

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE À 1/50 000

YSSINGEAUX

par

J.L. FEYBESSE, M. TURLAND, P. NEHLIG, C. ALSAC,
F. MERCIER-BATARD, J.J. PÉRICHAUD, C. VIALARON,
R.de BAYLE des HERMENS

YSSINGEAUX

La carte géologique à 1/50 000
YSSINGEAUX est recouverte par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
au Nord : MONISTROL (N°176)
au Sud : LE PUY (N°186)



Craponne- sur-Arzon	Monistrol- sur-Loire	Annonay
Le Puy	YSSINGEAUX	St-Agrève
Cayres	Le Monastier	Lamastre

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
YSSINGEAUX À 1/50 000**

par

**J.L. FEYBESSE, M. TURLAND, P. NEHLIG, C. ALSAC,
F. MERCIER-BATARD, J.J. PÉRICHAUD, C. VIALARON,
R. de BAYLE des HERMENS**

1998

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

pour la carte : FEYBESSE J.L., TURLAND M., NEHLIG P., CAPDEVILA R., ALSAC C., DAGAIN J., MERGOIL J., WERTH F. (1998) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Yssingaux (792). Orléans : BRGM. Notice explicative par Feybesse J.L., Turland M., Nehlig P., Alsac C., Mercier-Batard F., Périchaud J.J., Vialaron C, Bayle des Hermens R. (de) (1998), 145 p.

pour la notice : FEYBESSE J.L., TURLAND M., NEHLIG P., ALSAC C, MERCIER-BATARD F., PÉRICHAUD J.J., VIALARON C, BAYLE des HERMENS R. (de) (1998) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Yssingaux (792). Orléans : BRGM, 145 p. Carte géologique par Feybesse J.L., Turland M., Nehlig P., Capdevila R., Alsac C, Dagain J., Mergoil J., Werth F. (1998).

© BRGM, 1998. 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 : 2-7159-1792-9

SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
INTRODUCTION	5
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>CADRE GÉOLOGIQUE - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	7
<i>FORMATIONS PLUTONIQUES ET MÉTAMORPHIQUES PALÉOZOÏQUES</i>	7
<i>FILON</i>	17
<i>FORMATIONS VOLCANIQUES CÉNOZOÏQUES</i>	18
<i>FORMATIONS CONTINENTALES TERTIAIRES</i>	50
<i>FORMATIONS QUATERNAIRES ET MODERNES</i>	75
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS	
GÉOLOGIQUES	106
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	109
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	116
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	118
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	118
<i>RISQUES NATURELS</i>	120
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	121
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	123
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	126
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	128
<i>SITES REMARQUABLES ET ITINÉRAIRES</i>	128
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	128
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	130
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	131
AUTEURS	139

<i>ANNEXES</i>	141
<i>TABLEAU 1</i>	142
<i>TABLEAU 2</i>	144

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La feuille Yssingaux est située dans la partie orientale du Massif central et au coeur du Velay. C'est une région géologiquement très variée et à morphologie contrastée où cohabitent les terrains anté-permiens pénéplanés et les reliefs volcaniques cénozoïques. La feuille Yssingaux se situe dans l'un des secteurs les plus élevés en altitude du Massif central avec, sur son territoire, ou sur celui des feuilles voisines, des massifs volcaniques où des cours d'eau importants, tels que l'Allier ou la Loire, prennent leur source. On citera par exemple le Devès (1 423 m), le Mézenc (1 754 m) et le Meygal (1 438 m). Peu distante de la préfecture de la Haute-Loire, la feuille Yssingaux couvre une zone où l'agriculture de montagne et le tourisme sont les activités principales. L'activité industrielle est concentrée principalement autour d'Yssingaux, Le Chambon-sur-Lignon et Blavozy. Les villes principales sont Yssingaux, Le Chambon-sur-Lignon, Mazet-Saint-Voy et Rosières.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE

D'un point de vue géologique, la feuille Yssingaux fait intégralement partie du Velay. Celui-ci est composé de deux principaux ensembles, ou entités géologiques, d'âges très différents, qui sont tous les deux représentés sur le territoire de la carte. Ces deux entités sont :

- le dôme granito-migmatitique du Velay, développé à la fin du Carbonifère (entre 320 et 295 Ma) ;
- le complexe volcanique néogène et quaternaire (15 à 1,2 Ma) et les bassins sédimentaires oligocène et quaternaire associés.

Le *Massif central* présente la plus large zone d'affleurements du socle hercynien en France. Constitué de terrains dont l'âge est compris entre le Précambrien supérieur et le Carbonifère, il correspond en fait à la zone profonde de la chaîne de montagnes qui s'est formée à travers l'Europe entre 400 et 300 millions d'années, au Dévonien et Carbonifère. Cette chaîne, nommée chaîne varisque, résulte de la collision de deux plaques continentales. Son évolution tectonique est maintenant assez bien connue (Demay, 1948 ; Burg et Marte, 1978 ; Autran et Cogné, 1980 ; Matte, 1986 ; Ledru et al., 1989...).

A une échelle plus régionale, on retrouve les marques de cette dynamique globale. Ainsi, au Sud de la feuille Yssingaux, est préservé un ensemble de gneiss méso à catazonaux appartenant au complexe de nappes développé lors de l'édification de la chaîne varisque. Ces gneiss se retrouvent également en panneaux de taille hectométrique sur l'ensemble du territoire de la

feuille. Toutefois, les roches affleurant sur le territoire de la carte Yssingeaux appartiennent pour la plupart au dôme granito-migmatitique du Velay, qui s'étend sur plus de 6 000 km² (Dupraz et Didier, 1988).

Le **dôme granito-migmatitique du Velay** s'inscrit dans l'histoire tardi-orogénique de la chaîne varisque.

Après le stade d'édification (du Silurien au Carbonifère : 430 à 325 Ma) évoqué précédemment, la chaîne varisque connaît, au Carbonifère supérieur (de 320 à 300 Ma), un stade de surrection et d'érosion, accompagné d'une tectonique distensive de grande ampleur. Le Sud-Est du Massif central, et, en particulier, le dôme vellave, est une région clé pour la compréhension de cette évolution tardi-orogénique dont l'un des stades les plus marquants est la mise en place des granites à biotite et à cordiérite vellaves qui composent la majeure partie du socle affleurant sur le territoire de la feuille Yssingeaux.

L'activité volcanique et les dépôts sédimentaires du Velay néogènes et quaternaires s'inscrivent, par contre, dans une histoire géodynamique beaucoup plus récente. Après l'orogène varisque, ce n'est que beaucoup plus tard, avec le cycle orogénique alpin, que le Massif central redevient une zone active. Dès l'Eocène, mais surtout à l'Oligocène, au Néogène et au Quaternaire, se développe une activité tectonique, volcanique et sédimentaire à l'origine des grabens et des massifs volcaniques vellaves, qui affleurent sur le territoire de la feuille Yssingeaux.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les travaux qui ont conduit à la réalisation de la carte Yssingeaux ont bénéficié des apports de quelques géologues qui nous ont précédé sur le terrain. Parmi ceux-ci, on peut retenir J.M. Bertrand-Roux qui, dans son ouvrage de 1823 consacré aux environs du Puy, décrit les principales formations géologiques de la région. Puis, viennent les grands géologues régionaux. M. Tournaire, qui publie en 1880 sa carte géologique du département de la Haute-Loire à 1/80 000, en quatre feuilles ; sa note de 1869 peut être considérée comme la notice explicative de cette carte départementale. M. Boule publie un peu plus tard (1893) sa magistrale « Description géologique du Velay », qui reste le seul ouvrage général disponible. A la même époque, P. Termier étudie le volcanisme du Meygal (1890a,b) et publie en collaboration avec M. Boule, la première édition du 1/80 000 Le Puy (1893) qui sera réimprimée en 1941. La troisième édition, publiée en 1967, a été revue et complétée entre 1945 et 1964 par P. Bout et F.H. Forestier.

Parmi les auteurs récents, il faut citer P. Bout, auteur d'une thèse sur le « Villafranchien du Velay » (1960) et de nombreuses notes (1953, 1966, 1968, 1969a, 1969b, 1973) consacrées au Quaternaire, notamment aux formations périglaciaires, aux « problèmes du volcanisme », à Phydrogéologie. Enfin, J. Mergoïl et ses élèves de l'université de Clermont-Ferrand, notamment U. Frerichmann (1979) et F. Batard (1993), ont poursuivi l'étude du volcanisme du Velay, permettant l'édition de la carte à 1/100 000 du volcanisme du Velay et des formations associées.

Les levés de la feuille Yssingaux sont dus à :

- J.L. Feybesse, ingénieur géologue au BRGM, pour la partie sud du socle de la carte et pour la supervision de l'ensemble des contours du socle ;
- R. Capdevila, directeur de recherche au CNRS, université de Rennes, pour la partie nord du socle de la carte ;
- C. Alsac, J. Dagain, P. Nehlig, M. Turland, ingénieurs géologues au BRGM, J. Mergoïl, université de Clermont-Ferrand et F. Werth, université de Marseille, pour les formations volcaniques ;
- M. Turland, pour la coordination des levés des formations superficielles.

Les levés se sont déroulés entre 1989 et 1993 dans le cadre du projet de cartographie thématique Velay, associé au projet INSU « Dynamique et bilan de la Terre ». L'apport essentiel de la cartographie est une représentation fine des structures et du métamorphisme en fonction de la chronologie et l'individualisation des différents types de granites à l'intérieur du massif granitique du Velay, jusqu'à présent représenté de façon homogène sur les cartes à 1/80 000.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS PLUTONIQUES ET MÉTAMORPHIQUES PALÉOZOÏQUES

Les formations plutoniques et métamorphiques paléozoïques sont composées :

- de roches plutoniques et métamorphiques anté-westphaliennes, qui constituent l'encaissant du Velay ;
- de granites tardi-westphaliens et stéphaniens (305 à 300 Ma) du Velay, qui, sur le territoire de la carte, composent la majeure partie des formations paléozoïques ;
- de microgranites permien.

Roches plutoniques et métamorphiques anté-westphaliennes

Sur le territoire de la feuille Yssingaux, ces formations ont été plus ou moins migmatitisées lors de l'anatexie vellave. Elles affleurent soit au toit

du Velay, soit en panneaux de taille hectométrique à décamétrique, enclavés dans les granites vellaves.

On distingue :

- les paragneiss et les migmatites paradérivées ;
- les orthogneiss et les migmatites orthodérivées ;
- les vagnérites et les diorites ;
- les monzogranites porphyroïdes dits « périvellaves ».

$P\zeta_M^1$. **Paragneiss et migmatites paradérivées.** Ces roches sont toutes plus ou moins migmatitiques. Aussi, nous parlerons de paragneiss quand la roche présente un taux de fusion trop faible pour que la structure gneissique initiale soit notablement perturbée. La majeure partie des enclaves paradérivées sont constituées de métapélites plus ou moins gréseuses et, plus rarement, de métagrauwackes métamorphisés.

D'une manière générale, les panneaux de taille métrique conservent globalement, malgré un début de fusion des lits quartzo-feldspathiques, la texture du paragneiss initial. Il s'agit alors d'une roche à débit régulier, dont les structures anté-stéphaniennes sont conservées (mise en place antérieure à celle des granites vellaves) : foliation, linéation d'étirement, gaufrage, parfois des plis.

D'un point de vue minéralogique, elles sont composées de biotite, plagioclase, feldspath potassique, quartz, \pm sillimanite (fibreuse ou prismatique), \pm grenat. Dans les faciès légèrement anatectiques, la cordiérite apparaît, et des leucosomes quartzo-feldspathiques se développent. L'anatexie s'amplifie vers la périphérie des enclaves de dimension métrique ou, souvent, dans les enclaves de plus petite taille ; la fusion partielle, en particulier le développement important des leucosomes, provoque alors une perte progressive de la structuration antérieure. Au contact avec les granites du Velay, toute orientation disparaît : la roche, alors très hétérogène, est constituée de nombreuses restites micacées, ovoïdes, disposées de façon plus ou moins anarchique dans une matrice de composition granitique.

$O\zeta_M^1$. **Orthogneiss et migmatites orthodérivées.** Il s'agit à l'origine de monzogranites porphyroïdes. Ces orthogneiss sont souvent corrélés à celui de l'arc de Fix (Dupraz et Didier, 1988) qui est d'âge cambrien (528 \pm 9 Ma ; R'Kha Chaham, 1989). Ces roches apparaissent localement en enclaves, mais elles affleurent essentiellement au Sud-Est de la carte, dans la région de la Pradette, où elles constituent le toit du granite à cordiérite.

Selon une coupe verticale on observe, de haut en bas :

- un orthogneiss œillé, peu anatectique, dont la texture gneissique est bien préservée. Celle-ci est définie par une foliation et une forte linéation d'étiement qui sont soulignées principalement par de la biotite et de la sillimanite fibreuse. La texture est porphyroclastique à matrice orientée, granoblastique polygonale ou lobée, et orientée. Les porphyroclastes sont des phénocristaux magmatiques hérités de feldspaths potassiques perthitiques et sont souvent largement recristallisés en assemblages polygonaux. Outre la biotite et la sillimanite, la matrice est composée de feldspath potassique, de plagioclase ($Pl < Fk$), de quartz et de minéraux accessoires (apatite, zircon). La sillimanite est généralement étroitement associée à la biotite et partiellement déstabilisée en fins agrégats de microphyllites fibreuses. De la muscovite tardive, blastique sur les feldspaths potassiques, apparaît çà et là ;

- en dessous, l'orthogneiss acquiert progressivement une texture rubanée, consécutive à une déformation plastique intense. Les porphyroclastes deviennent plus rares ; ils sont granulés et laminés. La texture est granoblastique polygonale et/ou lobée, et orientée. La sillimanite est en agrégats de fibrolite syncinématique plus ou moins rétrotransformée en séricite et intimement associée à la biotite. La biotite se présente généralement en grandes lamelles souvent corrodées au contact de la sillimanite. Le plagioclase xénomorphe ($Pl > Fk$) est engrené avec le quartz et le feldspath potassique (orthose), au contact desquels se développent des myrmékites. Le quartz se présente en cristaux interstitiels ou en gouttelettes au sein des feldspaths ;

- vers le bas, l'orthogneiss devient anatectique. Ceci conduit à une désorganisation progressive du rubanement ; finalement la texture devient équate, et seuls de rares porphyroclastes ovoïdes persistent çà et là. Ce faciès correspond aux diatexites orthodérivées décrites en différents secteurs du Velay (Ledru *et al*, 1994). Il s'agit de migmatites claires à cordiérite et/ou grenat. La granulométrie est hétérogène. La composition minéralogique est quartz, albite-oligoclase, biotite, sillimanite, cordiérite, grenat.

σ_1^3 . **Vagnérites et diorites quartziques** (355 à 340 Ma). La présence de corps sombres dioritiques au sein du Velay est connue (Didier, 1963 ; Dupraz et Didier, 1988). Ces roches se présentent en masses de taille variable (décimétrique à métrique), souvent associées aux granites porphyroïdes de type périvellaves - les laccolites environnant le Velay contiennent d'ailleurs le plus souvent ces roches en enclaves - mais elles apparaissent également en enclaves dans le granite à cordiérite. Les contacts avec le granite encaissant sont généralement francs, mais des passages progressifs peuvent être observés, notamment dans le cas des enclaves à composition dioritique. Il s'agit de roches évoluant des diorites à des diorites quartziques dont le chimisme est proche des lamprophyres (Michon, 1987). Ce sont des roches à grain moyen à fin, parfois microgrenues. La texture est orientée (foliation) - parfois mylonitique - marquée par les lattes de plagioclase, les biotites et les cristaux d'amphibole.

Les corps de composition dioritique (plus ou moins quartzique) ont une texture grenue orientée à tendance porphyrique. Ils sont composés de plagioclases (oligoclase, andésine), légèrement zonés, automorphes ou subautomorphes, de biotite brune abondante, de quartz interstitiel et de minéraux accessoires (apatite, zircon).

Les « vagnérites » présentent une texture grenue foliée, et un grain moyen à fin. La composition minéralogique est la suivante : feldspath potassique parfois pécilitique à contours lobés, plagioclase en lattes, quartz subordonné, clinopyroxène (assez fréquent) souvent en reliques dans l'amphibole vert pâle (hornblende actinolitique à actinote), biotite brun-orange (abondante), sphène xénomorphe en grands cristaux très fréquents et minéraux accessoires (apatite et zircon).

