Vaubarlet montrant la dilacération des granites et des gneiss qu'ils intrudent par des failles inverses, peu inclinées, et par des décrochements <i>(Dépliant hors-texte)</i>	
Fig. 10 - Géothermes relatifs : 1) à l'épisode de métamorphisme BP-HT et de migmatitisation D3 de l'Unité inférieure des gneiss ; 2) à l'anatexie vellave D4 aptes à illustrer les trajets P-T-temps dans le secteur de Monistrol-sur-Loire	78
Fig. 11 - Carte de situation géographique des sites d'itinéraire géologique	84

## *LISTE DES TABLEAUX*

Tabl. 1 - Inventaire des gîtes minéralisés de la feuille Monistrol-sur-Loire

80

## **RÉSUMÉ**

Située au Nord-Est du Massif central et au Sud-Ouest de l'agglomération de Saint-Etienne, le territoire correspondant à la carte Monistrol-sur-Loire recouvre la bordure septentrionale du vaste massif du Velay, une partie des monts de l'Yssingelais et une petite partie des monts du Pilat.

C'est une région au relief assez peu contrasté qui, au plan géomorphologique, est constituée par un vaste plateau, découpé en deux principaux compartiments d'inégale altitude, séparés par le cours de la Loire : le plateau de Sainte-Sigolène au Sud-Est et le plateau de Valprivas au Nord-Ouest.

Au plan géologique, c'est une région composite, dominée par l'omniprésence de formations granitiques rattachées à cette entité majeure - à l'échelle du Massif central - qu'est le massif du Velay. Ce dernier couvre, en effet, une superficie de près de 7 000 km<sup>2</sup>. Il renferme quelques vastes panneaux de gneiss catazonaux et un grand nombre d'enclaves, appartenant à une entité métamorphique, d'âge probablement Paléozoïque inférieur. Un trait frappant de ce socle est son compartimentage par un dense réseau de fractures, où ressort une direction dominante NNW-SSE.

Les terrains sédimentaires, à caractère détritique, sont d'âge paléogène. Ils remplissent de petits bassins de type graben et apparaissent en continuité avec le grand bassin du Puy-en-Velay.

Des roches volcaniques, mises en place au Miocène entre 13,5 et 7,5 Ma, sont surtout représentées par des coulées de basaltes et par des dômes de phonolites qui, associées à des trachytes, constituent une série alcaline différenciée qui se rattache naturellement à la province volcanique sous-saturée du Velay oriental, plus largement développée vers le Sud-Est.

## **ABSTRACT**

Building of the variscan belt is now considered as resulting of a continent-continent collision. The Velay granitic complex which appears as a big dome, the youngest and largest (~ 7000 km<sup>2</sup>) of the major hercynian granites of the Massif central, was formed during upper Carboniferous continental convergence, near by 300 Ma. In the area under study, attention is focused not only on the main core of the granite itself, but also on the various and numerous enclaves which are included inside of this massif.

### **Gneissic units**

Two main gneissic units are distinguished:

- the Pilat series is composed by a pile of micaschists, mainly derived from pelites and grauwackes. At the bottom of this unit some lenses of quartzofeldspathic gneiss (leptynites), of early Paleozoic, age, represents acidic metavolcanites. The main foliation, slightly dipping to the North, exhibits a stretching lineation striking N-S. The oldest Gt-St-Bi paragenesis detected in this area reveals a MP-MT metamorphic stage. It has been followed by a retrogression stage characterised by Si-And-Bi-Cd paragenesis under low P and high T conditions;

-a unit made up by migmatitic paragneiss and orthogneiss which constitutes the so-called Lower Gneissic unit. They appear as remnants in the core of the Velay massif. The orthogneiss are derived from metagranite meanwhile paragneiss come from metagrauwackes. This unit also bear some amphibolitic lenses, derived from basis metatufs and basalts. Relics with Opx-Gt-Plg paragenesis which are present somewhere puts forward that this unit had suffered a granulitic stage of metamorphism. But the main foliation (the earliest one still recognisable) bear essentially a Si-Gt-Cd-Bi-Sp paragenesis which corresponds to a stage of metamorphism in the BP-HT amphibolite facies.

The most striking phase of folding which can be seen in the gneiss units is evidenced by the deformation of their foliation. Thus, gneisses exhibit axial surface broadly striking NE-SW with southwards verging in the half southeastern part of the map, meanwhile the foliation is Northwest-Southeast orientated in the northwestern part of the map, probably due to a transposition of the pre-existing foliation.

A superimposed phase of folding D4 striking N-S to NNW-SSE with associated vertical crenulation is accompanied by a new schistosity, bearing a chlorite and muscovite retrogressive assemblage in shear-zones. This direction is roughly parallel to the borders of the main gneissic units. This D4 tectonometamorphic phase is connected with the Velay emplacement which is responsible of an extension phase which preludes the main dislocation huge strike-slip faults, specially in the ductile fault of the Pilat.

### **Basic and intermediate igneous enclaves**

These igneous enclaves appear as dismembered pieces of earlier intrusive bodies enclaves rather than mingled material. They are composed of mafic (biotite-hornblende gabbros, the so-called vaugnerites), intermediate (quartz-syenites to tonalites) and felsic (biotite porphyritic monzogranite). The present-day mineralogy of these enclaves is not the primary one and it records a strong hydrothermal overprint due to the emplacement of the Velay granites. Equilibration between enclaves and their granitic host was not complete.

From bulk chemistry, Velay igneous enclaves ranges between two end-members: a low-Al and a high-Al series; both display a large range of MgO contents, but the former (low-Al) shows little fractionation between compatible elements (Mg, Cr, Ni, Fe, Sc) while the latter is distinctly fractionated.

Ratios between arguably inert incompatible elements (P, Zr, Ce, La, Yb) in the most Mg-rich rocks indicate that mantle-derived melts ranging from lamproites to arc basalts are involved in their genesis. The low-Al series compares well with minettes; it may originate from the hybridization of lamproitic inputs by felsic melts. The Al-richer series compares better to calc-alkaline suite; the corresponding mantle sources are more diverse but lamproitic contributions may be also absent. As a whole, igneous enclaves from the Velay complex span the range of compositions of the monzonitic granite series and argue for a link between lamproitic sources and strongly peraluminous monzogranites.

### **The Velay granitic complex**

The variscan biotite-cordierite or Velay granitic mass is build up through multiple injections in the migmatized units in the core of the dome from  $304 \pm 4$  Ma (Williamson *et al.*, 1991) to  $298 \pm 8$  Ma (Caen-Vachette *et al.*, 1982); during Permian time, approximatively between 290 to 270 Ma, small to medium-sized granites intrude the migmatites and the Velay granites.

The so-called Velay "granites" correspond to the second stage of igneous activity in the studied area - as well as in the whole massif - and constitute the major part of the complex. Several granite subtypes may be defined according to their structure, their mineralogy and their chemistry:

- the most abundant one, the so-called heterogeneous granite is a medium to coarse grained rock ranging from granite to monzogranite, with a variable proportion of biotite and/or cordierite. In the area under study, the subtype is mainly a porphyritic biotite-cordierite monzogranite. However, depending of the outcrops, more specific subtypes may be defined:

- one is highly leucocratic, rich in K-felspar (Pont-Rouge for example);
- one is cordierite-free, but still peraluminous (La Roche);
- one is cordierite-rich and weakly porphyritic (La Garenne).

The post-Velay magmatic stage is represented by two types of granites: an homogeneous dark granite, with submicrogranular mesostase and euhedral plagioclase; and two-micas leucogranites, organized according to a network of dykes mainly orientated NW-SE and NNW-SSE. Some subordinate rhyolites dykes are also present.

### **Tertiary sediments and volcanic rocks**

Tertiary sediments are encountered in little basins elongated according to a Northeast-Southwest direction and partly bounded by normal faults, such as the semi-graben of Bas-en-Basset. They are represented by detritic rocks detritic which essentially include oligocene sands and argillaceous sands and some well located eocene litharenites.

Volcanic rocks expanded during Miocene, between 13,5 to 7,5 Ma. They constitute an alkaline (dominantly sodic) suite, mainly composed of olivine-basalts and phonolites associated with some trachytes. They belong to the undersaturated eastern Velay province, widely exposed to the Southeast.

## *INTRODUCTION*

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE*

Le territoire couvert par la feuille Monistrol-sur-Loire est situé au cœur du massif du Velay, à l'Est du Massif central, essentiellement dans le département de la Haute-Loire et pour une petite partie dans celui de la Loire (coin nord-ouest).

D'un point de vue géomorphologique, il s'agit d'un plateau cristallin plus ou moins profondément incisé par la Loire et ses affluents, surmonté de buttes témoins volcaniques et sédimentaires. Deux grandes unités aplanies peuvent être individualisées. La partie orientale, avec le plateau de Sainte-Sigolène qui se développe largement vers le Sud, d'altitude moyenne comprise entre 750 et 850 m, en pente modérée en direction de la vallée de la Loire. Au Nord-Ouest, le plateau de Tiranges et Valprivas autour de 900 à 1 000 m d'altitude (représentant la terminaison méridionale des monts du Forez) s'arrête à l'escarpement de faille qui délimite, au Nord, le bassin tertiaire de bas-en-basset. Ces deux plateaux d'altitude sont séparés par le cours de la Loire qui s'encaisse en gorges relativement profondes (au Sud et au Nord de la carte), séparées par une zone de méandres élargie dans la dépression de bas-en-basset.

Des buttes volcaniques en relief, correspondant soit à des appareils isolés (Miaune, Gerbizon) qui forment les points culminants, avec respectivement 1 066 et 1 064 m, soit à des coulées en inversion de relief (La Faye - Roche des Morts, Arzilhac).

Le réseau hydrographique entaille profondément les plateaux. L'organisation générale du relief, en gouttière vers la Loire provoque une convergence de ses principaux affluents (Ance, Lignon, Dunières et Ramel) en quelques kilomètres, entre Bransac et bas-en-basset. La ville de Monistrol-sur-Loire est située en altitude, dominant la vallée de la Loire.

### *CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL*

Au plan géologique, la zone couverte par la carte Monistrol-sur-Loire comprend un socle hercynien composé de trois unités, une couverture de formations sédimentaires tertiaires et un ensemble de roches volcaniques miocènes. Les trois unités du socle sont : (1) la série volcano-sédimentaire du Pilat, d'âge présumé précambrien supérieur mais restructurée au Carbonifère ; (2) les formations para- et orthogneissiques de « l'unité inférieure des gneiss » telle que l'ont définie Ledru et *al* (1989) à l'échelle du massif du Velay ; (3) le complexe granitique du Velay, qui couvre la plus

grande partie de la carte. Ce dernier fait partie intégrante du dôme du Velay, qui couvre une superficie de près de 7 000 km<sup>2</sup>, interprété naguère comme un diapir plutonique immature (Dupraz et Didier, 1988). Ce vaste massif granitique s'est mis en place au Carbonifère supérieur, à la fin de l'épisode de collision ayant généré la Chaîne varisque qui s'est édifiée en Europe occidentale, au cours d'une période allant du Dévonien au Carbonifère (entre 400 et 300 Ma). Actuellement, l'évolution dynamique de cette chaîne est présenté comme le résultat de la collision de deux plaques continentales (Burg et Matte, 1978 ; Autran et Cogné, 1980 ; Matte, 1986 ; Ledru et *al.*, 1989). Largement érodé par la suite, ce socle primaire représente ainsi les zones les plus profondes de l'orogène hercynien.

## *LES GRANDES UNITÉS GÉOLOGIQUES DE LA CARTE*

### **Les ensembles gneissiques**

Les ensembles gneissiques reconnus sur la carte Monistrol-sur-Loire sont représentés par :

- d'une part, une série de paragneiss alumineux à débit souvent schisteux, composant la série du Pilat, qui dérivent essentiellement de sédiments détritiques (pélites et de grauwackes) et, dans une moindre mesure, de roches éruptives (rhyolites et basaltes) ;
- d'autre part, des panneaux de gneiss de taille kilométrique et de très nombreuses enclaves de taille variable (xénocristaux et enclaves surmicacées allant du mètre au centimètre), à l'intérieur des granites du Velay. Certains de ces gneiss dérivent de roches éruptives acides, très probablement d'anciens granites comme ceux du panneau centré autour de la Séauve-sur-Semène ou bien proviennent de tufs volcaniques basiques ou d'anciens basaltes comme les amphibolites. Ces éléments dispersés sont à rattacher à l'unité inférieure des gneiss (*cf.* ci-dessus). Ces gneiss, plus ou moins fondus, sont diversifiés et comprennent des gneiss et micaschistes à biotite et sillimanite et des gneiss plus ou moins migmatitiques. Ces deux ensembles de formations ont été métamorphisés en conditions de basse pression. Aucune relique de haute pression n'a encore été clairement identifiée dans l'ensemble gneissique intra-vellave.

### **Le complexe granitique du Velay**

Outre les matériaux métamorphiques, les granites du Velay contiennent de nombreuses enclaves de roches ignées basiques et intermédiaires, avec un premier groupe comprenant des gabbros, diorites et syénites quartziques (souvent décrites sous le terme générique de vaugnérites) et, un second groupe d'enclaves composées de monzogranite porphyroïde à biotite. Certaines de ces enclaves sont déformées, mais beaucoup moins que les en-

claves métamorphiques, à l'exception des plus petites d'entre elles qui sont fortement étirées.

La masse granitique proprement dite est composée par un granite hétérogène, de très loin le faciès le plus abondant. C'est une roche à grain moyen à gros, renfermant une proportion variable de biotite et/ou de cordiérite. Des sous-types spécifiques peuvent y être distingués en fonction de leur composition minéralogique et de leurs structures :

- un granite très clair, riche en feldspath potassique avec ou sans cordiérite ;
- un granite très clair, riche en nodules de cordiérite, à structure grenue à pegmatitique ;
- un granite homogène à grain moyen, à biotite seule.

Des leucogranites à biotite et muscovite en filons - dessinant un réseau d'orientation NW-SE à NNW-SSE dominante - et un granite sombre à biotite, à structure submicrogrenue à subporphyroïde, qualifié de granite « tardi-migmatitique » sur la carte de Craponne-sur-Arzon (Ledru et *al.*, 1994) et à l'échelle du massif, sont intrusifs dans ce massif.

### **Les ensembles sédimentaire et volcanique tertiaires**

Les terrains sédimentaires tertiaires reposent subhorizontalement, en discordance sur le socle cristallin granito-gneissique primaire. Il s'agit de formations détritiques disposées en petits bassins limités par failles. Ces terrains, d'âge essentiellement oligocène, sont percés par des intrusions (necks, dykes et protrusion) de laves phonolitiques ou bien sont recouverts par des coulées de basaltes miocènes. Cet ensemble volcanique fait partie de la province volcanique du Velay oriental (Mergoïl et Boivin, 1993) dont il constitue la prolongation en direction du Nord-Est.

### *TRA VA UX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE*

La première édition de la carte à 1/80 000 a été réalisée par M. Tournaire (1881) et elle a été revue notamment par A. Demay (1943). La carte à 1/80 000, seul document officiel de référence à ce jour, est épuisée. Les principales formations y sont clairement distinguées. Toutefois, de grands panneaux gneissiques, l'ensemble syéno-dioritique et les gabbros, les masses de granites tardi-migmatitiques ainsi que de nombreux filons de leucogranites n'y sont pas mentionnés. Quant au granite du Velay, il y est traité comme une vaste masse indifférenciée sans que l'importante fracturation qui l'affecte quasiment en tout point y soit représentée, vraisemblablement en raison des conceptions de l'époque, tendant à négliger les failles dans les

granites. Les formations superficielles, pourtant largement développées, y sont totalement négligées au profit du substratum.

Les levés de la carte Monistrol-sur-Loire ont été réalisés à 1/25 000 par :

- G. VITEL (université Jean Monnet, Saint-Etienne) pour l'ensemble de la carte ;
- M. TURLAND (ingénieur géologue au BRGM, Clermont-Ferrand) pour les formations sédimentaires et volcaniques, avec la collaboration de :
  - P. LEDRU (ingénieur géologue au BRGM, Orléans) pour des levés complémentaires du socle cristallin ;
  - A. CHAFCHAFI (docteur de spécialité), H. GONORD et B. ETLICHER (université Jean Monnet, Saint-Etienne) pour les formations superficielles ;
  - H. GONORD, pour le réseau de fracturation.

Les levés se sont déroulés, dans un premier temps de 1986 à 1989 ; à la suite de quoi, une première version de la carte a été remise au Service géologique national. Dans un second temps, stimulés par le projet de cartographie thématique Velay associé au projet INSU « Dynamique et bilans de la Terre », les travaux ont repris : d'une part sous forme d'une collaboration avec D. Garcia, J. Moutte (Ecole nationale supérieure des mines de Saint-Étienne) afin d'approfondir les études pétrologiques (analyses détaillées des granites du Velay et de leurs enclaves d'origine ignée ; Garcia *et al.*, 1998) ; d'autre part, avec des levés ponctuels de P. Ledru. Dans le même temps, de 1990 à 1994, a été menée l'analyse structurale détaillée de la fracturation du socle avec H. Gonord (concrétisée par la thèse de A. Chafchafi en 1994).

Par rapport à la carte Monistrol à 1/80 000 de A. Demay (1943), les principaux apports sont de trois ordres : pétrologique, structural et sédimentologique. Un des apports essentiel est l'individualisation - dans la masse granitique du Velay jusqu'alors indifférenciée - de plusieurs faciès de granites à l'intérieur de ce vaste massif et l'établissement d'une chronologie de ces différentes venues granitiques, étayées par des données géochronologiques. Les efforts accomplis dans le domaine structural ont permis de mettre en évidence un dense réseau de fractures qui disloque, entre autres, les grands panneaux de gneiss. Le relevé systématique des filons de leucogranites a fortement contribué à clairement souligner le lien étroit qui existe entre la fracturation tardi-varisque et le magmatisme permien hyperalumineux. Enfin, il faut noter le soin particulier apporté à la distinction et à la représentation des différents types de formations superficielles.

Si les correspondances avec les cartes adjacentes : Craponne-sur-Arzon (Ledru *et al.*, 1994), Yssingeaux (Feybesse *et al.*, 1998) et Annonay (Chenevoy *et al.*, 1998), sont a priori satisfaisantes et acceptables dans l'en-

semble, des points de divergence peuvent néanmoins être relevés. Par exemple, avec la feuille Annonay, une différence de conception relative à l'origine du granite du Velay, pour lequel nous privilégions le caractère magmatique (à l'instar de B.J. Williamson, 1991) plutôt que migmatitique, ce qui entraîne une différence de notation. Par contre, le niveau de leptynites situé à la base de la série du Pilat, considéré comme un métagranite par M. Chenevoy et *al.* (1998), est interprété ici différemment, à savoir comme un horizon rhyolitique. A part ces divergences relatives à l'origine des matériaux, les corrélations d'une carte à l'autre sont bonnes puisque les formations se retrouvent bien en continuité d'une carte à l'autre. En revanche, avec la feuille Yssingeaux, la continuité des structures cassantes n'est pas assurée, d'où une certaine disharmonie ; de même, manquent les reports des formations superficielles levées par A. Chafchafi, pourtant non négligeables, pour assurer l'homogénéité entre les deux cartes. Enfin, le faciès de granite homogène, distingué dans le coin nord-est de la carte Craponne-sur-Arzon, n'a pu être individualisé plus à l'Est, sur la carte Monistrol, où prédomine le faciès hétérogène du granite à biotite et cordiérite (confirmation des observations effectuées lors de nos premiers levés par un retour sur le terrain).

## ***DESCRIPTION DES TERRAINS***

### ***FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES***

#### **Série du Pilat**

La série du Pilat n'apparaît que dans le coin nord-est de la carte, terminaison sud-ouest de la série qui se développe plus largement sur les feuilles Firminy et Saint-Etienne. Sur cette carte, elle est représentée par des paragneiss et des micaschistes alumineux à biotite, dans lesquels sont intercalés de nombreuses lentilles de quartz, des gneiss leptynitiques et des leptynites. Ces niveaux lenticulaires sont toujours déformés, plissés et boudinés. Le granite hétérogène à biotite et cordiérite du Velay limite cet ensemble micaschisteux qu'il intrude au Sud-Ouest. Les contacts intrusifs sont bien visibles dans le talus de la route N 88, à l'Ouest de Saint-Ferréol-d'Auroure.

La présence de sills de leucogranites syntectoniques, boudinés, dans la partie nord-est de cette série, a permis de dater la déformation majeure qui l'affecte à  $322 \pm 9$  Ma (méthode Rb/Sr sur roche totale ; Caen-Vachette et *al.*, 1982). A cette époque tardivarisque, cet ensemble a été affecté par une phase de métamorphisme de basse pression engendrant un assemblage minéralogique à biotite, andalousite, sillimanite et cordiérite, symptomatique de conditions de basse pression (BP) et haute température (HT).

Ces roches dérivent pour la plupart de sédiments détritiques, originellement riches en quartz et en particules argileuses, donc alumineux comme des pélites et/ou des grauwackes.

ξal. **Paragneiss alumineux et micaschistes à andalousite du Pilat.** Ces roches, de teinte grise en cassure fraîche, ont une patine brun rougeâtre due à un enduit d'altération ferrugineux (fine pellicule d'hématite). Elles sont caractérisées par une structure planaire et un débit schisteux bien exprimé, souligné par des lits de quartz d'épaisseur plurimillimétrique. De nombreux petits plis, d'échelle millimétrique à centimétrique déforment la schistosité et les rubans de quartz. Le pétrotype a été pris aux environs immédiats de Saint-Ferréol-d'Auroure. Quelques plagioclases arrondis, associé au quartz, apparaissent tout à fait localement dans de petites lentilles. Ces rubans, essentiellement quartzeux, alternent avec des lits micacés à biotite dominante où est incorporée la muscovite, en quantité subordonnée. La sillimanite, étroitement associée à la biotite, se présente sous un habitus fibreux. L'andalousite, toujours automorphe à subautomorphe, se présente le plus souvent en porphyroblastes incluant la biotite, l'ilménite, la staurotide, le grenat ainsi que des structures antérieures (foliation, microplis,...). La staurotide est relativement rare. Elle apparaît en prismes subautomorphes aplatis dans le plan de foliation : sa cristallisation est antérieure à celle de l'andalousite, comme en témoigne un cristal prismatique blindé de staurotide automorphe dans une plage d'andalousite. La cordiérite, généralement altérée en produits jaunâtres, est associée à la biotite (et à la sillimanite). Elle se présente en sections ellipsoïdales, allongées suivant le plan de foliation et moulées par le réseau des lamelles de biotite. Les bâtonnets de rutile et d'ilménite alignés, inclus à la fois dans l'andalousite, la staurotide et le grenat, ont conservé la trace d'une ancienne orientation (S0 ou S1 ?) piégée par ces minéraux. À cet oxyde, s'ajoutent d'autres minéraux ferro-titanés : rutile et/ou anatase, altérés en leucoxène, et dispersés dans la matrice phylliteuse. Le zircon et la monazite sont présents sous forme de petits grains automorphes indépendants ou bien en inclusions dans la biotite où ils développent un halo pléochroïque. De la tourmaline, en grains bicolores, subautomorphes, complète cette association : grains détritiques hérités ou minéraux néoformés ?

Une variété comportant du grenat de type almandin, associé à de la staurotide, tous deux inclus dans l'andalousite, affleure au contact du granite du Velay, à l'Ouest du point de confluence du Michalon et de la Gampille. Le grenat est moulé par les lamelles de biotite et englobé par les grandes andalousites. Celles-ci contiennent des aiguilles de biotite ainsi que de l'ilménite en forme de petits bâtonnets.

Sporadiquement, de petites lentilles centimétriques à quartz, feldspath potassique et cordiérite ou des cristaux subcentimétriques de feldspath potas-

sique à structure sigmoïde, apparaissent au sein de la trame micaschisteuse. Les amas lenticulaires sont composés d'une association de quartz, de grands cristaux de feldspath potassique et de cordiérite en grandes plages polycristallines. La cordiérite est très fortement altérée et en grande partie pseudomorphosée par des amas constitués de fines aiguilles de mica blanc (pinitite).

Une paragenèse secondaire à muscovite, chlorite, leucoxène et hématite (en film interstitiel qui souligne les contours des grains ou les plans de schistosité) est omniprésente. La chlorite se développe aux dépens de la biotite qu'elle peut remplacer totalement pour constituer des niveaux de chloritoschistes où peut subsister du grenat.

Ces roches constituent donc une unité qui contient des paragenèses comparables à celles qui ont été décrites plus au Nord-Est, à la base de la série du Pilat (à l'exception notable du disthène), dans un contexte semblable, au contact des migmatites vellaves (Gardien, 1990). Le groupe à dominante micaschisteuse de la Sénouire (*cf.* feuille Craponne-sur-Arzon), dans un contexte spatial comparable en bordure externe du massif du Velay, contiennent également des paragenèses identiques, montrant le même trajet évolutif.

**ζλ. Gneiss clairs (leptynites), parfois à grenat.** Le type de cette formation a été pris sur le chemin au Sud du suc Pernet. Ce sont des roches claires, beige rosé, à structure nettement foliée ou finement litée, soulignée par des filets gris violacé d'épaisseur inframillimétrique, riche en quartz, et où sont concentrées les aiguilles de sillimanite. De minces septa noirs, lenticulaires, de phyllites et de cordiérite, matérialisent la foliation (S). Du grenat apparaît sous forme de cristaux automorphes atteignant jusqu'à 5 mm, isolés dans la masse de la roche. Ces roches sont ainsi caractérisées par une double anisotropie, associant une orientation minérale préférentielle S (foliation) avec des surfaces de cisaillement C. Une forte linéation minérale, matérialisée par des alignements de sillimanite fibreuse et de cristaux de biotite associés à de la cordiérite, est inscrite sur les surfaces de cisaillement. Des structures sigmoïdes ou des lentilles quartzo-feldspathiques traduisent le cisaillement qui se matérialise sur les sections perpendiculaires à la foliation et parallèles à la linéation.

La roche est essentiellement quartzo-feldspathique, avec des ségrégations locales de cordiérite groupée en amas polycristallins. Elle comprend donc : quartz, feldspath potassique, plagioclase (prédominants), plus biotite, sillimanite, cordiérite, muscovite, rutile (anatase), zircon. Le quartz forme des agrégats qui peuvent renfermer du grenat, constituant alors une lentille isolée au sein de la matrice gneissique. Le feldspath potassique est en grands cristaux le plus souvent finement perthitiques ; il renferme également du plagioclase à structure en damier. Le plagioclase, de taille moindre, est souvent subautomorphe et localement très altéré. La cordiérite est

aussi fréquemment altérée en produits micacés. La biotite, brun-rouge, est très souvent transformée en chlorite. La sillimanite, qui peut être étroitement associée à la biotite fibreuse, constitue de minces cloisons discontinues, relayées par des fuseaux très effilés à leurs extrémités. Des fractures nettement sécantes sur les deux surfaces planaires S et C sont remplies par de la chlorite secondaire. Des enduits ferrugineux (hématite) déposés dans les fractures imprègnent la roche.

D'après sa composition, riche en feldspath potassique, et sa structure, ces roches pourraient correspondre à d'anciennes roches éruptives volcaniques acides (rhyolite ou rhyodacite) selon P. Davoine (1976) ou granitiques suivant l'interprétation de M. Chenevoy et *al.* (1998). C'est ce même type de formation, situé à la base de la série du Pilat, qui a fourni un âge paléozoïque inférieur à 545 Ma (Caen-Vachette et *al.*, 1979).

Les structures planaires S et C, observées dans les différents types de matériel de la série du Pilat (micaschistes, leucogneiss et granite syntectonique), indiquent clairement que cette série a été sous l'emprise d'un intense cisaillement, décrit et analysé plus au Nord-Est (Gardien et *al.*, 1997). Les structures S et C apparaissent pénécotemporaines : elles ont été engendrées au cours d'une sorte de continuum métamorphique de type basse pression : ainsi, l'andalousite contenue dans la foliation métamorphique est-elle suivie par la cristallisation de sillimanite fibreuse formée en partie à ses dépens et manifestement en équilibre avec la schistosité mylonitique (zone de cisaillement).

### **Ensemble gneissique intravellave**

Le granite du Velay contient des matériaux métamorphiques fortement déformés de nature très diverse, soit en enclaves de taille centimétrique à pluridécamétrique, soit sous forme de panneaux de dimensions plurihémométriques à kilométriques :

- orthogneiss, dérivant essentiellement de roches éruptives acides, considérés comme étant des métagranites leucocrates et alumineux ;
- amphibolites en bancs boudinés, d'origine probablement orthodérivée, de types tufs basiques (amphibolites) ou metabasaltes ;
- gneiss calco-magnésiens, également en niveaux boudinés, dérivant de sédiments marneux ;
- paragneiss alumineux qui seuls montrent des signes clairs de fusion partielle et peuvent former des enclaves à limites diffuses ; les autres catégories d'enclaves ont des limites nettes et des contours anguleux.

Dans le granite à cordiérite (comme à La Garenne), où elles sont très abondantes, les enclaves de roches métamorphiques ne se trouvent pas dans leur position d'origine. Cependant, il faut noter que les mêmes faciès lithologiques peuvent être observés - hors du granite, cette fois - dans le panneau de gneiss alumineux des Sauvages, en rive droite des gorges de la Loire, ce qui suggère, soit un transport assez réduit des enclaves dans le granite hôte, soit que l'on est situé près du toit du granite.

### **Amphibolites, pyroxénites**

Ces roches, bien qu'assez rares dans cette région, offrent cependant une gamme de faciès diversifiés entre le pôle amphibolique ( $\delta$ ) et le pôle pyroxénique ( $\Sigma$ ) qui nous ont paru devoir être décrits, en raison de leur intérêt et de leur signification pétrologiques. Elles atteignent rarement une taille cartographiable comme à l'Est de Saint-Didier-en-Velay où, des niveaux d'amphibolites vert sombre (à clinopyroxène) alternent avec des bancs de pyroxénites vert clair litées. Celles centimétriques n'apparaissent le plus souvent à l'affleurement qu'en pointements de taille décimétrique, comme à Claux ( $x = 754,4$  ;  $y = 333,4$ ), Bransac, Beaux,... Ces roches ont souvent une structure planaire, exprimée soit sous forme d'un rubanement (amphibolites rubanées avec des alternances de lits amphiboliques et de lits plagioclasiques  $\pm$  quartz) soit par une schistosité pénétrative (lorsque la roche est de composition homogène dans toute sa masse). Elles sont principalement composées d'amphibole (brune ou verte) et de plagioclase et peuvent contenir du grenat calcique et du pyroxène. L'ilménite est omniprésente dans les amphibolites alors que le sphène domine dans les pyroxénites.

$\delta^{11}$  . **Amphibolites (tufs basiques)**. Les amphibolites les plus répandues dans le granite du Velay ont une composition minéralogique simple à trois ou quatre constituants principaux selon que le quartz est présent ou non dans les associations : plagioclase, hornblende et ilménite  $\pm$  quartz. Certaines de ces amphibolites, comme à Garay ( $x = 741$  ;  $y = 3331,5$ ) et à Trespeyres, montrent une association à : quartz, plagioclase, hornblende, biotite, apatite et ilménite. Le plagioclase a une composition d'andésine - labrador. L'amphibole est une hornblende de couleur brun-vert (Garay) ou franchement brune (Trespeyres). De nombreux granules d'ilménite en bâtonnets sont préférentiellement dans les lits amphiboliques et sont disposés à plat, parallèlement à la foliation.