$P\gamma^3$. **Monzogranites porphyroïdes dits « périvellaves »** (340 à 325 Ma). Il s'agit de panneaux de granites porphyroïdes enclavés dans le granite à biotite \pm cordiérite du Velay. Ces panneaux de taille métrique à plurikilométrique sont relativement fréquents. Les contacts avec le granite à cordiérite encaissant sont flous : en bordure de l'enclave, l'anatexie efface progressivement la texture antérieure du granite dont la trace ne subsiste que par quelques mégacristaux relictuels. A l'échelle du Velay, ces granites sont connus depuis fort longtemps et ils sont classiquement considérés comme contemporains des granites porphyroïdes périvellaves (Dupraz et Didier, 1988) tels que ceux de La Chaise-Dieu, La Margeride, Tournon, Saint-Héand et Soucieu.

Ce type de granite est de teinte claire, de structure grenue, porphyroïde, orientée (foliation), souvent mylonitique. Les mégacristaux sont pluricentimétriques ; ils sont composés de feldspath potassique à macles de Carlsbad. La mésostase est à grain moyen ; elle comprend du quartz en plages polycristallines à extinction onduleuse, du plagioclase zoné (oligoclase : An 29 à 18), du microcline moiré xénomorphe, de la biotite, parfois un peu de sillimanite, des minéraux accessoires (apatite et zircon).

Granites tardi-westphaliens et stéphaniens (305 à 300 Ma)

Les granites tardi-westphaliens et stéphaniens se répartissent en deux grandes catégories :

- les granites à biotite \pm cordiérite du Velay ;
- les granites tardimigmatitiques.

Granites à biotite ± cordiérite du Velay

Les granites à biotite (± cordiérite) ont été regroupés dans le passé sous le nom de « granite principal du Velay », de « granite fondamental du Velay » ou de « granite hétérogène du Velay ». Il s'agit d'un ensemble qui est hétérogène à toutes les échelles : à l'échelle du Velay, d'un secteur de taille kilométrique, de l'affleurement, de l'échantillon et de la lame mince. L'hétérogénéité est liée (1) à l'abondance, la répartition, la nature et la taille des enclaves et des restites ; (2) au taux de fusion partielle des enclaves ; (3) à la granulométrie qui peut varier, parfois très brutalement, à toutes les échelles : granulométrie fine, moyenne, grossière, isogranulaire, hétérogranulaire ; (4) à la variation de la composition minéralogique (± cordiérite prismatique, xénomorphe interstitielle, en cocarde ; ± grenat ; ± sillimanite,...) ; (5) à la variation de la structuration.

Sur le territoire de la feuille Yssingaux, environ 90 % des granites tardi-westphaliens et stéphaniens affleurant présentent toutes les caractéristiques pétrographiques et texturales des granites à biotite (± cordiérite) du Velay. Ils peuvent donc sans ambiguïté être classés dans cette catégorie. Toutefois, ils présentent la particularité de ne pas toujours être hétérogènes : en certains secteurs où les enclaves et les restites sont peu abondantes voire absentes, les granites peuvent être relativement homogènes sur des volumes (des surfaces) importants.

Il n'est certes pas possible de distinguer, sur la carte, toutes les variations. Cependant, des faciès pétrographiques, constituant des ensembles cohérents et cartographiables, ont été différenciés. Ces faciès sont :

- le granite alumineux mésocrate, homogène, ou ± hétérogène, isogranulaire (γ^{2-3AL}), ou le granite alumineux mésocrate, porphyroïde à biotite, ± cordiérite prismatique et/ou en cocarde ($p\gamma^{2-3AL}$) ;
- le leucogranite, homogène, isogranulaire ($^L\gamma^{2AL}$), ou le leucogranite, porphyroïde à biotite, ± cordiérite prismatique et/ou en cocarde ($^Lp\gamma^{2AL}$).

• **Granite alumineux mésocrate, homogène, ou ± hétérogène, isogranulaire (γ^{2-3AL}), ou granite alumineux mésocrate, porphyroïde à biotite, ± cordiérite prismatique et/ou en cocarde ($p\gamma^{2-3AL}$)**

γ^{2-3AL} . **Granite alumineux mésocrate, homogène, ou ± hétérogène, isogranulaire.** C'est le plus représenté des granites mésocrates. Sur le territoire de la feuille Yssingaux, ce granite apparaît souvent macroscopiquement, beaucoup plus homogène que dans la majeure partie du Velay, car il contient relativement peu d'enclaves et de restites, sauf en des secteurs relativement limités. Il reste cependant relativement hétérogène par sa composition minéralogique : essentiellement en raison de la répartition inégale de

la cordiérite, qu'elle soit prismatique, interstitielle ou en cocarde. Ce minéral peut être absent ou très abondant, et cette hétérogénéité minéralogique existe à l'échelle de l'affleurement, ou même, pour ce qui concerne la cordiérite prismatique, à l'échelle de l'échantillon (ces variations, trop aléatoires, n'ont pas pu être distinguées à l'échelle du 1/50 000). La répartition inégale de la cordiérite est particulièrement flagrante lorsqu'elle se présente en cocarde. En effet, si les cocardes peuvent être distribuées de façon relativement homogène dans des volumes importants, elles sont le plus souvent regroupées en essaims, en grumeaux, ou bien disposées en traînées qui soulignent souvent des discontinuités planaires.

Macroscopiquement, c'est un granite relativement sombre en raison d'une relative abondance de la biotite. La granulométrie de la roche est généralement moyenne, mais elle peut être, par endroits, fine ou grossière, et ces changements peuvent être rapides, sans que le contact soit pour autant tranché. De couleur gris bleuté, quand il est frais, ce granite tend à prendre une couleur jaune-beige lorsqu'il est altéré. Il présente une texture caractéristique due en particulier à l'abondance de petits cristaux automorphes de feldspath, d'où la définition de texture en « grain de riz » qui a parfois été employée. Ils sont particulièrement nets lorsque l'altération les fait ressortir.

Au microscope, la texture est grenue, automorphe à subautomorphe. Le plagioclase (oligoclase-andésine) est automorphe, zoné, plus ou moins piqueté de séricite. Le feldspath potassique est souvent poëcilitique, xénomorphe et à inclusions de quartz, biotite, plagioclase et apatite. La biotite est abondante en amas de lattes trapues. La cordiérite est souvent transformée en agrégats de micas blancs et de chlorite (pinite) ; ce minéral se présente soit en cristaux interstitiels plus ou moins poëcilitiques, soit associé au quartz en plages centimétriques xénomorphes (cocardes), soit en cristaux prismatiques (automorphes) épars. Les minéraux accessoires sont : l'apatite, fréquente et automorphe, le zircon, aciculaire, souvent en inclusion dans l'apatite, la monazite et les oxydes opaques.

Sporadiquement, le granite γ^{2-3AL} est orienté. Cette orientation correspond à une déformation dans des conditions magmatiques (pas de déformation plastique du quartz) à subsolidus (déformation plastique du quartz), mais ce faciès n'a aucune continuité cartographique. La texture est grenue, subautomorphe, orientée et la granulométrie est fine à moyenne. L'orientation est marquée principalement par les lattes de biotite. Le plagioclase est zoné, subautomorphe, localement à quartz en gouttelettes ou en vermicules (myrmékites). Le feldspath potassique est xénomorphe, rarement poëcilitique (englobant plagioclase, quartz, biotite) ou perthitique. Le quartz est interstitiel, xénomorphe, en plages polycristallines présentant, suivant les faciès, des déformations intracristallines. La biotite est brune, en inclusions

de lamelles fines dans le plagioclase et le feldspath potassique, mais surtout en lattes plus importantes, localement légèrement chloritisées. Les minéraux accessoires sont l'apatite automorphe et subautomorphe, fréquente en inclusions dans tous les constituants majeurs (Q + Pl + Fk + Bi), le zircon, le plus souvent en cristaux fins et allongés.

$p\gamma^{2-3AL}$. **Granite alumineux mésocrate, porphyroïde à biotite, ± cordiérite prismatique et/ou en cocarde.** C'est une roche à grain moyen à grossier, de même couleur que la précédente et, également, à texture dite en « grain de riz ». Elle s'en distingue par son caractère porphyroïde (mégacristaux de 0,5 à 1 cm). Les contacts avec les autres granites à biotite sont progressifs.

Au microscope, la texture est grenue automorphe à subautomorphe, porphyrique. La biotite est abondante, en amas de lamelles trapues interstitielles, plus rarement en inclusions dans le feldspath potassique. La cordiérite, en plages centimétriques xénomorphes (localement à tendance automorphe) associées au quartz, peut être peu abondante ; elle se présente alors en cristaux xénomorphes et interstitiels se développant aux dépens de la biotite, le feldspath potassique situé à proximité étant albitisé. La pinitisation est généralement complète. Le feldspath potassique (Fk > Pl) se présente en cristaux xénomorphes (± interstitiels) dans la matrice, ou automorphes en mégacristaux. Les mégacristaux sont constitués d'orthose automorphe à inclusions d'apatite, de biotite, de plagioclase et d'allanite. Le plagioclase (oligoclase-andésine) se présente en cristaux trapus, généralement xénomorphes, parfois automorphes, peu ou pas zonés et piquetés de séricite à répartition hétérogène. Les minéraux accessoires sont le zircon (en gros cristaux automorphes dans les mégacristaux de FK, en petits cristaux dans les biotites), l'apatite (dans les biotites, mais aussi dans d'autres constituants tels que le feldspath potassique et le plagioclase), des minéraux opaques en agrégats d'oxydes de titane (rutile, anatase) subautomorphes. Sporadiquement, apparaissent de la sillimanite prismatique fraîche en inclusions dans les feldspaths potassiques, mais blindée ou incluse dans des plagioclases, et de la muscovite tardive.

• **Leucogranite, homogène, isogranulaire ($L\gamma^{2AL}$), ou leucogranite, porphyroïde à biotite, ± cordiérite prismatique et/ou en cocarde ($L_p\gamma^{2AL}$)**

$L\gamma^{2AL}$. **Leucogranite, homogène, isogranulaire.** C'est le leucogranite le plus abondant des deux. Il s'apparente au granite homogène à biotite, ± cordiérite (γ^{2-3AL}) par le fait que, mis à part sa teneur en biotite beaucoup plus faible (5 à 10 % contre 15 à 20 %), et, très souvent, l'absence d'enclaves ou de restites, il présente les mêmes caractères pour ce qui concerne la texture, l'hétérogénéité granulométrique et la répartition inégale de la cordiérite.

Cela est dû au fait que ce minéral n'apparaît que sporadiquement sous sa forme prismatique au sein de certains massifs.

Macroscopiquement, c'est un granite clair avec la texture en « grain de riz » caractéristique. Plus résistant à l'altération et à l'érosion, il est souvent en relief par rapport au granite γ^{2-3AL} et, au coeur des massifs, il se présente souvent en chaos de boules. Pour ce qui concerne les contacts avec le granite γ^{2-3AL} , deux cas principaux peuvent se présenter :

- dans le cas des massifs (corps granitiques de taille plurihectométrique à plurikilométrique), le contact est généralement progressif. Le plus souvent, il s'agit d'une zone de passage, de taille métrique à hectométrique, au sein de laquelle le faciès est intermédiaire. La transition peut être rapide, sans que le contact soit pour autant tranché (la zone de passage est alors centimétrique) ;
- dans le cas des corps granitiques lamellaires, le contact est généralement très rapide, avec toutefois une sorte de continuité texturale : pas de bordures figées ou de variation granulométrique marquant un contraste thermique entre les magmas. Les deux types de granites s'interpénètrent, les critères chronologiques relatifs indiquant alors indifféremment l'antériorité de l'un ou l'autre des granites. D'un point de vue géométrique, le contact est soit sinueux et interlobé, soit régulier.

Au microscope, la texture est grenue automorphe ou subautomorphe, équante ou plus ou moins orientée. Dans les massifs, la fabrique orientée (l'orientation) est souvent beaucoup plus nette que dans le granite γ^{2-3AL} . Elle est soulignée par les biotites ou les feldspaths automorphes et a été acquise au stade magmatique (il n'y a pas de déformation plastique des minéraux). La granulométrie est fine à moyenne. La cordiérite est souvent entièrement transformée en pinite, avec, parfois, de l'apatite incluse. Elle est automorphe (prismatique) ou xénomorphe et pœcilitique en plages centimétriques. Le plagioclase (oligoclase) est automorphe à subautomorphe, légèrement zoné et à bordure albitique. Le feldspath potassique (Fk > Pl), xénomorphe à subautomorphe, est perthitique ; il présente souvent des macles de type Carlsbad et, parfois, des grandes gouttelettes de quartz. La biotite, peu abondante, est souvent inégalement répartie ; elle se présente en lamelles plus ou moins trapues, isolées ou groupées, soulignant parfois une fabrique magmatique. Le quartz est interstitiel et en gouttelettes dans les feldspaths. Le grenat apparaît localement en inclusions dans la biotite ou dans les feldspaths. La sillimanite, en cristaux prismatiques (\pm en fantômes), apparaît dans de nombreux secteurs. Elle est souvent, pour partie, déstabilisée en agrégats de microphyllites. Les minéraux accessoires sont l'apatite en inclusions dans la cordiérite, le zircon \pm fin et à cœur ancien, le rutile et la monazite. De la muscovite blastique, tardive, en lamelles plus ou moins importantes, se développe sur le feldspath potassique ou dans des microfractures.

$L_{\rho}\gamma^{2AL}$. **Leucogranite, porphyroïde à biotite, \pm cordiérite prismatique et/ou en cocarde.** C'est avec son équivalent isogranulaire $L_{\rho}\gamma^{2AL}$ l'un des composants des massifs de leucogranite homogène. Comme les autres granites à biotite, \pm cordiérite, il présente la texture dite « en grain de riz », mais avec un grain très développé (granulométrie moyenne et souvent grossière).

Les relations avec les granites γ^{2-3AL} se présentent à peu près de la même façon que dans le cas du faciès γ^{2AL} . Pour ce qui concerne les relations des granites $L_{\rho}\gamma^{2AL}$ et $L_{\rho}\gamma^{2AL}$, le passage est progressif, et se traduit par une augmentation de la granulométrie de la roche et de la densité des mégacristsaux. Autour du Chambon-sur-Lignon, les enclaves sont relativement abondantes, surtout en panneaux plurimétriques de paragneiss, de vaugnérites et, probablement, de granites porphyroïdes de type « périvellave » ; ceux-ci cependant, très « assimilés » par le granite environnant, sont difficiles à différencier et à limiter. Les mégacristsaux ont une forme en bâton de craie, leur taille varie en moyenne de 0,5 à 1 cm. Ils se regroupent par endroits en cumulats au sein desquels les mégacristsaux sont subjoinctifs.

La texture est automorphe à subautomorphe, porphyroïde et souvent orientée. L'orientation a été acquise au stade magmatique. Elle est marquée par les plagioclases et les feldspaths potassiques automorphes, ainsi que par les biotites. La cordiérite automorphe est abondante, entièrement pinitisée ou transformée en mica blanc, parfois en inclusion dans le feldspath potassique ou le plagioclase, mais généralement englobée dans le quartz. La biotite est relativement peu représentée et irrégulièrement distribuée ; elle se présente en cristaux interstitiels plus ou moins chloritisés ou en inclusion dans les feldspaths potassiques, parfois en grandes lattes. Le plagioclase (oligoclase) est automorphe à subautomorphe non zoné, peu séricitisé, parfois en inclusion dans les feldspaths potassiques. Le feldspath potassique (Fk > Pl) est, soit en cristaux subautomorphes à xénomorphes dans la matrice, soit en mégacristsaux automorphes à macle de Carlsbad. Il s'agit d'orthose peu ou pas perthitique, qui contient tous les composants majeurs de la roche en inclusions. La sillimanite est en prismes frais ou déstabilisés, souvent associés à la biotite, blindés dans le plagioclase et inclus dans le feldspath potassique. Les minéraux accessoires sont peu abondants : ce sont l'apatite en gros cristaux interstitiels (mais ce minéral peut être absent), localement le zircon essentiellement en cristaux très fins, la monazite automorphe parfois assez abondante et le rutile aciculaire dans la biotite.