Les différents pétrotypes retenus sont caractérisés en fonction de la structure de la roche et de la nature de l'amphibole qu'elle contient : **amphibolites rubanées** à hornblende verte de Beaux, **amphibolites foliées** à hornblende brune de Trespeyres, Garay et Claux.

• **Amphibolites rubanées.** Ces roches à structure rubanée sont caractérisées par une alternance de lits riches en plagioclase, associé à du quartz, et de lits amphiboliques à amphibole incolore (comme à la carrière de la Jeannotte au Nord de Pont-Salomon) ou de hornblende verte (Beaux). Le pétrotype de Beaux, pris dans le talus de la D 241 est une roche comportant des lits à : quartz et plagioclase associés, en alternance avec des lits à amphibole dominante. L'amphibole est une hornblende verte concentrée dans des lits d'épaisseur irrégulière ; elle contient de fréquentes inclusions de zircon entouré d'un halo pléochroïque. Quartz et plagioclase forment une microstructure à cristaux polyédriques en mosaïque. Le plagioclase présente deux habitus : l'un, le plus répandu en petites sections polygonales limpides à macles polysynthétiques ; l'autre, en grandes sections xénomorphes pécilitiques, non maclées, criblées de gouttes arrondies de quartz (recuit de recristallisation statique), aplaties parallèlement à la foliation. La roche contient quelques volumineux grains de sphène.

D'une façon générale, les plagioclases sont subautomorphes et partiellement altérés ou remplacés par de la muscovite, quant au quartz il a un habitus xénomorphe et peut être rassemblé en agrégats polycristallins. L'amphibole vert-brun, souvent maclée, est parfois piquetée de halos pléochroïques dus à la présence de zircon. C'est elle qui, par son orientation, confère à la roche sa structure planaire. La biotite, brun-rouge, se concentre dans certains niveaux amphiboliques, accentuent cette structure orientée, comme les très nombreux grains d'ilménite à plat dans la foliation. De nombreux grains arrondis d'apatite parsèment la roche.

• **Amphibolites foliées.** Un pétrotype pris à Trespeyres contient :  
- quartz + hornblende 1 brun-vert + hornblende 2 vert clair + plagioclase (labrador) + biotite ± clinopyroxène(diopside) + ilménite + sphène + zircon.

C'est une roche brun sombre, massive, caractérisée par une structure ocellaire à schistosité bien exprimée, où les cloisons nématoblastiques épousent les contours des ocelles, dessinant une structure polygonale. Les ocelles ont une forme d'ovoïdes aplaties, effilés à leurs extrémités, de 2 à 8 mm de long. Ce sont en fait des agrégats polycristallins à structure finement grenue, constitués par un assemblage de quartz, de plagioclase et d'amphibole. Les ocelles sont entourés par des cloisons composées d'amphibole brun-vert en prismes de taille plurimillimétrique, bourrée d'inclusions d'ilménite en granules. Ceux-ci épousent également la forme des ocelles. Le quartz est en sections arrondies xénomorphes ; le plagioclase (labrador) est en petites lattes nettement maclées, étroitement imbriquées avec de petits prismes d'amphibole inframillimétrique, le tout agencé en une sorte de structure doléritique. L'amphibole est décolorée par place, prenant une teinte vert très clair, en même temps qu'elle se charge en gouttelettes renflées de quartz à structure de symplectites. Accessoirement, un

clinopyroxène vert clair (diopside), en grandes plages xénomorphes, étroitement imbriquées avec l'amphibole, intervient dans la structure. De la biotite en prismes aciculaires est surimposée sur ces structures schisteuse et ocellaire, traduisant une phase de cristallisation tardive. De la biotite, brun rougeâtre, en prismes aciculaires transverses sur la schistosité, est surimposée sur ces structures d'origine volcanique. La biotite représente clairement une phase de cristallisation tardive. La biotite est légèrement altérée. De nombreux grains arrondis d'apatite sont concentrés dans les amphiboles. Du sphène peut être présent, mais uniquement associé au clinopyroxène. Quelques grains de zircon sont disséminés dans les amphiboles.

A Garay (x = 741 ; y = 3 331,5) sur les hauteurs de la Loire (vers la Groslière), la roche a un débit planaire régulier, une structure granoblastique et contient :

- quartz + plagioclase + hornblende brun-vert à vert-brun et hornblende brun très clair + biotite + ilménite.

Le quartz est abondant, en sections xénomorphes, et forme avec le plagioclase, également xénomorphe, le fond granoblastique équi-granulaire de la roche. Cependant, quelques larges sections pœcilitiques de plagioclase, englobant des gouttes de quartz, sont disséminées au sein de la structure. Les amphiboles, en prismes aciculaires, constituent des lits où sont répartis çà et là des lamelles de biotite alternant avec des lits, où amphiboles et baguettes allongées de biotite sont en proportions équivalentes. Comme dans la roche décrite précédemment, les granules d'ilménite sont très fréquents et plutôt concentrés dans les lits ferromagnésiens. Les minéraux accessoires présents sont l'apatite et le zircon.

• **Amphibolites à grenat et pyroxène.** Les amphibolites contenant du grenat, comme celles observées à La Garenne ou à Saint-Pal-de-Mons, sont encore plus rares. Elles contiennent :

- quartz + plagioclase + grenat + orthopyroxène + hornblende vert-brun + cummingtonite + ilménite + monazite.

Le grenat est une phase primaire qui donne par réaction de la hornblende en vermicules dans le plagioclase (P12) qui entoure le grenat. La cummingtonite est une phase abondante qui rétomorphose de l'orthopyroxène (opx). Une partie de la biotite (biot1) paraît être en équilibre avec l'opx ; elle montre des réactions avec l'amphibole secondaire qui se traduisent texturalement par des symplectites.

Σ. **Pyroxénites (pointements).** Le pétrotype de ce type de roche vert clair à beige blanchâtre, à structure rubanée et texture granoblastique est pris à l'Est de Saint-Didier-en-Velay. Ces roches sont composées d'une association à :

- quartz + plagioclase + clinopyroxène (salite) + sphène + ilménite + pyrite  
± hornblende brun clair.

La foliation est marquée par l'alternance de lits pyroxéniques avec des grains de sphène et de lits où intervient de la hornblende brune. Le plagioclase est calcique (labrador - bytownite), subautomorphe, parfois nettement maclé et le plus souvent altéré (en séricite) ; il est associé avec du quartz xénomorphe en une mosaïque finement granoblastique. Le quartz peut également constituer des lentilles aplaties de longueur centimétrique, mono- ou polycristallines, parallèles au rubanement de la roche. Le pyroxène est un clinopyroxène magnésien incolore (type diopside-salite) ; il se présente en sections xénomorphes de deux tailles différentes : son habitais le plus répandu consiste en grains millimétriques, associés au plagioclase et au quartz de même dimension, le tout constituant le fond de la roche ; son autre aspect, est celui de mégacristaux (3 à 5 mm), arrondis ou allongés parallèlement au rubanement de la roche ; ces grands cristaux sont moulés par de l'amphibole de cristallisation manifestement secondaire. Celle-ci est de la hornblende brun-jaune clair qui remplace par endroits le diopside. Le sphène est fréquent et disposé comme les grains d'un chapelet, soulignant la foliation. Certains ont un cœur d'ilménite encore préservé. Les minéraux opaques sont dispersés aléatoirement dans la matrice de la roche. Ainsi, on retrouve une paragenèse primaire à : quartz + plagioclase + clinopyroxène + ilménite qui a été suivie par la cristallisation d'une association comportant : hornblende + sphène. La présence de pyrite de cristallisation tardive traduit la circulation de fluides hydrothermaux.

**ζsc. Gneiss calco-magnésiens à silicates calciques.** Ce sont des roches isogranulaires, de teinte claire, gris verdâtre, à structure foliée. La foliation structure est matérialisée par des alternances de lits amphiboliques et pyroxéniques. Des amas lenticulaires de grenatites, comme à La Garenne, le long de la route RD 46 et dans le grand panneau des Sauvages (en rive gauche du Moulina, près de sa confluence avec la Loire), peuvent y être inclus.

Ces roches qui s'apparentent à des skarns ont un assemblage caractéristique à : (quartz) + plagioclase basique (anorthite) + clinopyroxène (type diopside) + sphène + pyrite + apatite. Elles n'apparaissent que sous forme d'enclaves décimétriques, plus rarement métriques comme au Sud de Mayol, dans le talus de la route (PK 17,600). Elles sont toujours en niveaux lenticulaires, étirés. Ce sont des roches claires, massives et denses, où le grenat rouge, concentré en grappes ou en amas polycristallins lenticulaires, est visible à l'œil nu. La structure irrégulièrement rubanée de ces roches est, en fait, le reflet d'une zonation où sont juxtaposées des associations minéralogiques distinctes à deux ou trois composants. Le grenat constitue des amas lenticulaires ou bien s'étire en chapelet dans les rubans pyroxéniques. À l'Est de Mayol, dans le talus de la route (PK 19,200), l'assemblage com-

porte un clinopyroxène (ferro-salite) violacé, à habitus vermiculaire, associé en symplectite avec un grenat de type grossulaire (gr41-51 alm39-48 py5-6 sp2-4). Cette association est contenue dans des plages de plagioclase très calcique (An 98-100). De l'amphibole incolore (pargasite), à texture fibreuse, complète la paragenèse. La composition très calcique et ferrifère de ce faciès, reflétée par la coexistence d'anorthite quasi pure et de ferro-salite, pourrait traduire une origine sédimentaire carbonatée et, ces gneiss à silicates calciques pourraient dériver de sédiments comme des marnes micarbonatées avec une charge notable en argile. L'un des faciès de gneiss calco-magnésiens présent dans les deux sites (La Garenne et au Peyronnet) peut être identifié, d'après son chimisme (très riche en  $TiO_2$  et en Nb), comme étant un metabasalte, très semblable à ceux décrits en périphérie du Velay par B. Briand et *al.* (1992) dans l'unité inférieure des gneiss. De ce fait, la formation gneissique des Sauvages peut s'interpréter comme un équivalent stratigraphique de cette unité.

Parmi ces roches, certaines comme près de Clapettes, sur un sentier à l'Ouest des Villettes ( $x = 743,4$  ;  $y = 3\ 327,3$ ), montrent une association essentiellement à : plagioclase (labrador) et pyroxène (diopside) de taille plurimillimétrique. Elles sont en outre caractérisées par la présence de lentilles quartzieuses. Dans cette roche le plagioclase apparaît avec une structure en mosaïque de petits cristaux limpides ; un autre de ces habitus le montre criblé de gouttes de quartz, ce qui dénote une réaction métamorphique en conditions statiques. Le clinopyroxène est une salite magnésienne, le plus souvent incolore et constitue des lits où peut apparaître de l'amphibole vert-brun et d'abondants et parfois volumineux granules de sphène. Un grenat rose (type grossulaire - almandin) apparaît au sein des lentilles quartzo-plagioclasiques. À l'échelle des rubans, une structure grenue, semblable à celle d'un gabbro, semble préservée.

#### **ζbs. Paragneiss alumineux à biotite et sillimanite (panneaux).**

Ce sont des roches sombres, essentiellement constituées de quartz, plagioclase, biotite, sillimanite avec ou sans grenat, avec ou sans feldspath potassique. Ces gneiss peuvent former des affleurements ou des panneaux d'extension kilométrique comme dans les secteurs des Sauvages (en rive droite de la Loire) ou de Lichemialle (à l'Est de la carte). Ils se rencontrent également bien souvent en enclaves métriques dans le granite du Velay : lentille métrique à La Garenne, affleurement plurimétrique dans le lit du Lignon, au barrage des Vendets ( $x = 745$  ;  $y = 3\ 326,5$ ).

Ces roches ont un caractère fréquemment migmatitique marqué par la présence de veines, lits et lentilles quartzo-feldspathiques (mobilisats), intercalées dans une trame plus schisteuse où prédominent la biotite, systématiquement associée à de la sillimanite. La composition minéralogique globale de ces roches (quartz + plagioclase ± orthose + biotite + sillimanite

± grenat ± cordiérite + rutile + ilménite + zircon ± spinelle) constitue une association typiquement catazonale. Cette association est très proche de celle des kinzigites, paragneiss fréquents dans les séries métamorphiques infracrustales, et déjà décrits dans le massif du Velay (Leyreloup, 1973). Ici, divers types de gneiss sont regroupés dans cet ensemble, dont une khondalite (association 4, ci-dessous). Ils se distinguent par la nature de leurs associations à :

- quartz, plagioclase, biotite, sillimanite et ilménite (1) ;
- quartz, plagioclase, biotite, sillimanite, grenat et ilménite (2) ;
- quartz, plagioclase, biotite, sillimanite, cordiérite, et grenat (Beaux) (3) ;
- quartz, feldspath potassique, sillimanite, cordiérite, rutile et zircon (Galy) (4) ;
- plagioclase, sillimanite, cordiérite, biotite, grenat, ilménite, zircon, monazite, apatite (carrière de Pont-Rouge) (5) ;
- quartz, plagioclase, biotite, sillimanite, cordiérite, grenat, ilménite, rutile (ou sphère), spinelle vert, zircon (La Garenne) (6).

À La Garenne ( $x = 745$  ;  $y = 3\ 340$ ), en rive gauche de la Loire, une enclave métrique, à structure schisteuse, contient - en plus des minéraux de la paragenèse précédente - des spinelles brun-vert (picotite) et vert (hercynite - gahnite). Elle est analogue aux roches décrites plus au Sud, au Peyron (Ardèche) comme encaissant d'une diorite.

Dans les différents pétrotypes (La Garenne, Claux, Beaux, carrière de Pont-Rouge, Vendets), le quartz et le plagioclase sont concentrés dans les lits clairs. Le plagioclase est un oligoclase An 25-30, subautomorphe, à macles polysynthétiques. Les lits sombres sont riches en biotite brun-rouge, à teneur élevée en titane (0,35 à 0,5 %) et en fer, avec un rapport  $fin^* = 0,67$  à 0,7 ( $*fin = Fe/Fe+Mg+$ ). La cordiérite est relativement riche en fer ( $fin = 0,52$  à 0,57). La cordiérite est très souvent en pinité et présente une teinte jaune pâle due à cette altération commune et systématiquement répandue. La sillimanite, qui peut être localement très abondante (jusqu'à 20 % du volume de la roche), est généralement concentrée dans les lits de biotite avec laquelle elle est étroitement associée ; la sillimanite peut également se présenter en petites aiguilles dans le feldspath ou au sein de la cordiérite. Le grenat, riche en almandin (alm78-82 py14-18 sp6-12 gr2-3) apparaît en porphyroblastes arrondis ou étirés dans le plan de foliation ou de schistosité. Il est concentré dans les lits biotitiques. A Beaux, comme à Pont-Rouge, il est associé avec de la cordiérite en prismes automorphes peu altérés, et sa composition est plus riche en spessartine et grossulaire (alm71-75 py9-11 sp10-12 gr5-8) qu'à La Garenne. À Pont-Rouge, le  $gre0$  nat a une structure coronitique : il est entouré par la cordiérite qui englobe une grande quantité de fibres de sillimanite. Le grenat est découpé par un

faisceau de cassures parallèles à la schistosité et où se trouvent disposées les lamelles de biotite. L'ilménite, qui est omniprésente dans ce type de roche, forme des granules allongés, concentrés dans les lits micacés où apparaît de la muscovite soit en lamelles associées à la biotite (Pont-Rouge), soit en feutrage secondaire (barrage des Vendets). À Pont-Rouge, s'est développée une paragenèse secondaire originale, d'origine métasomatique, sous forme d'un assemblage phylliteux à larges lamelles de biotite brun clair et de chlorite, alors que la sillimanite 1, prismatique, est progressivement remplacée par de longues fibres de sillimanite 2. De la calcite a localement cristallisé dans les clivages de la biotite qu'elle écarte. Parmi les minéraux accessoires, on relève la présence de zircon et de monazite en inclusions dans les biotites, et d'apatite dans la mésostase.

Contrastant avec les roches précédentes par sa teinte claire et sa composition minéralogique particulièrement riche en feldspath potassique, un gneiss à structure planaire rubanée plissée, récolté à Galy ( $x = 734$  ;  $y = 3\ 331$ ), en rive gauche de l'Ance, peut être rattaché à ces gneiss alumineux. Le quartz y est en larges cristaux xénomorphes à extinction ondulante, et forme des lits et lentilles ; le feldspath potassique, finement perthitique, est pratiquement le seul feldspath présent, hormis quelques grains épars de plagioclase altéré. Ces lits quartzo-feldspathiques sont séparés par des niveaux alumineux plissotés essentiellement à sillimanite et muscovite. La sillimanite est sous son habitus fibreux, et les fibres sont rassemblées dans des fuseaux souvent sigmoïdes. De petites baguettes de biotite et des cristaux isolés de zircon sont contenus dans les prismes de cordiérite pinitisée. De nombreux minéraux opaques, probablement du rutile, y sont associés. Une paragenèse secondaire à muscovite en aiguilles foisonnantes, enchevêtrées, sont disposées dans les lits à sillimanite et se développent également dans des zones de cisaillements secondaires, sécants sur la foliation. De la chlorite d'altération remplace une partie de la biotite. À l'origine, et au vu de sa composition très particulière, il s'agit vraisemblablement d'un ancien leucosome.

Les **gneiss à grenat** sont des roches assez claires. Ils ont une structure planaire bien marquée par la disposition parallèles à la foliation des lamelles de biotite en lits contournés qui enserrent les cristaux de grenats roses, disséminés au sein de la matrice quartzo-feldspathique comme au barrage situé au Nord-Est de Saint-Maurice-de-Lignon ( $x = 743$  ;  $y = 3\ 327$ ). Le grenat, pouvant atteindre 1 cm, est pœcilitique : il contient de nombreuses inclusions de quartz, de plagioclase et de biotite. Mais, une grande partie de la biotite est secondaire et provient de la recristallisation de la biotite 1. La biotite 2 s'est insinuée dans les fractures du grenat, également tapissées par une pellicule d'hématite et de limonite.

Des textures coronitiques (couronnes de cordiérite ou de plagioclase autour du grenat), développées dans certaines de ces roches, permettent d'établir l'ordre de succession des paragenèses suivantes :

- 1) quartz + plagioclase 1 + grenat + rutile + zircon/monazite + apatite ;
- 2) quartz + plagioclase 2 + biotite 1 + sillimanite prismatique + spinelle + ilménite ;
- 3) quartz + biotite 2 + cordiérite + sillimanite fibreuse + sphène ;
- 4) quartz + muscovite + chlorite + hématite + leucoxène.

Localement, une anatexie partielle (migmatitisation) fait disparaître la structure planaire au profit d'une structure granoblastique associant quartz + plagioclase + feldspath potassique perthitique + biotite + cordiérite. Dans ces faciès anatectiques, le feldspath potassique et la cordiérite sont pœcilitiques et englobent les phases minérales préexistantes, en particulier grenat, sillimanite et biotite.

La succession paragenétique ainsi reconnue permet de retracer l'histoire métamorphique et anatectique régionale. Elle permet de montrer que l'évolution métamorphique a débuté dans les conditions du faciès granulite, qu'elle s'est poursuivie par une phase de migmatitisation dans les conditions du faciès de basse pression et haute température, puis une rétro-morphose jusqu'aux conditions du faciès « schistes verts ». La paragenèse la plus ancienne actuellement reconnaissable - à niveaux quartzo-feldspathiques et lits à silicates d'alumine, grenat à teneur relativement élevée en pyrope, rutile et éventuellement biotite - offre des similitudes avec les enclaves métapélitiques des volcans néogènes (Leyreloup, 1973) et celles observées dans des xénolithes peralumineux enclavés dans la dolérite du Peyron (près de Burzet, Ardèche), au Sud du massif du Velay (Montel, 1985). Cela permet de supposer que ces roches sont passées par les conditions du faciès « granulite ».

Les **xénolithes hyperalumineux**, à biotite + sillimanite ± grenat, se présentent sous l'aspect de petites loupes noires centimétriques. Cette association est fréquente dans le granite du Velay sous forme de petites enclaves surmicacées noires et schisteuses de taille centimétrique. Ils constituent des essaims d'enclaves bien calibrées, parfois associées spatialement avec des xénocristaux de feldspath potassique de dimensions comparables, et dispersées au sein de la matrice granitique, donnant souvent l'impression d'une sorte de « brèche », comme à l'Est de la Croix de Baron, en rive gauche de la Semène (Sud de l'Hermet), dans la falaise en bordure de la route D 45. Elles sont constituées par un enchevêtrement de lamelles de biotite et de fibres de sillimanite où vient souvent s'adjoindre du grenat rouge, en cristaux globulaires. Le quartz est présent, mais en très petites quantités. De l'apatite, du zircon et de la monazite sont de fréquents accessoires.

L'abondance de minéraux fortement alumineux (spinelle, sillimanite, cordiérite, grenat, biotites alumineuses) dans les gneiss kinzigitiques incitent à les interpréter comme provenant d'anciennes pélites, grauwackes ou « shales ». Certains de ces gneiss peuvent donc être considérés comme des niveaux réfractaires à l'anatexie (« resisters ») qui les a en partie épargnés. Tandis que pour la plupart des enclaves surmicacées, de fortes présomptions se dégagent en faveur de leur interprétation en terme des restites (Williamson et al, 1997). Pour celles d'entre elles qui forment des écorces biotitiques autour des roches basiques, une origine métasomatique peut être retenue comme étant la plus probable. Cette métasomatose s'accompagne, localement (La Garenne :  $x = 745$  ;  $y = 3\ 340,5$ ), du développement de petits grenats rouges en concentration notable.

Dans ces différentes formations, les assemblages primaires évoluent, de façon dynamique puis statique, vers des paragenèses secondaires stables dans les conditions du faciès « amphibolite » de haute température accompagnées par le développement courant de structures en symplectites :

- dans les enclaves hyperalumineuses : la sillimanite est omniprésente et est associée à la biotite ; spinelle et cordiérite ont cristallisé par réaction entre grenat et sillimanite comme l'indique clairement le développement de cordiérite en couronne autour du grenat ;

- dans les enclaves basiques : l'amphibole (actinote/trémolite) cristallise aux dépens du clinopyroxène et de la hornblende verte ; le rutile passe à l'ilménite ; le sphène apparaît dans les zones où est concentré le clinopyroxène, en remplacement probable de l'ilménite ;

- dans les enclaves calco-magnésiennes : le grenat est entouré d'une auréole de plagioclase à très forte teneur en anorthite (An98) et de clinopyroxène en vermicules, associé avec de la hornblende brune, ce qui traduit une réaction coronitique en conditions statiques.

çbM. **Gneiss migmatitiques rubanés à biotite.** Sous cette appellation, sont rassemblées des roches constituant un ensemble diversifié tant du point de vue pétrographique que structural, à caractère migmatitique. Elles ont cependant en commun d'être caractérisées par une structure planaire bien exprimée par l'alternance de lits quartzo-feldspathiques blancs et de lits noirs riches en biotite. Cette structure fortement orientée résulte d'une différenciation métamorphique, en liaison avec une phase de migmatitisation, antérieure à la mise en place du granite, en conditions de basse pression et haute température. Cette phase de migmatitisation peut être assimilée à la phase D3, largement exprimée dans tout le massif du Velay (Montel et al., 1992).

Les **gneiss plagioclasiques rubanés à biotite**, dont le pétrotype peut être observé dans une carrière abandonnée au Sud-Ouest de la Rullière

( $x = 751,8$  ;  $y = 3\ 337,7$ ) est une roche de teinte grise à rubanement régulier et bien réglé, défini par une alternance de lits clairs quartzo-plagioclasiques (où prédomine tantôt le quartz, tantôt le plagioclase), à structure finement granoblastique, d'épaisseur infracentimétrique, et de lits noirs à biotite. Le quartz est en sections xénomorphes, souvent fracturées et à extinction roulante ; il apparaît aussi sous forme de gouttes au sein des feldspaths. Le plagioclase est subautomorphe, maclé et légèrement altéré. Le feldspath potassique est également présent dans certains lits : il est subautomorphe et très légèrement et finement perthitique, développant parfois des bourgeons de myrmékite au contact du plagioclase. La biotite, brun acajou, est en petites lamelles qui sont soit concentrées dans de minces lits noirs, soit dispersées au sein de la trame quartzo-feldspathique, toujours disposées à plat dans la surface de foliation. Elle contient fréquemment du zircon. Des granules de minéraux opaques (ilménite) peuvent apparaître dans quelques lits.

Ces gneiss peuvent avoir un caractère migmatitique marqué, entre autres, par la présence de veines, amas ou filonnets quartzo-feldspathiques irréguliers, blanchâtres, discordants sur la trame où peut se développer de la cordiérite bleu-vert (lorsqu'elle est encore relativement fraîche, ce qui est rarement le cas) en taches coalescentes, ayant tendance à se loger dans les charnières pluricentimétriques des plis qui déforment la foliation gneissique, comme au Sud-Est de Chamblanc (en bordure de la voie ferrée). Les affleurements dans le lit de la Semène, au Sud du Crouzet, offrent également de bonnes conditions d'observation. Ils rappellent les affleurements de même type et de même nature de l'Arzon, des bords de l'Arzon, du panneau situé en contrebas de Chomelix.

Des **gneiss clairs (leptynites)**, à structure rubanée, comme à Montfoy ( $x = 741,5$  ;  $y = 3\ 340,5$ ), rubanement marqué par des alternances de lits réguliers de quartz, d'épaisseur millimétrique, et de lits quartzo-plagioclasiques à biotite. La roche est composée de quartz (30 à 40 %) en sections xénomorphes et qui peut apparaître également en gouttelettes dans le plagioclase. Le plagioclase (50 à 60 %) est subautomorphe, en partie altéré en séricite. La biotite, en petites baguettes éparses dans la trame quartzo-feldspathique, peut être concentrée en filets parallèles à la foliation. La cordiérite est également présente en association avec le quartz. De la muscovite secondaire est présente.

Une variante de ces gneiss est représentée par des **gneiss quartzeux clairs à grenat** bien différenciés en niveaux décimétriques à structure litée. Ces gneiss sont intercalés dans une séquence avec des gneiss aluminés sombres et avec des niveaux amphiboliques formant un panneau agencé suivant une orientation NNE-SSW, à foliation verticale, bien exposée dans le talus NW de la route N 88, à l'ESE de Nant ( $x = 743$  ;

y = 3 332). Cet ensemble est injecté par de nombreuses lames de granite avec ou sans cordiérite et par des pegmatites (*cf.* coupe de la fig. 1). Ces gneiss clairs ont une origine orthodérivée, les premiers pouvant être considérés comme d'anciens leucosomes, les seconds comme des métavolcanites.

$\zeta\gamma^3$ M. **Orthogneiss œillé à biotite.** Est attribué à cet ensemble, sur la base de critères pétrographiques et structuraux, un vaste panneau d'extension plurikilométrique, situé près de La Séauve-sur-Semène et qui s'étend vers le Sud-Ouest. Actuellement disloqué par les granites du Velay, on peut lui rattacher sans difficulté les enclaves de Mazeaux et de Salgottier. C'est d'ailleurs sur ces dernières, qui affleurent dans de bonnes conditions dans le lit de la Semène (au Sud de Mathevard, au niveau de l'usine électrique de Mazeaux) ainsi qu'à Sauze, que repose cette interprétation. Cette formation constitue des falaises de 60 à 70 m de hauteur de roche massive, sous le hameau du Bouchet. Les panneaux situés entre l'Aragne et Chamette (Nord-Ouest de Saint-Didier-en-Velay), autour de Champeau et au Nord-Est de Monistrol sont à rattacher d'autre part. À cet endroit, les affleurements de gneiss sont si intensément arénisés, que les attributions deviennent particulièrement délicates et ne doivent être considérées qu'avec réserve.

Il n'est, en effet, pas évident d'attribuer, sur la base des seuls critères pétrographiques et structuraux de terrain une origine à ces gneiss. C'est le cas pour le panneau situé à l'Est des Chenenches qui a été finalement interprété comme un paragneiss. Parfois, les relations sont claires, comme dans le panneau des Sauvages (au niveau des gorges de la Loire) où nous avons pu (G. Vitel et D. Garcia) clairement identifier des orthogneiss au sein de la masse de paragneiss. L'orthogneiss se présente sous l'aspect d'une roche quartzo-feldspathique gris clair, à grain moyen et à structure foliée. Cette foliation, soulignée par des cloisons biotitiques, est plissée et affectée de zones de cisaillements ductiles. Des filonnets et bouffées de granite clair à nodules centimétriques de cordiérite, localisés dans les zones de cisaillement, montrent que des phénomènes de fusion partielle ont affecté ces roches par endroits. De fréquents filons de pegmatite et de granite clair à gros grain à cordiérite intrudent l'orthogneiss, comme c'est le cas, mais à un stade encore plus poussé, dans le panneau d'orthogneiss de Beauvoir à structure principalement orientée Est-Ouest, situé à l'Est de Monistrol.

À Roche-Moulin (Nord-Ouest de Saint-Just-Malmont), sur emplacement de la nouvelle station d'épuration, parmi les enclaves (de taille décimétrique) au sein du granite du Velay, apparaît un orthogneiss à surfaces C-S. Il s'agit d'une roche assez claire à grain moyen (plurimillimétrique) probablement issue de la transformation d'un granite à biotite. Sa structure est orientée, caractérisée par des cloisons noires à biotite et sillimanite (visible à l'œil nu) qui sont autant de zones de cisaillement ductile (donc à chaud)



Fig. 1 - Panneau d'enclaves de paragneiss (leptynites en pointillés et métapelites en grands tiretés) et d'orthogneiss (croix allongées) intrudés par les granites hétérogène (en noir) et leucocrate (croix) du Velay  
Coupe visible à l'Est de Nant, sur la RN 88 (Sud-Ouest de Monistrol-sur-Loire)

et qui découpent la roche en microlithons losangiques, constitués de cristaux de quartz arrondis et de feldspaths blancs.

## FORMATIONS ÉRUPTIVES

### Formations ignées anté-anatexie vellave

$\rho\gamma^3$ . **Granite porphyroïde à biotite, à structure orientée.** Un important groupe d'enclaves ignées aux caractères et minéralogiques très semblables à ceux des enclaves à biotite, avec lesquelles elles sont systématiquement associées à Pont-Rouge et à Malacrose, est composé de granitoïdes à biotite, à structure porphyroïde. Ces roches forment, d'une part, des affleurements en lames hectométriques (Montméat, le Betz, Saint-Pal-de-Mons, Saint-Didier-en-Velay, Tirvolet,...) et, d'autre part, apparaissent en enclaves décimétriques à métriques spatialement et génétiquement associées aux enclaves basiques.