Granites tardimigmatitiques

$\rho\gamma^{1-2}$. **Granite porphyroïde à biotite.** Ce granite affleure selon trois petits massifs centrés sur les localités de Versilhac et Saint-Jeures. Il s'agit d'un granite à texture grenue porphyroïde composée de feldspath potassique, pla-

gioclase, quartz et biotite. Les phénocristaux sont des feldspaths potassiques. Ils atteignent le centimètre et sont riches en inclusions de biotite et de plagioclase, localement à texture de myrmékites. Le plagioclase (oligoclase) est piqueté de produits phylliteux cryptocristallins. La biotite est brun-rouge non altérée. Les minéraux accessoires sont l'apatite et la muscovite deutéritique dans le feldspath potassique.

^L_γR^{2AL}. **Leucogranite à biotite et muscovite ± cordiérite.** Ce massif affleure dans la partie nord-ouest de la carte, à proximité du village de Rosières. C'est une roche à texture grenue xénomorphe hétérogranulaire, à schlieren de biotite associée à de la muscovite en lamelles et fibres. La composition minéralogique est : feldspath potassique, plagioclase, quartz, biotite, apatite, oxydes de fer et titane, zircon. Le feldspath est en phénocristaux perthitiques à inclusions de petits plagioclases automorphes et gouttelettes de quartz. Le plagioclase oligoclase est finement mâclé. La biotite est en lamelles brun-rouge, millimétriques, localement associées à des groupes de cristaux fibreux, comportant aussi de la muscovite, et peut-être des fibres relictuelles de sillimanite déstabilisée. Les zircons sont en cristaux tenus dans la biotite (soulignés par des auréoles radioactives). La cordiérite est présente, de répartition hétérogène, se développant en cocardes et en cristaux prismatiques au sein de granites alors particulièrement leucocrates.

Microgranites permien

$\rho\gamma^1$. **Filons de microgranite à biotite** (259 ± 5 Ma, K/Ar). Ce sont les manifestations magmatiques ultimes. Elles se présentent en filons recoupant l'ensemble des granites représentés sur le territoire de la feuille Yssingaux. Ces roches sont connues à l'échelle régionale. Elles sont réputées d'âge permien depuis les travaux de Ph. Dutartre (1982) et des datations réalisées sur des roches identiques affleurant au Sud, sur la feuille Monistrol-sur-Loire (Vitel *et al.* à paraître, 2000). A l'échelle régionale, ces roches peuvent présenter une texture rhyolitique, mais, dans le cas présent, elles montrent, en lame mince, une texture microgrenue.

Il s'agit de filons, de puissance métrique, recoupant les granites à biotite (± cordiérite) du Velay. La texture est microgrenue hypidiomorphe (biotite, certains feldspaths potassiques et plagioclases, subautomorphes, quartz et une partie des feldspaths xénomorphes). La texture présente localement une tendance rapakivique se marquant par la cristallisation de petits plagioclases en couronne autour de grands cristaux de feldspath potassique. Le feldspath potassique est prédominant (65 % de la roche environ), en grands cristaux, localement perthitiques incluant les autres phases. Le plagioclase (10 à 15 % environ de la roche) est soit en petits individus inclus dans le feldspath potassique, ou en bordure de celui-ci, soit en cristaux épars. Le quartz est

xénomorphe, interstitiel (15 à 20 % de la roche) ; il participe à de rares myrmékites. La biotite (< 5 %) est en cristaux de couleur brun-rouge, chloritisés en périphérie. Les minéraux accessoires sont de rares micas blancs interstitiels, quelques hématites en granules dans le plagioclase et de l'apatite.

$\mu\gamma^1$. **Filons de microgranite à deux micas** (? Permien). Ces filons présentent des contacts plus ou moins tranchés avec les granites vellaves encaissants. Aussi, malgré les relations intrusives avec ces derniers, il n'est pas exclu qu'il s'agisse des ultimes venues granitiques à rapporter au système vellave.

Il s'agit de filons de puissance décimétrique recoupant les granites à biotite (\pm cordiérite) du Velay. La texture de ces roches est microgrenue hypidiomorphe (plagioclase et biotite subautomorphes, autres composants xénomorphes) à phénoblastes de feldspath potassique à inclusions de muscovite et de plagioclase. La matrice est composée de plagioclase (plus abondant que le feldspath potassique) en cristaux d'oligoclase subautomorphes, légèrement zonés (zonation soulignée par une altération différentielle, plus forte au cœur). Le feldspath potassique est xénomorphe, la biotite brun-rouge est subautomorphe. La muscovite interstitielle ou amiboïde recoupe le feldspath potassique (phase tardive, deutérique). Les minéraux accessoires sont l'apatite (quelques cristaux), la chlorite et des microzircons probables dans la biotite.

FILON

Q. Filon de quartz d'âge indéterminé. Un seul filon de quartz a été observé sur la feuille Yssingaux, mis à part quelques passages suspects de pavages de vieux chemins. Il est situé au Sud-Ouest du Mont Chanis, entre Marcihac et La Chapuze.

Ce filon de quartz blanc, ne formant pas de relief, est mal visible. On le suit sur 70 m de long ; il se prolonge par de petits blocs de quartz associés au fragments granitiques ou à l'arène des champs. L'ensemble de la structure visible, orienté NW-SE, mesure environ 120 m d'allongement ; sa puissance apparente est supérieure ou égale à 1 m.

Aucune structure bréchique ou laminée n'a été observée ; on note, par contre, quelques blocs à « boxworks » (fantômes de minéralisation en gros cristaux en « négatif »).

En conclusion, il faut souligner l'extrême rareté des filons de quartz sur la carte Yssingaux.

FORMATIONS VOLCANIQUES CÉNOZOÏQUES

La lecture de la carte géologique du volcanisme du Velay à 1/100 000 (Mergoïl et Boivin, 1993) montre que celui-ci peut être subdivisé en trois grands secteurs géologiquement et géographiquement distincts. Il s'agit d'Est en Ouest, de la haute chaîne du Meygal-Mézenc, du bassin du Puy et du plateau du Devès. La zone couverte par le volcanisme de la feuille Yssingeaux se situe au carrefour du bassin du Puy et de la haute chaîne du Meygal-Mézenc, à cheval sur le demi-graben de l'Emblavès, aligné NW-SE et bordé par le horst de Saint-Quentin-Chaspinhac au Sud-Est et par le plateau granitique, avec une couverture basaltique discontinue, vers l'Est.

Les formations volcaniques couvrent environ le quart de la surface de la feuille Yssingeaux. Elles se répartissent pour partie selon une bande NW-SE correspondant au fossé de l'Emblavés (où les « Sucs » trachytiques et phonolitiques donnent au paysage son cachet particulier) et, pour partie, en grands ensembles trachyphonolitiques (Lizieux, Meygal, Montivernoux, Devès et Rand) ainsi qu'en vastes épanchements basaltiques formant dans la partie sud-est de la feuille le plateau de Vastres-Champclause.

D'emblée, une remarque s'impose : l'opposition géomorphologique entre le « pays des Sucs », vers l'Ouest, et les grands ensembles massifs, vers l'Est de la région volcanique.

Ce contraste est dû en partie, tout au moins exagéré, à l'intensité de l'érosion. Dans la partie occidentale, les ruisseaux locaux, qui descendent rapidement à la Loire, ont puissamment entaillé et déblayé les terrains tendres (sédiments tertiaires et dépôts quaternaires) en déchaussant les appareils volcaniques qui subsistent en « Sucs ». Au contraire, les grands ensembles volcaniques sont en position culminante et, du Rand au Meygal, jalonne l'interfluve entre les bassins de la Loire et du Lignon. Les ruisseaux y ont leur source, l'action érosive y est donc faible.

Ces grands ensembles massifs sont restés empâtés par les formations périglaciaires « in situ » ou gélifluées. Cette chape recouvre largement hauteurs et pentes, masquant des ensembles plus complexes qu'il n'y paraît au premier abord : les masses trachyphonolitiques sont exceptionnellement puissantes, mais accompagnées d'un volcanisme basaltique, tandis qu'on rencontre, ça et là, des indices de sédiments tertiaires.

Le Lizieux. Puissant, isolé du Meygal par la profonde vallée de Recharinges, dominant le plateau granitique, c'est une belle montagne dont la morphologie est relativement simple et étagée :

- un « soubassement » plus ou moins tabulaire apparaît à l'Ouest et se développe particulièrement au Nord, présentant une morphologie de coulée épaisse. Elle est constituée de trachy-andésites qui reposent souvent sur quelques mètres de tufs rouges (parfois riches en fragments granitiques) ;
- au-dessus, une « galette » subcirculaire (2 km de diamètre) de trachyphonolites, avec quelques témoins de volcanisme basaltique, au pied ou sur ses flancs ;
- le Pic du Lizieux, trachyphonolitique également, en relief vigoureux dominant la plate-forme de l'unité précédente.

On admet que l'empilement basaltique de la vallée de Recharinges, en contrebas vers l'Ouest, correspond à un remplissage de paléo-vallée postérieur aux trachyphonolites du Lizieux.

Le Meygal. C'est le plus vaste, le plus élevé et le plus complexe de ces grands ensembles. La structure de certains secteurs reste énigmatique (notamment vers le Nord) à cause de la couverture périglaciaire qui y est particulièrement développée.

Mis à part le secteur des carrières de Montlac au Sud-Est (1,5 x 1 km), les trachyphonolites s'organisent comme des « Sucs », dépassant la couverture périglaciaire qui empâte les hauteurs. Le plus élevé est le Testavoyre, au pied duquel des projections stromboliennes affleurent au Nord-Est et s'étendent largement du Nord, au Sud-Ouest, sous couverture. Vers le Nord (Servey), on rencontre quelques indices de sédiments sablo-argileux en position très élevée.

Au Sud et en bordure orientale, on rencontre des indices granitiques (non affleurants : CG□) qui, avec l'absence d'indices de Tertiaire, permettent de conclure à l'existence d'un « horst du Meygal », par opposition au Tertiaire de la vallée de Recharinges (rive droite). Un volcanisme basaltique (représenté surtout par des tufs) borde le Meygal à l'Est (de même qu'à l'Ouest du Lizieux).

Le Montivernoux et le Devès. Il s'agit d'un ensemble (relativement déblayé) de transition avec la morphologie en « Sucs ». Son volcanisme est diversifié, avec deux masses de trachyphonolite et plusieurs intrusions de morphologies variées :

- au Sud (Montivernoux), abondance de roches trachybasaltiques (type Raffy) et un peu de basalte ;
- au Nord-Ouest du Devès, volcanisme basaltique à faciès particuliers, hydrothermalisés en masse, notamment formations argileuses rouge vif atteignant 20 m d'épaisseur, associées à des basaltes porphyroïdes à amphiboles claires.

Le Rand. C'est à nouveau un ensemble classique, surtout trachyphonolitique, à couverture périglaciaire étendue. Au piémont septentrional, la morphologie rappelle le Lizieux, avec une morphologie de coulée (la grande Vézolle) et la butte témoin de Monibrand sur une assise de tuf rouge. La masse du Rand, empâtée de périglaciaire, est armée par une série de « Sucs » mal dégagés soit en bordure, soit au centre (sommet du Rand). Comme au Meygal, le substrat est énigmatique ; il est granitique au Sud, où il affleure même ponctuellement à « Faux-Plaine » vers 1180 m. Au Nord, par contre, ce sont des indices de Tertiaire que l'on rencontre.

Au Sud-Est, les trachyphonolites semblent en rapport avec ceux du ravin de la Bessaille (avec leurs brèches) décrits comme une venue d'alimentation. A l'Ouest, le couloir isolant le Suc du Pertuis est occupé par du volcanisme basaltique et, vers le Sud, par le seul gisement connu de tufs trachyphonolitiques.

Le plateau basaltique des Vastres-Champclause. Il s'agit d'une vaste zone d'épandages basaltiques dont la plus grande partie se situe au Sud sur la feuille Le Monastier à 1/50 000. Quelques intrusions phonolitiques ou basaltiques viennent rompre la monotonie de ce plateau. Cet ensemble de coulées étalées à superposées est pétrographiquement moins monotone : basaltes de faciès divers, certains porphyroïdes (Le Grand Champagnac), d'autres (exemple : Fourmourette) rangés dans les trachyandésites par J. Mergoil et P. Boivin (1993).

Le substrat, rarement visible, est constitué de socle ou de sédimentaire suivant les lieux, ce dernier vraisemblablement peu épais et comportant des dépôts oligocènes et miocènes superposés ou non.

Entre Villelonge et Les Brus, de part et d'autre du ruisseau de Lioussel, la morphologie est particulière : zone extrêmement plate à basalte subaffleurant (surtout en rive droite), falaise puissante à l'entaille du ruisseau, caractères suggérant un lac de lave. J. Mergoil (comm. orale, 1993) pense au remplissage d'un petit bassin miocène, du fait de la présence de laminites à plantes dans le ravin de la Roussille (Ouest des Brus).

L'essentiel du volcanisme de la feuille Yssingeaux est représenté par des laves dont le volume domine largement celui des projections. Les laves et les projections sont alimentées par des conduits (dykes) qui, à la faveur de l'érosion, affleurent dans de rares cas.

L'isolement des massifs volcaniques les uns par rapport aux autres, la répétition de formations (laves ou projections) pétrographiquement comparables, à des niveaux différents, et la présence d'importantes formations superficielles masquant les contacts, sont autant de facteurs rendant hasar-

deuse l'élaboration d'une échelle stratigraphique des unités volcaniques de la feuille Yssingaux. A titre d'exemple, rappelons le débat qui a duré des dizaines d'années sur les épanchements basaltiques situés à la base des dômes phonolitiques : les auteurs y ont vu soit des laves tardives s'étalant au pied de ces édifices en les contournant, soit, au contraire, des coulées anciennes intrudées par les phonolites.

Les datations isotopiques apportent des informations sur la chronologie des événements volcaniques, mais celles-ci sont ponctuelles et difficiles à extrapoler. Par ailleurs, les recouvrements des marges d'erreur ne permettent souvent pas de trancher sur l'ordre de succession de deux formations d'âges peu différents.

Au vu des difficultés d'attribution d'un événement volcanique donné à une unité stratigraphique, il a paru prudent de les représenter en fonction de leurs caractères pétrographiques. Cette figuration a été complétée en reportant les âges isotopiques sur la carte.

Les laves sont désignées en suivant la terminologie recommandée par l'Union Internationale des Sciences Géologiques (Le Maitre, 1989). Leurs compositions sont comprises entre un pôle basaltique, avec quelques termes basanitiques, et un pôle phonolitique (fig. 1). Vu le caractère potassique marqué d'une grande partie des termes trachybasaltiques à trachyandésitiques, l'application stricte de cette terminologie conduirait à parler de shoshonites et latites. L'usage de ces noms ne paraît pas adapté, vu la forte connotation géodynamique (volcanisme des zones de subduction) qui leur est généralement associée. A l'opposé, les appellations d'hawaïte, de mugearite et de benmoréite, utilisées par J. Mergoïl et P. Boivin (1993) et S. Hodges (1991) sont en partie inexactes. Pour contourner ces problèmes de nomenclature, et afin de rendre compte de la coexistence de termes sodi-potassiques et de termes à tendance potassique, avec un continuum minéralogique et chimique entre les deux, les termes plus généraux de « trachybasalte », « trachyandésite basaltique » et « trachyandésite » ont été retenus.

Par ailleurs, la distinction entre basalte et basanite étant délicate en lame mince (puisque liée à l'estimation de la quantité de feldspathoïde - analcime essentiellement), ces deux types de laves ont été représentés de la même façon et désignés par le même symbole (β).

Enfin, certains caractères des laves - présence de gros phénocristaux et d'enclaves de péridotite - bien visibles sur le terrain, sont indiqués par des exposants complétant le symbole pétrographique.