Le pétrotype a été choisi à Pont-Rouge. Les phénocristaux tabulaires de feldspath potassique ( $Or_{70-88}$ ), maclés Carlsbad, sont plus ou moins déformés. Ils sont partiellement ou totalement transformés en myrmékite, comme dans certaines des enclaves, sombres à tachetées, à biotite, mais leur structure porphyroïde demeure parfaitement reconnaissable, même lorsque le remplacement est total. Les plagioclases sont normalement zonés ( $An_{35-20}$ ), légèrement antiperthitiques et auréolés par une frange xénomorphe ( $An_{15}$ ) en continuité avec les myrmékites. La biotite présente trois habitats : en lamelles millimétriques indépendantes, sous forme d'agrégats incluant de nombreux minéraux accessoires (apatite, zircon, monazite) et en inclusions dans les feldspaths. La biotite de ces roches est semblable à celle des enclaves à biotite en ce qui concerne les teneurs en  $Al_2O_3$  et  $TiO_2$ , mais elle est généralement moins magnésienne. L'allanite est parfois exceptionnellement préservée dans du quartz globuleux, mais la plupart du temps rétrotransformée et remplacée par de la monazite à structure « spongieuse ». Tous ces caractères (composition de la biotite, agrégats de biotite à minéraux accessoires, allanite primaire rétrotransformée), ajoutés à l'aspect sombre (dû à l'importante proportion de biotite comme à Saint-Didier-en-Velay) militent fortement pour une parenté génétique entre les enclaves porphyroïdes et les enclaves à biotite.

Ces roches sont à rapprocher des massifs de granites porphyroïdes bien individualisés plus à l'Ouest (*cf.* feuille Craponne-sur-Arzon à 1/50 000) où ils sont, comme ici, associés spatialement et génétiquement à des roches basiques de type syénodioritique (magma vagnéristique). Nous pensons que les enclaves rencontrées dans la région de Monistrol-sur-Loire représentent les éléments démembrés de tels massifs, qui se sont mis en place soit à la périphérie, soit à l'intérieur même du dôme du Velay, pendant ou

juste après l'événement tectono-métamorphique à 320 Ma (Ledru et *al*, 1994). En effet, ces enclaves porphyriques n'ont pu être produites par un phénomène de mélange, mais il paraît plus vraisemblable que le granite du Velay les ait drainées, au cours de son ascension, en même temps que ses autres précurseurs que sont les enclaves basiques (Garcia et *al*, 1998).

### **Complexe basique**

Les roches appartenant au complexe basique apparaissent soit en stocks composites de taille hectométrique à Bouffelaure, Freygeou, Picatou, Le Roure, La Roche, Gourdon (à Bouffelaure, au Sud du Villard, les diorites donnent des boules à l'affleurement), soit, plus fréquemment, en essais d'enclaves arrondies décimétriques à métriques, au Sud de Peygros, Bloue, carrière de Pont-Rouge, Malacrose et dans une partie du gisement de La Roche.

Les massifs composites sont constitués de roches à biotite et amphibole de grain assez gros à structure équante, en enclaves dans des roches à biotite à grain fin qui les isolent du granite hôte. Ces massifs sont veinés de pegmatites à biotite en lames centimétriques. Dans la littérature française, ces variétés de roches à gros grain, riches en biotite et en amphibole, sont désignées par le terme de « *vagnérites* » (Lacroix, 1917).

Elles donnent l'impression d'une structure conglomératique (essaims), comme cela a été bien visible un moment en front de taille de la carrière de Pont-Rouge, durant son exploitation. Les nodules basiques sombres arrondis sont soulignés par la foliation développée dans le granite encaissant avec développement de queues de cristallisation et ombres de pression, observation courante à l'échelle de l'échantillon dans les roches ayant subi une déformation ductile.

Les enclaves organisées en essais peuvent contenir de l'amphibole mais, le plus souvent, la biotite est le seul minéral ferromagnésien présent. Ces roches ont une structure souvent orientée, où l'orientation est marquée par la disposition planaire et linéaire de la majorité des biotites, elles-mêmes non déformées. Y sont disséminés des cristaux de plagioclase plurimillimétriques (feldspath de forme prismatique et de couleur blanche, parfois vert clair à légèrement jaunâtre lorsqu'il est altéré) et, parfois des ocelles gris bleuté de quartz dans les faciès les plus sombres. Les faciès les plus déformés sont à grain très fin et forment des enclaves décimétriques dont les contours peuvent être anguleux. Les autres enclaves sont plutôt ovales ; leur aspect évoque celui d'un gneiss à grain fin. Ces variations de faciès sont semblables à celles décrites par J.-M. Montel et A. Weisbrod dans les vagnérites des Cévennes médianes ; ces auteurs attribuent les structures observées à une déformation hétérogène liée à la mise en place des magmas vagnéritiques.

$\eta^1$ ,  $\theta$ . **Diorites et gabbros.** Ces roches offrent une grande variété de textures et de taille de grain. Leur origine ignée ne fait aucun doute mais, comme toujours dans les enclaves des granites, leur minéralogie actuelle et une partie de la texture sont le résultat de rééquilibrages. Un premier faciès à structure porphyrique est caractérisé par la présence d'agrégats polycristallins millimétriques, constitués soit d'amphibole (Amp1), soit de biotite, disséminés au sein d'une matrice beaucoup plus fine composée de petites amphiboles, de petites biotites et d'apatites aciculaires où s'ajoute parfois du quartz. Cette trame contient des lattes de plagioclase zone ( $An_{65-35}$  avec un cœur pouvant atteindre  $An_{80}$ ), sans trace de phosphore (dénoté par l'absence d'apatite) qui, de ce fait, peut être interprété comme primaire. Les amas d'amphibole et de biotite représentent, de toute évidence, d'anciens phénocristaux de minéraux ferromagnésiens rétrotransformés (clinopyroxènes, orthopyroxènes, peut-être olivines). Les rares occurrences associant, comme à Vertamise, la cummingtonite soit à la biotite, soit à l'amphibole calcique, pourraient correspondre plus précisément à d'anciens orthopyroxènes.

Un second faciès à gros grain se distingue par une structure porphyrique cryptée. Le caractère porphyrique de la roche n'est, en effet, révélé que par l'existence de deux tailles distinctes de ferromagnésiens. Cela est confirmé par la distribution relativement homogène des apatites (observées en cathodoluminescence sur des lames minces polies de la roche) dans la trame, qui montre en négatif, l'emplacement des phénocristaux. Des agrégats plurimillimétriques de biotite et d'amphibole pourraient également représenter des phénocristaux ferromagnésiens.

Ces deux types d'enclaves contiennent des amphiboles monocristallines subautomorphes (Amp2). Dans la plupart des cas, l'amphibole forme une couronne, souvent discontinue, autour des agrégats de biotite, impliquant un remplacement partiel de l'une des biotites de l'agrégat. Dans d'autres cas, la biotite, très subordonnée, apparaît comme une phase d'exsolution au sein de l'amphibole. Certaines de ces roches renferment aussi des nids leucocrates à quartz, feldspath potassique interstitiel (englobant de petits plagioclases automorphes), amphibole automorphe, apatite globuleuse et autres minéraux accessoires (allanite, zircon) de grande taille ; dans certains cas, ces nids contiennent de la biotite en grandes lames.

Dans toutes ces enclaves, existe une amphibole tardive (Amp3) en cristaux millimétriques pœcilitiques à inclusions de plagioclase ou de quartz. D'autre part, dans une importante partie de ces enclaves, la zonation du plagioclase est partiellement ou totalement oblitérée par du quartz cristallisé en bourgeons interconnectés. Enfin, une pseudomorphose complète du feldspath potassique en myrmékite et une rétrotransformose de l'ilménite en sphène accompagnent ces cristallisations.

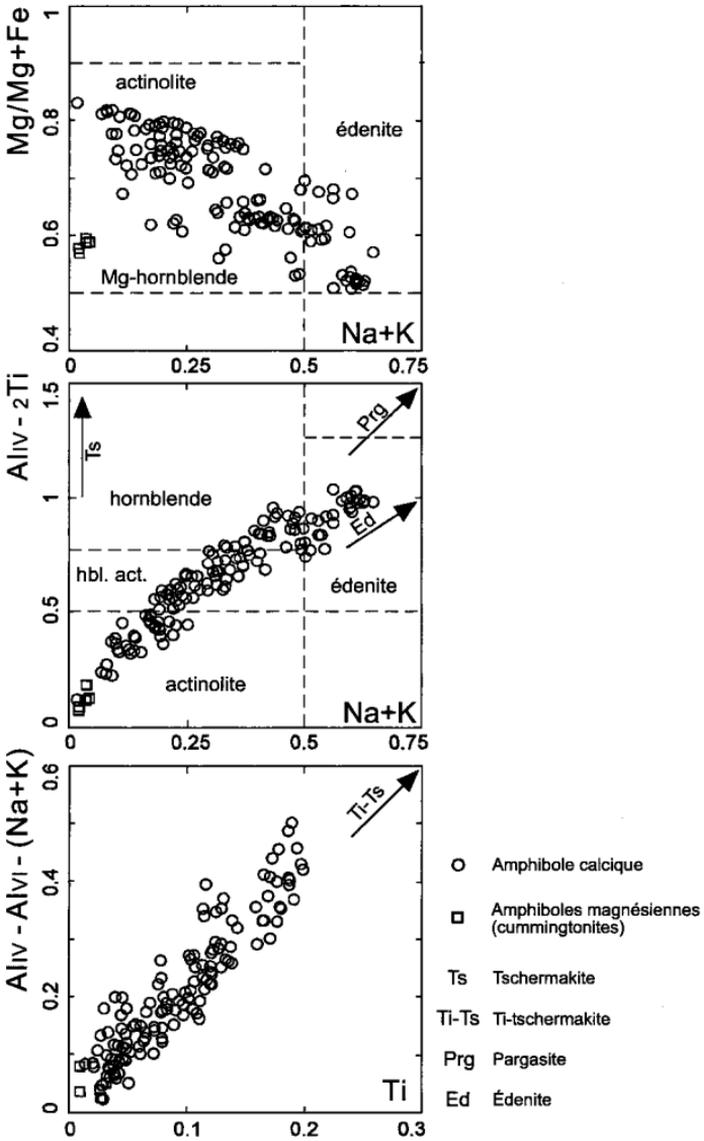


Fig. 2 - Composition des amphiboles dans les enclaves ignées (calculées sur la base de 23 O)

La composition des amphiboles (fig. 2) va d'une actinote presque pure à une hornblende (Amp1) modérément alumineuse ( $Al_2O_3 = 10 \%$ ), titanifère ( $TiO_2 = 1,7 \%$ ) et sodique ( $Na_2O = 1,5 \%$ ). Leur richesse en magnésium et leur relative pauvreté en Ti, Al et Na correspondent bien à celle que l'on peut attendre d'une amphibole issue du remplacement d'un pyroxène. Les amphiboles monocristallines (Amp2) sont les plus riches en Al, Ti et Na, leur composition restant proche de celle d'une amphibole magmatique. Elles se trouvent surtout dans les roches pauvres en quartz dont les textures magmatiques, notamment la zonation des plagioclases, sont bien conservées. La teneur en  $K_2O$  des amphiboles est, comme on pouvait s'y attendre, relativement élevée dans les roches contenant du feldspath potassique. L'amphibole pœcilitique (Amp3), de composition intermédiaire entre les amphiboles Amp1 et Amp2, est celle qui est la plus répandue.

La composition des biotites (fig. 3) diffère légèrement dans les deux types de roches. Dans les enclaves porphyriques à agrégats, la biotite est peu alumineuse et modérément magnésienne, alors que dans les enclaves à gros grain, la biotite est plus magnésienne ( $MgO = 15$  à  $18 \%$ ) et, en général, un peu plus alumineuse. Les teneurs en  $TiO_2$  sont variables (en moyenne de 3 à 5 %), mais peuvent descendre à 2 %.

$\sigma$ - $\eta$ . **Syénites quartzifères et lamprophyres (minettes).** Elles se présentent généralement en enclaves grises arrondies ou étirées, en essaïms, de taille décimétrique au sein de la masse granitique. La texture et le degré de déformation sont très variables, depuis des faciès pratiquement granitiques, à grain moyen, jusqu'à des termes microgrenus. Ces derniers sont les plus fréquents mais ne montrent pas, sauf exception comme à Malacrose, d'anciens cristaux ferromagnésiens comme c'est le cas des enclaves à amphibole. En fait, ils contiennent parfois des agrégats millimétriques de biotite qui leur confèrent un aspect tacheté spécifique. Seules les enclaves de taille décimétrique, nettement déformées et riches en biotite, présentent ce faciès tacheté. Dans ces agrégats, sont concentrés, contrairement à ce qui se passe avec les enclaves à amphibole, de nombreuses inclusions de minéraux accessoires (apatite aciculaire, zircon et monazite). Ces agrégats ne peuvent donc résulter de la rétomorphose de phénocristaux antérieurs à ces accessoires ; il s'agirait simplement d'anciennes biotites, déformées puis recristallisées. Ce faciès correspond aux « *spotted vaugneritic pseudo-gneiss* » décrits dans les Cévennes par de nombreux auteurs.

L'aspect microgrenu de certaines de ces enclaves est dû à la présence discrète de petits phénocristaux de plagioclases qui, à l'instar de celui qui constitue la trame, sont subautomorphes, zones ( $An_{45-30}$ ) et légèrement antiperthitiques. La zonation est absente ou très atténuée dans les faciès déformés et affectés, en fait, par les transformations post-magmatiques dans la plupart des cas.

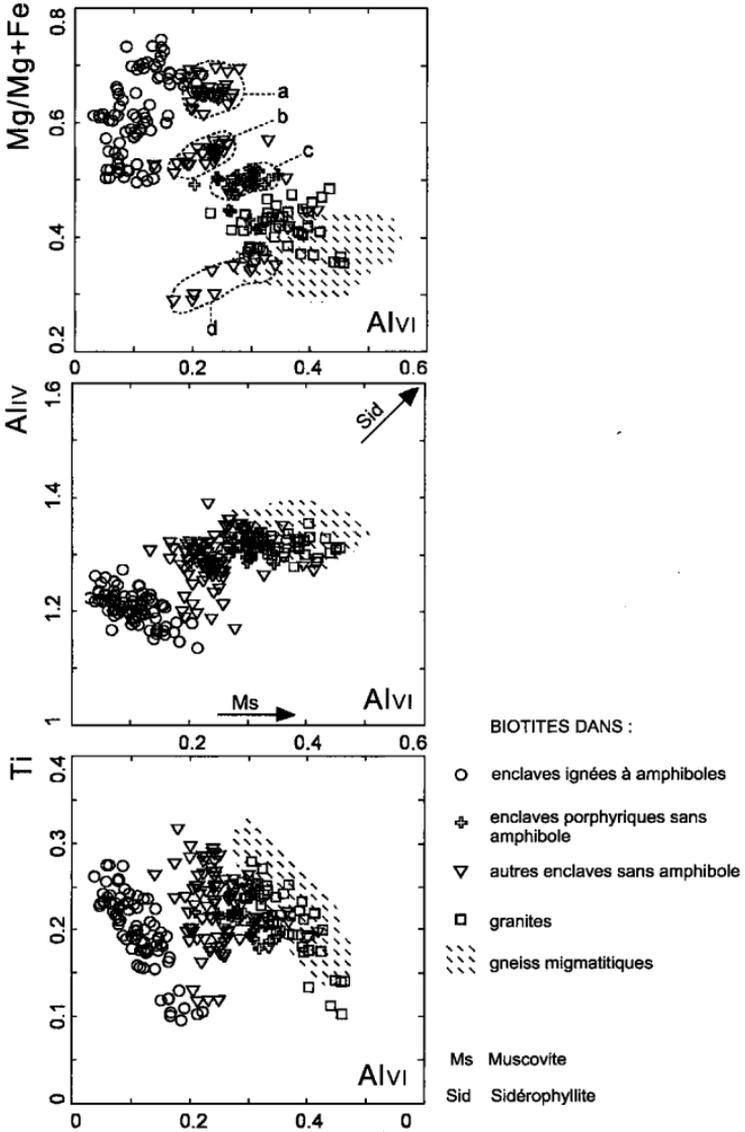


Fig. 3 - Composition des biotites dans les enclaves des roches ignées et les granites hôtes (calculées sur la base de 11 O)

D'après leur composition minéralogique relativement banale à quartz + plagioclase ± feldspath potassique + biotite (+ minéraux accessoires) où les principales phases minérales (quartz, plagioclase, feldspath potassique et biotite) sont en proportions très variables d'un faciès à l'autre, une partie au moins de ces enclaves doit être considérée comme un type particulier de *syénite quartzifère*.

Le quartz, toujours abondant (20 à 30 %) revêt trois aspects : le plus courant en grains xénomorphes dans la trame, en amas polycristallins ; un autre en cristaux globuleux (ocelles) dans les enclaves les plus sombres et pouvant être considérés comme des xénocristaux ; enfin, en gouttelettes disséminées dans la trame ou criblant les plagioclases ( $An_{25-45}$ ) et correspondant à une cristallisation post-magmatique. La plupart de ces enclaves contiennent, ou ont contenu, à un certain stade de leur histoire, du feldspath potassique (Fk), ce qui les distingue des enclaves habituelles (tonalitiques) des granites calco-alcalins. Le feldspath potassique est présent et même très abondant dans la plupart des enclaves de Pont-Rouge où il se présente en phénocristaux sub-automorphes, à macle de Carlsbad. C'est une orthose perthitique ( $Or_{68-80} An_{20}$ ) d'origine magmatique qui contient en inclusions de petits cristaux de biotite, plagioclase et quartz. Il est souvent complètement remplacé par de la myrmékite dans les enclaves à faciès « tacheté ». La biotite est nettement aluminieuse ( $Al_2O_3 = 16,7$  à  $18,3$  %) avec des teneurs plus élevées dans les termes clairs (leucocrates), riches en quartz, que dans les autres ; les teneurs en titane ( $TiO_2 = 3$  à  $5$  %, pouvant descendre à  $2,2$  %) sont comparables à celles des enclaves à amphibole. Le rapport Fe/Mg de la biotite est pratiquement le même que celui de la roche et reflète donc la composition du matériel originel. Parmi les minéraux accessoires, l'apatite est relativement répandue tantôt en primes trapus tantôt en aiguilles plus ou moins fines selon que le grain de la roche est plus ou moins fin ; la paragenèse comprend également ilménite ou rutile (observés à Rivoire,  $x = 743,2$  ;  $y = 3\ 336,7$ ), zircon et monazite. Certaines monazites proviennent selon toute évidence d'allanites relictuelles (observées à Pont-Rouge) : elles se présentent en amas « spongieux » de cristaux xénomorphes dans une matrice de biotites enchevêtrées. Des minéraux deutériques, comme la muscovite et la chlorite, envahissent localement la trame de la roche.

Malgré les déformations, les textures de ces diverses enclaves laissent percevoir l'origine ignée du matériel. Certaines d'entre elles sont entourées d'une « écorce » millimétrique à centimétrique de biotites enchevêtrées où sont répartis des minéraux accessoires semblables à ceux de l'enclave (apatite, zircon, monazite). Cette écorce, de quelques millimètres d'épaisseur, les isole de la matrice principale du granite encaissant. L'écorce biotitique est parfois désolidarisée de son enclave mère : elle est alors englobée dans le granite sous forme de schlierens. Outre l'explication immédiate de l'origine

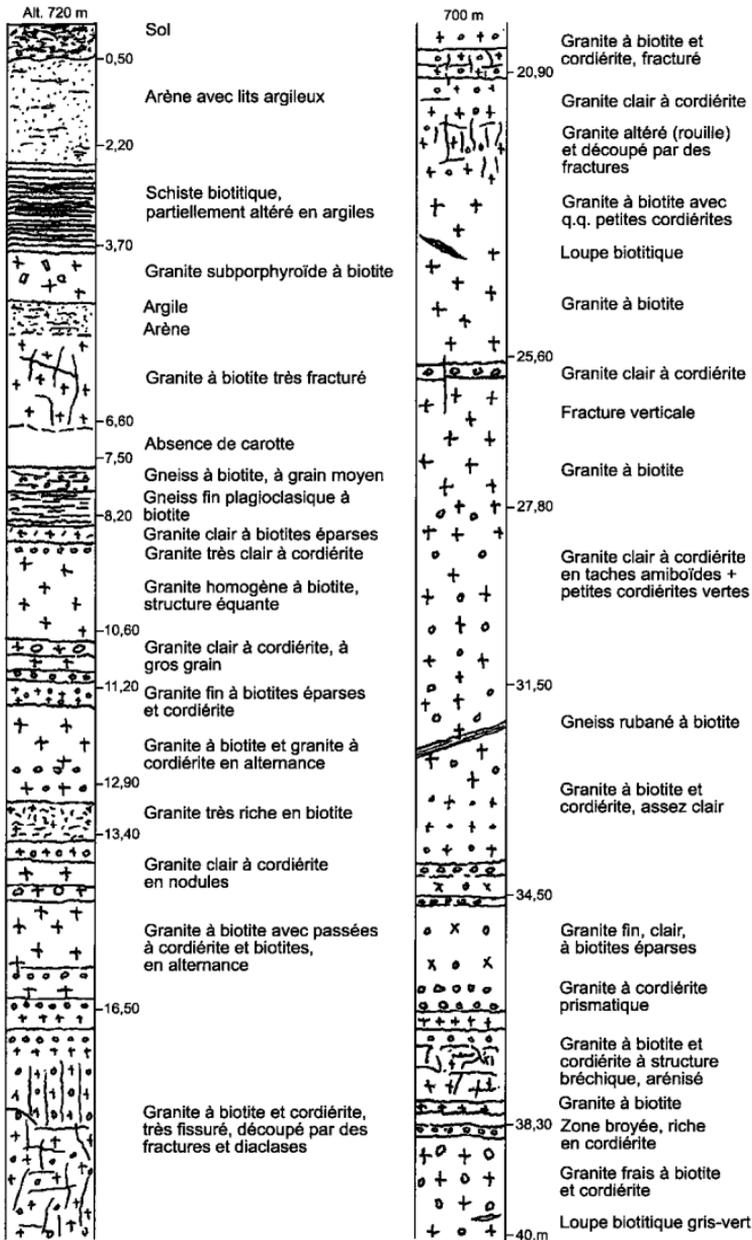


Fig. 4 - Sondage de Trevas (40 m), près de la cote 731 m, à l'Est de Pont-de-Lignon, montrant l'hétérogénéité du granite du Velay (réalisé par EDF à l'occasion de l'implantation d'un pylône haute tension)

de certains schlierens, cette observation démontre le caractère magmatique de ces écorces biotitiques par interaction entre les magmas acide et basique.

### **Granites westphaliens du Velay (305-300 Ma)**

Le « granite du Velay » donne une impression de « migmatite » car il montre un rubanement en « petit » (aspect homogène du granite à l'échelle métrique) ou en « grand » (aspect hétérogène du granite par alternances de bandes métriques) du granite avec des alternances de bandes minéralogiquement et structurellement contrastées (fig. 4). En fait, comme il est dit plus bas, ce granite est géochimiquement homogène vis-à-vis des éléments majeurs, mais non en ce qui concerne les éléments en traces.

$\gamma^c$ <sup>2-3</sup>. **Granite hétérogène à biotite et cordiérite.** Le granite hétérogène à biotite et/ou cordiérite a une composition variant de celle d'un granite au sens strict à celle d'un monzogranite. Comme pour le massif du Velay, où c'est le faciès dominant, il forme ici la plus grande partie des affleurements. C'est une roche de teinte assez claire, à grands cristaux de feldspath potassique, à biotite et cordiérite, de grain moyen à grossier, dont l'hétérogénéité est due à des variations des proportions relatives de ses divers constituants minéraux (28 à 35 % de quartz, 30 à 46 % de feldspath potassique, 13 à 26 % de plagioclase, 4 à 17 % de biotite et moins de 1 à 10 % de cordiérite) et aux variations de la taille de ces derniers (hétérogénéité texturale), ainsi qu'à la présence d'enclaves de nature variée (gneiss métapélitiques et restites hyperalumineuses, roches basiques et intermédiaires, nombreux schlierens en quantité variable suivant les lieux et à des variations structurales de la fabrique, tantôt rubanée tantôt subéquante). Le granite à structure rubanée est caractérisé par l'alternance de bandes claires plus riches en cordiérite et de bandes sombres plus chargées en biotite (pérotrope dans le virage de la D 45, sous la Croix de Baron, en rive gauche de la Semène, au Sud de l'Hermet Bas et de Pont-Salomon). Dans les falaises entaillées par la route N 88, au Sud-Est de Pont-Salomon, le même granite rubané paraît plus clair, cela en raison d'une patine d'altération météorique jaunâtre. Dans ce faciès, la cordiérite se présente soit en prismes automorphes millimétriques, soit en nodules centimétriques gris verdâtre, plus fréquents dans les niveaux clairs. Le pérotrope, à structure subéquante, affleure largement dans les falaises, en rive gauche de la Loire, à Vertamise. C'est là une roche plus claire, sans rubanement nettement exprimé, dont la structure est localement porphyrique, et qui renferme de très nombreuses enclaves arrondies ou subanguleuses de roches basiques et de porphyroïdes.

Sa composition minéralogique est à :

- quartz, souvent en plages interstitielles xénomorphes, en grains à extinction ondulée dont certains sont en rubans aplatis (ces textures dénotent

des recristallisations en régime semi-ductile), également en gouttelettes incluses dans le plagioclase ;

- plagioclase, à composition d'oligoclase - andésine ( $An_{12}-An_{35}$ ), en cristaux automorphes de 1 cm, souvent zonés, pouvant inclure des bourgeons de myrmékite, et en cristaux de 1 mm, non zonés dans la matrice ;
- feldspath potassique perthitique ( $Or_{67}$  à  $Or_{83}$ ), en mégacristaux (jusqu'à 5 cm de long) généralement non maclés (rarement maclés Carlsbad), contenant des inclusions de biotite alignées parallèlement aux bords du mégacristal ;
- biotite brun-rouge ( $Fe/(Fe + Mg) = 0,55$  à  $0,59$ ), en grains isolés sans orientation ou allongés sub-parallèlement dans des agrégats (schlieren) parfois recristallisée en chlorite, allant quelquefois jusqu'à être en quantité équivalente à la biotite ;
- cordiérite prismatique ou nodulaire pouvant contenir des inclusions de sillimanite (fibrolite) et de grenat ;
- et, phases accessoires comprenant : zircon à halo pléochroïque inclus dans la biotite ; monazite également entourée d'un halo pléochroïque et incluse dans la biotite et la cordiérite ; apatite en grains trapus (jusqu'à 5 mm) et occasionnellement en fines aiguilles (0,1 mm) ; sillimanite sous forme de cristaux isolés (< 0,2 mm) plus rarement en aiguilles (fibrolite) incluses dans la biotite et le quartz, occasionnellement dans la cordiérite ; ilménite (54 %  $TiO_2$ , 43 %  $FeO$ , 4 %  $MnO$ ) en grains xénomorphes atteignant 1 mm et communément associée à la biotite.

Les enclaves les plus répandues sont essentiellement gneissiques, avec une taille variable allant de l'échelle centimétrique à plurimétrique (au-delà, les masses peuvent être cartographiées). Parmi elles, se trouvent :

- d'une part, des gneiss dérivant de roches d'origine sédimentaire (métagrauwackes) et des enclaves surmicacées (métapélites) sous forme de petites loupes de taille centimétrique. Ces dernières, de teinte noire, tranchent sur le fond clair de la matrice granitique qui les englobe. Elles sont pratiquement bi-minérales, associant biotite en abondance avec des fibres blanches de sillimanite ;
- d'autre part, des orthogneiss issus de la transformation d'anciens granites porphyroïdes. D'assez nombreuses enclaves de roches basiques (monzonites, monzodiorites, diorites,...) s'observent également ; de taille décimétrique, elles peuvent aller jusqu'à former de petits stocks hectométriques comme à La Roche et au Roure.

La coupe de référence, où sont visibles les différents faciès du « granite du Velay », est située entre le viaduc qui surmonte Pont-de-Lignon et Cublaise, avec :

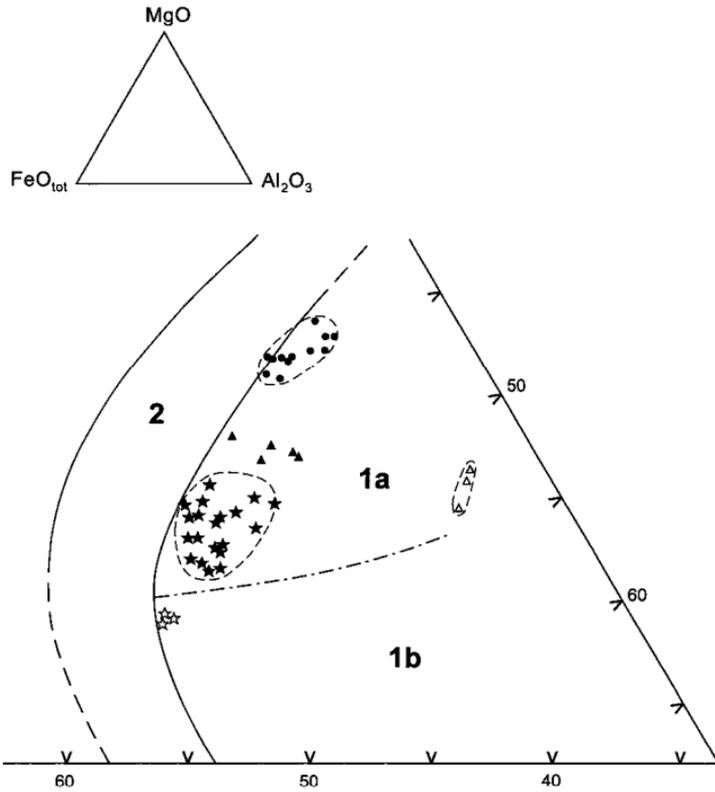
- le faciès sombre, mésocrate, particulièrement chargé en biotite, et où la cordiérite est plutôt discrète, bien qu'omniprésente dans la matrice ;
- des différenciations claires à taches et nodules de cordiérite verte disposés en « bancs » matérialisant un rubanement à grande échelle.

Cet ensemble est littéralement découpé par un réseau assez dense de failles normales avec souvent une composante en décrochement ; elles sont généralement orientées entre les azimuts 120° et 140°, direction tectonique bien exprimée localement avec le filon massif de leucogranite de Pont-de-Lignon qui souligne cette fracturation.

Le **faciès sombre à biotite et cordiérite** est développé en bordure du panneau de gneiss des gorges de la Loire, dans le secteur de La Garenne, ainsi qu'à l'Hermet bas (au Sud de Pont-Salomon), en rive gauche de la Sémène. Il présente un aspect hétérogène dû à des variations rapides de la taille du grain, la distribution irrégulière de la cordiérite, la présence sporadique de feldspath potassique (décimétrique) et d'une grande abondance d'enclaves centimétriques hyperalumineuses, à sillimanite, cordiérite, parfois grenat et plus rarement spinelle (La Garenne). Le plagioclase est sub-automorphe, avec un cœur légèrement antiperthitique et une zonation nette sur la bordure ( $An_{27-17}$ ). La biotite est ferrifère et très alumineuse (fig. 3 et 5) ; certains petits cristaux, en inclusions dans le plagioclase, peuvent montrer des teneurs en alumine légèrement plus basses ( $Al_2O_3 = 18,2 \%$ ) que la biotite macroscopique ( $Al_2O_3 = 18,8$  à  $19,8 \%$ ) et fossilisent peut être des conditions de cristallisation précoces. Le quartz est interstitiel. Les minéraux accessoires (ilménite, zircon, monazite, xénotime) peuvent être conservés dans des agrégats de biotites enchevêtrées, dispersés dans la roche ; mais, contrairement à ce que l'on observe dans les enclaves à biotite et les porphyroïdes, ces agrégats ne contiennent pas d'apatite, et la monazite n'y a pas la texture spongieuse : nous en concluons que ces agrégats représentent d'anciens xénolites paradérivés (car pauvres en  $P_2O_5$ ). Les granites sombres à cordiérite contiennent également de la sillimanite relictuelle sous forme de paquets de fibrolite inclus dans les cristaux de cordiérite et, parfois des reliques de grenat. Il se caractérise par la disposition planaire des biotites et des nodules de cordiérite concentrée dans des niveaux clairs.

Ces enclaves, qui ne se trouvent pas dans leur position d'origine, doivent en fait être considérées comme des xénolites.

Il faut mentionner, pour être complet, la présence d'un faciès sombre à biotite dominante, cordiérite discrète et lattes feldspathiques dans le quart nord-ouest de la feuille, dans les secteurs de Boisset Bas, de Solignac-sous-Roche - Le Bourg et de Thézenac-Chomont.



- Enclaves à biotite seule de Pont-Rouge
- ★ Granite subporphyroïde à biotite de Lapte
- ☆ Granite hétérogène à biotite et cordiérite (Pont-de-Lignon, Cottier, Pont-Rouge)
- ▲ Granite hololeucocrate à grenat de Pont-Rouge
- △ Leucogranite à biotite et muscovite de Courenc

#### Discrimination des associations

- 1 - alumino-potassique  
*sensu stricto* : leucogranites du Limousin (**1a**)  
composite : type Guéret (**1b**)
- 2 - calco-alkaline

5 - Biotites de différents granites du Velay de la carte Monistrol-sur-Loire dans le diagramme  $Al_2O_3$ -  $FeO_{tot}$ -  $MgO$  (Chèvremont et al., 1986)

$\gamma C^{2-3}$ . **Granite monzonitique homogène porphyrique à cordiérite prismatique.** Le granite homogène à cordiérite prismatique est un faciès dérivé du granite hétérogène dont il diffère par la structure et le caractère homogène. Il a été reconnu en plusieurs endroits sur la feuille Monistrol. C'est une roche à gros grain, à structure équante et porphyrique. Ce faciès granitique contient de l'orthose en phénocristaux centimétriques, des plagioclases automorphes, des lamelles de biotite et de la cordiérite sous forme de prismes automorphes à subautomorphes, tous de tailles plurimillimétriques.

Sa relative homogénéité est due à l'absence quasi totale d'enclaves au sein de sa trame. Il s'agirait là d'une différenciation du granite hétérogène à biotite et cordiérite, comme en témoigne les passages insensibles de l'un à l'autre et leurs relations semblables avec leur encaissant, dans lequel ils sont intrusifs. Leur paragenèse, en tout point identique, confirme cette interprétation.

**Granite porphyroïde leucocrate à biotite et cordiérite.** Ce faciès, très largement cristallisé, est bien représenté au sommet du Malorum (Nord-Ouest de Bas-en-Basset). Il est caractérisé par la présence de grands cristaux blancs, pluricentimétriques, de feldspath potassique. La biotite est présente mais très sporadique et dispersée. La cordiérite y apparaît sous forme de prismes et de nodules gris-vert.

Ce type de granite est souvent présent à proximité des panneaux de gneiss rubanés à biotite qu'il intrude et dans lesquels il dessine un stockwerk filonien. Ainsi, a-t-on pu mettre en évidence une vaste structure différenciée à Beauvoir, à l'Est de Monistrol (qui rappelle celle de Saint-Georges-Lagricol, sur la feuille Craponne-sur-Arzon).

$\gamma b^{2-3}$ . **Granite monzonitique à biotite, à tablettes d'orthose.** Cette roche montre un caractère homogène et se caractérise par la présence de tablettes centimétriques d'orthose automorphe, parfois maclées Carlsbad. Ces cristaux d'orthose sont orientés subparallèlement, souvent suivant deux directions assez voisines, différent de 20 à 30°. Ce granite comporte du quartz isogranulaire, des plagioclases automorphes sous forme de petits prismes plurimillimétriques et essentiellement de la biotite. La cordiérite est généralement très discrète, pour ne pas dire absente. Il s'agit là d'un granite de type monzonitique, à structure subporphyrique.

Le meilleur endroit pour observer les affleurements de cette roche est à Solignac-sous-Roche, où ce granite constitue le soubassement du village. Un petit pointement affleure également dans le bois de Combreaux, dans les crêtes dominant, au Nord, le village de Combreaux.

## Les granites clairs

$\gamma c^2$ . **Granite monzonitique clair à cordiérite.** C'est une roche claire (leucocrate) à très claire (hololeucocrate), de teinte blanc laiteux, à grain moyen à grossier dont le mode de gisement est variable. Il se présente :

- généralement en veines ou lits d'épaisseur (pluri)centimétrique dans des essaïms d'enclaves basiques (faciès gneissique à plagioclase et biotite), comme par exemple à la carrière de Pont-Rouge ;

- sous forme de filons, sécants sur la foliation ou le rubanement des roches encaissantes, ou de bouffées au sein des orthogneiss et ne peuvent, sous peine de confusion pour l'interprétation de leur origine, être assimilés à des « leucosomes » ;

- également sous forme de lits de puissance centimétrique à métrique (sub)concordants, au sein du granite sombre à biotite et cordiérite, soulignant alors le rubanement magmatique (exemple le plus net à l'Hermet, en rive gauche de la Semène).

Ce faciès est systématiquement présent dans les zones de fractures et de failles qui lui ont servi de guide au moment de leur mise en place. Il peut constituer des stocks différenciés de taille notable, comme à l'Ouest de la carte, au Sud-Ouest de Saint-André-de-Chalençon ; mais il se présente, assez fréquemment, en filons remplissant les zones de failles. Il forme souvent une auréole autour des enclaves et passe alors progressivement au granite hétérogène.

Ce granite a une composition de monzogranite à quartz (30 à 36 %), feldspath potassique (24 à 45 %), plagioclase (25 à 35 %), cordiérite (jusqu'à 10 %) et biotite (moins de 5 %). Il a une matrice essentiellement quartzo-feldspathique à structure équante, constellée de gros nodules polycristallins de cordiérite gris-vert (toujours plus ou moins altérée) et où sont dispersées de rares petites lamelles de biotite isolées. Les grands cristaux de cordiérite sont parfois orientés, donnant une ébauche de fabrique planaire. Le quartz a les mêmes caractères pétrographiques que dans le faciès hétérogène. Le plagioclase, en sections automorphes (1 à 4 mm), est de l'oligoclase - andésine ( $An_{26-35}$ ). Le feldspath potassique ( $Or_{82-87}$ ) est rarement maclé, mais montre souvent des excroissances myrmékitiques ; il contient beaucoup d'inclusions de plagioclase, quartz et biotite. La biotite ( $Fe/(Fe + Mg) = 0,47$  à  $0,60$ ) est rare et de petite taille (pas plus de 2 mm) et peut se rassembler en petits agrégats. La cordiérite, de même composition que celle du granite hétérogène, est en prismes automorphes (de 1 mm à 1 cm) ou en grands nodules centimétriques (pouvant atteindre 10 cm). Les deux formes cristallines sont parfois présentes dans la même roche. La cordiérite est pœcilitique, avec inclusions de quartz dans les deux formes, et en plus feldspath potassique, biotite, sillimanite et grenat dans les nodu-

les. Les principaux minéraux accessoires sont l'ilménite et la sillimanite (au total < 1 %).

Une *autre variété de granite clair* qui mérite d'être signalée, est définie par la présence de grenat sous forme de petits cristaux rouges de 1 à 2 mm, dispersés dans une matrice quartzo-feldspathique à grain fin à moyen. Bien qu'il soit très subordonné en volume, ce faciès offre un intérêt certain dans la succession des cristallisations au sein du massif granitique du Velay. En effet, la cristallisation du granite du Velay s'achève avec le développement de la cordiérite, plus rarement par celle de grenats (almandin - spessartine), semblables à ceux qui se trouvent habituellement dans les aplites. Cette paragenèse traduit le caractère hyperalumineux des magmas résiduels et peut être comparée au développement tardif ou post-magmatique (voire subsolidus) de la tourmaline ou de la muscovite dans d'autres types de leucogranites alumineux. La muscovite est ici absente, sauf, très localement, sous forme de petites plages développées de façon clairement post-magmatique sur les feldspaths ou sur la cordiérite.

Un faciès de *granite très clair, hololeucocrate*, à structure équante, à grain fin à moyen, a été rangé dans cette rubrique. Il s'agit, en fait, d'une roche aplitique à biotite seule, totalement dépourvue de cordiérite. La roche a une structure particulière, caractérisée par le rassemblement des petits cristaux de biotite millimétrique en agrégats disséminés dans la trame quartzo-feldspathique de la roche (faciès « pudding »). Par endroits, comme à la Roche et dans la carrière de Pont-Rouge, ce granite contient des essaims d'enclaves de roches basiques ; à Pont-Rouge, il se charge en cristaux de feldspath potassique au voisinage des plus grosses enclaves de syénite quartzifère.

♣<sup>4</sup>. **Granite porphyroïde de la Gampille.** Au Nord de Bruchères (coin nord-est de la carte), le granite, parfaitement circonscrit de la Gampille, occupe le cœur d'une structure plissée dans les micaschistes du Pilat. A l'Ouest comme à l'Est, il est en contact avec son encaissant métamorphique par l'intermédiaire de failles subverticales, de direction subméridienne, matérialisées par des zones de mylonites de puissance plurimétrique, voire hectométrique. Seule sa bordure sud paraît épargnée par les mouvements tectoniques postérieurs à sa mise en place.

Le granite de la Gampille présente une structure équante à gros grain, typiquement porphyrique. Sa texture est cataclastique, caractérisée par un mortier de recristallisation de petits cristaux issus du morcellement des minéraux préexistants. La composition minéralogique primaire de ce granite comprend : quartz, orthose, oligoclase, biotite, apatite et zircon.

Le quartz y apparaît en cristaux globuleux, opalescents, à extinction rouillante (qz1) et y figure aussi en filonnets recoupant les autres minéraux

(qz2). Le feldspath potassique constitue la plupart des phénocristaux : il s'agit d'orthose perthitique en sections subautomorphes à petites inclusions de biotite ; il est légèrement altéré en séricite. Le plagioclase a la composition d'un oligoclase  $An_{26-28}$  rendu verdâtre par son altération en produits argileux. La biotite est en larges lamelles de couleur verte, ponctuées de zircon à auréoles pléochroïques ; elle est presque intégralement transformée en chlorite, et ses clivages sont remplis d'oxydes ferrotitanés. Des sections, dont on ne distingue que les contours, réguliers ou non, car totalement pseudomorphosées par un feutrage de fines aiguilles de séricite, pourraient représenter d'anciennes cordiérites ? Les minéraux accessoires - apatite et zircon - appartiennent à cette paragenèse primaire.

Une paragenèse secondaire deutérique, liée à la mylonitisation tardive de la roche consolidée en conditions hydrothermales, est formée par une association à : chlorite, calcite disposée en petits filonnets, quartz 2 en mosaïque, muscovite (séricite) et leucoxène qui oblitère fortement la paragenèse magmatique primaire.

Le granite de la Gampille est en tout point comparable au granite de Saint-Just (feuille Firminy), lequel est recoupé par les intrusions de leucogranites de type Chambles. Comme ces leucogranites sont d'âge permien (ou présumé tel pour le granite de Chambles), il s'ensuit que le granite de la Gampille est très probablement d'âge carbonifère supérieur.

### **Roches permienes (290-260 Ma)**

$\gamma^3$ . **Granites tardimigmatitiques (tardi-anatectiques) à biotite.** Ce terme, consacré par l'usage (Montel et Abdelgafar, 1993), désigne, en fait, des granites tardi-anatexie yellave. Jusqu'à présent, ces granites n'étaient pas représentés sur la feuille Monistrol, à l'exception du petit pointement de Chambodet. Ils sont très semblables aux granites reconnus comme tels sur la feuille voisine de Craponne-sur-Arzon, plus généralement apparentés à l'ensemble largement développé dans la partie sud du massif du Velay. Ce sont des roches claires, homogènes, à structure équante hétérogranulaire, parfois subporphyrique, où le seul minéral ferromagnésien est la biotite.

Sur la carte Monistrol, ces granites sont toujours étroitement associés aux leucogranites dans les divers gisements dont il existe quatre modes :

- intrusion circulaire isolée à structure subporphyrique, de taille hectométrique de Chambodet (Nord-Est de Grazac) ;
- filon orienté NNW-SSE, long d'un kilomètre qui, de Mayol à Lourdau, traverse la Loire ;

- petits massifs circonscrits plurihectométriques, comme le pluton des Molières et du Bois de Marquant (Est de Lapte) ;
- laccolite allongé NW-SE de Saint-Ignac-les Chaumettes (Nord-Est de Retournac).

Au Bois de Marquant, le granite a un débit en boules classique, constituant là un petit chaos granitique. Les faciès à grain fin ont une teinte assez sombre ; le faciès à tendance porphyroïde est clair. Le filon composite de Mayol, où s'interpénètrent le granite tardi-anatectique et le leucogranite, évoque un mélange avec des éléments microgrenus gris sombre à quartz automorphes du premier imbriqués dans la matrice claire du second. Un co-génétilisme est donc envisageable entre ces deux types de granites permien, comme semble le confirmer le passage ménagé de l'un à l'autre dans le laccolite de Saint-Ignac-les-Chaumettes comme dans le Bois de Marquant.

La composition de ce granite, dont le pétrotype est pris au Bois de Marquant, est à : quartz (28 à 29 %) xénomorphe et interstitiel + feldspath potassique (35 %) perthitique soit en grandes plages xénomorphes, soit en individus automorphes, maclés Carlsbad, à fréquentes inclusions de petits plagioclases à auréole limpide + plagioclases (25 à 26 %) en grands cristaux subautomorphes très altérés d'oligoclase et en petits cristaux d'albite ( $An_{5-10}$ ) limpide, finement maclée + biotite (7 %) brune en grandes lamelles à fréquentes inclusions d'apatite + muscovite (1,5 à 3 %) secondaire + cordiérite (0,3 à 2,1 %) en nodules ou en prismes rectangulaires. La structure à tendance subporphyrique est caractérisée par de grands cristaux de feldspaths qui baignent dans une mésostase où le quartz et les feldspaths alcalins sont souvent associés en micropegmatite graphique.

**$\gamma^1$ . Leucogranites à biotite et muscovite (290-280 Ma).** Ces granites ont toujours une teinte claire, blanche, rose ou rouge en fonction des altérations. Leur structure est finement grenue, saccharoïde, avec une taille de grain variable (de 1 à quelques mm), selon les filons ou à l'intérieur d'un même filon. Ils ont un mode de gisement essentiellement filonien, en filons souvent sinueux, d'extension longitudinale plurikilométrique, parfois très épais (Saint-Just-Malmont, Pont-de-Lignon) ; parfois, en massif : à Chanteloube (ruisseau du Ranquignoux), en liaison spatiale avec des filons de rhyolites. Leurs contacts avec l'encaissant granitique sont nets et sécants. C'est ainsi qu'à La Garenne, le contact sud du leucogranite est subvertical et marqué par une zone silicifiée (sorte de bordure figée) sur un à deux mètres de puissance. Le contact, lui-même, est souligné par une zone de faille (argilisée sur quelques décimètres) ; il est bien visible dans la topographie, en raison du contraste entre le granite hétérogène du Velay - en dépression par suite de son altération - et le leucogranite à patine brun rouille et enduits vert jaunâtre, à relief plus vigoureux, armé de filons de quartz minéralisés.

D'une façon générale, ces filons sont, en effet, le plus souvent en relief dans la topographie où ils forment des sortes d'échines. Ils constituent ainsi une sorte d'armature au sein de la masse granitique très hétérogène du Velay. Ces filons sont organisés selon un réseau géométrique ordonné qui excède largement les limites de la carte, se poursuivant notamment vers le Nord (feuille Firminy) où ce réseau est particulièrement dense. La disposition généralement subverticale, à quelques rares exceptions près, des filons, est particulièrement significative des phénomènes d'extension tardi-carbonifère qui ont affecté le dôme du Velay. Leur distribution suivant des orientations subméridiennes dominantes et WNW-ESE (125 à 140°) permet d'établir le sens des paléocontraintes qui s'exerçaient sur le bâti cristallin vellave à l'Autunien. Cette distribution, en effet, s'interprète très bien en termes de fractures de Riedel, et permet de conclure que les contraintes principales extensives étaient dirigées NNE-SSW.

La composition minéralogique du faciès type est : quartz (32 à 35 %), feldspath potassique (31 à 33 %), plagioclase (25 %), biotite (2 à 3 %), muscovite (5 à 9 %) et minéraux accessoires (zircon, apatite) caractérisé par la présence constante de muscovite associée à de la biotite. La quantité de biotite est relativement variable et, si elle est généralement comprise entre 2 et 3 %, elle peut être localement absente à l'intérieur d'un même filon (faciès de leucogranite à muscovite) ou atteindre 6,5 % dans certains faciès de la carrière de Pont-Rouge. Le quartz est xénomorphe, à contours très irréguliers moulant les feldspaths, en agrégats de cristaux engrenés ainsi qu'en inclusions globulaires dans les feldspaths. Le feldspath potassique est perthitique, généralement en grandes plages xénomorphes et pœcilitiques (inclusions de quartz, plagioclases et biotite), et plus rarement en sections subautomorphes, maclées Carlsbad. Le plagioclase est représenté par deux générations de cristaux : l'une d'elle est représentée par des cristaux subautomorphes, parfois zonés, à composition d'oligoclase acide très altérés et affectés par des macles mécaniques (traduisant une déformation) ; l'autre, est composée d'albite ( $An_{3-5}$ ) en petites lattes rectangulaires, très limpides et bien maclées. La biotite, peu pléochroïque, est en lamelles, souvent décolorées, avec de nombreux grains d'ilménite dans ses clivages. La muscovite se présente soit en grandes lamelles subautomorphes envahissant la trame quartzo-feldspathique, soit en petits agrégats où elle est étroitement associée à la biotite. Une variété de muscovite gris violacé, d'aspect fusiforme se développe localement. Certains filons renferment de l'andalousite (filons de Beauronde, Mayol et de Saint-Ignac) en petits cristaux incolores à roses, isolés, en inclusions dans les feldspaths ou groupés et alors entourés d'un feuillage de fines muscovites (séricite). La cordiérite est présente dans le filon de leucogranite du Besset (Sud de La Garenne) à son contact nord avec le granité hétérogène. Elle se présente en petits cristaux automorphes, entièrement pseudomorphosés en pinites et muscovites. Enfin, de la dumortière a été identifiée dans certains faciès de Saint-Ignac (Salès, 1986).

ρ. **Rhyolites autuniennes (~ 270-260 Ma)**. Elles se présentent exclusivement sous forme de filons généralement subverticaux, d'orientation NNW-SSE, décalés par un réseau de failles en échelons NW-SE, dans la région de Valprivas. De petits pointements signalent leur présence plus au Sud, dans la région de Vertamise (vers les ruines de Carry, à l'Est de Villedemont) : ce sont les prolongements septentrionaux des filons de rhyolites, largement développés sur la carte Yssingeaux. Ces rhyolites sont étroitement associées dans l'espace avec des filons de leucogranites.

Ces rhyolites ont des teintes variables dans les tons beige verdâtre à rosâtre et rouges. Leur structure est microlitique et montre des variations allant depuis une structure aphanitique à microcristaux sporadiques jusqu'à une structure porphyrique à phénocristaux abondants pouvant aller jusqu'à des faciès microgrenus. Une fabrique, marquée par la disposition subparallèle des lattes d'orthose, matérialise, par endroits, la fluidalité magmatique.

Au plan pétrographique, ces roches sont constituées par un assemblage à : quartz, albite, orthose peu perthitique, biotite, cordiérite en grandes sections automorphes (en forme de barilletts ou de tonnelets). Un faciès particulier à structure fluidale, au Sud du calvaire de Valprivas, contient de la muscovite lamellaire magmatique. Le quartz est souvent globulaire, parfois subautomorphe en sections polyédriques, à golfes de corrosion. L'orthose très finement perthitique, est en lattes subautomorphes infracentimétriques, souvent maclés Carlsbad. Le plagioclase (Ab) est automorphe, à macles polysynthétiques et systématiquement damouritisé ; il peut former des amas ou être inclus dans l'orthose. La biotite se présente en baguettes déchiquetées ; elle est constamment chloritisée. La chlorite est ici exclusivement un produit de remplacement de la biotite qu'il est pratiquement exclu de retrouver inaltérée, sauf lorsqu'elle est incluse dans le quartz, montrant qu'elle a une couleur brun acajou. La muscovite est le plus souvent secondaire, car formée aux dépens des feldspaths (petits éventails dans le plagioclase albitique) et de la cordiérite, totalement pseudomorphosée. La muscovite est également développée sous forme d'un feutrage fibroradié dans la trame microlitique, classiquement interprété comme une structure de dévitrification. La paragenèse primaire comporte comme minéraux accessoires : apatite aciculaire, sphène brun (et leucoxène). Des pigments ferrugineux imprègnent généralement la roche, ce qui lui donne sa couleur localement rouge.

Une datation effectuée sur roche totale a fourni un âge indicatif à  $259 \pm 5$  Ma ( $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ ) pour leur mise en place, à la limite Permien inférieur - Permien supérieur (Saxonien supérieur).

## Filons permien

**Q. Quartz parfois minéralisé.** Ces filons sont permien car toujours plus ou moins (parfois) étroitement associés aux leucogranites à deux micas (comme celui de La Chazelle - Buchères, en rive gauche de la Semène) dont ils suivent le tracé. Ils peuvent également former des réseaux de direction assez souvent proche d'Est-Ouest comme aux Têtes du Grand Bois sur l'interfluve rive droite de la Bloue.

Ils sont assez souvent « géodés », laissant un espace vide entre les éponges. Ils se présentent en filons à disposition subverticale alternativement pincés (allant jusqu'à disparaître, mais sont relayés par des zones de cisaillement) et renflés (puissance supérieure au mètre), comme cela est particulièrement évident à La Garenne et au Sud des Sauvages (en rive droite de la Loire), où ils injectent un stock massif de leucogranite. Quelques minéralisations de type BPGC leur sont associées, comme à La Garenne où l'altération de la pyrite macule en jaune et rouille les affleurements.

## Éléments structuraux

### Fracturation

Sur le secteur étudié, la fracturation se manifeste par une grande densité de failles : principalement failles normales et décrochements qui affectent également le socle des feuilles voisines. Cela n'apparaît pas toujours explicitement ni sur la feuille Monistrol-sur-Loire, ni même sur les cartes voisines. En effet, le choix a été fait de ne représenter que les failles les plus importantes, d'extension régionale, dans un souci de clarté et pour rendre la carte mieux lisible. Néanmoins, pour donner une idée précise de la fracturation, il est donné en annexe 2, un schéma où a été reporté le réseau de failles afin de pouvoir en mesurer toute l'importance.

Sur le terrain, les failles sont repérées par des zones où les roches sont broyées et éclatées. Dans les zones de failles où la déformation a été particulièrement intense, la roche originelle n'est plus reconnaissable, c'est une mylonite. La zone de faille peut être entièrement argilisée ou encore silicifiée (massif de Beurende, au contact entre le granite du Velay et le leucogranite de Tachon). Lorsque l'intensité est moindre, la roche a éclaté, et des fragments de la roche originelle sont encore reconnaissables : c'est une cataclasite, à structure bréchique. A la Mouteyre, au Nord de Mayol, il est ainsi possible de reconnaître, sur une étroite zone (sur quelques dizaines de mètres) d'orientation NNW-SSE et sur 1 km d'extension, des cataclasites. En rive droite de la Loire, au niveau des tunnels d'Aurec, sont visibles à la

fois des mylonites de zones de cisaillement (traduisant une déformation « à chaud ») et des cataclasites (générées « à froid ») plus tardives.

### FORMATIONS VOLCANIQUES

Les roches volcaniques de la feuille Monistrol-sur-Loire sont situées dans le quart sud-ouest de la feuille. Elles se rattachent à la province volcanique du Velay oriental, série alcaline (à tendance sodique) fortement différenciée. Les différents types morphologiques visibles sur cette carte sont : des coulées en inversion de relief, des bulbes (dômes d'extrusion), des necks et des dykes,... Le volume de lave émise est peu important ; son principal intérêt réside dans la diversité des types pétrographiques représentés depuis des basaltes *s.l.* jusqu'à des phonolites. Une datation effectuée par la méthode  $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$  sur les basaltes de la coulée de La Faye a donné un âge de  $9,3 \pm 0,4$  Ma. Ceci montre que ce volcanisme s'inscrit dans la période où l'activité volcanique, dans la province du Velay oriental, est paroxysmale (entre 12 et 9 Ma ; Mergoil et Boivin, 1993).

Comme sur la feuille voisine de Craponne-sur-Arzon, il est vraisemblable, qu'outre les basaltes au sens strict, soient également représentés des basanites dont l'aspect sur le terrain est pratiquement identique à celui des basaltes : ce sont des roches de teinte grise à noire, à phénocristaux d'olivine et/ou de clinopyroxène visibles à 1 Sil nu. Des termes plus différenciés comme des mugéarites et surtout des phonolites ont également été observés.

**τΦ. Trachyphonolites.** Au Pédible - Madeleine, ce sont des necks et dykes de trachyphonolites. Elles représentent des termes intermédiaires, moins différenciés, au sein de la lignée sous-saturée.

Le trachyte à structure aphanitique des Olliers (au Sud-Ouest des Vivas, **non cartographié**) est composé de microphénocristaux de plagioclases ( $\text{An}_{30}\text{-An}_{35}$ ), de très peu de clinopyroxène en petits prismes verts, légèrement brunâtres et faiblement zonés, d'oxydes opaques abondants, plus ou moins corrodés et d'apatite riche en inclusions. Ces microphénocristaux sont contenus dans une pâte très fine, holocristalline où sont représentés les deux feldspaths.

Le trachyphonolite sub-alcalin du Tracol (situé à la pointe nord de la Madeleine) a une structure microlitique porphyrique. Il comporte des microphénocristaux de plagioclase ( $\text{An}_{40}\text{-An}_{45}$ ) entouré d'une fine écorce de feldspath alcalin, du clinopyroxène (en cristaux de 0,2 à 0,5 mm) et de nombreux grains d'oxydes ferrotitanés, agglomérés en une structure révélatrice de la pseudomorphose d'amphibole. Dans la mésostase, domine le feldspath alcalin, associé à des granules de clinopyroxène et à des apatites

riches en inclusions. Ces caractères font de cette lave une mugéarite ou une benmoréite (à confirmer par une analyse chimique).

**Φ. Phonolites.** Parmi les roches volcaniques, ce sont les plus représentées sur cette feuille. Les phonolites sont des roches de teinte claire, de couleur gris verdâtre. Dans la lignée alcaline sous-saturée, ce sont celles qui ont les plus fortes teneurs en  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$ . Elles représentent les produits ultimes de la différenciation de cette lignée. Sur cette feuille, elles sont largement représentées par les dômes du Gerbizon et de Miaune.

La structure de ces roches est trachytique, porphyrique. Toutes ces roches sont à feldspaths alcalins (microphénocristaux d'anorthose de 1 à 3 mm) associés à des cristaux automorphes de clinopyroxène (augite aegyrienne) en glomérules, de sphène et d'apatite. Les cristaux de feldspath alcalin sont arrangés en rosettes entre les surfaces d'écoulement à structure laminaire marquée par la disposition fluidale des microlites d'anorthose. La mésostase comprend du feldspath sodi-potassique, de l'aegyrienne verte, de la néphéline (rare), de l'apatite en cristaux corrodés riches en inclusions fluides, du zircon et des opaques en granules arrondis (0,2 à 0,8 mm). Les oxydes opaques sont peu fréquents, sauf dans le cas des agglomérats qui sont la marque d'une résorption complète d'amphibole brune, alors auréolée par ces oxydes opaques.

**$\rho\tau\beta^1$ . Hawaïites.** Ces laves sont rares sur cette feuille (Est de Vérines, vers Saint-André-de-Chalençon). Elles ont été identifiées par J.-M. Dautria et J.-M. Liotard (1994) à l'extrémité sud-est de la coulée de Saint-Julien-d'Ance (cf. feuille Craponne-sur-Arzon). Les sucres jumeaux d'Artias et de La Périllade représentent des necks, bien prismés de ce type de roche. Le pétrotype est pris à Artias, dans le neck qui constitue le soubassement du château qui domine la Loire. La roche est caractérisée, là, par une structure porphyrique à phénocristaux d'augite aegyrienne zonée (cœur verdâtre et bordure brun violacé) et d'amphibole remplacée en totalité par une couronne d'oxydes ferrotitanés avec au cœur un amalgame d'oxydes ferrotitanés, de clinopyroxène et de plagioclase avec de rares olivines.

**$\beta^1$ . Basaltes s.l. miocènes (~ 10 Ma).** Ils sont assez bien représentés sur cette feuille avec les coulées de la Faye (ou des Barrys) et d'Arzilhac. Ce sont des roches noires et compactes, à structure massive et aphanitique. Elles donnent des coulées à débit prismatique bien exprimé, comme au Sud du suc des Garnasses et à Arzilhac. Ces roches montrent des structures variables : microlitique porphyrique (Arzilhac), aphanitiques (la Faye),... Les phénocristaux sont l'olivine (phase prédominante), l'augite titanifère. La mésostase est constituée de microcristaux d'olivine, d'augite, de plagioclase (labrador) et d'oxydes ferrotitanés. Leur structure est microlitique porphyrique fluidale. Elles sont composées de : plagioclases (labrador) et

d'augite vert brunâtre en phénocristaux subautomorphes (1 à 3 mm). La mésostase est riche en granules de minéraux opaques (magnétite). De la calcite secondaire hydrothermale s'est déposée dans les vacuoles et apparaît aussi en petits filonnets dans les fissures qui découpent la roche.

**Tβ. Tufs basaltiques scoriacés.** Ce sont des roches versicolores (brun, roux, jaunâtre,...) dont la structure est cohérente. Ces roches comportent parfois de gros éléments (10 à 15 cm) laviques qui leur confèrent un aspect conglomératique. Ils passent en continuité à un basalte à structure légèrement porphyrique. Il n'existe, sur la carte Monistrol, que de rares affleurements de ce type de formation, tous situés au Sud de la feuille. On ne peut que rarement les cartographier, sauf en quelques points comme aux Tourilles (Nord de la Fredeyre) et au Sud-Ouest de Giraudon.

## FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

### Paléozoïque ?

La présence de matériaux argileux rouge violacé (*non cartographiés*), écrasés dans de petites failles, au virage du Roure (au Nord-Est du bassin de Bas-en-Basset), permet de ne pas exclure la présence de terrains permocarbonifères. Ce point d'observation est proche de la grande faille bordière qui, partant de Cornillon à l'extrémité méridionale du bassin houiller de Saint-Etienne, se poursuit vers le Sud-Ouest pour former la limite nord du demi-graben de Bas-en-Basset. C'est par comparaison avec les faciès rouge violacé du bassin houiller de Saint-Étienne et avec ceux du Stéphanien du Bourbonnais, qu'est supputée, avec beaucoup de réserve, une telle attribution.