Les roches volcanoclastiques sont d'une part des projections déposées sans remaniement lors de l'éruption (pyroclastites), d'autre part des dépôts

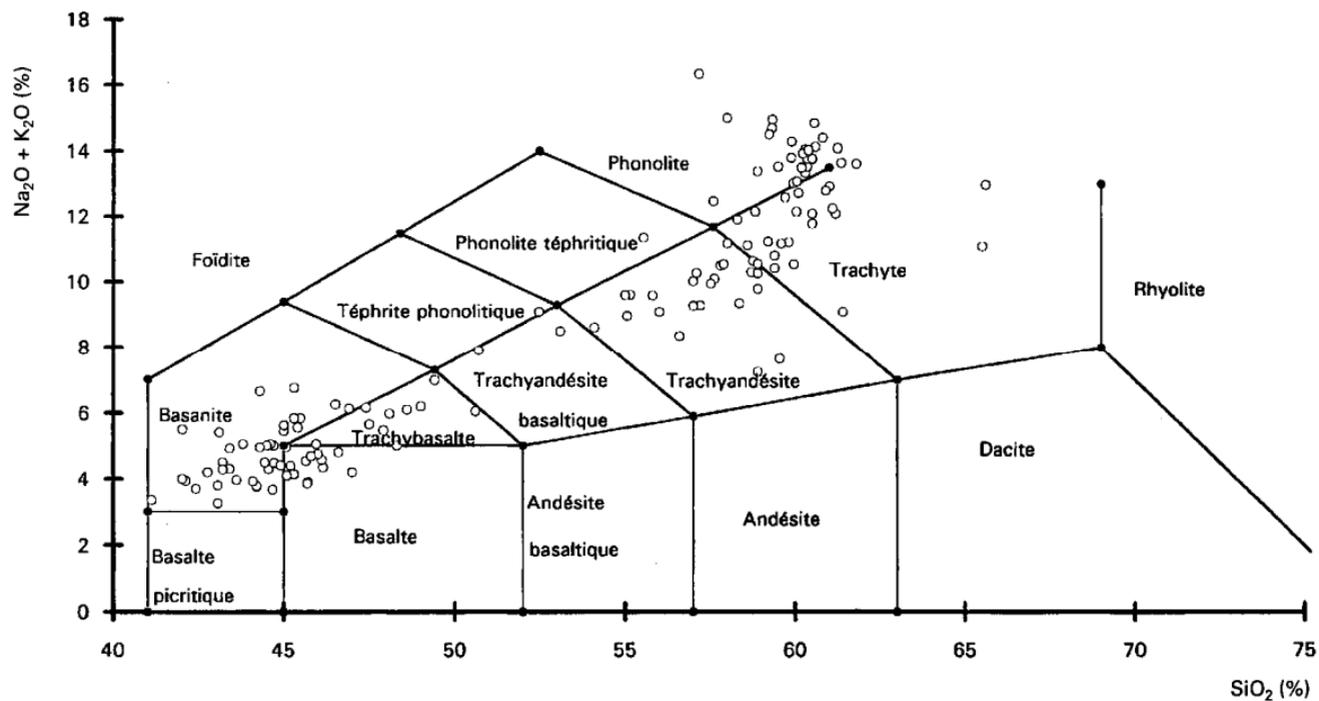


Fig. 1 - Diagramme binaire SiO_2 en fonction du $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ des compositions chimiques (en % poids d'oxydes) des roches volcaniques de la feuille Yssingeaux

remaniés (épiciplastites). Ces derniers ont été classés sous la rubrique « Formations volcano-sédimentaires ».

Les projections non remaniées ont été représentées en prenant en compte leur type éruptif. Deux grands groupes sont distingués : d'une part les projections résultant d'un dégazage d'un magma lors de son ascension rapide (éruptions stromboliennes), d'autre part celles produites par fragmentation de la lave au contact d'un réservoir d'eau lors de sa montée vers la surface (éruptions hydromagmatiques généralement désignées sous le terme de phréatomagmatiques). Parmi celles-ci, l'appellation de « projections de maar » a été réservée à celles associées à des dépressions circulaires bien visibles dans la morphologie. Localement, des projections basaltiques vitreuses, résultant d'une fragmentation lors de l'arrivée du magma dans de l'eau ont été identifiées et individualisées sous le terme de tufs hyaloclastiques.

De rares centres d'émission volcanique ont subi une érosion poussée aboutissant à la mise à nue de necks et filons. Les directions des filons sont en général conformes à la direction générale des alignements volcaniques, c'est-à-dire NW-SE.

Formations volcano-sédimentaires

VsR. Dépôts rouges d'origine volcano-sédimentaire présumée. Dans la décharge au-dessus de Perrel (Sud-Ouest d'Araules), des arrachements affectent la formation affleurante. Ils montrent des fragments anguleux rouge clair se délitant en minces plaquettes pélitiques brun-rouge à délits très plans tapissés de sable fin micacé. La présence de matériaux volcaniques n'est pas évidente, mais un basalte sus-jacent est visible au Sud-Ouest.

Deux autres témoins de dépôts rouges sont conservés en position sommitale sur de grandes unités volcaniques :

- Meygal, au Nord-Ouest de la carrière de Montlac : dépôt rouge très fin, pulvérulent (très finement micacé ?) ;
- plateau basaltique des Vastres-Champclause : ancienne carrière entamant sur 4 m un dépôt argileux rouge avec traces de sable, évoquant un sol rubéfié.

Aucun de ces dépôts ne comporte d'éléments volcaniques visibles. On peut rapprocher de ces dépôts l'observation faite à l'Ouest de Bélistard-Haut (Sud de Recharinges), grâce à des travaux de boisement, d'un passage rapide d'un tuf basaltique beige à brunâtre (peu cohérent, à granulométrie « sableuse ») à une substance terreuse rouge, souvent très riche en granules ou nodules (0,5 à 3 cm) à aspect de pisolites ou de « poupées » pour les plus

gros (paléosols rouges). Cela rappelle les altérites fersialitiques miocènes décrites dans d'autres massifs volcaniques (Cantal, notamment).

VsL. Dépôts lacustres du nord du Lizieux (Les Changeas). Un terrassement, effectué dans cette localité en 1990 (comm. orale de P. Chèvremont et C. Langevin, ingénieurs géologues au BRGM), a montré, sur 1 m environ, une formation bien stratifiée, en bancs de 5 à 15 cm d'épaisseur où alternent des argiles beiges, parfois silteuses à sableuses, des niveaux sombres (bruns) et des niveaux noirs ponceux. A la base, on note la présence de quelques concrétions ferrugineuses rouges.

Complexe de Saint-Pierre-Eynac

Il constitue une entité volcanique unique dans l'ensemble des volcans du Velay. Les trois séquences principales qui forment cette unité sont superposées et forment un volume conique évasé vers le haut à la manière d'un tromblon. Cette disposition marque un volcan explosif (phréatomagmatique) à magma phonolitique. Elle montre de bas en haut : le diatrème, les restes d'un anneau de tufs disposé autour d'un cratère d'explosion, puis, au-dessus, une séquence volcano-sédimentaire, qui marque le comblement lacustre du cratère.

Le gisement de cet ensemble est situé à quelques centaines de mètres à l'Est du village de Saint-Pierre-Eynac. Il occupe une aire subcirculaire de 1 km de diamètre, largement affleurante suivant un demi-cercle de 0,4 km² au voisinage immédiat de la faille de l'Emblavès et dans le compartiment nord-est abaissé. Au Sud, il est déchaussé par la vallée de la Sumène sur près de 150 m de hauteur. Le lit de la rivière montre l'enracinement du diatrème dans le comblement tertiaire du graben de Saint-Julien-Chapteuil. Au Nord, la coulée trachyphonolitique de Bilhère, étalement latéral du dôme d'extrusion, formant le Mont Plaux, domine topographiquement l'ensemble et couvre la séquence volcano-sédimentaire supérieure.

TτφE. Tufs bréchiques trachytiques de maar

• **Le diatrème.** A l'extrême base, au pont sur la Sumène, le comblement profond du diatrème est composé de sables grossiers feldspathiques très silicifiés (blocs quartzitiques), puis plus fins et peu cohérents. Peut-être, ces formations représentent-elles des éléments des sédiments tertiaires effondrés dans la cheminée ? La faible ampleur de l'affleurement ne permet pas une interprétation argumentée.

A un ou deux mètres plus haut, débute, sans transition, la formation proprement dite des « tufs de Saint-Pierre-Eynac », que l'on peut observer sur une épaisseur de 80 à 100 mètres. Ces tufs se montrent, d'abord constitués

par des alternances d'assises grossières conglomératiques à blocs anguleux, puis associés à des lits de granulométrie plus fine. Ceci leur confère une structure grossièrement stratifiée, mais sans rythmicité régulière et cyclique. U. Frerichmann (1977) note, vers la base, l'abondance de boules verdâtres d'argiles (diamètre supérieur à 10 cm), de gros blocs de grès pyroclastiques assez friables, de nombreux blocs ou boules de granite ou de gneiss pouvant atteindre 30 cm et plus. Une grande quantité de lapillis blanc jaunâtre et de structure bulleuse constituent la plus grande partie de la matrice où ils sont rassemblés en lits ou lentilles de faible épaisseur. Leur diamètre varie de quelques millimètres à 1 centimètre. Ces lapillis, toujours altérés, montrent toutefois en lame mince une structure trachytique fluidale soulignée par l'abondance des microlites de feldspaths alcalins dans une matrice opaque (analcimisation et argilisation consécutive d'un verre ?).

La plus grande partie des horizons gréseux à conglomératiques est constituée d'éléments clastiques provenant du socle : grains de quartz, fragments de feldspaths (surtout des plagioclases damouritisés) et quelques paillettes de micas. Tous ces matériaux représentent un mélange et un brassage de débris de roches de l'environnement géologique et de projections phonoliques retombées ou effondrées dans la cheminée éruptive.

- **L'anneau de tufs.** Au-dessus de la colonne des tufs gréso-conglomératiques, à hauteur des routes départementales n° 26 et 261, les pyroclastites montrent, sur 5 m d'épaisseur environ, des lits centimétriques alternativement sombres et clairs, à stratifications entrecroisées, que U. Frerichmann (1977) interprète comme les restes d'un anneau de tufs, avec figures de dépôts « caractéristiques de base-surge ». Ces couches de grès pyroclastiques comportent encore, en quantité, des lapillis à structure trachytique et à paragenèse essentiellement feldspathique (lave phonolitique). On peut y observer des blocs de péridotites, des fragments de lave gris verdâtre très altérée (observation de M. Turland) et des paquets d'argiles vert pâle.

- **Les dykes phonolithiques.** Au nombre de deux, ils recoupent indifféremment l'anneau de tufs et les accumulations de tufs du diatrème. Le plus important, à l'Est, forme une échine dans le bois, en contre-bas de la route départementale n° 261 ; le plus petit, mal visible, est proche des filons d'opale-résinite. La lave, présente ici, est une phonolite hyper-alkaline. Il paraît tout à fait probable que cette lave représente le magma frais responsable de l'éruption phréatomagmatique à l'origine du complexe de Saint-Pierre-Eynac.

Fracturation

Des failles affectent largement le comblement gréso-conglomératique du diatrème ; quelquefois très rapprochées, elles hachent verticalement la stratification de ces formations. L'érosion ultérieure a pu, à la faveur de cette

fracturation, ménager des couloirs d'érosion qui accidentent le versant sur toute sa hauteur. A l'Est, le grand couloir de glissement des Saucés est accompagné de glissements de panneaux. Les argiles à smectite, qui appartiennent au comblement lacustre, mal indurées dans leurs parties périphériques, sont la cause de ces glissements en masses très importantes (couloir des Saucés et de Saint-Pierre-Eynac). En haut, au niveau des grès de l'anneau de tufs (talus de la route départementale n° 26), des successions serrées de petites failles découpent et décalent, avec de fortes variations de pentes, des compartiments d'ampleur métrique (fracturation volcano-tectonique probable).

Lv. Dépôts lacustres de maar. Au-dessus des grès qui représentent la base, seule conservée, de l'anneau de tufs, on observe de bas en haut :

- des formations détritiques parfois grossières avec intercalation d'argilites grises, puis, en allant vers le Nord-Est des miches micritiques. Ces formations paraissent faire la transition avec les sédiments lacustres qui les couvrent. Elles sont recoupées par d'importantes masses de silice épigénétiques et filons d'opale ;
- au-dessus, toute la partie du talus, qui domine les routes départementales n° 26 et 261, expose les sédiments qui ont comblé le cratère d'explosion. Cette série volcano-sédimentaire forme un talus de structure restée bien stratifiée, de 60 à 70 m de hauteur. On y observe des alternances d'horizons métriques d'argilites grisâtres claires et de corniches pluricentimétriques soit gréseuses, soit dolomitiques.

• **Les argilites.** Elles constituent la partie principale du comblement. A leur base, un niveau foncé à noirâtre, à laminations de l'ordre du millimètre, se révèle riche en débris végétaux distinguables à l'œil nu, où dominent des empreintes de feuilles de *Dicotylédones*. La partie principale de ces argilites est constituée d'argiles (plus ou moins carbonatées : 0 à 10 %) souvent gris-bleu à blanc verdâtre. Elles sont dépourvues de macrorestes végétaux, mais riches en pollens allochtones auxquels peuvent être associés quelques éléments planctoniques. L'identification de ces éléments (G. Farjanel, BRGM, 1992, inédit) montre qu'ils comprennent quelques formes de plancton attribuables soit à des eaux douces, soit à un milieu « laguno-marin ». Ces deux populations ne sont jamais associées et leur présence ne s'organise pas suivant une stratigraphie. Elles traduisent probablement des variations dans la charge chimique des eaux du maar.

Au point de vue minéralogique, la smectite est largement dominante (70 à 95 %) sur l'illite dans l'ensemble de la formation. Les éléments détritiques sont en quantité très mineure et de granulométrie très fine. Par places, et plutôt vers l'Est, ces argiles paraissent ponctuées de vacuoles millimétriques blanchâtres à comblement géodique très incomplet (analcime plus ou moins lessivée).

Les intercalations dolomitiques. Elles forment la plupart des corniches qui accidentent le talus. Elles sont dures et de couleur blanche. Ce sont des dolomicrites blanchâtres à beiges où l'on ne décèle aucune trace d'organisme. Cette dolomite est toujours pure, jamais associée à de la calcite. On y observe quelques traces de détritiques : feldspaths, quartz et illite. Elles sont assez largement analcimisées (U. Frerichmann, 1977).

Les corniches gréso-conglomératiques. La plus importante (35 cm d'épaisseur) est plutôt dans la partie haute de la séquence argilitique. Ses épontes, hautes et basses au sein des argilites, sont parfaitement concordantes avec la stratification des argilites. Parmi les constituants, on relève : des blocs de tufs pyroclastiques de la structure inférieure, des fragments de dolomie, des paquets d'argilites noirâtres et beaucoup de lapillis trachyphonolitiques. Ce banc, très riche en analcime, contient également d'autres zéolites, tels que : natrolite, chabazite et gonnardite. Ces formations peuvent témoigner de coulées de débris, arrivées dans le lac à partir des versants internes de l'ancien anneau de tufs.

A six mètres au-dessus de cette corniche, se situe une intercalation de sable fin riche en minéraux lourds d'origine volcanique. J. Tourenq (inédit) y a déterminé de l'augite, de la hornblende brune et du sphène. Les amphiboles de ce cortège de minéraux lourds ont fait l'objet de datations isotopiques : l'une, au BRGM (méthode K/Ar) a donné 13 Ma ; l'autre, à l'USTL Montpellier (méthode Ar/Ar) a donné $12,8 \pm 0,2$ Ma.

Les opales-résinites de Saint-Pierre-Eynac. Leur célébrité est ancienne ; elles ont été exploitées et exportées (outillage lithique) par les populations préhistoriques. Elles constituent des masses importantes (certaines pluridécamétriques) de formes très irrégulières et de contours flous. Elles restent toujours stratigraphiquement localisées dans les 20 m de base de la série sédimentaire supérieure. Ces masses représentent les témoins d'apports fumeroliens qui ont épigénisé les sédiments du fond du comblement lacustre. F. Werth (1991) y note la présence de cristaux de dolomite ; la matrice siliceuse est constituée d'opale, de calcédoine, de quartzine et de quartz.