### Tertiaire

Les dépôts tertiaires de la feuille Monistrol-sur-Loire appartiennent dans leur quasi-totalité au Paléogène. Parmi eux, subsistent des formations détritiques grossières, conglomératiques, témoins d'extension réduite : « arkoses » de Mercuret (près de Retournac) et de Navogne (près de Bas-en-Basset) qui sont attribuées, par analogie avec les arkoses du bassin du Puy-en-Velay, à l'Eocène moyen. Les argiles à illite du Priabonien (= Eocène supérieur), présentes sur la feuille Yssingeaux (à Varenne) n'ont pas été retrouvées plus au Nord. En fait, la plupart des formations détritiques de la carte Monistrol-sur-Loire sont d'âge oligocène. Elles recouvrent les arkoses, probablement en discordance. L'existence de dépôts néogènes a pu être démontrée localement, comme à La Faye, sous les épanchements basaltiques miocènes, mais n'ont pu être datés avec une très grande précision.

Les formations tertiaires sont subhorizontales ; elles reposent en discordance directement sur le socle hercynien. Leur épaisseur est importante au Sud-Ouest de la carte, notamment autour de Retournac, où elles se rattachent à l'extrémité des affleurements sédimentaires de l'Emblavès (*cf.* feuille Yssingeaux). Bien qu'elles soient affectées par de nombreuses failles qui les ont morcelées - lors du soulèvement des horsts de Vorey-Chamalières et de Beauzac, et de l'effondrement du graben de Bas-en-Basset - elles ne présentent pas de pendages importants, hormis à proximité des failles.

es. **Arkoses de Mercuret et de Bas-en-Basset : Éocène moyen (Lutétien)**. Les arkoses de Mercuret et de Bas-en-Basset ont été attribuées à cet étage, par analogie avec celles de Brives-Charensac, datées par leur macroflore (de Saporta, 1870 et 1878).

- **Arkoses de Mercuret**. Elles affleurent autour du château du même nom, à environ 2 km au Sud-Est de Retournac. Elles sont bien visibles dans une ancienne carrière, au Nord-Est du château. Cette formation, estimée couvrir 10 à 15 ha, repose directement sur le socle granitique et est en partie recouverte par les sables argileux de l'Oligocène.

La roche est cohérente, de teinte ocre roux. Elle représente des dépôts détritiques, très peu évolués, sub-conglomératiques. Les gros éléments, de taille variable (atteignant jusqu'à 30 cm) comprennent surtout du quartz, anguleux à esquilleux, et quelques galets peu usés de leucogranite qui sont emballés dans une matrice fine. Il n'y a pas de classement apparent. Au sein de cette formation existent des faciès particuliers, très localisés : passées de grès plus ou moins fins, gris-bleu, de graviers presque jointifs à stratification peu distincte ou conglomérat stratifié à éléments granitiques.

Ce type de faciès évoque des formations de pentes, liées à des écoulements boueux. Les rares faciès conglomératiques doivent correspondre à des chenaux de nature fluviale. Des mouvements tectoniques sont probablement impliqués dans les processus de dépôt de ces matériaux grossiers.

- **Arkoses de Bas-en-Basset**. Elles sont localisées au Sud-Ouest du bassin sédimentaire, où elles forment une butte bien exprimée (le suc Richard, au Nord-Ouest de Navogne) ; elles s'étendent avec leurs sites satellites au Sud de la Bloue, près d'Ancette, et au Nord, vers Combes.

Les arkoses sont disposées en strates horizontales qui reposent en contact direct avec le socle cristallin, avec une discordance sur la foliation des gneiss enclavés dans le granite, visible localement sur une dizaine de mètres, au Nord d'Ancette, en rive droite de la Bloue. Mais, c'est le flanc sud du suc Richard qui donne l'aperçu le plus général sur l'ensemble de la forma-

tion dont la puissance peut être estimée à une quarantaine de mètres. La base de la série, à l'Ouest de Nave, est composée, sur quelques mètres, de faciès ferrugineux sous forme d'une masse limonitique ocre parcourue de veines de barytine blanc nacré. La roche est en fait une arkose ferruginisée, à structure circonvolutionnée, où ne subsistent que quelques débris de minéraux avec des grains de goëthite mamelonnée contenus dans une matrice orangée à rouge sang, composée d'un fond d'argile ferrugineuse (à plus de 50 % de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). Cinq mètres plus haut, est située une arkose altérée à matrice très ferrugineuse (56 % d'oxyde ferreux) renfermant des débris de quartz, d'orthose (maclée Carlsbad), d'albite, de biotite chloritisée et de muscovite. L'essentiel de la série, caractérisée par une structure à prédominance conglomératique, très résistante, et à ciment siliceux, est d'aspect massif et structuré en bancs d'épaisseur métrique. Les bancs grossiers ont des grains de taille plurimillimétrique aux arêtes anguleuses à subanguleuses ; ils sont séparés par des joints à grain fin. Les grains sont composés de feldspaths blanchâtres, de quartz gris un peu émoussés et de graviers (2 à 4 cm). Des stratifications obliques, à granulométrie variable s'observent à l'intérieur de ces bancs où sont interstratifiées de rares passées à grain fin, lenticulaires, ainsi que des intercalations silteuses verdâtres. Cette structure milite en faveur de l'origine fluviatile des arkoses, consolidées postérieurement à leur dépôt par silicification, accompagnant un épisode de « sidérolitisation ». A Navogne, un grès ferrugineux, autrefois exploité comme minerai, se présente sous la forme d'une dalle couronnant la série. De couleur brun-rouge, il comporte de nombreux pisolites rappelant les formations analogues décrites sur les feuilles Le Puy et Cayres (Larqué et al., 1980).

Au Nord-Ouest de Bas-en-Basset, affleure un faciès arkosique dans le ravin du Crépon, situé en contrebas du château de Rochebaron. Ce ravin entaille des arkoses, pentées vers l'Est, analogues à celles qui viennent d'être décrites ci-dessus. Elles sont en contact par faille avec le granite du Velay. Elles sont surmontées de dépôts d'argiles bariolées oligocènes qui renferment des blocs d'arkose nettement silicifiée. Ces blocs représentent des fragments de la formation arkosique, disloqués par la faille bordière. Ces fragments de teinte verte (ou beige, comme à Ancette), à pâte très fine, évoquent, par leur aspect et leur texture, des rhyolites. Il s'agit, en fait, de roches cataclastiques où sont contenues, dans une matrice silteuse (pâte) verdâtre cryptocristalline, des fragments esquilleux de quartz en échardes ou d'agrégats polycristallins quartzo-feldspathiques anguleux ; ces fragments correspondent aux éléments du granite environnant, encore reconnaissable dans les parties beige brunâtre, microconglomératique. C'est ce que confirme la présence, au sein de ces roches, de lamelles de biotite dont les teintes brun-rouge ne sont pas altérées ; ce qui aurait été le cas si la roche était une véritable arkose et non pas un faciès de convergence.

Les arkoses ont été ultérieurement déformées par une phase de tectonique souple, notamment à Navogne où s'observent des pendages, généralement inclinés vers l'Est, pouvant atteindre 35°. Une autre manifestation de cette tectonique se traduit par la présence d'un petit synclinal perché que recoupe le chemin du pont de la Bloue (cote 490 m).

Bien après le dépôt des arkoses de l'Éocène moyen, démantelées et gauchies, intervient un stade de subsidence, à l'Oligocène, au cours duquel se mettent en place des dépôts de milieu calme. Ils viennent recouvrir en discordance, selon toute vraisemblance, les formations arkosiques antérieures.

Ces dépôts oligocènes sont concentrés suivant une large bande axée de Chamalières-sur-Loire à Beauzac, sorte de gouttière SW-NE, prolongée au Nord-Est par le demi-graben de Bas-en-Basset. Au Sud-Ouest de Retournac, les dépôts sont comparables à ceux de la feuille Yssingaux dont ils sont le prolongement. Par contre, au Nord-Est jusqu'à Beauzac, les faciès sont plus monotones et plus sableux, d'où la dénomination de « Sables de Retournac » qui leur est parfois donnée. Dans cette partie sud-ouest, l'épaisseur apparente de ces dépôts est évaluée à 250 m et davantage (jusqu'à 300 m) si l'on tient compte que leur partie sommitale est en partie masquée par les produits de démantèlement des culots volcaniques. Cette forme en gouttière est surtout exprimée au Nord-Est de Retournac où les failles bordières, au Nord-Ouest et au Sud-Est de la bande, s'accroissent en direction du Nord-Est pour s'inscrire le plus profondément dans le demi-graben de Bas-en-Basset, dont elles déterminent la morphologie.

**g1. Dépôts sablo-argileux grossiers : Stampien inférieur (Sannoisien).** Dénommés « Sables de Retournac » sur la feuille Monistrol à 1/80 000, les dépôts de cet étage sont à rapprocher des « Sables de la Laussonne » et de leurs équivalents latéraux sablo-argileux à montmorillonite où sont interstratifiés des dépôts détritiques grossiers, des niveaux argileux, ainsi que des concrétions gréseuses et calcaires.

Il s'agit d'un complexe de dépôts continentaux essentiellement sablo-argileux (sables argileux à argiles sableuses) où les stratifications sont généralement peu visibles, sauf lorsqu'elles sont matérialisées par des concrétions calcaires (granules, nodules, rognons) ou gréseuses à disposition stratiforme, comme c'est le cas, par exemple, au Nord-Ouest de Saint-Ignac (Jussac) et dans le talus à regard sud de la route, au Sud-Est du Pédible. Ces dépôts sont mal classés, du fait qu'ils résultent d'épandages essentiellement sablo-argileux. Ils comportent en effet, 60 à 70 % de sables où sont incorporés des graviers, roulés ou non, 5 % de limons, 25 à 35 % d'argiles. Cette formation est caractérisée par des teintes verdâtres dominantes, vert-bleu, parfois bariolées, avec des teintes rouges plus ou moins violacées. La minéralogie de la fraction sableuse est à quartz dominant (60 à 70 %), feldspath potassique (30 %)

et rare plagioclase. Les minéraux de la fraction argileuse sont : la kaolinite (dominante), l'illite et la montmorillonite.

- **Faciès détritiques grossiers.** Les dépôts sablo-argileux sont localement chargés de graviers, parfois de cailloutis, souvent anguleux, parfois roulés. Ces faciès à gros éléments se rencontrent essentiellement à la partie supérieure de la formation. Peu abondants à l'Ouest, ils tendent à se généraliser au Nord-Est de la Madeleine (Grand-Champ, Le Fayet, Chossac, Montourtier).

Comme pour l'ensemble des sédiments oligocènes, il s'agit de dépôts détritiques dont le spectre granulométrique s'étend jusqu'à des graviers (0,5 à 2 cm), parfois associés à des cailloutis (2 à 5 cm en général). Les cailloutis sont de nature granitique, généralement anguleux à peu usés. Les graviers sont constitués de quartz et de feldspaths blancs, parfois usés. A Pieyres et Grand-Champ, graviers et cailloutis semblent provenir de remaniements des niveaux plus élevés ou bien de la semelle des formations gélifluées. Dans ce dernier cas, ils sont fréquemment roulés. Quelques-uns de ces faciès grossiers se situent vers la base de la série, comme aux Vivas, où des concentrations de graviers anguleux marquent une ébauche de stratification. Aucun de ces dépôts ne présente un caractère franchement fluvial.

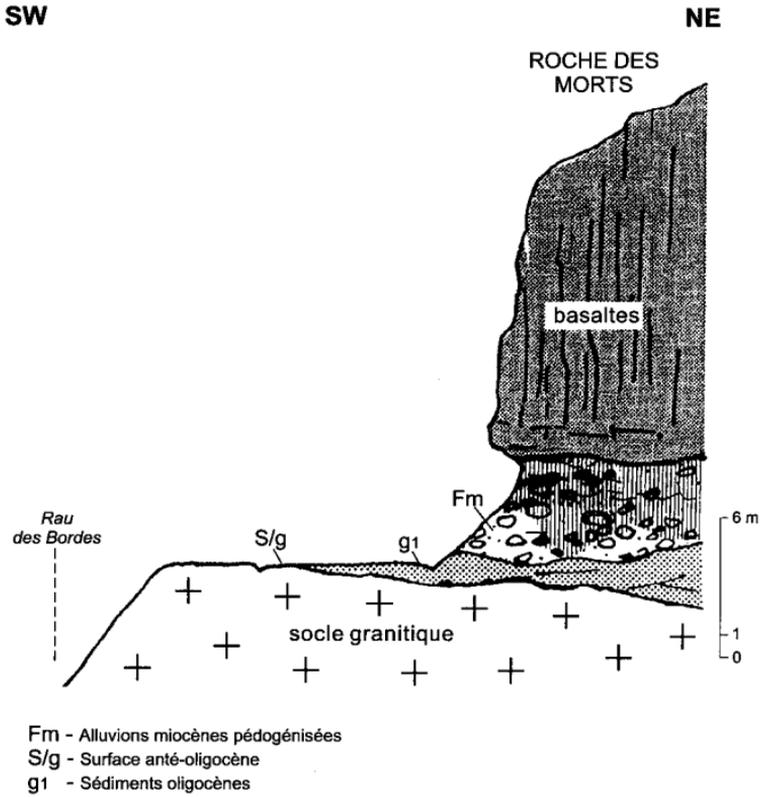
- **Grès et concrétions gréseuses.** Les grès d'Orcier constituent un cas particulier, spectaculaire, visible sur la pente vigoureuse qui domine l'excavation sous un épanchement de basaltes. La partie inférieure de ces grès est massive et rappelle le granite arénisé. En fait, il s'agit d'un grès grossier, à matrice peu abondante gris-vert foncé, à graviers de feldspaths potassiques rosés, plus ou moins usés. Ils sont recouverts par une argile sableuse bariolée. Ces grès, dont l'épaisseur est de l'ordre de 20 à 30 m, semblent constituer la base de la série oligocène. De faible cohésion, friables, ils ne peuvent être confondus avec les arkoses éocènes.

D'autres grésifications sont encore représentées :

- soit par des grès grossiers et assez tendres à matrice abondante, intercalés dans la série oligocène à l'Est de la Fredeyre (bois de Cheyrines) ; blanc verdâtre à Chantegrail (WSW de Retournac) ; blancs à taches rougeâtres au Mans bas ;

- soit par des bancs de grès associés à des concrétions gréseuses aux formes simples ou tourmentées, à disposition stratiforme ou en induration plus ou moins prononcée de dépôts sablo-argileux dans la série du vallon du « Cros » (entre Daveine et Sagnes), Chabanolles, « Les Vignes » (Retournac), Jussac et « les Graves » (Beuzac).

- **Faciès rubéfiés.** Ils sont représentés au croisement de la route d'Allemance et du chemin de la Fayolle (Sud-Ouest de Chamalières), par



**Fig. 6 - Coupe de la coulée basaltique de la Faye**  
(contrebas de la RN 88, au Sud de Saint-Maurice-de-Lignon)

des grès bariolés, plus ou moins mamelonnés, et à la Charreyre (Beauzac), par un réseau anastomosé de bandes rougeâtres subhorizontales développé au sein des sables argileux vert-bleu, sous lesquels apparaissent des miches gréseuses. De tels faciès rubéfiés seraient des indices en faveur d'une ébauche de paléosols fersiallitiques vers la base de la série oligocène. De tels grès sont, en effet, connus en Bourbonnais pour être des faciès marginaux de cuirassements fersiallitiques, d'environnement tropical.

• **Argiles peu sableuses.** Des passées d'argiles plastiques claires (blanchâtres, crème à ocre, beige, kaki, vert pâle), à fine fraction sableuse subordonnée, se rencontrent principalement à la partie inférieure de la série, exceptionnellement à sa partie sommitale (« au Tracol », Nord-Est de la Madeleine).

• **Calcaires et concrétions carbonatées.** Les calcaires constituent des lentilles d'extension modeste et d'épaisseur réduite (< 1 m), rognonneux, souvent sableux, à faciès de croûtes carbonatées gris-beige à blanchâtre. Ils ont été observés en deux endroits : au Nord-Ouest de Retournac, vers Orcier (au lieu-dit « le Clapier ») et au Sud-Est de Chamalières-sur-Loire, près de Rouy (le meilleur affleurement). Des calcrètes grumeleuses, à surface mamelonnée (calcaire d'origine algairé) existent au Roure.

Plus fréquentes que les calcaires individualisés, les concrétions carbonatées sont abondantes au Sud de Retournac (aux Tourilles, dans le talus de la route D 282, près de la Fredeyre, Préaux). Les répartitions à tendance stratiforme sont fréquentes, comme à Préaux où elles sont disposées suivant un banc. Elles se présentent en nodules, en rognons ou en simples granules de calcaire parfois sableux, prenant des aspects tourmentés. Comme les lentilles calcaires, auxquelles elles peuvent passer en continuité (rognons au Nord du Roure, par exemple), ces concrétions sont d'origine vraisemblablement pédologique.

g-m. **Dépôts sablo-argileux : Oligocène et Miocène indifférenciés.** Au Sud de la Faye, au lieu-dit « la Roche des Morts », une coupe (fig. 6) permet d'observer la succession stratigraphique suivante :

- sur un socle granitique en partie altéré, reposent 2 m d'argiles sableuses verdâtres à petits graviers quartzo-feldspathiques et débris lithiques (granite), d'origine lacustre, rapportés à l'Oligocène. En effet, ces argiles passent en continuité, vers le Sud-Ouest, à des dépôts de même nature, épais d'une vingtaine de mètres, identiques aux sédiments oligocènes du bassin de Bas-en-Basset ;

- ces argiles sont ravinées par une formation alluviale, brun terreux à ocre orangé, de 3 à 4 m d'épaisseur. Elle contient des galets polygéniques, de 5 à 10 cm, emballés dans une matrice de sables et de graviers, liés par des argiles silteuses. Les galets sont : du granite (pour 30 à 40 %), du basalte et

des phonolites (pour 25 %), et du quartz massif blanc à brunâtre. Les éléments granitiques et volcaniques sont généralement altérés, parfois entièrement pulvérulents, tandis que le quartz a résisté. Des traces d'altération ferrugineuse affectent la formation alluviale y développant des teintes ocre orangé. Un autre témoin de ces alluvions, entouré de lave, affleure à l'entrée de la carrière de basaltes des Barrys. Il devait constituer un paléorelief au moment de la mise en place des basaltes.

La coulée basaltique des Barrys, d'une quinzaine de mètres d'épaisseur, datée de  $9,3 \pm 0,4$  Ma (Chafchafi et *al*, 1996), recouvre cet ensemble alluvial qu'elle a fossilisé. Compte tenu du fait que cet ensemble renferme des galets de basalte et de phonolite - dont l'âge d'éruption le plus ancien est de 13,3 Ma au Sud du secteur de la coulée des Barrys - l'âge de ces témoins de terrasses alluviales est compris entre le Tortonien inférieur et le Serravalien (Miocène moyen à supérieur). Ce niveau alluvionnaire s'est déposé dans une paléovallée, creusée dans les sédiments tertiaires.

### FORMATIONS SUPERFICIELLES

Les formations superficielles sont largement répandues sur la carte. Elles recouvrent une grande partie des affleurements, masquant largement la roche en place, surtout sur les plateaux. Leur épaisseur est variable, les arènes par exemple excèdent rarement le mètre.

Parmi ces formations d'altération, il est classique de distinguer celles qui n'ont subi aucun déplacement et ont conservé l'architecture de la roche en place (elles sont notées A) de celles qui sont déplacées, notées S ou C, suivant le processus responsable de leur déplacement. Ces formations sont différenciées du matériel alluvial (noté F).

### Altérites

**Ay. Arènes granitiques.** Ce terme est pris au sens de formation résiduelle. Dans cette formation, sont rangées des roches qui dérivent principalement de l'altération des granites qui donne des arènes en place (*in situ*) et des arènes à peine déplacées. Leur cartographie précise est rendue malaisée par la présence d'altérites plus ou moins colluvionnées qui viennent assez souvent se superposer à ces dernières, principalement en bas des pentes. Les arènes se répartissent, ici, en deux grandes catégories :

- **arènes superficielles**, dont l'épaisseur est irrégulière et dépasse rarement le mètre, comme sur les plateaux de Monistrol, Sainte-Sigolène, Valprivas, Boisset, Villedemont, etc. ;

- **arènes profondes**, des couloirs d'altération, beaucoup plus localisées pour lesquelles s'exercent un contrôle structural évident (correspondance avec les zones de failles), et où l'arénisation peut atteindre 20 m.

N'ont été cartographiés que les affleurements les plus épais et les plus continus, sans distinction de catégorie, repérés par des zones où le socle est sub-affleurant. À Raucoules (coin sud-est de la carte), l'arène serait plutôt associée à la base de l'Oligocène.

**QR. Formation à quartz rougeâtre (âge indéterminé).** Cette formation résiduelle n'a jamais été cartographiée. Tous les affleurements sont situés aux environs de Monistrol, sur des replats sommitaux échelonnés d'Est en Ouest entre 560 et 710 m d'altitude. Selon A. Chafchafi (1997), il s'agit de placages peu épais, à éléments siliceux abondants : quartz rougeâtres, émoussés, à surface éolisée, et blocs essentiellement quartzeux, ocre à rougeâtres, avec faces échanrées avec des figures de dissolution. Leur taille, centimétrique à décimétrique, peut atteindre le mètre. La teinte rouge est seulement incrustée à la surface des blocs. Ces dépôts sont interprétés comme les vestiges d'altérations oligocènes.

### **Formations colluviales et de versant**

**SHΦ. Formations gélifluées à matériaux phonolitiques.** Ce sont les plus répandues. Elles constituent un complexe hétérogène qui tapisse notamment les pentes de la Madeleine, du Gerbizon, de Miaune et autres succs. Sous cette couverture, d'épaisseur variable (0,5 à 3 m), affleurent parfois les sédiments tertiaires. Le petit glacier des Ranches (Sud-Est de Sarlanges), qui occupe une échancrure au pied nord-ouest de la Madeleine, en est l'exemple même : des colluvions mixtes claires passent à plus d'un mètre de colluvions sablo-argileuses, plus ou moins bien litées, qui comportent un mince niveau de base d'argile rouge à bariolée. Une distinction est proposée au sein de ces colluvions, entre des zones riches en blocs (1) et des zones pauvres en blocs (2), pour la Madeleine.

**1. Formation gélifluée riche en blocs de phonolite.** Cette formation est caractérisée par la présence de blocs de taille très variable, irrégulièrement répartis, généralement peu enfoncés dans le sol. Dans les zones où ils sont fréquents, leurs dimensions sont très souvent métriques. Leur matrice, peu visible, est fine et limoneuse, de teinte claire, fauve, intégrant parfois de gros grains de sable avec quelques graviers de quartz ou des fragments de socle. Certains blocs atteignent exceptionnellement 10 m aux Olliers. Ce bloc, coupé par la route, fait penser *a priori* à une intrusion phonolitique. En fait, il fait partie d'une suite de blocs démesurés qui ont glissé sur les pentes, depuis les sommets de la Dent et du Fayet au cours des périodes froides du Quaternaire.

**2. Formation gélifluée pauvre en blocs de phonolite.** La distinction est difficile avec la précédente en raison de passages progressifs de l'une à l'autre. Cette formation meuble a une matrice claire, fauve, analogue mais plus abondante que celle de la formation riche en blocs ; quand elle contient des blocs, ceux-ci sont de taille modeste (10 à 30 cm). Il est fréquent que ces colluvions soit contaminées, vers les bas des pentes, par le Tertiaire sablo-argileux, comme au Sud-Est de la Madeleine. Au Sud-Ouest de la Chazotte (Nord-Ouest de la Madeleine), les colluvions volcaniques ont une teinte rousse à rouge.

**SHβ. Formations gélifluées à matériaux basaltiques.** Les formations gélifluées autour des coulées (Arzilhac, Aunas, la Fredeyre) et des necks (suc du Barri, Gougeaux) basaltiques se manifestent par de la pierre basaltique, souvent grossière. Au Nord d'Aunas, vers le Pinet, il s'agit de témoins lointains de la gélifluxion sur les dépôts oligocènes argilo-sableux.

### **Complexe de formations d'origine périglaciaire**

Cet ensemble se développe à partir de la gélifraction de formations volcaniques (sucs ou chicots, « tables »). Il constitue un continuum où se succèdent, dans le sens de la pente, des éboulis indifférenciés, des éboulis flués, des tabliers de blocs et des « clapiers » (ou « rivières de pierres »). La gélifluxion est le processus dominant dans la genèse de ces formations périglaciaires.

**E. Éboulis.** Ils sont assez fréquents mais de faible extension. Les plus importants sont associés aux grands appareils phonolitiques (Miaune, Gerbizon, Madeleine). Vers le bas des pentes, les éboulis passent à des formes plus ou moins fluées, difficiles à distinguer des précédentes formations. Un spectaculaire éboulis de basalte enveloppe le dyke de la Bessèze (Nord-Est du Gerbizon).

**EΦ. « Clapiers » phonolitiques.** Ce terme local, plus général que « rivière de pierres », désigne le terme le plus distal des éboulis. Sur cette feuille, ils ne sont pas fréquents. Il s'agit d'une formation à gros blocs mal calibrés, due à la gélifraction quaternaire (würmienne). Ils se trouvent près de Miaune (au Nord-Est et au Sud), ainsi que vers Chanou et la Fredeyre. Les « clapiers » de Miaune, vers Ribes, permettent d'établir une chronologie relative en trois périodes dans les colluvions périglaciaires. La phase 1 est représentée par des colluvions phonolitiques à matrice sablo-argileuse ocre-roux à éléments de phonolites à patine d'altération épaisse (1 cm) ; au-dessus, des colluvions beige à fauve clair, à éléments de phonolite à patine mince, représentent la phase 2 ; un « clapier » de petits blocs, disposés dans un étroit thalweg qui incise les colluvions claires, correspond à la phase 3.

**HΦ. Couverture résiduelle à colluvionnée de matériaux phonolitiques.** Les grands reliefs phonolitiques (Miaune, Gerbizon) sont empâtés par des formations superficielles constituées de blocs de phonolite, associés à une matrice silteuse de teinte claire. Cette formation recouvre une surface importante des phonolites en place et les déborde largement, masquant leur limite. C'est un faciès particulier des formations gélifluées à blocs (SH).

Des accumulations de blocs phonolitiques plurimétriques tangents ou jointifs, éloignées du centre émissif, sont classés avec ces faciès. Souvent situés au voisinage de la limite couverture sédimentaire et socle, ils peuvent être confondus, au premier abord, avec les phonolites en place. Celui des Roches (près de Chamalières), large de 50 à 70 m sur 100 m d'Est en Ouest, est sans doute le plus volumineux. Des gisements de taille plus modeste se retrouvent sur les pentes et les plateaux inclinés vers la Loire, au Sud de Beauzac. En altitude (bois de Cheyrines), le doute subsiste pour l'attribution entre un colluvionnement et un suc phonolitique disloqué sur place.

**Cβ. Colluvions basaltiques.** Au Sud d'Arzilhac, en marge des colluvions gélifluées de piedmont, des colluvions riches en éléments basaltiques, parfois assez gros, recouvrent un vallon en domaine granitique.

**Cγ. Colluvions de matériaux granitiques.** Des arènes granitiques solifluées recouvrent localement les sédiments tertiaires ou les terrasses alluviales qu'elles débordent parfois. Ces arènes remaniées sont minces, minéralogiquement peu évoluées, plus ou moins terreuses. Elles résultent de la mobilisation des altérites, par divers processus qui doivent être imputés aux crises glaciaires pléistocènes. Elles occupent le fond des vallons ou les versants des vallées principales. Près de Bas-en-Basset, à proximité de la faille bordière du bassin où les arènes débordent sur l'Oligocène, seuls les lambeaux les plus visibles ont été représentés. Au sommet de la butte de Bruailles, se développe une formation de remaniement du sédimentaire, où se trouvent étroitement mêlés des sables, des argiles et du matériel frais issu du socle (arènes, blocs, galets). Le matériel frais se traduit par la présence en abondance de plagioclases et de micas incorporés dans les sables. L'épaisseur du dépôt est difficilement appréciable, de l'ordre de la dizaine de mètres à l'amont, et s'amincit à l'aval. L'âge n'est pas déterminable.

**Colluvions fines (*non cartographiées*).** Le replat en creux, au Nord de Charrées, est tapissée de colluvions fines, limoneuses, comportant une proportion variable de sable hétérométrique. La morphologie aplanie de cette zone dépressionnaire et l'absence d'affleurements granitiques plaide en faveur de la présence possible de placages oligocènes sous ce revêtement superficiel.

## Nappes alluviales

Les différentes nappes alluviales sont repérées par rapport au niveau actuel de la Loire. Ainsi, les premiers replats alluviaux indubitables se situent à un peu plus d'une centaine de mètres au-dessus du niveau de ce cours d'eau. L'étude des minéraux lourds permet de distinguer les hautes terrasses (sphène dominant + minéraux lourds < 30 %) des basses terrasses (en dessous de 40 m) qui comportent un grande abondance d'olivine et de clinopyroxène, provenant des roches volcaniques du Devès.

**Fu. Témoins d'alluvions de très haute terrasse (90-110 m).** Les plus anciennes terrasses, reconnaissables comme telles, avec la présence de galets centimétriques à décimétriques enrobés dans une matrice sableuse, ont été identifiées à l'Hermet, au Sud de Malvalette (7 m d'épaisseur de galets de basaltes et de phonolites associés à du quartz) et à Meysonny (107-117 m), à l'Ouest de la Chapelle d'Aurec (forte composante sableuse, éléments essentiellement cristallins, strates obliques, altération avec niveaux ocre pédogénisés). D'autres témoins, à Bruaill (95-110 m) et aux Ivers-Les Sagnolles hautes (90-100 m), comportent des éléments de granites parmi les galets.

**Fv. Alluvions de haute terrasse (50-70 m).** Ces dépôts alluviaux reposent sur les sédiments sablo-argileux bariolés de l'Oligocène. Ils sont représentés par des sables grossiers limoneux, à graviers et cailloutis de teinte rouge clair. Ils sont également riches en galets lisses de leucogranite et de quartz. Des galets volcaniques peuvent être présents ainsi que des minéraux lourds d'origine volcanique (olivine exclue).

**Fw. Alluvions de moyenne terrasse (30-40 m).** De nombreux épanchages alluviaux ont été attribués à cette nappe, entre autres la terrasse dédoublée des Rioux (ancien méandre), au Sud-Ouest de Confolent. Ce sont là des alluvions banales, avec un niveau riche en graviers (sur 3 m d'épaisseur) à galets interstratifiés de nature variée (basalte, phonolite, granite). L'analyse des minéraux lourds montre la présence, en abondance, d'orthopyroxène, de clinopyroxène et d'olivine.

**Fx. Alluvions de basse terrasse (20-25 m).** Elles sont représentées par des niveaux répartis tout au long du cours de la Loire. Comme dans le cas précédent, ces alluvions sont abondamment pourvues en minéraux lourds du Devès, particulièrement en olivine.

**Fya. Alluvions de très basse terrasse (10-15 m).** Cette nappe alluviale n'est, en général, plus étagée comme les précédentes, hormis à Cottier et à Bas-en-Basset. La zone inondable est seulement emboîtée de quelques mètres dans cette terrasse.