Palynologie (G. Farjanel in F. Werth, 1991)

Les pollens abondants dans les dépôts lacustres de maar présentent un large spectre d'espèces où les *Gymnospermes* dominent avec des Herbacées bien représentées. Cette flore, indice d'un climat frais et sec, comporte fréquemment deux formes qui deviennent rares au Miocène. Les pollens sont accompagnés de quelques éléments planctoniques.

Place du complexe de Saint-Pierre-Eynac dans la chronologie du volcanisme vellave

Le diatrème de Saint-Pierre-Eynac est intrusif dans les sédiments sablo-argileux du bassin de l'Emblavès, attribués ici au Sannoisien. Il se situe à proximité de la grande faille de l'Emblavés qui se marque par un horst granitique immédiatement à l'Ouest du site (col. 851) au carrefour des routes départementales n° 26 et 261. Les éléments volcaniques datés à proximité de ces tufs sont :

- la superposition de coulées basaltiques de la Plaine de Fariès au Nord, datées à $15,70 \pm 0,60$ Ma ;
- le dôme trachytique de Saint-Pierre-Eynac, daté à 13,3 Ma (Curtiss, *in* P. Bout, 1966) ; il est antérieur au dôme-coulée du Mont Plaux, qui le couvre et qui domine tout le paysage au Nord ;
- le dyke phonolitique principal, recoupant les tufs de Saint-Pierre-Eynac, qui a été daté à $10,5 \pm 0,25$ Ma (S. Hodges, 1991).

Ce volcanisme phonolitique (Miocène moyen à supérieur) se situe donc dans la phase terminale des activités à magmas différenciés alcalins (trachytes et phonolites) qui caractérisent le graben de l'Emblavés.

En conclusion, le complexe de Saint-Pierre-Eynac témoigne de phases éruptives explosives phonolitiques phréatomagmatiques. La présence à proximité de la grande faille de l'Emblavés peut expliquer l'infiltration d'eaux superficielles en profondeur à la rencontre des montées de magmas phonolitiques. Le cratère d'explosion, qui couronnait la colonne de tufs, a été comblé très tôt par une sédimentation lacustre fortement marquée par des transformations hydrothermales : silicifications (opales-résinites), zéolitisations (analcime, natrolite, chabazite, gonnardite), dolomitisation (dolomies chimiques). On peut penser que les eaux de ce maar ont eu une nature chimique tout à fait spécifique de ces activités hydrothermales tardimagmatiques.

Projections volcaniques

Les projections volcaniques basiques constituent une part relativement importante des formations volcaniques de la région couverte par la feuille Yssingaux, mais, du fait de leur altération, souvent très poussée en minéraux argileux, elles affleurent très mal. Par contre, les projections acides, trachytiques et phonolitiques, sont peu abondantes. Leur rareté n'est pas le résultat de l'érosion, mais correspond certainement à la pauvreté en composés volatiles du magma trachyphonolitique, qui se marque aussi par l'absence quasi générale de vésicules dans les laves correspondantes.

Projections acides

La rareté de ce type de formation est considérée par S. Hodges (1991), ainsi que par J. Mergoil et P. Boivin (1993), comme essentiellement le résultat du caractère peu ou non explosif du volcanisme trachytique et phonolitique du Velay et non pas d'une ablation sous l'effet de l'érosion. Deux arguments principaux étayaient cette hypothèse : (1) l'absence de nappes pyroclastiques (ponces), qui auraient pu être préservées sous les unités basaltiques ; (2) le caractère très peu vacuolaire des trachytes et phonolites. L'ascension du magma, stocké dans des chambres dont le toit se serait situé vers 5 km de profondeur, aurait été essentiellement induite par un rééquilibrage lithostatique (Hodges, 1991) dont l'effet aurait été accentué par les compressions latérales liées au contexte intra-plaque dans lequel se situait ce volcanisme (Mergoil et Boivin, 1993).

Ττφ. Tufs bréchiques trachytiques et phonolitiques. Le seul affleurement notable est situé le long de la route départementale 28, entre Le Pertuis et La Pévide, entre 700 et 900 m au Nord-Ouest de ce hameau. L'affleurement présente un litage d'ordre décimétrique à métrique accompagné d'un faible granoclassement des éléments. Ceux-ci ont des dimensions centimétriques à pluridécimétriques ; leurs formes sont anguleuses à arrondies. Ils sont surtout constitués de phonolite massive avec, en moindre quantité, des clastes de basalte, porphyrique ou non, et de socle granitique. Ce dépôt est interprété par J. Mergoil et P. Boivin (1993) comme le produit de « retombées distales liées à l'éruption initiale d'un dôme voisin ».

Projections basiques

L'apparition de phases volcaniques basiques à caractère explosif a été induite par deux processus :

- d'une part, les éruptions de type strombolien produites par la vésiculation intense du magma lors de sa montée en surface ;
- d'autre part, les éruptions de type hydroclastique, dites aussi phréatomagmatiques, résultant de l'interaction entre magma et eau.

Br. Brèches polygéniques en bordure de dépressions volcano-tectoniques. Ces dépressions circulaires font penser à des maars, mais les brèches observées à leur bordure ne présentent pas les caractères des projections habituellement associées à ces derniers (anneaux de tufs).

Ces structures, installées en contexte granitique, sont les deux dépressions accolées de Pébellit (1 km de diamètre) et du Farron (300 m de diamètre) au Sud-Ouest de Saint-Germain-Laprade, et celle d'Apilhac (de forme ellip-

tique, de 500 à 700 m de diamètre) au Nord-Ouest d'Yssingeaux. L'intérieur de ces dépressions est dépourvu d'affleurements de granite ; la présence de dépôts lacustres détritiques fins à éléments essentiellement granitiques, a été vérifiée à Pébellit comme à Apilhac. On remarque l'extrême rareté des tufs ou laves reconnaissables à la périphérie de ces structures (quelques éléments de tufs bruns à enclaves d'argile verte au Sud-Est de Pébellit) et la présence de vastes panneaux d'argiles tertiaires affaissés sur le bord intérieur de ces structures.

Le Farron. C'est au Nord-Ouest du Farron qu'on observe les seuls affleurements spectaculaires de ce type, entaillés par la nouvelle route sur 3 à 5 m d'épaisseur, en contact latéral visible avec le granite. Cette formation apparaît plaquée sur le talus granitique qui borde la dépression.

La brèche repose latéralement, au Sud, sur le granite en place d'où se détache un panneau effondré dans les dépôts. Le talus montre une nette évolution dans l'organisation des dépôts avec d'abord, à la base, une puissante masse désordonnée d'aspect lobé, de matériaux hétérométriques à éléments grossiers (affinités avec « coulées boueuses » *s.l.*) qui passent progressivement vers le haut (bien visibles sur la bordure sud) à des dépôts nettement stratifiés et plus fins, de type fluvio-lacustre. En un point, une sorte de « langue » très inclinée vers la dépression pourrait correspondre à un « slump ».

La masse désordonnée est composée d'une microbrèche hétérométrique plus ou moins indurée, essentiellement composée de débris granitiques, englobant des enclaves silteuses vert-bleu, des cailloux de granite intacts, des fragments de laves, du sable. Elle présente des ferruginisations brunes, dures, dans les discontinuités.

Les dépôts stratifiés du sommet sont beaucoup mieux classés, plus ou moins fins, moins indurés, essentiellement d'origine granitique, avec néanmoins beaucoup de fragments silteux vert-bleu.

Dépression de Pébellit. Au Sud-Est du Farron, le talus de la route, entaillé surtout dans des colluvions, recoupe vers le bas, mais sur 30 à 50 cm d'épaisseur seulement, un dépôt différent du précédent et que sa position permet d'attribuer à la dépression de Pébellit (éperon granitique au Nord la démarquant de celle du Farron).

Cet affleurement restreint montre un dépôt non (ou peu) stratifié, à lithoclastes anguleux et variés pouvant atteindre 60 cm : granitiques (dominants), gneissiques, micritiques beiges, silteux vert-bleu (2 à 10 cm ; entourés d'une gaine dure, brune, d'oxyde de fer pour les plus gros). La

matrice gravo-sableuse, beige à rougeâtre, présente une composition, elle aussi, essentiellement granitique.

La bordure sud-est de la dépression est marquée par un petit talus de granite affleurant, au pied duquel se trouve un important panneau d'argile verte e7A affaissé dans la dépression. Au Nord de ce panneau, on rencontre aussi de petits blocs de tuf brun d'apparence basaltique à petites enclaves d'argile verte, ainsi que des cailloux émoussés de marnes intensément recuites (V. Johan, comm. orale., 1994).

Dépression d'Apilhac. Là aussi, l'existence de la brèche a été révélée par l'élargissement du chemin, au Sud-Ouest du hameau, de part et d'autre du ruisseau à l'aval de la dépression.

Il s'agit ici de dépôts meubles, mal dégagés, où on ne remarque guère que les éléments grossiers, souvent pluridécimétriques. Au Nord-Est du ruisseau, ces dépôts se caractérisent par une composition variable, avec passages riches en éléments granitiques, moins grossiers, et d'autres à éléments variés, pas toujours identifiés : enclaves d'argile (dont une masse verte de 30-40 cm), laminite gris verdâtre finement feuilletée, quelques pierres rougeâtres dont une masse dure ocre à rouille, roches claires altérées (laves ?). Au Sud-Ouest du ruisseau, affleurant dans un fossé sur une faible distance, ces dépôts sont formés d'éléments essentiellement granitiques ; on y observe aussi un gros bloc d'une laminite silicifiée à épaisse patine blanchâtre et intérieur gris-brun, fissile, dégagant des surfaces riches en traces de feuilles et autres débris végétaux.

Comme au Farron, la brèche est plaquée contre le talus de granite qui borde la dépression, dont le tracé présente, dans les deux cas, des irrégularités.

La présence dans cette brèche de laminites à végétaux implique une histoire complexe, avec une sédimentation lacustre antérieure à la formation de la brèche, elle-même antérieure aux dépôts fins, calmes et stratifiés (dont laminites), non indurés, qui remplissent la dépression actuelle. Dans les deux cas, des études palynologiques (G Farjanel, inédit) ont permis de rapporter ces deux formations au Tertiaire (Oligocène supérieur à Pliocène inférieur).

Comme à Pébellit, un panneau argileux (g1) est affaissé à l'intérieur de la structure.

hβ. **Tufs hyaloclastiques.** Ce type de brèches, très abondant dans le bassin du Puy-en-Velay, n'affleure qu'en une localité dans le coin sud-ouest de la feuille Yssingeaux, au lieu-dit le Rocher-de-Faure, où elles forment une falaise de plus de 50 m de hauteur. Elles sont enracinées dans les argiles vertes ludiennes et juxtaposées à des basaltes aphyriques à rares fragments

de socle granito-gneissique. Les brèches sont constituées de fragments vitreux de taille infra-centimétrique, vacuolaires et renfermant quelques phénocristaux de pyroxène, d'olivine et de plagioclase. Ces fragments anguleux sont plus ou moins palagonitisés et emballés dans un ciment vitreux intensément palagonitisé. Par ailleurs, la brèche renferme de très rares fragments pluri-centimétriques de socle granito-gneissique.

Les brèches sont peu stratifiées à la base, mais passent progressivement à des niveaux plus stratifiés avec un fort pendage et d'importantes rotations coniques du litage. Elles s'apparentent donc au type neck décrit par A. Lacan (1954) dans le bassin du Puy-en-Velay.

Leur étude détaillée dans le bassin du Puy (Mergoil et Boivin, 1993) a permis de montrer qu'il s'agit de brèches particulières de types phréatomagmatiques résultant de l'intrusion d'un magma dans un milieu riche en eau, ayant subi une fragmentation en éléments vitreux postérieurement hydratés et altérés en palagonite.

Bien que ces brèches n'aient pas été directement datées, leur analogie avec celles du bassin du Puy suggère un âge similaire, voisin de 2 Ma.

bβ. Projections phréatomagmatiques. Ces formations sont, selon les points d'affleurement, plus ou moins bien litées et granoclassées. La quantité de matrice cendreuse par rapport aux lapillis et blocs est variable. Résultant de la fragmentation de laves déjà consolidées, les projections phréatomagmatiques diffèrent des projections stromboliennes par le fait que, dans leur très large majorité, les éléments basaltiques qu'elles contiennent ne sont pas vacuolaires. Elles sont généralement riches en cristaux brisés anguleux de quartz et feldspath et en fragments lithiques centimétriques à décimétriques provenant du socle granito-gneissique. Localement, elles contiennent aussi des clastes de trachyte et phonolite.

L'argilisation fréquente de la matrice cendreuse ainsi que l'altération, visible en lame mince, de la partie externe des fragments vitreux (toutes deux accompagnées d'une coloration jaunâtre), semblent indiquer que bon nombre de ces tufs ont subi un début de palagonitisation.

Des affleurements typiques de ces projections sont présents en bordure de la route départementale D 28, entre La Gare et Pérignac ; dès 1891, M. Boule y a signalé la présence de xénolithes de phonolite.

Des tufs bréchiques particulièrement spectaculaires, dont certains blocs dépassent le mètre cube, sont visibles le long de la route nationale N 88, au Sud de La Voûte ; à 500 m au Sud-Ouest du col du Pertuis ; au Suc d'Allibert ; au Mont Peylenc, dans l'entaille de la route départementale D 152 à

hauteur du hameau du Mas (entre Monèdeyre et Queyrières) ; dans l'ancienne carrière située à 350 m au Sud-Ouest de Piallevialle, le long de la route reliant ce hameau à Queyrières. Ce dernier affleurement permet d'observer des blocs de phonolite emballés dans le tuf basaltique.

Du fait de leur très forte hétérogénéité pétrographique, de leur classement granulométrique médiocre ou inexistant et des dimensions métriques de certains de leurs éléments, ces formations sont interprétées comme des brèches de débouillage déposées à proximité de leur point d'émission ou comme des cheminées d'extrusion.

Les éruptions phréatomagmatiques se sont produites au cours de plusieurs périodes. La postériorité d'une partie de ce volcanisme par rapport à certains trachyphonolites est démontrée par la présence de fragments de ces laves dans les tufs de la carrière de Piallevialle et dans ceux d'Araules. Toutefois, ces derniers étant recouverts par des tufs stromboliens intrudés par un trachyte, la succession envisagée est la suivante : (1) éruption trachyphonolitique dont seuls sont connus les produits repris dans le volcanisme phréatomagmatique ; (2) volcanisme phréatomagmatique basaltique arrachant des fragments de socle et de l'unité trachyphonolitique initiale ; (3) volcanisme strombolien ; (4) intrusion de trachytes.

Il est utile de noter que, dans certains de ces tufs phréatomagmatiques basiques, la présence locale de niveaux décimétriques exclusivement formés de fragments trachyphonolitiques peut donner l'impression d'une contemporanéité des émissions de produits différenciés et basiques : tel est le cas dans les arrachements du ruisseau à 2,5 km à l'Ouest de Piallevialle.

Les tufs affleurant au Martouret en bordure de la route départementale D 43, à 250 m au Sud de Bonnevialle, sont interprétés comme faisant partie du cycle éruptif au cours duquel se sont épanchées les coulées basaltiques de Bonnevialle datées de 7,8 Ma, nettement plus récentes que le dôme phonolitique voisin du Loségal (12,9 Ma). Bien que les contacts ne soient pas visibles, les tufs affleurant le long de la route forestière entre le Loségal et le Mont Gros sont interprétés comme plus récents que les phonolites du fait de leur position topographique élevée au cœur du massif.

Inversement, dans le secteur s'étendant de La Roche-Girard à Monèdeyre, les projections phréatomagmatiques sont tantôt recouvertes par des épanchements trachyphonolitiques, tantôt recoupées par des filons de cette composition.

cβ. **Projections stromboliennes.** Ces projections sont constituées de cendres et lapillis scoriacés emballant des bombes en fuseau, plus ou moins bien formées, à cœur bulleux et cortex vitreux. Lorsque les conditions d'af-

fleurement sont bonnes, on peut y observer un litage d'ordre décimétrique à métrique. Certains niveaux sont riches en cristaux d'augite pouvant dépasser le centimètre. Ces formations sont très souvent, au moins partiellement, altérées en minéraux argileux.

Des affleurements typiques peuvent être observés en talus de la route départementale D 152, à 300 m au NNE de l'église de Queyrières ; sur le flanc sud du Mont Peylenc ; en talus de la route forestière du Meygal, à 250 m au Nord-Est du point coté ; dans le massif du Testavoyre ; dans les tranchées de la route du hameau de Montbusat ; au Sud du massif du Lizieux. Les projections de cette dernière localité sont riches en phénocristaux d'augite.

Au Mont Peylenc, étudié en détail par U. Frerichmann (1977), les projections stromboliennes sont intercalées entre des projections d'explosions de type maar essentiellement granitiques, à la base, et une coulée de lave très riche en xénolites de lherzolite. Le passage entre les projections de type maar et les projections stromboliennes est marqué par la disparition progressive des éléments de socle et la prédominance des projections basaltiques scoriacées. On trouve, par ailleurs, des bombes en fuseau ainsi que d'abondants xénolites de périclites.

Les projections stromboliennes semblent s'être déposées pour partie avant la montée des dômes phonolitiques, pour partie après. Ainsi, dans le massif du Meygal, la position topographique élevée des projections de la zone du Testavoyre peut être interprétée soit comme le résultat de leur dépôt sur les édifices trachytiques et phonolitiques, soit comme la marque d'un paléorelief.

¶. Projections indéterminées argilisées. Plusieurs affleurements ont été regroupés sous cette rubrique. Il s'agit généralement comme dans le secteur d'Araules de tufs jaune soufre à verdâtre, tendres et homogènes, pouvant présenter quelques rognons relictuels bleuâtres ainsi que de rares fragments lithiques de granite et de basalte. Ailleurs, les fragments lithiques peuvent disparaître complètement pour ne laisser subsister qu'une argile jaunâtre plus ou moins silteuse. L'épaisseur de ces « tufs jaunes » peut être très importante. Ainsi, dans le secteur du Reynier (au Sud d'Araules) et dans celui du Bouchat, des sondages les ont recoupés sur plus de 10 m. A La Coste-d'Ouspis et à La Champ du Prau ils ont été traversés sur plus de 20 m d'épaisseur. Le dynamisme éruptif, voire volcano-sédimentaire, à l'origine de cette formation est inconnu du fait de l'état d'argilisation avancée de celle-ci.

¶. Projections indéterminées. La structure volcanoclastique des formations classées sous cette rubrique est visible. En effet des différences de teinte, pouvant aller du jaune au rouge avec des nuances verdâtres et bleuâtres,

permettent de reconnaître les contours des bombes et lapillis, ainsi que, parfois, les traces de litage. La présence de fragments provenant du socle granitique (cristaux brisés de quartz et feldspath, clastes lithiques) est fréquente. Les formations classées dans cette rubrique peuvent correspondre à des projections stromboliennes ou phréatomagmatiques, mais aussi à des faciès plus ou moins remaniés (volcano-sédimentaires).

Laves

Laves acides

Cet ensemble de laves est représenté par des trachytes et des phonolites. Celles-ci sont très ressemblantes, tant par leur mode de gisement (pitons, dômes et plus rarement coulées), que par leur aspect macroscopique : roches de teinte verdâtre, devenant blanchâtre par altération superficielle, à fissilité en général bien marquée avec un caractère porphyrique modéré se traduisant essentiellement par la présence de phénocristaux plurimillimétriques à centimétriques de feldspath. Seul l'éclat plus ou moins gras donne une indication qualitative sur le caractère plus ou moins phonolitique de ces roches.

Localement, l'altération confère à ces laves un faciès bien particulier. La roche est envahie par des nodules plus clairs de forme sphérique, de diamètre au maximum centimétrique, qui lui donne un aspect tacheté. Sur les surfaces exposées à l'altération, ces nodules restent en relief et finissent par se détacher. Il semble que ce faciès d'altération se rencontre surtout à la périphérie des extrusions trachytiques et phonolitiques. Un exemple spectaculaire est visible dans le fossé du chemin à 200 m au Sud des Combes, à l'extrémité sud du massif du Loségal.

L'examen en lame mince permet d'affiner la détermination de cette roche, mais, vu la difficulté d'évaluer les proportions relatives des différents minéraux, notamment celles des feldspathoïdes, l'observation microscopique doit être complétée par une analyse chimique afin de préciser sa composition.

Pour rendre compte de tous ces niveaux d'incertitude dans les diagnoses pétrographiques, ces roches sont regroupées sous l'appellation générale de « trachytes et phonolites ». Seuls les faciès bien calés par des études détaillées au microscope, éventuellement complétées par des analyses de minéraux à la microsonde électronique et des analyses chimiques de roche, sont notés avec des désignations plus fines : trachyte plagioclasique, phonolite miaskitique ou agpaïtique.

Sur le terrain, ces laves forment généralement des pitons et des dômes, fréquemment assemblés en appareils complexes, et plus rarement, des

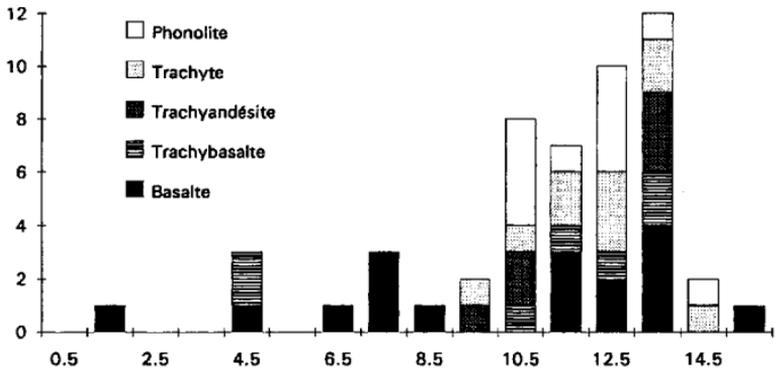


Fig. 2 - Histogramme de la totalité des âges obtenus par datation isotopique sur les formations volcaniques couvertes par la feuille Yssingeaux

coulées. Elles ont souvent un débit en prismes de grandes dimensions (plusieurs dizaines de mètres de hauteur et diamètre pouvant dépasser un mètre). Outre les éboulis et « clapiers » qui les entourent, ces édifices volcaniques sont en général encapuchonnés sous un manteau colluvionnaire formé de blocs pouvant atteindre des volumes de plusieurs mètres cubes. Ces formations superficielles sont aisément confondues avec des démantèlement *in situ* et conduisent à surestimer, en premier examen, l'extension des dômes. Elles ont par ailleurs l'inconvénient de masquer les contacts avec les autres formations.

La position stratigraphique des trachytes et phonolites du Velay a fait l'objet de longues controverses dont on trouvera un résumé dans la notice de la carte géologique des formations volcaniques du Velay à 1/100 000 (Mergoïl et Boivin, 1993). Plus récemment S. Hodges (1991) a proposé un schéma avec deux phases phonolitiques : la plus ancienne (de 13,3 à 9,7 Ma) étant localisée dans le Nord du massif volcanique, la plus récente (de 9 à 6,5 Ma) se situant dans sa partie sud.

Les âges isotopiques des trachytes et phonolites de la feuille Yssingaux se situent entre 9,5 et 14,5 Ma, avec un maximum de mesures se plaçant entre 12 et 13 Ma (tabl. 1, en annexe et fig. 2). Les âges obtenus sur le massif du Lizieux par 2 datations ($12,5 \pm 0,2$ Ma et $12,9 \pm 0,25$ Ma), sont nettement plus élevés que ceux obtenus sur le massif phonolitique du Meygal (4 datations allant de $10,5 \pm 0,2$ Ma à $11,4 \pm 0,4$ Ma).

Au vu des âges isotopiques et des relations cartographiques, des schémas chronologiques peuvent être localement proposés :

- au Suc d'Eyme, les datations confirment clairement la postériorité du dyke basaltique ($7,80 \pm 0,20$ Ma) par rapport à la phonotite ($12,80 \pm 0,25$ Ma) ; les âges de celle-ci, du trachyte à amphibole ($13,05 \pm 0,25$ Ma) et de la coulée de basalte gris ($12,30 \pm 0,35$ Ma) ne sont pas discriminants, mais ils sont compatibles avec la succession proposée par J. Mergoïl (in J.M. Peterlongo, 1978) d'après les critères de terrain ;

- dans les environs de Montusclat, les datations isotopiques indiquent la succession suivante : (1) coulée de trachybasalte de la Torte ($12,4 \pm 0,4$ Ma) ; (2) dôme phonolitique de la Tortue ($11,0 \pm 0,3$ Ma), trachyte porphyrique de Montcharret ($10,9 \pm 0,2$ Ma) et de Montusclat (2 datations donnant $9,3$ Ma à $10,8 \pm 0,3$ Ma) ; (3) trachybasalte de la Croix de l'Etoile ($8,5 \pm 0,3$ Ma) ; (4) dyke basaltique du village de l'église de Montusclat ($6,9 \pm 0,3$ Ma) ;

- dans les environs de Queyrières, l'important recouvrement des marges d'erreur des datations isotopiques interdit toute reconstitution chronologique entre les basaltes, les trachytes porphyriques et les trachytes phonolites qui se situent tous dans la fourchette $10,3 \pm 0,2$ Ma à $11,4 \pm 0,4$ Ma ;

- au Suc d'Orsier, le trachyte de la Bessiouze, situé tout à fait à la base de l'édifice, est clairement plus ancien que le trachybasalte à olivine ($13,30 \pm 1,0$ Ma) et la phonolite du Suc ($12,95 \pm 0,25$ Ma) dont les âges sont très comparables, mais pour lesquels les relations cartographiques semblent indiquer une antériorité de la coulée basique par rapport à l'extrusion du dôme phonolitique ;

- les Sucs phonolitiques d'Emeral ($14,40 \pm 0,25$ Ma), de la feuille Le Monistrol-sur-Loire et du Mont Gerbizon ($14,0 \pm 0,25$ Ma) se sont mis en place de façon plus précoce que la précédente. Leur extrusion a été subcontemporaine de l'épanchement du trachyte plagioclasiqque de Lachaud ($14,70 \pm 0,25$ Ma), ce dernier pouvant, si on l'assimile à celui des Breux, être considéré comme correspondant à une phase précoce de ce volcanisme. A ces éruptions acides ont succédé des venues basiques : coulée basaltique du Fau ($11,50 \pm 0,25$ Ma) puis filon basaltique du Mont Gerbizon ($7,80 \pm 0,20$ Ma) subcontemporain de celui du Suc d'Eyme ($7,90 \pm 0,20$ Ma) ;

- la phonolite du Mont Loségal a un âge isotopique de $12,9 \pm 0,2$ Ma. L'activité volcanique de ce massif se serait poursuivie jusqu'à $9,75 \pm 0,3$ Ma, âge du trachyte hololeucocrate de Riou-Frey ; elle aurait donc été contemporaine de venues basaltiques comme celles du dyke du Pertuis (daté à $11,0 \pm 0,2$ Ma) mais serait nettement antérieure aux épanchements basaltiques situés aux pieds des Sucs qui ont donné, à Hautevialle, un âge de $7,8 \pm 0,23$ Ma.

th. **Trachytes hololeucocrates.** Ce type de lave n'a été rencontré que sur le flanc oriental du Mont Gros. Il a été signalé et décrit par F. Batard (1974) qui l'interprétait comme un filon. La disposition et l'extension de cette formation incite plutôt à y voir un épanchement en coulée ou dôme-coulée.

Cette lave, d'un blanc crayeux sur les faces altérées, est presque exclusivement constituée de feldspath ; la magnétite représente moins de 5 % du volume de la roche. Les phénocristaux ont des compositions allant de l'anorthose à la sanidine sodique, les microlites étant constitués de sanidine sodique (F. Batard, 1974).

La composition chimique de cette roche est celle d'un trachyte légèrement quartzifère (tabl. 2, en annexe et fig. 1, p. 22).

tpl. **Trachytes à plagioclase.** Sur le terrain, les trachytes à plagioclase se distinguent des phonolites par l'absence de l'éclat gras caractéristique de ces roches.

Ils forment des coulées (sommets du Pied-de-Glavenas), des dômes plus ou moins étalés (Les Breux) et des lames pouvant correspondre à des extrusions ou intrusions (Suc d'Ardevez, Nord-Ouest des Combes au Sud du col

du Pertuis). Ils présentent fréquemment des débits en prismes de grandes dimensions.

Les relations de ces trachytes avec les autres formations volcaniques sont visibles au sommet du Pied-de-Glavenas où ils forment une coulée surmontant des basaltes comme cela a été décrit par M. Boule dès 1893.

Ces roches ont des textures trachytiques porphyriques. Les phénocristaux, subautomorphes à automorphes, sont essentiellement formés par : du feldspath alcalin, du plagioclase enrobé dans le précédent ou en cristaux indépendants, de l'augite aegyrienne plus ou moins résorbée en granules opaques. En moindre quantité, des pseudomorphoses d'amphibole brune presque totalement transformée en granules d'opaques et de clinopyroxène, des cristaux losangiques de sphène, des prismes d'apatite riche en inclusions, sont présents dans la phase porphyrique.

Les compositions chimiques de ces laves s'étalent entre celles des trachytes miaskitiques et celles des trachytes porphyriques à amphibole. Le calcul de la norme CIPW fait apparaître des quantités d'anorthite normative intermédiaires entre celles de ces deux types de roches, ainsi que du quartz ou de la néphéline. La présence de ce minéral normatif est liée à des altérations hydrothermales avec formation de zéolites, ces roches étant, lorsqu'elles sont fraîches, saturées en silice.

$\tau\phi^1$. **Trachytes néphélinifères et phonolites miaskitiques.** Ces roches forment des dômes et protrusions : Suc d'Eyme, Suc d'Emeral, Suc de Jalore, Mont Gerbison, La Huche Pointue, Le Mounier.

A l'examen macroscopique, ces roches ne peuvent pas être distinguées des phonolites à tendances agpaïtiques (cf. infra).

Ces laves ont des textures microlitiques porphyriques comparables à celles des phonolites à tendance agpaïtique. Elles en diffèrent néanmoins par la plus grande variété de leurs phénocristaux : à côté des feldspaths et de l'augite aegyrienne, partiellement transformée en titanomagnétite et clinopyroxène incolore, l'augite incolore, le sphène, la titanomagnétite et l'apatite (riche en inclusions) sont présents sous forme de cristaux automorphes. Le plagioclase est parfois présent au centre des phénocristaux de feldspath (oligoclase K identifié au Suc d'Eyme par F. Batard, 1974). Des reliques de kaersutite, se transformant en augite aegyrienne et titanomagnétite, et souvent associées à de l'apatite sont préservées dans certaines de ces laves (Suc d'Emeral).

La mésostase est formée de feldspath plus sodique que celui des phénocristaux (Batard, 1974), d'augite aegyrienne, de sphène, d'apatite, de tita-

nomagnétite. Le feldspathoïde paraît essentiellement constitué par de la sodalite en inclusion dans les feldspaths.

Les minéraux d'altération hydrothermale les plus courants sont la calcite et les zéolites.

D'un point de vue chimique, ces roches diffèrent des phonolites à tendance agpaïtque par :

- leurs compositions allant des trachytes aux phonolites (fig. 1, p. 22) avec des teneurs en néphéline normative comprises entre 5 et 13 % ;
- l'absence d'acmite normative et les valeurs < 1 de leur coefficient d'agpaïcité (tabl. 2, en annexe).

$\tau\phi^3$. **Phonolites à tendances agpaïtiques.** Ces roches forment des dômes (La Tortue, Mont Pidgier), des édifices complexes (Loségal et Mont Gros, Meygal) et des pitons (Gascou, Pertuis).

Ce sont des roches à fissilité bien marquée, de couleurs verdâtres devenant blanchâtres par altération. Des phénocristaux de feldspath, atteignant au maximum le centimètre sont visibles sur les surfaces de cassure.

Ces roches ont un caractère porphyrique peu marqué ; leur mésostase a, le plus souvent, une texture trachytique typique. Néanmoins, dans certains faciès, les microlites ne sont pas régulièrement orientés (Mounier et Villaret).