Fyb-z. **Alluvions de la plaine inondable de la Loire.** Elles sont composées de galets grossiers bien roulés avec des blocs démesurés, remaniés lors des grandes crues. Des bancs de sables sont interstratifiés. Ces alluvions sont remaniées au fur et à mesure que se développent les méandres.

Fz. **Alluvions actuelles et subactuelles.** Ce sont les alluvions des principaux affluents de la Loire (Ramel, Ance, Lignon, Semène) qui, comme celles-là, sont composées de gros galets bien roulés où se mêlent de très gros blocs. Elles sont, cependant, notablement moins épaisses que celles de la Loire.

## **CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES**

### **FORMATIONS DU SOCLE HERCYNIEN**

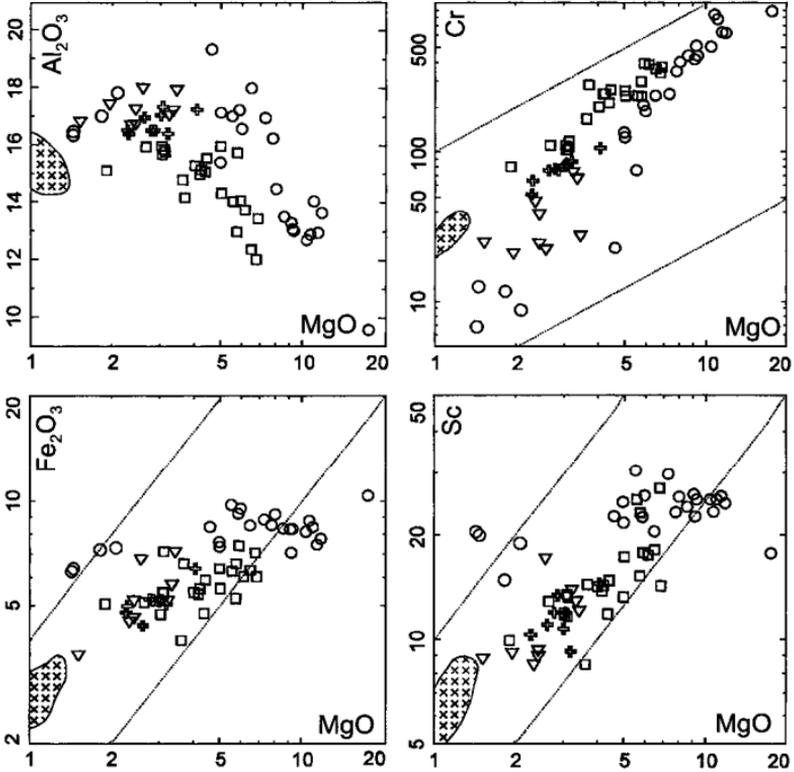
Deux unités constituent les terrains du socle affleurant sur la carte Monistrol-sur-Loire : un ensemble gneissique et un ensemble granitique *s.l.* Ces entités débordent largement le cadre de la carte, en continuité avec les structures et les ensembles régionaux.

#### **Unité inférieure des gneiss (UIG)**

Cette unité correspond à un ensemble gneissique composé de deux séries : la **série du Pilat** et la **série des gneiss migmatitiques**, en enclaves dans le granite du Velay. L'UIG est composée en majeure partie de roches d'origine sédimentaire (métagrauwackes et métapélites).

La **série du Pilat** est principalement composée de métapélites et métagrauwackes qui sont, à l'origine, d'anciens terrains sédimentaires détritiques (grès arkosiques, litharénites, siltites et argilites) et de gneiss leptynitiques, correspondant à d'anciennes volcanites acides (rhyolites et dacites) dont l'âge à 545 Ma (Rb/Sr sur roche totale), établi par Caen-Vachette (1979), à la limite Protérozoïque-Cambrien, est en bon accord avec celui de séries comparables en périphérie du Massif central (Autran et Cogné, 1980 ; Ledru et *al.*, 1994). Leur milieu de dépôt devait correspondre à un domaine de type épicontinental.

La plupart des **gneiss migmatitiques** (métagrauwackes), dispersés en enclaves dans le granite du Velay, ont également, pour la plus grande partie d'entre eux, une origine sédimentaire détritique. Cette série renferme les traces de volcanisme basique, dont les amphibolites, au sens large, sont les représentants. Elles dérivent très probablement de tufs basiques (Briand et *al.*, 1992). Les orthogneiss, également présents dans cette série, dérivent de roches plutoniques acides (granitoïdes). Ils pourraient avoir un âge cam-



- Monzodiorites et syénites quartzites à biotite
- Diorites et tonalites à amphibole et biotite
- △△ Tonalites à biotite
- ++ Monzogranites porphyroïdes à biotite

La partie la plus magnésienne du domaine de composition des granites est représentée pour comparaison (x)

**Fig. 7 - Distribution de Al, Cr, Fe<sub>tot</sub> et Sc en fonction de MgO dans les enclaves ignées**

brien, hypothèse faite par comparaison avec les régions avoisinantes où sont connues de telles intrusions de cet âge.

### Complexe granitique du Velay

Les monzogranites du Velay résultent de la fusion crustale de terrains ortho- et paradérivés. Ils correspondent au second stade d'activité magmatique, correspondant à une anatexie d'ampleur régionale entre 305 et 300 Ma (Caen-Vachette et *al*, 1982 ; Williamson et *al*, 1992 et 1997 ; Mougeot et *al*, 1997) qui coïncide avec la mise en place de la masse principale du dôme du Velay au cours d'un important mouvement d'ascension diapirique. L'ensemble granite et enclaves ignées (basiques et intermédiaires) ne doivent pas être considérées comme l'expression d'un bi-magmatisme acide-basique mais, plus simplement, comme une association de roches basiques et intermédiaires (fig. 7) remontées par le granite du Velay lors de sa mise en place, vers 300 Ma.

Une partie des monzogranites résulte très probablement de la fusion des matériaux gneissiques alumineux comme en attestent les nombreuses restites de fusion sous forme de nombreuses petites enclaves surmicacées, issues probablement de la fusion des pélites. La source crustale de ces granites est attestée par différents arguments : caractère hyperalumineux du magma, existence de taux de fusion variable d'un point à l'autre d'un même affleurement. Le calibrage des restites (à biotite et sillimanite) d'un diamètre assez constant (autour du centimètre), comme celle des feldspaths potassiques considérés comme des xénocristaux dispersés au sein de la masse du granite, dénote un effet de filtrage lors des phases de pulsions magmatiques, montrant une origine étrangère avec incorporation de ces éléments. Une autre partie de ces granites aurait été générée dans les parties profondes de la croûte continentale, dans les conditions du faciès granulite, comme en témoigne certaines enclaves à reliques granulitiques (Montel, 1985 ; Vitel, 1985) ; ceci a donné, entre autres, le granite rubané avec fabrique ou litage magmatique, souligné par des variations de composition minéralogique, caractéristique de ces conditions de grande profondeur.

Les **leucogranites** se mettent en place, en même temps que les granites tardi-anatectiques (peu représentés sur la carte Monistrol-sur-Loire) sous forme d'un réseau essentiellement filonien. Ils ont le plus souvent une structure finement grenue qui peut être attribuée à une mise en place à relativement faible profondeur, ainsi que tend à le confirmer leur minéralogie à caractère hydrothermal (andalousite, dumortièreite, muscovite,...). Ces granites représenteraient ainsi les termes ultimes de l'anatexie ou du magmatisme vellave, entre 290 et 280 Ma (Gay et *al*, 1992) dans des conditions de haute température (Montel et *al*, 1986). L'évolution magmatique

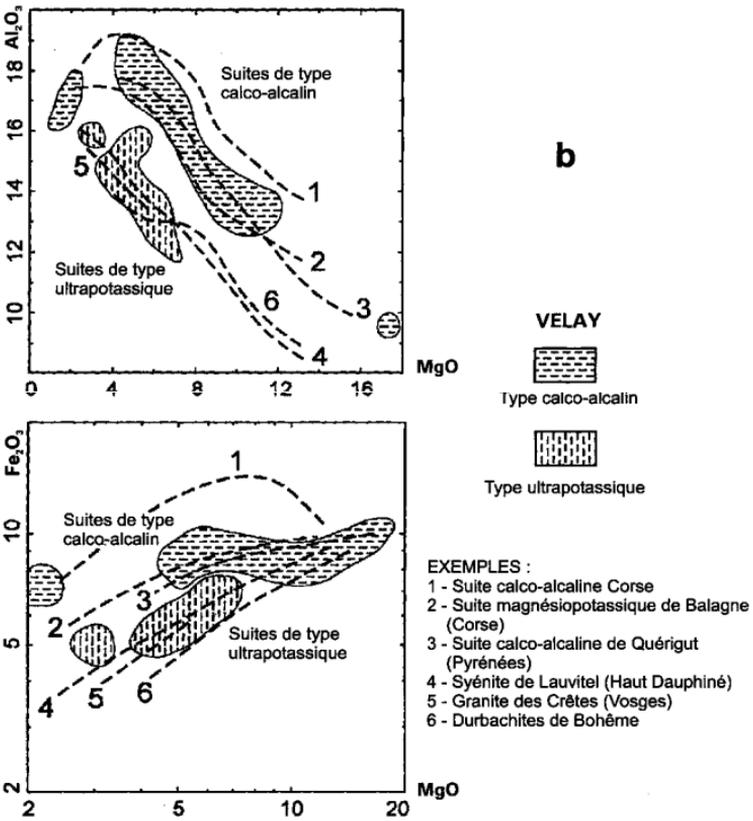
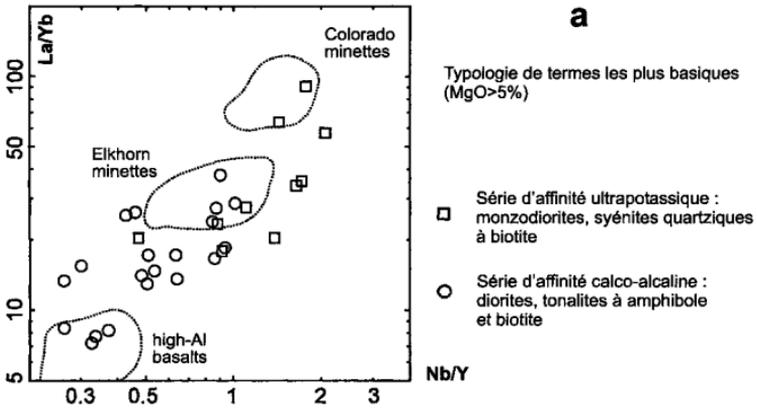


Fig. 8 - Typologie des enclaves ignées (a) et comparaisons entre suites plutoniques (b)

s'achèverait avec les venues rhyolitiques, vers 260 Ma (Bandet et *al.*, inédit).

### **Ensemble magmatique intravellave**

Cet ensemble, constitué de masses basiques décamétriques et des essaims d'enclaves, représente un magmatisme antérieur à la mise en place du granite du Velay (entre 305 et 300 Ma). Quelques données isotopiques (Williamson et *al.*, 1993), ajoutées au fait que cet ensemble basique est post-métamorphisme à 320 Ma, permettent de supposer que le magmatisme basique pourrait avoir un âge situé entre 320 et 310 Ma.

Ces enclaves sont très diversifiées, allant de gabbros riches en amphibole et biotite (vaugnérites) jusqu'à des syénites quartzifères, en passant par des diorites. La plupart des essaims contiennent également des enclaves de granite porphyroïde à biotite. Les données minéralogiques obtenues, entre autres, sur les amphiboles et les feldspaths, montrent que ces diverses enclaves ont subi des transformations subsolidus qui se sont produites en système ouvert, car perturbé par des circulations de fluides qui ont induit des rééquilibrages à des températures très différentes. Le milieu magmatique, avec lequel l'interaction s'est produite pour donner, par exemple, les écorces biotitiques autour des vaugnérites, n'est probablement pas le granite que l'on observe actuellement autour des enclaves : il en constitue tout au plus un précurseur.

La composition chimique de ces roches ignées (ann. 1) - en particulier la distribution de Al et Mg - conduit à y distinguer deux grandes familles (fig. 7 et 8a) : une famille pauvre en Al (LAS = « low aluminous series ») où dominent les syénites quartzifères sans amphibole et, une autre famille plus riche (HAS = « high aluminous series ») comprenant principalement les gabbros et les diorites quartziques à amphibole. Les basses teneurs en  $Al_2O_3$  du groupe LAS, ainsi que sa richesse en éléments incompatibles, le rapprochent des minettes du Colorado (Alibert et *al.*, 1986) et des lamproïtes (Foley et *al.*, 1987). À l'opposé, les roches du groupe HAS semblent dériver d'une source de type minettes et kersantites connues dans la Chaîne varisque (Pin et *al.*, 1983) ou la Chaîne calédonienne (Rock et *al.*, 1988). Ces contrastes indiquent que différentes sources mantelliques sont à l'origine des termes les plus basiques de ces enclaves, comme dans bien d'autres associations plutoniques (Touil et *al.*, 1995). Deux tendances évolutives très différentes se dessinent donc : l'une d'elles, qui concerne le groupe LAS, résulterait de l'interaction entre un magma basique (de type lamproïtique) provenant du manteau et des liquides (leucocrates) crustaux rencontrés au cours de leur ascension. Si ces mêmes magmas lamproïtiques sont amenés à réagir, non plus avec des liquides, mais avec des solides crustaux, on peut supposer qu'ils seront contaminés (notamment en Al) conduisant

aux roches du groupe HAS, par fractionnement des constituants compatibles caractéristiques de la cristallisation des minéraux ferromagnésiens.

Des enclaves comme celles du type LAS, présentes dans d'autres ensembles plutoniques hercyniens (fig. 8b) dont les plus remarquables sont les durbachites de Bohême, le granite des Crêtes et les enclaves du granite du Rochail, peuvent être interprétées assez simplement comme le résultat de l'hybridation d'un magma lamproïtique.

### *FORMATIONS VOLCANIQUES*

D'après les datations effectuées dans le cadre des travaux cartographiques entrepris dans ce secteur de la Haute-Loire et par comparaison avec l'histoire de la province volcanique du Velay oriental, l'essentiel de l'activité volcanique est, ici, d'âge miocène.

Cette activité semble s'être déroulée dans un laps de temps compris entre 13 et 10 Ma (*cf.* notice de la carte à 1/100 000 du Velay). Les formes volcaniques afférentes sont représentées par des necks, des coulées en inversion de relief et des protrusions.

Entre 13 et 11 Ma, les laves émises constituent une série différenciée comprenant des basanites (Arzilhac et les Barrys), des hawaïtes (en prolongement du dyke du Triolaire observé sur la carte Craponne-sur-Arzon), des mugéarites et/ou des benmoréites et des trachyphonolites (dans les necks et dykes de La Madeleine) et des phonolites (sucs de Miaune et du Gerbizon). L'intrusion phonolitique de la Roche du Diable, à cheval sur les feuilles Craponne-sur-Arzon et Monistrol-sur-Loire, où elle constitue un dôme-coulée, est l'une des plus anciennes (13,3 Ma) de la province volcanique du Velay oriental.

Vers 10 Ma, se sont épanchées des coulées basaltiques comme celle de la Roche des Morts.

### *ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE*

#### *ANALYSE DE LA DÉFORMATION*

Le schéma structural et les coupes géologiques illustrent les rapports entre les grandes unités et montrent les trajectoires de déformation finie des formations qui les composent. A l'échelle régionale, les formations gneissiques se disposent en bandes structurées d'orientation NE-SW (série du Pilat) à NNE-SSW, dans la partie orientale de la carte et NNW-SSE dans sa partie occidentale.

La déformation majeure qui a structuré la série du Pilat est une phase extensive, couplée à une phase de métamorphisme datée à 322 Ma (Rb/Sr) (Caen-Vachette et *al.*, 1984), et 314 Ma (Costa, 1990). Cette datation de la déformation a été possible grâce à la présence de marqueurs comme le leucogranite du Gouffre d'Enfer (Vitel, 1988), boudiné dans la série métapélique et dont une lentille est présente dans l'extrême coin nord-est de la carte, à hauteur du barrage de l'Échappre. Au cours de cette période, d'une durée de 20 à 30 Ma, la tectonique a évolué en continuum depuis un stade ductile jusqu'à un stade cassant qui s'est achevé au début du Permien avec la mise en place des derniers granites, accompagnés de filons de rhyolites, vers 270 Ma.

### Les déformations ductiles

La foliation des micaschistes, comme celle des gneiss, est une structure composite acquise, en partie, au cours d'une phase de métamorphisme anté-namurien (épisode barrowien) par la tectogenèse associée à la tectonique ductile extensive finivarisque (namuro-westphalienne), comme en témoignent des figures de superposition et de transposition tectoniques observées dans l'unité du Pilat. Dans cette unité, l'orientation de la foliation varie de NNE-SSW à ENE-WSW avec un plongement général vers le Nord, souvent faible et compris entre 15 et 30°. La linéation minérale d'étirement, portée par cette surface, est relativement proche de Nord-Sud. Cette tectonique extensive est particulièrement intense, comme plus au Nord-Est, en bordure du bassin houiller de Saint-Étienne (Gardien et *al.*, 1997 ; Malavieille et *al.*, 1990). Elle se manifeste par une importante recristallisation (mica blanc ou muscovite).

La foliation composite des gneiss est reprise en grands plis, d'axe NNE-SSW. De petits plis centimétriques à décimétriques, liés à la mise en place tardive du granite du Velay, reprennent les plis précédents, passant à des zones de cisaillement.

Des zones d'écaillage, décelées dans le secteur de Vaubarlet (fig. 9, dépliant hors-texte) et dans le panneau des Sauvages (au Sud d'Aurec-sur-Loire) - sans qu'il soit possible d'en évaluer l'ampleur en raison de la forte intensité des phénomènes anatectiques qui ont « effacé » leurs traces - pourraient être liées à la phase 3.

Un rubanement, fréquemment observé à toutes les échelles dans le granite hétérogène du Velay, doit être considéré comme une véritable fabrique magmatique, même s'il est localement mimétique de la foliation des gneiss. Les deux structures sont, en effet, diachroniques. D'autres preuves en faveur de l'origine du rubanement dans le granite sont fournies par l'absence, d'une part, de structures pénétratives, d'autre part, de déformations plas-

tiques dans ce granite. Les structures planaires, visibles dans le matériel granitique, ne sont en fait développées qu'en bordure des enclaves ; elles disparaissent rapidement dès que l'on s'en éloigne. Cela montre bien que la seule phase de migmatitisation indubitable dans le massif du Velay est pé-nécontemporaine du métamorphisme de BP-HT, réalisé dans les conditions du faciès amphibolite, à la limite du faciès granulite (contexte identique dans les Pyrénées).

Ceci a pour effet, entre autres, de montrer que le granite n'est pas migmatitique dans l'acception générale du terme, mais qu'il ne représente, somme toute, qu'une anatexie, remarquable - et remarquée depuis longtemps (Dupraz et Didier, 1988) - par son ampleur peu commune. L'anatexie vel-lave s'est déroulée au Westphalien (vers 300 Ma), dans un régime d'extension généralisée (régime qui prévalait dans toute la partie orientale du Massif central), sous forme d'injections multiples. Ces nombreuses intrusions se sont mises en place au sein de structures plissées antérieurement dont elles soulignent désormais les contours ou en accentuent les formes. Le sub-parallélisme des fabriques granitiques avec les bordures des enclaves en apporte la preuve.

### **Les déformations cassantes**

Le secteur cartographié est finalement affecté, comme l'est, à l'échelle régionale, l'ensemble du bâti hercynien, par une phase de tectonique cassante. La région est ainsi découpée par un très dense réseau de failles (ann. 2, dépliant) dont les directions privilégiées sont NNE-SSW (0-20°), ENE-WSW (0-60°), WNW-ESE (110-120°), NNW-SSE (160-170°) ; des failles de direction méridienne sont plus rarement exprimées. A ces failles, sont souvent localement associées des fentes de tensions subverticales, remplies de quartz. La densité des failles est parfois telle qu'il devient possible de définir de véritables couloirs faillés et mylonitisés, qui constituent l'une des caractéristiques les plus marquantes du domaine central de la carte (couloirs de la Loire et de la Semène). Ces structures cassantes contrôlent étroitement le réseau hydrographique à différentes échelles (tracés de l'Ance et du Ramel, par exemple).

Les arguments microtectoniques (stries et autres tectoglyphes) indiquent que la plupart de ces failles sont des décrochements tantôt dextres (NE-SW) et tantôt senestres (NW-SE). Des évidences cartographiques montrent, pour certaines d'entre elles (faille de Bas-en-Basset, réseau de failles autour du massif de la Madeleine, grabens tertiaires de Retournac), des jeux extensifs ultérieurs dont le sens a pu s'inverser.

Ces fractures, dont certaines sont peut être apparues dès le Namurien (vers 320 Ma), découpent le granite du Velay d'âge westphalien (vers 300 Ma), guident la mise en place des filons de leucogranites d'âge autunien (290 à 280 Ma) et des rhyolites tardi-autuniennes (270 Ma), puis affectent ces venues (Vitel et *al.*, 1994).

*Deux étapes de raccourcissement*, la première NE-SW, accompagnée localement de recristallisations syntectoniques, suivie par une nouvelle étape N-S à NNW-SSE, ont été déterminées pour ces décrochements tardi-hercyniens. Dans le secteur de Vaubarlet (fig. 9, dépliant), des décrochements recoupent des structures en écailles, d'ampleur décamétrique à hectométrique, à déplacement vers le NNW impliquant les granites du Velay. Elles semblent attester d'une complication locale, en liaison avec l'une de ces deux étapes. Cette phase tangentielle a été favorisée par la présence d'une lame gneissique.

Ces failles ont probablement été nivelées lors du façonnement de la vieille pénéplaine anté-éocène qui, ici, comme dans d'autres régions du Massif central, détermine nombre de plateaux ou de surfaces aplanies portant des témoins de couvertures d'âge paléogène.

Les décalages de ces éléments morphologiques sur plusieurs centaines de mètres attestent de l'importance des mouvements tertiaires qui voient la réactivation de la plupart des failles hercyniennes. C'est alors, qu'accrochés par les rejeux post-oligocènes, s'individualisent les panneaux de La Madeleine, du fossé de Bas-en-Basset, des structures en horst et graben de Retournac.

Une activité tectonique dans le Miocène est vraisemblable ; par des rejeux de cet âge (entre 14 et 10 Ma), elle contrôle l'activité volcanique des domaines situés à l'Ouest et au Sud de la carte. C'est après 10 Ma, qu'une surrection d'ensemble a provoqué, du Miocène supérieur au Pliocène, l'engorgement du réseau hydrographique actuel et le principal creusement des gorges qui entaillent les plateaux de l'Yssingelais et de Tiranges - Valprivas.

Des mouvements quaternaires sont enfin envisageables ; ils justifieraient, en particulier, des anomalies reconnues dans la disposition de niveaux alluviaux de la Loire dans le bassin de Bas (Chafchafi et *al.*, 1996 ; Chafchafi, 1997).

#### *ANALYSE PARAGÉNÉTIQUE - CONDITIONS MÉTAMORPHIQUES*

Comme dans tout le Massif central, les ensembles composant l'IUG, dans la région du Velay, ont été affectés par une phase de métamorphisme et de migmatitisation (anatexie) d'âge carbonifère (vers 320 Ma), en condi-

tions de basse pression et haute température. Dans la série du Pilat, cet épisode, caractérisé par un gradient thermique exceptionnellement élevé (150 à 200°C/km), est contemporain d'une phase de déformation ductile d'âge namurien (vers 320 Ma). Il a été suivi plus tardivement par une phase de rétro-morphose à basse pression, comme cela est clair dans la série du Pilat.

Le polyphasage de la déformation est couplée avec un polyphasage métamorphique. En effet, l'analyse pétrographique a révélé : d'une part, que les minéraux comme le grenat et la staurotide, à caractère nettement relictuel, préservés dans les micaschistes de la série du Pilat, sont donc bien antérieurs à la déformation ductile à caractère cisailant ; d'autre part, que l'association biotite + sillimanite ± cordiérite est synchrone de la déformation majeure, et que l'association andalousite pécilitique et cordiérite est plus tardive.

Ces différentes paragenèses définissent ainsi une évolution thermodynamique dans le temps qui débute par un premier stade à grenat + staurotide, sous des conditions qui ont été estimées, plus à l'Est, à 7-8 kbar et 600-700°C (Gardien *et al.*, 1997). Il est suivi par un deuxième stade à biotite + sillimanite caractérisé par une baisse de pression (4-5 kbar) et une augmentation de température (700-800°C), conditions qui ont pu être précisées à l'aide de la paragenèse du leucogranite syntectonique à biotite et sillimanite du Gouffre d'Enfer (Vitel, 1985) et aux calibrages expérimentaux. Enfin, le troisième stade à andalousite + cordiérite, toujours en régime de basse pression, correspond à une rétro-morphose poussée par diminution des paramètres P et T (2-3 kbar ; 400-500°C). Les données thermo-barométriques expérimentales disponibles, établies pour les systèmes pélitiques, montrent que cette évolution correspond à une baisse de pression et à une augmentation de température. Une telle évolution implique un gradient thermique exceptionnellement élevé au cours de la décompression.

Par ailleurs, la mise en place du dôme granitique du Velay, par montée diapirique, est postérieure à la structuration majeure de la série du Pilat : elle s'accompagne de déformations tardives (D 4).

### **Les intrusions plutoniques antévellaves**

Les corps de granites porphyroïdes, ainsi que les stocks de roches basiques contenus dans le granite du Velay, sont caractérisés par une fabrique planaire, vraisemblablement acquise à l'état plastique lors de leur mise en place. Cette structure est marquée par la disposition à plat des biotites, des feldspaths et du quartz dans des surfaces qui rappellent la foliation des roches métamorphiques. Dans les roches basiques, seuls les corps de petites dimensions ou la bordure des stocks hectométriques présentent ces orientations planaires, marquées par des feuilletés quasi monominéraux de biotite.

Compte tenu : (1) des caractères structuraux de ces enclaves, (2) de la forme en feuillets ou en lames de ces roches, (3) du replissement de leur fabrique et de leurs transformations minéralogiques importantes, ces stocks de modestes dimensions peuvent être rattachés à l'épisode de magmatisme anté-vellave au cours duquel se sont mis en place les vastes laccolites de granites porphyroïdes péri-vellaves comme ceux de la Chaise-Dieu et intravellaves de l'Ouest de Craponne-sur-Arzon. Leur âge est inconnu, mais ils peuvent être corrélés avec les granites porphyroïdes de la Margeride, datés entre 325 et 314 Ma (Rb/Sr).

### Les granites du Velay

La fabrique, fréquemment observée dans la masse principale du granite du Velay, est souvent matérialisée par une alternance de lits ou de niveaux de composition minéralogique différente. Cette structure planaire s'apparente à un rubanement. Les niveaux quartzo-feldspathiques à biotite assez sombres alternent avec des niveaux quartzo-feldspathiques clairs, à cordiérite largement prépondérante, qui s'apparentent à des « leucosomes ». C'est ce qui a incité nombre d'auteurs travaillant sur le Velay à qualifier de *migmatitique* ce granite qui est avant tout une *roche magmatique* comportant de nombreuses restites ainsi que des résisters. Les lentilles ou loupes à biotite + sillimanite en enclaves dans le granite en accentuent encore l'aspect « migmatitique ». En outre, ces petites enclaves de taille centimétrique sont souvent disposées à plat dans le rubanement. Elles indiquent ainsi que la structuration a été acquise dans un régime de déformation en aplatissement. Nous considérons donc que cette fabrique est bien d'origine magmatique et, par conséquent, un caractère intrinsèque de ce granite.

Cette fabrique paraît plissée à l'échelle cartographique et à celle de l'affleurement, comme le montrent les trajectoires de la foliation magmatique (cf. schéma structural). Elles se parallélisent, en fait, bien souvent avec la foliation des gneiss dont il existe une multitude d'enclaves que l'on ne peut cartographier au sein du granite. Cet état de fait traduit donc une compression à l'intérieur du dôme du Velay, se traduisant par un raccourcissement. Par contre, les leucogranites ne présentent pas de structures pénétratives car ils se sont mis en place plus tardivement au sein de la masse granitique vellave, après la relaxation des contraintes qui affectaient le dôme.

### SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Entre 350 et 325 Ma, les terrains métamorphiques de la série du Pilat (métapélites, micaschistes, gneiss leptynitiques (Unité inférieure des gneiss = UIG), qui représentent des dépôts de plate-forme d'âge paléo-

zoïque inférieur, sont impliqués dans une phase tectonique d'épaississement crustal. Après la surrection de la chaîne de montagnes ainsi créée, se développent des bassins stéphano-permiens comme celui de Saint-Etienne en relation avec des failles ductiles (détachement et décrochement).

Située au Sud des monts du Lyonnais (Unité supérieure des gneiss = USG), structurée en conditions de haute pression dont le métamorphisme est antérieur à 350 Ma, la marge continentale amincie (UIG) est impliquée dans un chevauchement entre 350 et 325 Ma. L'empilement de la série du Lyonnais sur celle du Pilat a été provoqué lors d'un décrochement d'âge compris entre 330 et 340 Ma (Costa et *al*, 1993).

Les formations gneissiques, actuellement très dispersées, dessinent des bandes structurées d'orientation NNE-SSW à subméridiennes, dans la partie orientale de la région, et ENE-WSW, en bordure du bassin houiller de Saint-Étienne. Dans la moitié ouest de la région, les panneaux de gneiss sont plutôt orientés suivant une direction NNW-SSE, voire E-W. Cette structuration résulte d'une phase de déformation (D3), couplée avec une phase de métamorphisme régional (M3) dans les conditions du faciès amphibolite (biotite + sillimanite + grenat) de basse pression. En fait, ces ensembles gneissiques ont subi des évolutions métamorphiques plurifaciale et structurale polyphasée au cours de la période néovarisque (de 350 à 320 Ma) qui a affecté toute cette région orientale du Massif central.

L'analyse paragenétique révèle, en effet, la présence d'assemblages reliques à : quartz + feldspaths + grenat + staurotide ± biotite, relevée dans la partie sud-ouest des micaschistes, à la base de la série du Pilat. Elle témoignerait que la série du Pilat serait passée par un stade de moyenne pression (6-7 kbar, 700-750°C). Cette phase de métamorphisme est attribuée à l'épisode de chevauchement (entre 350 et 340 Ma) de la série lyonnaise sur celle du Pilat. La persistance d'une paragenèse comparable (disthène en plus) observée par V. Gardien (1990b), à la base de la série des micaschistes (*cf.* feuille Saint-Etienne) confirme ces conditions et permet même d'envisager, qu'au cours de ce stade métamorphique - le plus précoce qu'il soit possible de reconnaître dans cette série - des conditions telles que P = 8-9 kbar à 650°C auraient été atteintes (Gardien et *al*, 1997).

La série du Pilat a donc connu une évolution P-T-t (temps) ayant débuté par un stade de moyenne pression qui peut être calé entre 330 et 340 Ma, par comparaison avec les faits établis au Nord (Malavieille et *al*, 1990 ; Gardien et *al*, 1997) comme au Sud du massif (Montel et *al*, 1992). Il fut suivi par un stade de rééquilibrage sous des conditions de basse pression (322 Ma), en liaison avec un épisode de déformation ductile, à caractère mylonitique, en extension (Malavieille et *al*, 1990), daté à 322 ± 9 Ma (Caen-Vachette, 1979). Cette phase tectono-métamorphique s'est accompa-

gnée d'une forte augmentation de température due à une période de dé-compression. La paragenèse à : quartz + feldspaths + sillimanite + cordiérite, qui caractérise cet épisode, se superpose à la paragenèse antérieure de moyenne pression. Les conditions P et T, évaluées à partir de la paragenèse de basse pression, sont respectivement à P = 3 à 5 kbar et T = 700 à 750°C (Gardien, 1990b). La présence du dôme granitique du Velay, au Sud de l'UIG, est, de toute évidence, une vaste instabilité thermique dans la croûte qui explique cet intense gradient géothermique.