Les phénocristaux sont essentiellement du feldspath alcalin sodi-potasique : l'étude détaillée de F. Batard (1974) sur une phonolite du Loségal a montré qu'il s'agit d'anorthose et de sanidine sodique. Le pyroxène est parfois présent dans cette phase, mais en quantité toujours très inférieure à celle des feldspaths : il s'agit d'augite aegyrienne polychroïque présentant des teintes vertes à jaunes (Loségal) avec, dans certains cas un coeur de clinopyroxène incolore (Villaret). Les reliques d'amphibole brune résorbées en minéraux opaques et clinopyroxènes sont rares (Suc du Pertuis, Suc du Gascou).

La mésostase est constituée de microlites de feldspath alcalin dont la composition est proche de celle des phénocristaux ou plus potassique (Batard, 1974), d'augite aegyrienne en prismes et cristaux xénomorphes moulant les microlites. Les feldspathoïdes sont représentés par : la néphéline en prismes automorphes (Loségal, Mont Pidgier, Suc du Gascou,...), l'analcite (signalée par F. Batard, 1974, au Loségal), la sodalite en fines inclusions dans les feldspaths (signalée encore par F. Batard, 1974, au Loségal). Les minéraux opaques et l'apatite sont présents en petite quantité. Les minéraux d'altération les plus courants sont des zéolites.

Les compositions chimiques de ces roches les situent dans le champ des phonolites dans le diagramme $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (fig. 1, p. 22). Le calcul des paramètres CIPW fait apparaître des teneurs en néphéline normative nettement supérieures à 10 %, ce qui confirme bien le caractère phonolitique. Par contre, le caractère agpaïtique apparaît comme très modéré, avec des valeurs du coefficient d'agpaïcité ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ en molécules) de l'ordre de 1 et des teneurs en acmite normative inférieures à 6 %. Ceci avait déjà été noté par F. Batard (1974) et S. Hodges (1991). En fait, l'hyperalcalinité est essentiellement un caractère de la mésostase, la phase porphyrique ayant un chimisme de type miaskitique (Batard, 1974). La distinction entre les deux types de phonolites - miaskitique et agpaïtique - est parfois difficile : c'est ainsi que les valeurs du coefficient d'agpaïcité et de la teneur en acmite normative calculées à partir des deux analyses disponibles pour la phonolite de La Tortue sont, pour l'une, plutôt de type agpaïtique, pour l'autre, plutôt miaskitique. Au vu de la composition minéralogique de cette lave (en particulier l'absence de sphène et d'apatite parmi les phénocristaux), c'est la première hypothèse qui a été privilégiée.

τφ. Trachytes et phonolites indifférenciés. Les laves figurées sous cette rubrique n'ont pas fait l'objet d'une analyse chimique. En outre, leur étude en lame mince n'a pas permis, soit à cause d'altérations, soit à cause de la petite taille des constituants (en particulier les feldspathoïdes sous forme de fines inclusions) de conduire à une détermination précise. Ces roches, essentiellement constituées de feldspath alcalin et d'augite plus ou moins aegyrienne, contiennent, en quantité variable, du plagioclase, des feldspathoïdes (néphéline, analcime, minéraux du groupe de la sodalite), des reliques d'amphibole (kaersutite), du sphène, de l'apatite, de la titanomagnétite.

Laves acides à intermédiaires

Cet ensemble de laves est représenté par des trachytes plagioclasiques porphyriques et des trachyandésites porphyriques. Tant par leur faciès macroscopique (laves porphyriques à patine blanchâtre), que par leur composition minéralogique (présence de phénocristaux d'amphibole et de plagioclase), les trachytes plagioclasiques porphyriques diffèrent des trachytes phonolitiques et s'apparentent aux trachyandésites porphyriques avec lesquelles elles forment une série chimiquement continue.

ρτα. Trachytes plagioclasiques porphyriques et trachyandésites porphyriques. Sur le terrain ces laves se reconnaissent à : leur aspect massif, leur cassure granuleuse, leur couleur grisâtre devenant blanchâtre sur les faces altérées, la présence de phénocristaux, de taille plurimillimétrique à centimétrique, de feldspath et de minéraux ferromagnésiens (amphibole et pyroxène). Aux épontes, on observe souvent un faciès altéré blanchâtre

(Queyrières) synchrone des derniers stades de mise en place des intrusions, comme l'indique la schistosité mécanique qui l'accompagne.

Ces roches ont été dénommées trachytes inférieurs par M. Boule (1893) qui prenait en compte leur composition et leur situation stratigraphique. D'après les seuls critères pétrographiques, J. Mergoil et P. Boivin (1993) les classent en trachytes porphyriques subalcalins et S. Hodges (1991) en benmoréites. En toute rigueur, cette dernière appellation n'est pas conforme aux recommandations de R.W. Le Maître (1989), car le caractère potassique de beaucoup de ces laves conduirait, en effet, à les rattacher aux latites.

Les termes plus généraux de trachytes plagioclasiques porphyriques et trachyandésites porphyriques ont été retenus pour :

- d'une part, prendre en compte le fait que les compositions minéralogiques et, corrélativement, les teneurs en SiO_2 et du rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, varient de façon continue ;
- d'autre part, mettre en avant la texture porphyrique qui est un des caractères de reconnaissance de ces laves sur le terrain.

Les trachytes plagioclasiques et trachyandésites forment des dômes plus ou moins étalés (Arnissac sur le flanc ouest du Lizieux, Mont Chabrier, Suc de Monac, Mont Chanis) ou des filons (Mortessagne).

Les données cartographiques et les datations isotopiques publiées conduisent à situer leur mise en place, entre 9 et 14 Ma (tabl. 5.1), ce qui les place parmi les venues éruptives les plus anciennes.

Par contre, les marges d'erreur sur les âges calculés ne permettent pas d'établir une succession chronologique certaine entre le trachyte porphyrique de Mortessagne ($13,05 \pm 0,25$), la phonolite du Suc d'Eyme ($12,80 \pm 0,25$ Ma) et la coulée basaltique ($12,30 \pm 0,35$) située au pied de ce mont. Il en est de même dans les secteurs de Montusclat et Queyrières où les âges calculés pour les basaltes, les trachytes et les phonolites sont pratiquement identiques.

En lame mince, ces roches présentent un caractère porphyrique bien marqué : les phénocristaux subautomorphes à automorphes flottent dans une mésostase microlitique à fluidalité irrégulière. Ils ont des tailles atteignant le centimètre. Les plus abondants sont : le plagioclase zoné, le feldspath potassique en cristaux individualisés ou en manchon enrobant le plagioclase, l'augite aegyrienne vert pâle, l'amphibole brune plus ou moins résorbée en agrégats de minéraux opaques, le clinopyroxène. Le sphène est fréquent en cristaux de taille plus réduite, tandis que la biotite est rare (La Fauries).

La mésostase est essentiellement composée de microlites de feldspath alcalin avec, en quantités variables, du clinopyroxène, du plagioclase, des minéraux opaques, de l'apatite, du sphène et parfois un peu de quartz interstitiel. La calcite est pratiquement toujours présente en faible quantité. Lorsque l'altération s'accroît, elle se traduit notamment par l'apparition d'hydroxydes ferrugineux et de zéolites.

D'un point de vue chimique, ces roches ont des compositions trachytiques à trachyandésitiques (tabl. 2, en annexe et fig. 1, p. 22), avec souvent un caractère potassique marqué.

Laves intermédiaires

Les laves intermédiaires, généralement à phénocristaux d'amphibole brune plus ou moins résorbée et de pyroxène, et dont la mésostase est relativement riche en feldspath sont regroupées sous l'appellation générale de trachybasaltes et trachyandésites basaltiques, car leurs compositions passent en continuité d'un terme à l'autre sans qu'il soit possible d'établir une coupure.

Ces roches ont été désignées sous les noms d'hawaïtes et mugéarites par la plupart des auteurs. Cependant, au vu de leur caractère potassique marqué, la plupart d'entre elles devrait, en toute rigueur, être classée dans les trachybasaltes potassiques et shoshonites de la nomenclature internationale (Le Maitre, 1989). Pour éviter toute confusion, seuls les termes de trachybasalte et trachybasalte andésitique sont utilisés dans cette notice.

Trois faciès particuliers ont été distingués parmi les laves trachybasaltiques à trachyandésitiques basaltiques : les laves aphanitiques ($\tau\beta$), les laves porphyriques sans olivine ($\tau\alpha\beta$) et celles à olivine ($\tau\alpha\beta\circ$). Il faut noter que les faciès porphyriques sont de loin les plus abondants.

D'après les datations disponibles, ces laves paraissent avoir été émises au cours de plusieurs épisodes éruptifs situés entre 12 et 4 Ma. Il n'a pas été mis en évidence de relations entre l'âge des éruptions et le type pétrographique.

$\tau\alpha\beta\circ$. Trachybasaltes et trachyandésites basaltiques à amphibole, pyroxène et olivine. Sur le terrain, ces laves se caractérisent par leur débit irrégulier et leur caractère porphyrique accentué ; elles se confondent avec les basaltes porphyriques (cf. infra).

Comme les trachybasaltes et trachyandésites basaltiques sans olivine, avec lesquels elles sont parfois spatialement associées, ces roches semblent s'être mises en place sous forme de coulées.

En dehors de la présence d'olivine en phénocristaux et dans la mésostase, leur composition est très comparable à celle des laves du faciès sans olivine.

Sur le diagramme pétrochimique $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \text{SiO}_2$, ces roches se situent dans le champ des trachybasaltes (fig. 1, p. 22).

ταβ. Trachybasaltes et trachyandésites basaltiques à amphibole et pyroxène, sans olivine. Ces laves sont d'un noir moins profond que celui des basaltes et se débitent en plaquettes sur les faces desquelles les aiguilles d'amphibole, plurimillimétriques à centimétriques, sont bien visibles. Certaines contiennent de nombreuses enclaves de compositions dioritiques et de dimensions centimétriques (talus de la route N 88 du Permian, au niveau du Mont Pidgier).

La plupart de ces trachybasaltes et trachyandésites basaltiques semble, d'après leur extension, leur épaisseur et leur prismation, pouvoir être interprétée comme des coulées.

Ces laves peuvent être rattachées au cycle éruptif d'âge miocène. Ainsi, la coulée située entre Orsier et Veyrines, à la base de l'édifice volcanique du Suc d'Orsier, a été datée, par la méthode K/Ar (tabl. 1, en annexe) à 13,30 Ma. La marge d'erreur relativement élevée de cette datation (± 1 Ma) ne permet pas de confirmer l'antériorité, suggérée par la cartographie, de cette lave basique par rapport à la phonolite du Suc d'Orsier ($12,95 \pm 0,25$ Ma).

Les phénocristaux, subautomorphes à automorphes, d'amphibole et de pyroxène sont dominants. L'amphibole est du type kaersutite ; elle est toujours plus ou moins résorbée en agrégats de clinopyroxènes, minéraux opaques et plagioclases. Le clinopyroxène a une composition d'augite. Des phénocristaux de plagioclase à contours globuleux, d'apatite prismatique, très riche en inclusions, et parfois de sphène sont présents en moindre quantité.

La mésostase est essentiellement constituée de microlites de plagioclase, présentant une disposition plus ou moins fluidale, entre lesquels se logent de petits prismes de clinopyroxène, des granules d'opaques et des prismes d'apatite dans un fond d'analcime.

Parmi les minéraux d'altération, le carbonate est pratiquement toujours présent, en faible quantité, sous forme de veinules et mouchetures dis-

persées dans le fond ou dans les fantômes d'amphibole. Dans les faciès amygdalaires, ce minéral se concentre dans les remplissages de vacuoles.

Ces laves ont des compositions chimiques de trachyandésites basaltiques passant en continuité à celles des trachybasaltes.

τβ. Trachybasaltes et trachyandésites basaltiques aphanitiques.

Ce faciès de laves est peu répandu ; il peut être observé notamment au sommet coté 962 m, à l'Est de Saint-Julien-du-Pinet, aux Roches, au Sud-Est de Saint-Julien-Chapteuil, ainsi qu'au Sud du Montivernoux.

Il s'agit de laves microlitiques fluidales essentiellement constituées d'une charpente de lattes de plagioclase dont les interstices sont occupés par des microlites de clinopyroxène et des minéraux opaques. Ces derniers forment parfois des agrégats allongés correspondants à des fantômes de minéraux ferromagnésiens (amphibole ?).

Les compositions chimiques les situent à la limite des trachybasaltes et trachyandésites basaltiques (tabl. 2, en annexe et fig. 1, p. 22).

Laves basiques

Les laves grisâtres, parfois amygdalaires, aphanitiques ou contenant des cristaux de pyroxène et/ou d'olivine visibles à l'œil nu, mais dont la taille ne dépasse pas 3 mm, sont appelées basaltes sur le terrain. Cette dénomination est prise dans un sens large car leurs compositions sont comprises entre un pôle basaltique et un pôle basanitique, certains termes ayant des affinités trachybasaltiques. Les déterminations exactes ne peuvent être faites qu'après étude détaillée en lame mince, complétée dans bien des cas par une analyse chimique. Ces laves basiques sont donc regroupées sous l'appellation générale de basaltes et basanites peu à non porphyriques. Elles correspondent pour l'essentiel aux basaltes semi-porphyriques et basaltes compacts de M. Boule (1893). Ces laves sans phénocristaux ont des textures fluidales, ce qui leur confère des teintes plus grises et des débits en plaquettes.

Certaines de ces laves contiennent des enclaves de péridotite et/ou de socle granitique. Les faciès les plus riches en nodules de péridotite sont distingués sur la carte par un figuré et une notation spécifiques ($\beta\pi$). Les enclaves de socle granitique ne sont abondantes qu'au Mont Peylenc où le basalte contient aussi de nombreux xénolites de péridotite.

Par altération, ces laves prennent des teintes blanchâtres tachetées (faciès « sonnenbrennen » avec débit gravillonnaire) et, souvent, des débits en

boules de taille pluridécimétrique à métrique et dont les couches concentriques, plus ou moins teintées de rouille, se détachent à la façon de pelures d'oignon.

Ces laves forment des coulées, des filons ainsi que des culots basaltiques marquant d'anciens points d'émission. Les débits en prismes sont courants.

Les datations isotopiques (tabl. 1, en annexe) permettent de distinguer au moins trois périodes principales :

- les laves basaltiques (*s.l.*) les plus anciennes que l'on connaisse dans la zone couverte par la feuille Yssingeaux se sont épanchées au Miocène moyen, entre 16 et 11 Ma, alors que se mettaient en place les édifices trachytiques et phonolitiques. Bien que les relations entre ces deux sortes de venues éruptives soient le plus souvent masquées par des formations superficielles et que les marges d'erreur sur les datations isotopiques ne permettent pas toujours de définir avec certitude la chronologie des événements, il paraît probable que, localement, des éruptions basaltiques se soient produites avant les éruptions de trachytes et phonolites (coulée de la base du Suc d'Eyme (datée à $12,3 \pm 0,35$ Ma). L'antériorité de ces dernières est suggérée par la disposition cartographique en coulées plus ou moins porphyriques de Glavenas (dont M. Boule a mis en évidence dès 1891 la position stratigraphique sous la coulée de trachyte à plagioclase du Pied de Glavenas) et après (coulée du Fau datée à $11,5 \pm 0,25$ Ma, la phonolite d'Emeral ayant donné un âge de $14,4 \pm 0,25$ Ma). Pendant la même période, de 14 à 11 Ma, se sont mises en place les coulées inférieures du plateau de Vastres-Champclause ;
- au Miocène supérieur des épanchements importants se sont produits entre 8 et 6 Ma : coulée de Bonneville au pied du Loségat, dyke de Montusclat et coulées supérieures du plateau de Vastres-Champclause ;
- une nouvelle phase éruptive s'est produite vers 1 Ma. La coulée de la Huche Plate (1,23 Ma) qui appartient à ce cycle est vraisemblablement associée aux grands épanchements du Devès. Il en est probablement de même de la coulée de basalte du Rocher-de-Faure et des hyaloclastites associées, dans le coin sud-ouest de la carte.

L'essentiel du volcanisme du plateau des Vastres-Champclause peut être rattaché à cette lithologie. L'épaisseur maximale des épanchements basaltiques atteint 150 m dans la côte du Chilaret à l'Est de Montusclat. Ils se sont mis en place en deux phases principales: de 9 à 6 Ma pour les coulées supérieures plus porphyriques et de 13 à 11 Ma pour les coulées inférieures plus aphanitiques.