Un stade tardi- à post cisaillement ductile est caractérisé par le développement d'une association à : quartz + feldspaths + andalousite et finalement quartz + muscovite + chlorite + hématite + albite souvent associée avec les structures cassantes. Un épisode tardif de rétro-morphose dans les conditions du faciès schistes verts (muscovite, chlorite) clôture l'évolution métamorphique de la série du Pilat.

Cette succession d'évènements, telle qu'elle est décrite ici, est corroborée par les conclusions proposées par J.-M. Montel et al (1992) pour l'évolution thermo-barométrique des séries gneissiques et du granite dans la partie sud du massif du Velay. Ces conclusions, qui peuvent être reprises ici, résument bien la situation à l'échelle régionale (fig. 10) :

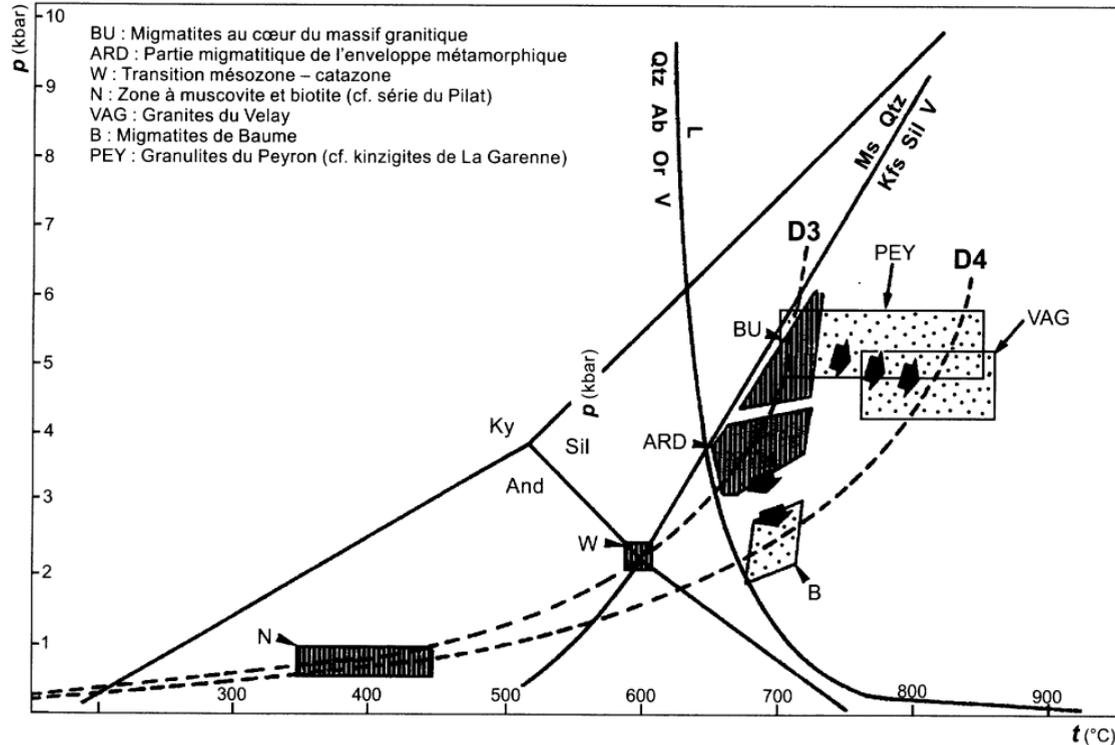
- les premiers phénomènes de fusion se produisent à des profondeurs de 20 à 25 km, et la tectonique en extension, développée à l'échelle crustale, a lieu immédiatement après la fin du stade de compression ;
- le fort accroissement de température dans la croûte est principalement dû à l'extension qui l'amincit. Il est connecté ou doit être en relation directe avec la mise en place des intrusions de magma granitique en profondeur (vers 15-20 km). En effet, pour générer un gradient thermique aussi élevé que celui qui prévaut dans cette région, la chaleur nécessaire ne peut provenir que des grands corps de granite générés dans une croûte amincie ;
- à mesure que l'extension progresse, des réactions de déshydratation (absence de fluides et d'eau en particulier) se déclenchent, entraînant la déstabilisation de la biotite et la production de granites clairs riches en cordiérite intrusifs (phase de granitisation M4).

## **GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT**

### **RESSOURCES EN EAU**

#### **Hydrographie**

La région, relativement bien boisée, reçoit des précipitations dont les hauteurs annuelles - calculées à partir des moyennes établies sur les sta-



**Fig.10 - Géothermes relatifs : 1) à l'épisode de métamorphisme BP-HT et de migmatitisation D3 de l'Unité inférieure des gneiss (hachures verticales) ; 2) à l'anatexis vellave D4 (pointillés)**  
 (d'après Montel et al., 1992) – aptes à illustrer les trajets P-T-temps dans le secteur de Monistrol-sur-Loire

tions de Bas-en-Basset, Monistrol-sur-Loire, Retoumac, Saint-Maurice-de-Lignon, Saint-Pal-de-Chalençon et Tiranges, par la météorologie nationale (bassin Loire-Bretagne) - donnent des valeurs comprises entre 700 et 840 mm/an.

Le réseau hydrographique, assez dense, est celui de la Loire et de ses affluents (Lignon, Semène, Ance du Nord, Andrable, Ramel, Dunières,...). Il entaille le plateau par des vallées dont l'orientation est en grande partie conditionnée par le réseau de fractures. Ces cours d'eau affluents, proches de leur source, ont un régime semi-torrentiel.

### **Ressources en eau souterraine**

Les terrains granitiques (et métamorphiques dans une moindre mesure), qui occupent la plus grande partie de la feuille, sont souvent largement recouverts par une pellicule d'altérites superficielles de l'ordre du mètre en épaisseur. A la faveur des diaclases et des fissures, l'épaisseur des terrains arénisés peut localement atteindre 20 m. C'est la couche d'arène qui joue le rôle d'aquifère principal : les précipitations s'y infiltrent facilement et l'eau y circule suivant la ligne de plus grande pente. La disposition vallonnée de la région limite les bassins versants d'alimentation, multipliant les émergences, de sorte que chaque point d'eau n'a qu'un faible débit.

**Les terrains volcaniques** jouent un rôle important dans l'hydrogéologie de la Haute-Loire. Les sources sous-basaltiques émergent à l'interface « roches volcaniques perméables - socle granitique imperméable », comme à Arzliac et aux Barrys. Cette ressource est très vulnérable à la pollution en raison de la grande perméabilité des basaltes ; mais heureusement, ces zones volcaniques sont encore peu touchées par la pollution d'origine agricole et encore moins par la pollution industrielle.

**La nappe alluviale de la Loire** est sollicitée pour l'alimentation en eau des différentes bourgades et communes situées sur son cours ou à proximité. En particulier dans la région de Bas-en-Basset, où de vastes épanchages alluvionnaires (par ailleurs exploités pour les matériaux) de plusieurs mètres d'épaisseur permettent un stockage important.

### *OCCUPATION DU SOL*

La végétation est peu variée du fait de la relative uniformité des altitudes : ce sont les bois de feuillus et de résineux qui dominent largement. Dans les vallées et sur les plateaux, se développent des herbages et des cultures fourragères y sont pratiquées.

Nom du gîte	Coordonnées géographiques		Minéralisation	Minéraux et accessoires	Mode de gisement	Remarques
	X =	Y =				
Bouillon	754,5	327,9	Ba, Pb, Zn	Barytine, galène, blende, chalcopryrite, covelline	Filon de quartz barytine NW-SE	50 à 186 g/t d'Ag extrait à partir de cuivre argentifère Tranchée à ciel ouvert.
La Roche (ou La Plaine)	749,8	340,7	Zn, Pb	Blende, galène, pyrite, chalcopryrite, chalcosine	Filon de quartz ENE dans granite à biotite	
Buchères	749,25 à 747,5	339,5 à 340,25	Ba, Zn	Barytine, blende, galène, oxydes de fer	Filon de quartz barytique sensiblement E-W à WNW	Puits de mine et galène argentifère.
La Borie	745,5	322,65	Pb, Zn	Galène, blende, barytine, chalcopryrite, fluorine	Filon de quartz NE-SW	
Les Chenenches	744,4	332,45	Ba, Pb	Barytine, galène	Débris de quartz	Travaux de sondage, le seul gisement à avoir donné lieu à des recherches importantes. Présence de Cu argentifère.
Nant	741,8	332,2	Ba, Pb	Barytine, galène, blende, chalcopryrite	Filon de quartz subméridien au 170°	Travaux de nature inconnue.
Navogne	739,00	333,9	Fe	Limonite, hématite, goëthite	Niveau sidérolithique	Gîte sédimentaire dans arkoses.
Coutenson et Têtes du Grand-Bois	736,7 736,0	334,0 334,0	U	?	Réseau de filons de quartz E-W subverticaux	Travaux de prospection.
Chenebayre	735,10	322,75	Ba	Barytine	Filon de quartz sub-méridien	Travaux de nature inconnue.
Le Fortunaire	732,7	334,7	U	Pechblende, gummite	Filonnets quartzeux	Galerie de mine, travaux de sondage.
Solignac-sur-Roche	729,5	329,2	U	Autunite, pechblende	Champ de filons NW-SE de quartz	
Les Granges	729,0	330,9	U	Pechblende	Filons de quartz NNW se relayant en échelons	

**Tableau 1 - Inventaire des gîtes minéralisés de la feuille Monistrol-sur-Loire**

L'habitat est dispersé dans des hameaux ou des fermes isolées sur les plateaux ou regroupé en quelques grosses bourgades sur le plateau (Monistrol-sur-Loire, Sainte-Sigolène,...) et au niveau de la Loire (Bas-en-Basset, Retourmac).

### *MOUVEMENTS DE TERRAINS*

La morphologie des pentes présente localement des indices de solifluxions (loupes de glissements) au sein des terrains sablo-argileux, riches en montmorillonite, de l'Oligocène. Récemment, deux glissements actifs ont été observés : au Mazer (commune de Chamalières-sur-Loire), s'est produit à l'automne 1992, un glissement de colluvions terreuses, à cailloutis, sur une surface proche du sommet de l'Oligocène imperméable ; à Grand Champ, le terrassement d'un bâtiment agricole a déclenché le fluage d'une argile sableuse vert clair sous des colluvions phonolitiques.

### *GITES ET INDICES MINÉRAUX*

Les ressources minérales comprennent :

-des ressources énergétiques avec l'uranium essentiellement qui a fait l'objet des recherches de la part de la COGÉMA (permis de Martinange, au Nord de Coutanson) ;

- des ressources minérales de type filonien qui ont été exploitées dans la première moitié du XX<sup>e</sup> siècle.

Les indices minéralisés sont assez nombreux, ils sont répertoriés dans le tableau 1 : « Inventaire des gîtes minéralisés ».

### **Uranium**

De 1954 à 1961, dans le cadre d'une prospection systématique de l'uranium, d'importants travaux, demeurés infructueux, ont été réalisés dans le secteur de Solignac-sous-Roche (par la RESS).

De 1981 à 1987, la COGEMA explore les extensions possibles des gisements découverts plus à l'Ouest sur la feuille Craponne-sur-Arzon, étendant en 1985 et 1986, la prospection à tout le massif du Velay (radiométrie autoportée, géochimie-eau et alluvions). Cette phase importante d'activité par les moyens mis en œuvre (campagnes géophysiques et sondages) s'est terminée en 1989 avec la mise en évidence d'intéressants indices.

### **Minerai de fer de Navogne (Bas-en-Basset)**

Les archives disponibles donnent des renseignements qui ne concordent pas toujours avec ceux obtenus sur le terrain (*cf.* § Éocène). Ces archives

indiquent une forge à l'WSW de Navogne, au débouché des deux galeries encore visibles.

La partie principale de l'exploitation est mentionnée sur la carte topographique (x = 738 à 738,5 ; y = 3 333,5 à 3 334). Après la découverte des indices lors des campagnes de prospection (Fayolle - Demaur), les travaux d'exploitation ont débuté vers 1846 et semblent avoir été abandonnés en 1867. Aux alentours de 1871, deux mines fonctionnaient simultanément : celle de Navogne, concédée en 1876 et celle située près de Nave, qui produisait 9 à 10 t/jour de minerai. En 1919, la mine est définitivement fermée faute de rentabilité.

## *SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES*

### **Sables**

Les arènes, dérivant de l'altération du granite, ont été ou sont encore exploitées comme sables en carrières. Celles-ci ont des fronts de taille de plusieurs mètres, et peuvent dépasser la dizaine de mètres. L'altération atteint des profondeurs qui demeurent difficilement appréciables.

### **Pierres de taille**

Tous les *filons de leucogranite* ont été exploités à un moment ou un autre pour la construction de monuments religieux.

Les *arkoses* ont également été mises à contribution pour servir de matériau de construction. Elles proviennent de la carrière située au Nord-Est du château de Mercuret. Elles ont notamment fourni les pierres qui ont servi à construire des édifices comme l'église de Retournac.

D'autres matériaux, comme les *gneiss de la Rullière* et le *granite du Velay* (à l'Est de Chazelle ou, encore, à l'Est de Chaturange, par exemple), ont fait l'objet d'exploitation très localement comme en témoignent les carrières qui les entaillent.

### **Granulats**

Différents types de roches sont concassés afin d'en faire usage comme granulats.

Actuellement, deux carrières de *leucogranites* sont en activité : l'une d'elles à Pont-de-Lignon et l'autre à Saint-Just-Malmont, en bordure de la route nationale. Les matériaux extraits sont broyés et concassés pour en faire des granulats destinés à des revêtements de chaussées.

Les *basaltes* sont également l'objet d'exploitation, avec principalement les basaltes de la coulée des Barrys exploités intensément en carrière à ciel ouvert pour revêtement de routes et ballasts de voies ferrées. Les basaltes situés au-dessus de Cottier, exploités vers Ocier, sont destinés à l'empierrement des routes.

Des *rhyolites*, destinées au même usage, ont autrefois fait l'objet d'exploitation au Nord de Valprivas, dans de petites fouilles ou entailles en bordure de la route.

Enfin, les *alluvions* de la Loire sont exploitées à Bas-en-Basset, dans le lit mineur du fleuve.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

Sur la carte de la figure 11, sont localisées quelques stations qui permettent d'observer dans de bonnes conditions les affleurements des principales formations géologiques de la carte Monistrol-sur-Loire.

Les points d'arrêt sont répertoriés en fonction du pétrotype dominant et dotés d'un numéro d'ordre avec indication du lieu-dit le plus proche.

### Socle hercynien

Au pied du village de La Côte, en bordure de la départementale D 6, au Sud-Est de Saint-Ferréol-d'Auroure, de bons affleurements permettent d'observer les micaschistes à andalousite de la série du Pilat (1), littéralement lardés de niveaux lenticulaires de quartz. Le tout est affecté par de nombreux replis où deux phases plicatives peuvent être distinguées, auxquelles se surimpose une importante phase de tectonique cassante. Le contact intrusif entre le granite du Velay et les micaschistes est particulièrement bien exposé dans le talus de la RN 88 à l'Ouest de Saint-Ferréol, où des apophyses de granite recourent la schistosité des micaschistes (2). Un beau panorama s'ouvre sur ces divers ensembles, avec en toile de fond Firminy et le bassin houiller stéphano-permien, depuis la D 6, entre le Grand Bachat et le Bois de Gampille (3).

Une petite carrière abandonnée en bordure de la D 6, à l'Est de Chazelle (Sud-Ouest de Saint-Just-Malmont) permet d'observer des amphibolites rubanées à biotite (4), alors que sur le petit chemin, à l'Est de Saint-Didier-en-Velay, affleurent des pyroxénites à amphiboles (5), intercalées dans les gneiss.

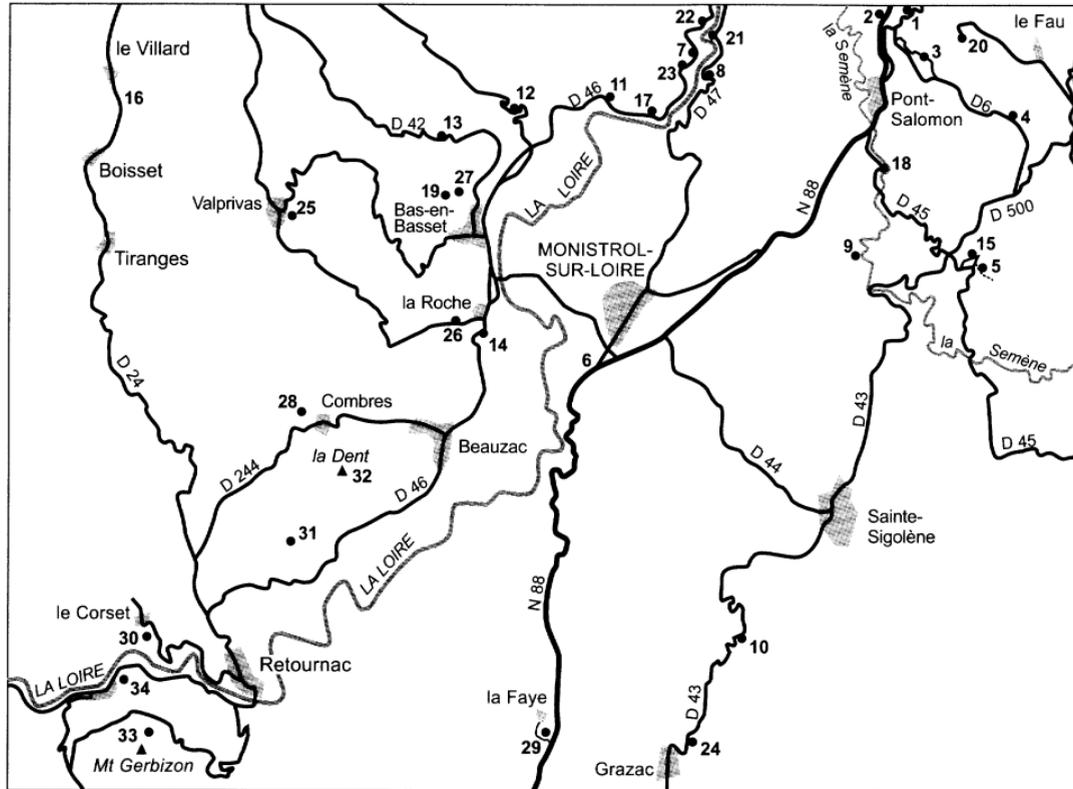


Fig. 11 - Carte de situation géographique des sites de l'itinéraire géologique

À l'Est de Nant (6), au Sud-Ouest de Monistrol-sur-Loire, une coupe le long de la RN 88 permet d'observer un ensemble de paragneiss et d'orthogneiss à structuration verticale (alternances de niveaux de gneiss sombres riches en biotite et de bancs clairs de quartzo-leptynites à grenat) affectés de plis à axes subverticaux. Cet ensemble est injecté par des lames de granite hétérogène du Velay.

La Garenne (7) : gneiss veinés migmatitiques, boudinés ou en lentilles. Ils sont caractérisés par la présence de biotite, sillimanite, grenat et cordiérite. Petites enclaves lenticulaires de skarns à pyroxène et grenat. Autour des enclaves de roches ignées basiques, présence d'une croûte biotitique avec, localement, une abondance notable de petits grenats rouges en grappes. Non loin de là, faciès de granite sombre à biotite et cordiérite prismatique vert-bleu et nodulaire, assez homogène.

Dans le ravin du ruisseau Molina (8), au Sud des Sauvages, une belle coupe expose les gneiss à biotite, sillimanite et grenat. Orthogneiss clair rubané et métagrauwackes migmatitiques avec zone de cisaillement ductile matérialisée par des injections de granite leucocrate à nodules de cordiérite verte à vert-bleu.

Au niveau du lit de la Semène, une coupe dans les orthogneiss, au Sud du hameau de Montbrison, entre Mathevard et les Mazeaux (9), montre les relations entre les différents éléments qui les composent : une masse principale de gneiss rubané clair, à biotite seule, alternant avec des bandes de gneiss sombres à grain fin (mélanosome), et des filonnets clairs à grain fin plissés (méta-aplites formant les leucosomes). Les meilleurs affleurements sont dans le lit de la rivière et dans la falaise sur laquelle est édifié le hameau du Bouchet. De petits corps de granite hétérogène et de pegmatites à cordiérite intrudent ces orthogneiss.

Une coupe le long de la D 43, au-dessus de Vaubarlet (10), en direction de Grazac, permet de suivre en continu, sur plusieurs centaines de mètres, les relations - souvent confuses - entre des gneiss très plissés et le granite hétérogène à biotite et cordiérite du Velay qui les a injectés. L'ensemble gneiss et granite est actuellement dilacéré par des failles inverses, peu inclinées, et repris par des zones broyées (mylonites) verticales, correspondant à des décrochements.

### **Roches ignées anté-anatexie vellave**

La gamme des roches ignées basiques (gabbros et diorite) et intermédiaires (syénites quartzifères, granite porphyroïde), en massif et en enclaves, peut être commodément observée dans un périmètre relativement

restreint, en suivant la route départementale D 46, en rive gauche de la Loire, de Vertamise (11) à Bas-en-Basset, et à condition de s'écarter un peu de cet axe directeur.

Au Roure (12), le front de taille montre que la masse basique, composée de gabbros et de diorites grenues associés à des lamprophyres à grain fin, est injectée par des filons de granite très clair.

Dans la carrière de Pont Rouge (13), les roches sont grises, à grain fin, exclusivement à biotite et forment des essaims de boules aux contours moulés par le granite clair. Les enclaves sont entourées d'un mince liseré biotitique dont une partie semble comme entraînée sous forme de schlierens dans le granite, matérialisant un écoulement visqueux.

L'affleurement de La Roche (14) offre un bel exemple de relations complexes entre un stock hectométrique de gabbros à biotite et amphibole. La roche basique est enclavée dans une masse de granite relativement clair et découpée par un réseau de diaclases remplies de filonnets de pegmatite à biotite à faciès en lamelles de couteau. Au Freygeou, se retrouve un affleurement qui présente les mêmes caractéristiques, mais où les roches basiques à amphibole y sont beaucoup plus altérées.

De belles enclaves de granite porphyroïde à biotite sont également contenues dans le granite du Velay à Pont-Rouge (13). C'est une roche assez sombre, riche en biotite, avec une nette orientation marquée par la disposition planaire de cristaux centimétriques de feldspath subautomorphes à cœur rose, entourés d'une couronne millimétrique de feldspath blanc. Au pied est de Saint-Didier-en-Velay, au voisinage du complexe sportif situé au bas de la ville, affleure une belle lame de granite porphyroïde (15) très sombre, avec seulement quelques feldspaths potassiques dispersés dans une matrice très riche en biotite, en enclave dans le granite hétérogène.

Si la plupart des roches ignées basiques sont concentrées sur la retombée sud-est du plateau de Valprivas, il s'en trouve aussi au Nord-Ouest du plateau de Valprivas, vers le coin de la carte, au Sud-Est du Villard et à l'Est de Bouffelaure (16) et de la route D 24, où l'on peut observer, dans les champs, des boules sombres de diorites massives (sommet à 939 m), roches à structure équante à gros grain. Elles ont été autrefois exploitées à des fins de construction (linteaux des encadrements des maisons).

## Granites

Vertamise (17) : affleurement hectométrique, dans le parement de la route, en rive gauche de la Loire, de granite hétérogène du Velay. Il contient

ici un grand nombre d'enclaves de taille variable allant du décimètre au mètre de roches éruptives variées (vaugnérites, orthogneiss,...). Ces enclaves représentent les témoins d'une ancienne suite plutonique. Celle-ci a été disloquée par la mise en place du granite du Velay et ses éléments en ont été dispersés sous l'effet d'une fracturation tardive.

La Croix de Baron (**18**), dans le virage de la D 45, en rive gauche de la Semène (Sud de l'Hermet-bas) : granite rubané à biotite et cordiérite ; le rubanement est matérialisé par des alternances de granite gris à biotite et cordiérite et de granite clair à cordiérite dominante. Cette structure rubanée est, de fait, une véritable fabrique magmatique dont l'anisotropie est renforcée par des essaims d'enclaves gris violacé centimétriques, à biotite-sillimanite et de grands feldspaths potassiques blancs (de taille décimétrique), disposés parallèlement au rubanement granitique.

Du château de Rochebaron (**19**) s'offre une vue remarquable sur la vallée de la Loire et le plateau de Monistrol et de Sainte-Sigolène : le site, intéressant en lui-même du point de vue historique, l'est aussi par la géologie. En effet, le château est construit sur une arête de granite hétérogène du Velay, encadré par deux failles Est-Ouest ayant provoqué sa mise en relief. Le granite contient, en outre, quelques petites enclaves de roches basiques sombres.

À Bruchères (**20**), le granite porphyroïde à biotite de la Gampille peut être observé dans le talus de la petite route abrupte qui, depuis le Fau, descend vers ce hameau. Ce granite est très cataclasé et présente une teinte verdâtre due à la chloritisation de la biotite et à l'épidotisation des plagioclases. Son contact nord avec la série du Pilat est souligné par une zone mylonitique et silicifiée.

La carrière de Tachon (**21**), en rive droite de la Loire (au Nord de la Chapelle d'Aurec), est ouverte dans un filon de leucogranite à biotite et muscovite, d'orientation WSW-ENE, qui montre une fracturation essentiellement liée au rejeu d'anciennes diaclases. Toutes les surfaces portent des marques de déplacements : stries, cristallisations orientées, gouges.

Le filon de leucogranite de Tachon traverse la Loire et se retrouve à Beurende (**22**) où il s'élargit notablement. Là, il est parcouru par des filons de quartz blanc, géodé et minéralisé en sulfures de fer qui lui confère des patines jaune (soufre) et rouille (fer) caractéristiques de la décomposition de la pyrite. Le contact entre le filon de leucogranite et le granite hétérogène s'opère par l'intermédiaire d'une zone faillée, large de 50 cm, hydrothermalisée et remplie de matériel argileux. Une bordure figée, silicifiée sur plus d'un mètre de puissance, très massive, souligne ce contact. Un filonet de quartz dans le granite du Velay indique une ouverture en extension, consécutive à un cisaillement.

En poursuivant sur la route D 46, à 250 m au Sud de La Garenne (23), un autre filon de leucogranite, de même orientation WSW-ENE - renfermant de la cordiérite sur quelques centimètres au contact du granite du Velay - montre une prismation qui peut résulter soit du refroidissement du magma (effet de parois), soit d'un jeu cisailant (fentes de tension), postérieurement à la mise en place du filon.

Au Nord-Est de Grazac, en bordure de la D 43 (24), une petite carrière abandonnée, permet de voir une petite intrusion bien circonscrite de granite tardi-anatectique à biotite, ici avec une structure à tendance porphyrique. Un détour par Lapte, repérable de loin dans la topographie, permettra de constater que ce hameau est construit sur une butte de granite hétérogène, intrudé par un filon de leucogranite.

### **Rhyolites permienes**

Au Calvaire de Valprivas (25) : les rhyolites affleurent sous forme d'un filon sur le chemin, à l'Est de la bourgade. Une petite carrière, peu avant le calvaire, permet d'y observer les différents faciès de cette roche. Un faciès verdâtre, à structure fluidale très marquée, contenant des cristaux de quartz (faciès ignimbritique) millimétriques arrondis, isolés dans la pâte peut également être observé sur le chemin qui descend depuis la route D 125 vers la Bloue, à 500 m au Nord-Est de Valprivas.

### **Sédiments tertiaires**

Au Nord d'Ancette (26), en rive droite de la Bloue, s'observe, dans de très bonnes conditions, le contact stratigraphique, sur plus d'une centaine de mètres, le long de la route reliant La Roche à Crémerolles, entre l'ensemble de microconglomérats d'âge éocène (Lutéien présumé) - où sont intercalées des passées lenticulaires d'arénites (arkoses) et de siltites - et le socle granitique primaire. La nature transgressive de ce contact est marquée par la discordance entre la foliation subverticale, visible dans les enclaves, de gneiss veinés sur lequel reposent les arkoses à stratification horizontale.

Au Crépon, au pied est du château de Rochebaron (27), au débouché du ruisseau des Côtes (Nord de Bas-en-Basset), est exposé un bel affleurement de sables argileux bariolés constituant un exemple très représentatif des sédiments d'âge oligocène. Ces formations, où la stratification est rendue visible par des alternances de niveaux vert pâle et rougeâtres, sont spectaculairement ravinées par les eaux de ruissellement. Elles ont, ici, un faciès conglomératique, matérialisé par des niveaux lenticulaires à blocs d'arkoses et de galets de quartz.

La coupe des Combres, à l'Ouest de Beauzac (28), montre, dans des conditions exceptionnelles, le passage du socle granitique en voie d'altération aux dépôts inférieurs de l'Oligocène. Le granite « sain » s'arénise progressivement pour passer à une zone où le granite altéré présente des traînées argileuses vert pâle, disposées verticalement. Puis, vient un grès argileux gris-vert (1 m d'épaisseur), légèrement bariolé, non stratifié, riche en gros grains de quartz, à boules et rognons de granite pluridécimétriques. Ces grès passent ensuite à un sable hétérométrique vert-bleu, puis à un ensemble de deux bancs grésifiés encadrant des sables argileux bariolés (sur 1,5 à 2 m). La coupe se termine par des sables argileux, recouverts de coluvions à blocs de phonolites.

### Formations volcaniques miocènes

Au lieu-dit « Roches des Morts » (29), à l'Ouest de la coulée de la Faye (ou des Barrys), une coupe exceptionnelle montre un ensemble de formations sédimentaires sablo-argileuses (probablement d'âge oligocène) reposant sur le socle granitique hercynien (représenté ici par le granite hétérogène à biotite et nodules rouille de cordiérite altérée, renfermant des enclaves micaschisteuses à biotite, sillimanite, grenat). Les sédiments tertiaires sont ravinés par une formation alluviale à galets de phonolites et de basaltes fossilisée par la coulée basaltique miocène de la Faye, datée à 9,4 Ma.

Depuis le château d'Artias (30), construit sur un neck de mugéarite, s'offre un beau panorama sur les monts de La Madeleine, vers le Nord-Est, et sur la chaîne volcanique du Velay oriental vers le Sud-Ouest. À la base sud des ruines du château, part un dyke, en direction de l'ESE, qui est celle d'une importante faille ayant conditionné le cours de la Loire.

La Madeleine (31) mérite d'être gravie pour le superbe panorama qu'on découvre depuis son sommet, mais aussi pour y observer les dalles de phonolites qui composent ce puissant dyke. Celui-ci se prolonge vers le Nord par les trachyphonolites et les benmoréites de la Dent (32) d'où un autre panorama est à contempler.

Du Mont Gerbizon (33) - important bulbe de phonolite - un point de vue spectaculaire permet d'embrasser un vaste panorama dessiné par la ligne des monts volcaniques de Miaune et d'Artias et la vallée de la Loire qu'ils dominent. Au pied du Gerbizon, l'église romane de Chamalières-sur-Loire (34) mérite qu'on s'y intéresse, non seulement pour le patrimoine qu'elle représente, mais aussi pour les matériaux volcaniques (brèches volcaniques, basaltes, produits scoriacés riches en enclaves de granite) qui ont servi à sa construction.

*DOCUMENTS CONSULTABLES*

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille Monistrol-sur-Loire. Les nouveaux travaux y sont régulièrement archivés. Les documents peuvent être consultés soit au Service géologique régional Auvergne (222-224, boulevard Gustave Flaubert, 63000 Clermont-Ferrand), soit au BRGM, Maison de la Géologie (77, rue Claude Bernard, 75005 Paris).

*BIBLIOGRAPHIE*

- ALIBERT C, MICHARD A., ALBAREDE F. (1986) - Isotope trace element geochemistry of Colorado Plateau volcanics. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, p. 2735-2750.
- AUTRAN A., COGNE J. (1980) - La zone interne de l'orogénèse varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la Chaîne hercynienne. In J. Cogné et M. Slansky (éd.) « Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens ». 26<sup>e</sup> cong. géol. intern., coll. C6, Paris 1980, *Ann. Soc. géol. Nord*, XCIX, p. 90 -111.
- BRIAND B., BOUCHARDON J.-L., SANTALLIER B., PIBOULE M., OVALI H., CAPIEZ P. (1992) - Affinité alcaline des metabasites des séries périphériques du domaine granito-migmatitique du Velay. *Géologie de la France*, 2, p. 9-15.
- BURG J.-P., MATTE P. (1978) - A cross section through the french Massif Central and the scope of its variscan geodynamic evolution. *Z. dtsh. geol. Gesellsch.*, Stuttgart, 109, p. 429-460.
- CAEN-VACHETTE M. (1979) - Âge des rhyolites transformées en leptynites dans la série métamorphique du Pilat. *C.R. Acad. Sci*, Paris, 293, p. 957-960.
- CAEN-VACHETTE M., COUTURIE J.-P., DIDIER J. (1982) - Âge radiométrique des granites anatectiques et tardimigmatitiques du Velay (Massif central français). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 294, p. 135-138.
- CHAFCHAFI A. (1997) - Le Velay septentrional : morphogénèse et morphostructure. Pub. Univ. Saint-Etienne, 300 p.
- CHAFCHAFI A., BANDET Y., GONORD H., VITEL G. (1996) - Nouvelles données sur l'âge et l'interprétation des surfaces d'aplanissement de l'Yssingelais à partir de la datation de la coulée des Barrys (Massif central oriental, France). *Géomorphologie*, Paris, 1, p. 51-65.
- CHENEVOY M., SAHUC S., SERRANO J.-J., SILLAN J. (1998) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Annonay (769). Orléans : BRGM. Notice explicative par Chenevoy M. et al. (1998), 83 p.

- COSTA S. (1990) - De la collision continentale à l'extension tardi-orogénique : 100 millions d'années d'histoire varisque dans le Massif central français. Etude chronologique par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . Thèse doct., univ. Montpellier II, 441 p.
- COSTA V., MALUSKI H., LARDEAUX J.-M. (1993) -  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  chronology of variscan tectono-metamorphic event in an exhumed crustal nappe : the monts du Lyonnais complex (Massif central, France). *Chem. geol.*, Isotope geosciences section, 105, p. 339-359.
- DAUTRIA J.-M., LIOTARD J.-M. (1994) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Craponne-sur-Arzon (767). Orléans : BRGM. Notice explicative par Ledru *et al.* (1994), 74 p.
- DAVOINE P. (1976) - Contribution à l'étude pétrologique et géochimique des leptynites (cas du Massif central français). Thèse doct., univ. Lyon I, 3 t.
- DEMAÏ A. (1943) - Carte géologique Monistrol-sur-Loire à 1/80 000. 2<sup>e</sup> édition.
- DUPRAZ J., DIDIER J. (1988) - Le complexe anactectique du Velay (Massif central français) : structures d'ensembles et évolutions géologiques. *Géologie de la France*, BRGM, 4, p. 73-88.
- ETLICHER B. (1986) - Les massifs du Forez, du Pilat et du Vivarais. Régionalisation et dynamique des héritages glaciaires et périglaciaires en moyenne montagne cristalline. Public. Centre d'études Forézien, Saint-Etienne, 662 p.
- FEYBESSE J.-L., TURLAND M., NEHLIG P., CAPDEVILA R. *et al.* (1998) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Yssingeaux (792). Orléans : BRGM. Notice explicative par FEYBESSE J.-L., TURLAND M., NEHLIG P., ALZAC C. *et al.* (1998), 145 p.
- FOLEY S.-F., VENTURELLI G., GREEN D.-H., TOSCANI L. (1987) - The ultrapotassic rocks : characteristics, classification and constraints for petrogenetic models. *Earth science reviews*, 24, p. 81-134.
- GARCIA D., VITEL G., MOUTTE J., MICHON G. (1998) - Igneous enclaves in strongly peraluminous granites from the Velay complex (french Massif Central). *Géologie de la France*.
- GARDIEN V. (1990a) - Évolution P-T et structures associées dans l'Est du Massif central français : un exemple de l'évolution thermomécanique de la Chaîne paléozoïque. Thèse, univ. Lyon I, 168 p.
- GARDIEN V. (1990b) - Reliques de grenat et de staurotide dans la série métamorphique de basse pression du mont Pilat (Massif central français) : témoins d'une évolution tectono-métamorphique polyphasée. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 310, II, p. 233-240.
- GARDIEN V., LARDEAUX J.-M., LEDRU P., ALLEMAND P., GUILLOT S. (1997) - Metamorphism during late orogenic extension : insights from the french variscan. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 268, 3, p. 271-286.

- GAY M., DUTHOU J.-L., CHENEVOY M. (1992) - Ages isotopiques Rb/Sr des leucogranites du Nord Vivarais (Massif central) et conséquences géodynamiques. *Géologie de la France*, 2, p. 3-7.
- LACROIX A. (1917) - La composition chimique de la vaugnérite et la position de cette roche dans la systématique. *Bull. Soc. fr. Minéral.*, XL, p. 158-162.
- LARQUE PH., LEPRUN J.-C., WEBER F. (1980) - Deux paléosols à pédogenèses différentes dans les sédiments continentaux paléogènes du bassin du Puy-en-Velay (Massif central français). *Sci. Géol. Bull.*, 33, 2, p. 81-92, Strasbourg.
- LEDRU P., LARDEAUX J.-M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.-M., LEROUGE G., FLOCH J.-P., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) - Où sont les nappes du Massif central français ?. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), V, 3, p. 605-618.
- LEDRU P., AUTRAN A., SANTALLIER D. (1994) - Lithostratigraphy of variscan terranes in the french Massif Central : a basis for paleogeographical reconstruction. In J.D. Keppie (ed.) : « Pre-Mezozoic geology in France and related areas ». Springer-Verlag, p. 276-288.
- LEDRU P., VITEL G., BEURRIER M., MARCHAND J., DALLAIN C., TURLAND M., ETLICHER B., DAUTRIA J.-M., LIOTARD J.-M. (1994) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Craponne-sur-Arzon (767). Orléans : BRGM . Notice explicative par P. Ledru *et al.* (1994), 74 p.
- LEYRELOUP A. (1973) - Le socle profond en Velay d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes. Son thermométamorphisme et sa lithologie : granites et série charnockitique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Nantes, 356 p.
- MALAVIEILLE J., GUILHOT P., COSTA V., LARDEAUX J.-M., GARDIEN V. (1990) - Collapse of a thickened variscan crust in the french Massif Central : mont Pilat extensional shear zone and Saint-Etienne upper Carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177, p. 139-149.
- MATTE P. (1986) - Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, p. 329-374.
- MERGOIL J., BOIVIN P. (1993) - Le Velay. Son volcanisme et les formations associées. Notice de la carte à 1/100 000. *Géologie de la France*, n° 3, p. 3-96.
- MONEK G. (1966) - Quelques précisions apportées par les sondages de la structure chevauchante du massif situé entre la vallée de la Loire et la ligne reliant la Chapelle d'Aurec à Saint-Ferréol-d'Auroure (Loire). *Bull. Soc. géol. Fr.*, p. 185-186.
- MONTEL J.-M. (1985) - Xénolites peralumineux dans les dolérites du Peyron en Velay (Massif central français). Indications sur l'évolution de la croûte profonde tardi-hercynienne. *C.R. Acad. Sci*, Paris, 301, 9, p. 615-620.

- MONTEL J.-M., WEBER C, BARBEY P., PICHAVANT M. (1986) - Thermobarométrie du domaine anatectique du Velay (Massif central français) et conditions de genèse des granites tardimigmatitiques. *C.R. Acad. Sci*, Paris, 302, p. 647-652.
- MONTEL J.-M., MARIGNAC C, BARBEY P., PICHAVANT P. (1992) - Thermobarometry and granite genesis : the hercynian low P-high T Velay anatectic dome (french Massif central). *J. metam. geol*, 10, p. 1-15.
- MONTEL J.-M., ABDELGAFAR R. (1993) - Les granites tardimigmatitiques du Velay (Massif central) : principales caractéristiques pétrographiques et géochimiques. *Géologie de la France*, 1, 15-28.
- MOUGEOT R., RESPAUT J.-P., LEDRU P., MARIGNAC C. (1997) - U-Pb chronology on accessory minerals of the Velay anatectic dome (french Massif central). *Eur. J. Mineral.*, 9, p. 141-146.
- PIN C, VIELZEUF D. (1983) - Granulites and related rocks in variscan median Europe : a dualistic interpretation. *Tectonophysics*, 93, p. 47-74.
- ROCK N.M.S., GASKARTH J.W., HENNEY P.J., SHAND P. (1988) - Late caledonian dyke swarms of Northern Britain : some preliminary petrogenetic and tectonic implications of their province-wide distribution and chemical variation. *Canad. Mineral*, 26, p. 3-22.
- SABATIER H. (1980) - Vagnérites et granites : une association particulière de roches grenues acides et basiques. *Bull Minéral*, 103, p. 507-522.
- SAPORTA G. (de) (1870) - Remarque sur la flore des arkoses de Brives. *Bull Soc. géol Fr.*, 2<sup>e</sup> série, t. XXVI, p. 1078.
- SAPORTA G. (de) (1878) - Essai descriptif sur les plantes fossiles des arkoses de Brives près le Puy-en-Velay. *Ann. Soc. agricult. Puy.* t. XXXIII (6 planches de gravures).
- SALES E. (1986) - Étude pétrologique et structurale de la région de Retournac (Haute-Loire). DEA inédit, Clermont-Ferrand, 62 p.
- SERRANO J.-J. (1979) - Gisement et pétrologie des faciès anatectiques et granitiques du substratum de la série métamorphique du Pilat (Haute-Loire, Massif central français). Thèse 3<sup>e</sup> cycle inédite, Lyon, 146 p.
- TOUIL A., GARCIA D., FONTEILLES M. (1995) - Diversité chimique du matériel basique associé aux granitoïdes : le massif d'Ansignan (France). *C.R. Acad. Sci*, Paris, 322, 11 a, p. 25-32.
- TOURNAIRE M. (1881) - Carte géologique de la Haute-Loire (1/80 000).
- VITEL G. (1985) - La transition faciès granulite - faciès amphibolite dans les enclaves basiques du Velay. *C.R. Acad. Sci*, Paris, 300, 9, p. 407-412.
- VITEL G. (1988) - Le granite du Gouffre d'Enfer (Massif central français). Pétrologie d'un marqueur tectonique varisque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), II, 6, p. 907-915.

- VITEL G., BANDET Y., GONORD H. (1994) - Âge saxonien des rhyolites du Velay central (Massif central). Implications tectoniques. 15<sup>e</sup> R.S.T., Nancy.
- WEBER C, PICHAVANT M., BARBEY P. (1985) - La cordiérite dans le domaine anatectique du Velay (Massif central français) : un marqueur de l'anatexie, du magmatisme et de l'hydrothermalisme. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 301, p. 303-308.
- WILLIAMSON B.J. (1991) - The petrology of the Velay granite complex, Massif central, France. PhD inédit, Univ. London, 271 p.
- WILLIAMSON B.J., DOWNES H., THIRWALL M.F. (1992) - The relationship between crustal magmatic underplating and granite genesis : an example from the Velay granitic complex, Massif central, France. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 83, p. 235-245.
- WILLIAMSON B.J., DOWNES H., THIRLWALL M.F., BEARD A. (1997) - Geochemical constraints on restite composition and unmixing in the Velay anatectic granite, french Massif Central. *Lithos*, 40, p. 295-319.

#### AUTEURS

Cette notice a été rédigée en 1998 par :

- Georges VITEL : introduction, pétrographie et pétrologie des formations métamorphiques, plutoniques et volcaniques, géologie de l'environnement, itinéraire géologique ;
- Daniel GARCIA : géochimie des suites plutoniques du Velay ;
- Michel TURLAND : formations sédimentaires paléogènes et superficielles ;
- Henri GONORD : tectonique cassante ;
- Bernard ETLICHER et Ahmed CHAFCHAFI : formations superficielles.

La coordination a été assurée par G. VITEL.

**Présentation au CCGF : 11 décembre 1998.**  
**Acceptation de la carte et de la notice : 10 février 2000.**  
**Impression de la carte : 2000.**  
**Impression de la notice : 2000.**

ANNEXES

*ANNEXE 1 - COMPOSITION CHIMIQUE D'ÉCHANTILLONS DES GRANITES DU VELAY  
ET DE LEURS ENCLAVES IGNÉES*

Echantillon	ROU13A	ROU1	ROU3	ROU17	ROU8	ROU19	MAL8	MAL2	MAL1	MAL5	PRG9B	PRG17B	PRG1	PRG5	PRG4A	11V33B
Site	A	A	A	A	A	A	B	B	B	B	C	C	C	C	C	C
Type	GRA	HAS	HAS	HAS	LAS	LAS	GRA	POR	HAS	LAS	GRA	POR	LAS	LAS	LAS	LAS
SiO <sub>2</sub> (%)	72,07	55,45	52,71	54,11	60,26	56,22	71,11	63,14	54,42	63,83	74,80	62,85	60,14	61,91	59,97	58,77
TiO <sub>2</sub>	0,21	1,27	1,32	1,59	1,26	1,73	0,25	0,78	1,06	1,21	0,05	0,88	1,43	1,33	1,90	1,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,51	13,52	17,00	17,12	14,03	12,01	14,88	16,94	16,22	15,67	14,12	16,49	15,83	15,94	14,06	12,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,22	8,36	9,79	7,39	6,28	7,09	1,36	4,38	8,55	4,72	0,46	5,19	5,45	5,17	7,44	6,32
MnO	0,01	0,17	0,16	0,10	0,09	0,12	0,01	0,06	0,10	0,06	0,01	0,06	0,07	0,07	0,08	0,12
MgO	0,47	8,56	5,51	4,99	5,56	6,77	0,61	2,62	7,76	3,04	0,18	2,85	3,09	3,03	5,89	6,49
CaO	0,79	5,32	6,40	3,70	2,70	5,34	1,19	2,97	1,51	1,58	0,54	3,07	2,34	2,50	2,38	2,13
Na <sub>2</sub> O	3,43	1,97	2,86	3,25	1,49	1,57	4,11	3,48	1,43	3,26	2,87	3,24	2,47	2,72	2,06	0,28
K <sub>2</sub> O	4,99	3,62	2,45	4,30	3,89	3,69	3,87	2,48	4,21	4,03	6,14	3,12	5,87	4,91	3,97	6,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,55	0,17	0,79	1,41	1,48	0,15	0,28	0,48	0,53	0,18	0,33	0,77	0,71	1,17	1,49
LOI	0,78	1,08	1,29	1,13	2,76	1,86	1,07	1,12	3,01	1,21	0,70	1,16	0,95	0,83	1,35	2,12
<b>Total</b>	<b>98,64</b>	<b>99,87</b>	<b>99,66</b>	<b>98,47</b>	<b>99,73</b>	<b>97,88</b>	<b>98,61</b>	<b>98,25</b>	<b>98,75</b>	<b>99,14</b>	<b>100,05</b>	<b>99,24</b>	<b>98,41</b>	<b>99,12</b>	<b>100,27</b>	<b>97,87</b>

Granites (GRA). Enclaves : granite porphyrique (POR) ; tonalite (TON) ; roches basiques riches en alumine (HAS), le plus souvent gabbros et diorites quartziques à amphibole ; roches pauvres en alumine (LAS), souvent syénites quartzifères sans amphibole ; enclave à biotite indifférenciée (UBE).

Site de prélèvements : ROU - Le Roure (site 1) ; MAL - Malacrose (site B) ; PRG - Pont-Rouge (site C : carrière ; site D : route) ; LR - La Roche (site E) ; GAR - La Garenne.

*ANNEXE 1 - COMPOSITION CHIMIQUE D'ÉCHANTILLONS DES GRANITES DU VELAY  
ET DE LEURS ENCLAVES IGNÉES (suite)*

Echantillon	ROU13A	ROU1	ROU3	ROU17	ROU8	ROU19	MAL8	MAL2	MAL1	MAL5	PRG9B	PRG17B	PRG1	PRG5	PRG4A	11V33B
Site	A	A	A	A	A	A	B	B	B	B	C	C	C	C	C	C
Type	GRA	HAS	HAS	HAS	LAS	LAS	GRA	POR	HAS	LAS	GRA	POR	LAS	LAS	LAS	LAS
Sc (ppm)	2,5	24,1	30,8	21,6	25,3	27,3	3,1	11,0	23,2	11,7	0,9	13,3	13,4	11,9	17,7	18,0
V	17	178	258	197	157	214	22	78	175	63	6	91	94	91	124	114
Cr	10	450	77	127	241	342	24	76	353	104	4	76	105	111	397	365
Ni	5	141	19	45	43	48	5	25	70	31	1	24	19	20	78	175
Zn	32	130	88	126	149	111	37	75	151	98	11	96	105	112	163	88
Ga	19	20	22	24	24	19	18	23	22	25	14	23	25	28	24	23
Rb	169	293	117	231	295	218	143	170	372	229	207	198	297	274	377	378
Sr	265	439	579	897	431	580	224	412	150	447	175	411	596	628	368	386
Y	7,1	27,5	27,3	26,5	15,0	38,8	3,2	15,9	21,7	25,1	7,4	23,6	28,3	22,2	47,1	31,2
Zr	87	342	130	382	57	93	83	182	159	506	54	264	510	596	714	782
Nb	7,4	25,7	7,2	22,4	13,7	18,3	9,5	15,1	22,0	32,9	2,4	19,2	37,1	31,4	41,5	53,6
Ba	582	1520	1658	2777	2561	4293	380	732	587	1244	720	899	2196	2275	1922	4646
La	19	42	24	51	20	60	18	31	58	85	6	60	95	88	73	85
Ce	38	102	51	109	46	125	36	54	102	169	12	119	190	174	168	181
Nd	17	61	24	66	30	73	12	27	49	74	5	46	89	80	94	100
Eu	0,8	1,9	1,0	1,3	1,0	2,7	0,8	1,4	0,7	2,6	0,9	1,7	2,5	2,7	2,4	2,9
Dy	1,4	5,5	4,6	4,7	3,2	7,6	0,8	3,0	3,8	4,2	1,2	4,3	5,8	4,0	9,1	6,5
Yb	0,5	2,3	2,9	2,1	1,1	3,0	0,3	1,2	2,0	2,1	0,6	1,7	2,2	1,7	3,1	2,4
Pb	36	9	12	13	8	8	32	18	9	25	44	19	38	43	13	49
Th	11	24	9	24	6	8	7	7	8	24	3	18	33	27	25	49

Granites (GRA). Enclaves : granite porphyrique (POR) ; tonalite (TON) ; roches basiques riches en alumine (HAS), le plus souvent gabbros et diorites quartziques à amphibole ; roches pauvres en alumine (LAS), souvent syénites quartzifères sans amphibole ; enclave à biotite indifférenciée (UBE).

Site de prélèvements : ROU - Le Roure (site 1) ; MAL - Malacrose (site B) ; PRG - Pont-Rouge (site C : carrière ; site D : route) ; LR - La Roche (site E) ; GAR - La Garenne.

*ANNEXE 1 - COMPOSITION CHIMIQUE D'ÉCHANTILLONS DES GRANITES DU VELAY  
ET DE LEURS ENCLAVES IGNÉES (suite)*

Echantillon	PRG27B	PRG25A	PRG28	PRG18	PRG24	LR2	LR11	LR5B	LR8A	LR9	LR10	LR16	LR17	GAR1	GAR2	GAR17
Site	D	D	D	D	D	E	E	E	E	E	E	E	E	F	F	F
Type	GRA	POR	LAS	LAS	LAS	GRA	TON	HAS	HAS	HAS	HAS	HAS	HAS	GRA	GRA	UBE
SiO <sub>2</sub> (%)	72,70	62,59	63,01	59,76	57,75	73,11	56,31	55,02	53,07	50,86	50,58	51,53	52,59	70,94	68,79	57,83
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,87	1,80	1,30	1,77	0,31	1,93	0,70	0,66	1,26	1,25	0,97	1,02	0,26	0,62	1,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,92	17,02	15,92	14,31	15,95	14,13	17,80	13,03	12,95	19,33	14,47	16,94	12,89	14,36	15,39	17,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,86	5,16	5,10	5,59	6,38	1,82	7,32	8,33	7,51	8,43	9,17	8,87	8,80	1,81	3,33	7,18
MnO	0,01	0,07	0,04	0,10	0,06	0,02	0,09	0,16	0,14	0,14	0,22	0,17	0,19	0,02	0,02	0,09
MgO	0,31	3,01	2,65	5,02	4,99	0,64	2,08	9,27	11,42	4,60	8,00	7,28	10,69	0,76	1,13	3,44
CaO	0,42	2,89	1,06	2,71	2,55	0,81	3,48	5,78	6,73	6,51	8,30	8,45	5,96	1,01	1,18	3,61
Na <sub>2</sub> O	3,65	3,49	3,19	1,34	2,81	2,63	3,59	1,29	1,95	3,01	2,09	2,36	1,21	3,23	3,50	3,04
K <sub>2</sub> O	5,83	2,65	4,96	6,60	3,54	6,04	3,47	2,82	1,92	2,54	1,81	1,63	3,42	5,06	5,30	3,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,42	0,33	1,07	0,73	0,11	1,21	0,40	0,21	0,51	0,57	0,21	0,53	0,25	0,24	0,46
LOI	0,81	1,37	1,38	1,35	1,45	0,84	1,60	1,95	2,17	1,70	1,91	1,13	1,47	1,06	1,03	1,52
<b>Total</b>	<b>99,83</b>	<b>99,54</b>	<b>99,44</b>	<b>99,15</b>	<b>97,98</b>	<b>100,45</b>	<b>98,88</b>	<b>98,75</b>	<b>98,73</b>	<b>98,89</b>	<b>98,37</b>	<b>99,54</b>	<b>98,77</b>	<b>98,75</b>	<b>100,53</b>	<b>99,45</b>

Granites (GRA). Enclaves : granite porphyrique (POR) ; tonalite (TON) ; roches basiques riches en alumine (HAS), le plus souvent gabbros et diorites quartziques à amphibole ; roches pauvres en alumine (LAS), souvent syénites quartzifères sans amphibole ; enclave à biotite indifférenciée (UBE).

Site de prélèvements : ROU - Le Roure (site 1) ; MAL - Malacrose (site B) ; PRG - Pont-Rouge (site C : carrière ; site D : route) ; LR - La Roche (site E) ; GAR - La Garenne.

*ANNEXE 1 - COMPOSITION CHIMIQUE D'ÉCHANTILLONS DES GRANITES DU VELAY  
ET DE LEURS ENCLAVES IGNÉES (fin)*

Echantillon	PRG27B	PRG25A	PRG28	PRG18	PRG24	LR2	LR11	LR5B	LR8A	LR9	LR10	LR16	LR17	GAR1	GAR2	GAR17
Site	D	D	D	D	D	E	E	E	E	E	E	E	E	F	F	F
Type	GRA	POR	LAS	LAS	LAS	GRA	TON	HAS	HAS	HAS	HAS	HAS	HAS	GRA	GRA	UBE
Sc (ppm)	1,3	10,7	12,8	17,2	13,2	3,6	18,8	25,3	25,9	22,6	25,8	30,1	23,3	2,0	5,8	12,1
V	10	91	54	100	96	15	77	171	147	163	211	207	192	13	46	145
Cr	14	82	111	239	260	11	9	449	646	23	406	247	852	13	32	28
Ni	5	30	11	127	100	3	6	178	206	24	76	62	283	3	14	20
Zn	19	112	112	92	169	31	135	112	81	106	131	91	129	27	59	130
Ga	17	23	25	22	27	17	28	15	14	23	22	20	19	15	20	26
Rb	194	209	248	269	295	159	194	131	83	124	86	87	274	145	183	185
Sr	181	395	271	778	583	297	338	717	654	875	843	609	318	244	273	449
Y	5,8	24,0	31,8	26,5	25,9	4,4	73,7	25,4	21,5	37,6	44,3	36,0	27,9	14,5	17,4	23,4
Zr	43	245	481	858	841	154	505	134	120	200	173	127	318	109	143	54
Nb	7,0	16,9	37,3	54,8	45,9	7,9	37,7	22,1	11,5	19,0	13,3	9,4	24,0	5,0	11,7	15,1
Ba	426	923	817	3967	1774	1020	774	911	634	1034	755	607	1346	686	743	745
La	8	44	115	106	155	43	30	65	33	42	59	46	40	19	29	41
Ce	17	84	231	239	315	89	78	111	65	93	121	96	95	37	57	90
Nd	8	39	103	111	141	36	51	49	28	48	65	45	49	20	30	38
Eu	0,8	1,4	2,7	3,4	2,8	1,0	1,2	1,6	1,3	2,0	2,4	1,6	1,4	1,0	1,2	1,3
Dy	1,4	3,8	5,4	5,6	4,8	1,4	13,9	5,0	3,9	6,8	7,5	6,5	4,9	3,3	4,0	4,1
Yb	0,4	1,8	2,7	1,9	1,7	0,4	5,6	2,4	2,2	3,3	3,8	3,5	2,4	0,9	1,0	2,1
Pb	38	39	23	50	13	43	30	7	10	16	17	24	10	37	40	22
Th	4	11	24	60	33	21	5	14	9	7	4	18	21	7	12	9

Granites (GRA). Enclaves : granite porphyrique (POR) ; tonalite (TON) ; roches basiques riches en alumine (HAS), le plus souvent gabbros et diorites quartziques à amphibole ; roches pauvres en alumine (LAS), souvent syénites quartzifères sans amphibole ; enclave à biotite indifférenciée (UBE).

Site de prélèvements : ROU - Le Roure (site 1) ; MAL - Malacrose (site B) ; PRG - Pont-Rouge (site C : carrière ; site D : route) ; LR - La Roche (site E) ; GAR - La Garenne.

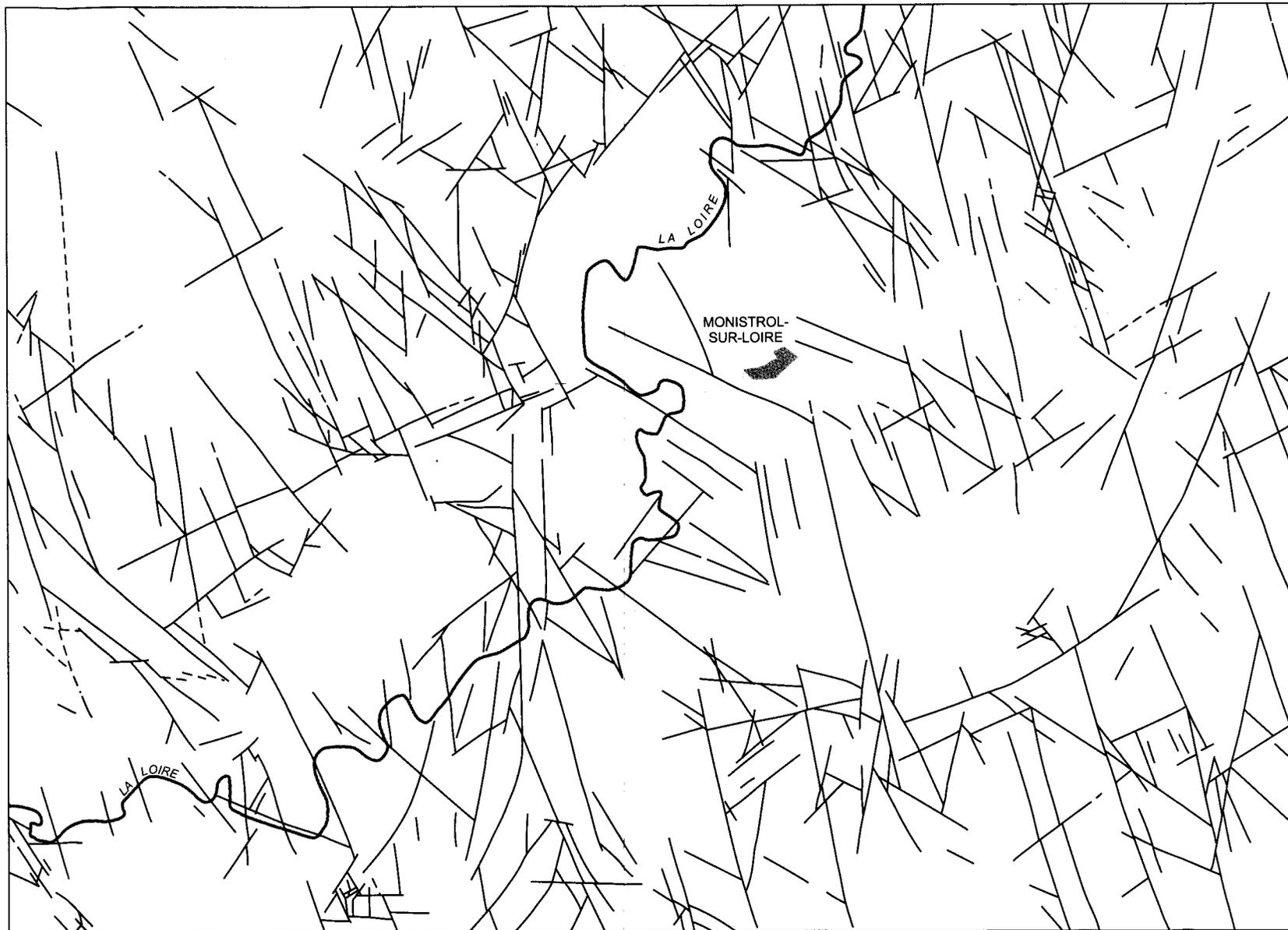
SSE

NNE



0 1 5 m

Fig. 9 - Coupe détaillée sur la route de Vaubarlet montrant la dilacération des granites (*en grisé*) et des gneiss (*en blanc*) qu'ils intrudent par des failles inverses, peu inclinées, et par des décrochements (zones broyées verticales : *en croisillons*)



0 5 km

ANNEXE 2 : CARTE DU RÉSEAU DE FAILLES DE LA FEUILLE MONISTROL-SUR-LOIRE