βπ. Basaltes et basanites peu à non porphyriques à enclaves de péridotite. Ce type de lave est individualisé sur la carte, d'une part, parce

qu'il se distingue bien sur le terrain, d'autre part, parce que la désagrégation des nodules de péridotite entraîne dans la lave la dissémination de phénocristaux d'olivine et de pyroxène qui l'apparente à certains basaltes porphyriques. Les coulées prismées, formant les surfaces de La Plaine, La Huche Plate et le Mont Peylenc, sont des exemples de ce type de lave.

β. Basaltes et basanites peu à non porphyriques. Les phénocristaux sont petits (< 3 mm) et présents en quantités variables. Les plus courants sont l'olivine et le clinopyroxène. Le plagioclase et les opaques sont parfois présents sous forme de phénocristaux mais toujours en quantité subordonnée. Certaines laves contiennent en outre des fantômes d'amphibole partiellement à totalement résorbée en granules opaques, ce qui les apparentent aux trachybasaltes et trachyandésites basaltiques.

Des basaltes à phénocristaux millimétriques d'olivine et augite forment les coulées prismées de la carrière des Barrys située en bordure de la route nationale N 88 à 7,5 km au Nord d'Yssingaux. Des basaltes comparables, mais correspondant à un centre d'émission, sont visibles dans l'ancienne carrière du Suc de Fiallet. Les coulées prismées, partiellement démantelées de la colline Saint-Roch et de Montbarnier à Yssingaux, sont d'un type un peu différent : les phénocristaux sont exclusivement constitués d'olivine. Une coulée à faciès aphanitique (phénocristaux rares et inframillimétriques) forme, à l'extrémité du massif du Suc d'Eyme, le plateau situé au Nord de Mortessagne. Elle semble située dans une position équivalente, sous le dôme phonolitique, à celle du basalte aphanitique affleurant dans l'escarpement entre le Suc de Jouran et le champ du Prau.

Outre les microlites de plagioclase, la mésostase contient en quantités variables de l'olivine, du clinopyroxène, des oxydes, du verre et de l'analcime. La biotite est exceptionnelle.

Le carbonate et les zéolites sont présents soit sous forme de minéraux d'altération dispersés dans la roche et remplaçant les minéraux magmatiques, soit en remplissage des amygdales.

Les laves de ce groupe ont des compositions chimiques de type basaltique à basanitique, certaines tombant dans le champ des trachybasaltes (tabl. 2, en annexe et fig. 1, p. 22). Il convient toutefois de bien noter que le déficit apparent en SiO_2 peut être accentué par la présence de minéraux hydrothermaux.

ρβ. Basaltes et basanites porphyriques. Ce sont des roches noirâtres, en général massives, parfois légèrement amygdalaires (Suc de Chalas) qui, sur le terrain, se distinguent aisément par la présence de phénocristaux de pyroxène et d'olivine dont la taille, supérieure à 3 millimètres, peut dépasser

	Basalte porphyrique	Basalte peu à pas porphyrique	Trachybasalte Trachyandésite basaltique	Trachyte plagioclasi- que et trachyan- désite porphyrique	Trachyte à plagioclase	Trachyte hololeucocrate	Trachyte néphé- linifère et phonolite miaskitique	Phonolite agpatique
Opaques								
Clinopyroxene	Augite	Augite	Augite	Augite-aegyr.	Augite-aegyr.		Augite-aegyr.	Augite-aegyr.
Olivines	Olivine	Olivine	Olivine					
Amphibole			Amphiboles	Amphiboles	Amphiboles		Amphiboles	
Biotite				Biotite				
Plagioclase	Plagioclase	Plagioclase	Plagioclase	Plagioclase	Plagioclase		Plagioclase	
Feldspath alcalin				Feldspath	Feldspath	Feldspath	Feldspath	Feldspath
Nepheline								
Sodalite								
Analcime								
Aenigmatite								
Apatite								
Sphène			Sphène	Sphène			Sphène	
Quartz								
Zéolites								
Carbonates								

Fig. 3 - Minéralogie des différents faciès lithologiques de la feuille Yssingaux avec distinction de la mésostase (en grisé) et des phénocristaux (marqués dans les cellules)

ser le centimètre. Localement, ces basaltes contiennent des enclaves centimétriques à décimétriques de péridotite ou, plus rarement, de socle granito-gneissique.

Des coulées de basalte porphyrique peuvent être notamment observées :

- au sommet de la butte du Grand Champagnac, sur le plateau des Vastres-Champclause, où les phénocristaux de pyroxène atteignent des tailles supérieures au centimètre ;
- à la butte de l'église du village de Mézères, où la coulée à prismes verticaux est particulièrement riche en phénocristaux dont la taille dépasse le centimètre : elle a été prise par M. Boule (1893) comme faciès de référence des basaltes porphyriques (basaltes « porphyroïdes » de cet auteur) ;
- à la butte de la Croix-de-l' Etoile ;
- à La Chausse, à 250 m au Nord d'Yssingeaux, où le basalte renferme des inclusions centimétriques de socle.

Les basaltes porphyriques forment fréquemment des pointements qui sont interprétés comme des centres d'émission. Tel est notamment le cas : du Suc de Chabrier culminant à 962 m en bordure nord-ouest du Suc d'Eyme, de la butte du grand Champagnac et de la butte de la Croix de l'Etoile.

M. Boule (1893) situait la mise en place des basaltes porphyriques à la fin du cycle éruptif des basaltes inférieurs, postérieurement aux épanchements de basaltes peu ou pas porphyriques qu'il qualifiait de « compacts ». Cette succession est effectivement réalisée statistiquement dans la plupart des cas. Ainsi, sur le plateau des Vastres-Champclause où, statistiquement, des basaltes semi-porphyriques surmontent des basaltes peu à non porphyriques.

Minéralogiquement (fig. 3), les basaltes porphyriques sont de type basaltique à basanitique selon la quantité de feldspathoïde (essentiellement de l'analcime) présent dans la mésostase.

Les phénocristaux sont constitués, par ordre d'abondance décroissante, de clinopyroxène, d'olivine et, parfois, de magnétite. Leur origine est diverse :

- à Mézères, les pyroxènes sont constitués d'un noyau jadéitique vert pâle formé lors d'une phase de cristallisation précoce en profondeur. Ce minéral, qui contient parfois des inclusions de spinelle, a été partiellement corrodé, ainsi qu'en attestent ses contours arrondis, avant d'être enrobé dans une écorce d'augite titanifère plus ou moins zonée et subautomorphe ;
- dans les coulées de la zone nord-est de Saint-Julien-du-Pinet, l'habitus xénomorphe des phénocristaux d'olivine et de pyroxène et leur association avec des enclaves basiques à ultrabasiques montrent qu'ils résultent de l'as-

similation de ces enclaves selon les processus décrits par E. Berger (1981) et P. Boivin (1982).

La mésostase des basaltes porphyriques est essentiellement composée de : microlites de plagioclase, de clinopyroxène titanifère en prismes ou en cristaux xénomorphes moulant les microlites, d'olivine, de granules de magnétite, de baguettes d'ilménite et, accessoirement, d'apatite. Le verre brunâtre et des plages irrégulières d'analcime sont présents en quantités variables.

Quelques faciès (au Suc de Chalas) renferment des amygdales centimétriques à carbonate, pyroxène et feldspath.

Du point de vue chimique, les basaltes porphyriques ont des compositions basaltiques à basanitiques (tabl. 2, en annexe et fig. 1, p. 22), le déficit en silice étant essentiellement lié à la présence d'analcime.

FORMATIONS CONTINENTALES TERTIAIRES

La couverture tertiaire du Velay est essentiellement paléogène. Au Sud-Ouest du Puy subsistent d'importants témoins de dépôts fluviatiles consolidés (arkoses) ou non. Ils sont attribués à l'Eocène moyen. Après une phase d'érosion, reposant en discordance sur les précédents, vient l'épais remplissage du bassin du Velay (Oligocène des anciens auteurs), que la tectonique postérieure a scindé en deux unités : le bassin du Puy et l'Emblavès.

Ce remplissage débute à l'Eocène supérieur par des dépôts détritiques continentaux passant à une formation « lagunaire » argileuse pouvant atteindre une centaine de mètres d'épaisseur. Au-dessus, en concordance apparente, mais débordant largement la formation lagunaire, viennent de nouveaux dépôts continentaux fluviatiles à lacustres, attribués au Stampien inférieur (« Calcaire de Ronzon » au Puy, « Sables de la Laussonne » au Sud-Est du bassin du Velay, dépôts continentaux variés au Nord-Est, passant plus au Nord aux « Sables de Retournac » (cf. feuille Monistrol-sur-Loire à 1/50 000).

Les dépôts miocènes sont peu étendus, mal connus, cantonnés au Sud-Est de la feuille où ils n'ont pas toujours pu être distingués du Stampien inférieur auxquels ils sont souvent associés.

Les sédiments visibles dans le paysage sont les dépôts ravinés de l'Eocène supérieur. Les formations argilo-sableuses du Stampien inférieur ont un comportement très différent : pas de ravinements mais des glissements (solifluxion) sur certaines pentes, décelables par leur morphologie spécifique.

Éocène moyen (Lutétien)

Ont été attribués à cet étage : les Arkoses de Blavozy et d'Auteyrac ainsi que les Sables de Noustoulet avec les dépôts analogues.

Les Arkoses de Blavozy et d'Auteyrac sont des grès grossiers quartzofeldspathiques de teintes claires utilisés comme pierre de taille. Le gisement de Blavozy est important.

Les Sables de Noustoulet, qui sont des alluvions meubles semblables aux « graves » récentes, ont été rapprochés des « arkoses » sur la base d'arguments qui seront exposés plus loin dans la description de l'ensemble « Arkoses d'Auteyrac » et « Sables de Noustoulet ».

Dans leur ensemble, les dépôts de l'Eocène moyen présentent une variabilité latérale importante, avec parfois la présence d'assises fines intercalées (tranchée de la RN 88 près de Blavozy et carrière d'Auteyrac).

Ces dépôts reposent directement sur le socle granitique et sont parfois recouverts, surtout au Nord-Ouest de Blavozy, par des sédiments argilo-sableux ludiens légèrement discordants, protégés par des « chapeaux » de basalte. Leur contact avec le socle ainsi que les couches elles-mêmes présentent un pendage général de 15° vers le Sud-Ouest (Boule, 1893) confirmé, avec des variantes, au cours des levés récents.

On note la présence de galets de quartz parfois abondants, bien roulés, assez gros (3 à 10 cm), blancs ou grisâtres, dans tous les lambeaux attribués à l'Eocène moyen dont ils paraissent caractéristiques. Toutefois, leur répartition est très irrégulière. Il n'y a jamais été rencontré de « chailles » jurassiques remaniées.

e5S. Sables de Noustoulet. À l'Est de ce village, d'importantes sablières exploitent des dépôts essentiellement constitués de sables grossiers et de graviers. Les cailloutis, surtout quartzeux et roulés, sont en proportion accessoire.

Le lambeau des Sables de Noustoulet s'étend sur une trentaine d'hectares, mais la partie exploitée, où les sables atteignent 10 à 15 m et plus d'épaisseur, est réduite à 7 hectares environ.

La masse sableuse, d'origine fluviale, est relativement homogène mais s'organise souvent en séquences inclinées dont l'épaisseur peut atteindre 1,50 m, séparées par des passées grossières à graviers ou à « mottes » de dépôts fins. Dans les masses sableuses, la sédimentation inclinée, entrecroisée ou non, apparaît par places, rarement très vigoureuse. La partie supé-

rieure est ferruginisée, brun-rouille, sur 1 à 1,5 m d'épaisseur, en relation avec le sol actuel.

Les *sables* sont relativement grossiers et bien classés (diamètre compris entre 0,7 et 4 mm sur un échantillon sableux banal). Les passées graveleuses, peu abondantes, paraissent aussi assez bien classées. Les dépôts sont cohérents, mais jamais indurés. La teinte des sables est blanc grisâtre, apparaissant un peu blonde ou rousse sur les fronts de taille.

Les *cailloutis*, peu abondants, en lentilles stratoïdes, sont essentiellement des quartz émoussés à roulés, d'un blanc plus ou moins grisâtre, parfois noirâtres. Les roches granitiques sont peu représentées, mais relativement fraîches, parfois constituées de faciès résistants (pegmatite, aplite) mais aussi de granite (jusqu'à 15 cm de diamètre). On rencontre également quelques rares boules de granite (jusqu'à 40 cm et plus). Par contre, il n'a jamais été trouvé de roche volcanique, ni de chaille remaniée du Jurassique. Quelques éclats noirs de jaspes ont été rencontrés localement, dispersés dans les sables.

Des « galets mous » ou des « mottes de sédiments fins » ont fréquemment été entraînés dans les dépôts sablo-graveleux. Ils sont généralement groupés, coalescents, voire agglutinés dans des couches en limite de séquences ; on les trouve aussi soit isolés, soit en chapelets, soit concentrés à un niveau. On peut les classer en deux catégories : des clastes d'argile sableuse vert-bleu (relativement arrondies) et des « mottes » plus aplaties de « siltites » de teintes claires, parfois de grande taille (jusqu'à 1 m et plus) disposées généralement à plat. Ces « siltites » sont constituées de sables très fins argileux, blanc verdâtre ou beiges ; certaines présentent des traces végétales (« vermicules » brunâtres le plus souvent, traces de plantes (*Monocotylédones* ?) de diverses formes, plus rarement).

L'une de ces « mottes » évoque bien un « radeau » de sol palustre développé sur un dépôt fin de berge puis arraché par une crue ; on y observe en effet des traces de fines tiges brun violacé, liées à un horizon brun clair organique développé dans un sable fin, blanc verdâtre, passant à un dépôt plus argileux, grumeleux.

• **Substratum et pendage.** Les Sables de Noustoulet reposent directement sur le granite. Au Sud-Est de la carrière, le contact, incliné vers le Nord-Ouest d'une dizaine de degrés, est visible de façon discontinue sur une étendue importante.

Au contact, le granite est fragile mais peu arénisé ; l'altération se manifeste surtout par une sorte d'écaillage conforme à la surface de contact. Juste au Nord de cette plate-forme dégagée se trouve une carrière en activité où le

granite apparaît localement, plus bas de quelques mètres (ancien chenal probable).

Dans la carrière, le pendage des grandes séquences sableuses est sensiblement orienté nord-ouest lui aussi, apparemment plus élevé que celui du substratum.

- **Faciès de la formation en dehors des carrières.** Au Nord-Est de Noustoulet, la D 15 recoupe localement les Sables de Noustoulet : sables blancs plutôt grossiers contenant des galets de quartz blanc bien roulés, conservés en biseau entre le granite et une couverture sablo-argileuse et des colluvions basaltiques.

Quelques affleurements artificiels ont été observés au Sud-Ouest de Noustoulet ; l'un d'eux montre sur 2 m d'épaisseur un faciès alluvial à stratification oblique, à sables grossiers dominants et à rares lentilles caillouteuses.

- **Faciès résiduels.** Dans les sols, les galets de quartz débordent largement l'extension des Sables de Noustoulet. Ces galets de quartz se retrouvent souvent accumulés dans des colluvions, comme au Nord de Rachassac.

- **Gisements analogues aux Sables de Noustoulet.** Des dépôts alluviaux semblables ont été mis à jour par un terrassement à Rachassac (Sud de Noustoulet) sous les résidus alluviaux Fw. A Pra-Tivel (Nord-Ouest de Saint-Germain-Laprade), une petite sablière est ouverte dans un faciès semblable. Ces deux gisements montrent des sables à graviers, à stratification oblique à entrecroisée, avec galets de quartz (principalement à Pra-Tivel), éléments de granite parfois très grossier (Rachassac) et quelques petites « mottes » silteuses concentrées aux discontinuités sédimentaires.

- **Sables et arènes remaniées à cailloutis de Chapeuil et des Roches.** Au Sud-Est de Saint-Julien-Chapeuil, de part et d'autre du vallon du ruisseau du Fraisse, une formation, essentiellement constituée d'arène remaniée et stratifiée, s'intercale entre le socle granitique et les dépôts argilo-sableux attribués au Ludien. La présence de cailloutis de quartz usés, parfois de « mottes » silteuses, et l'absence d'éléments volcaniques incitent à rapprocher ces dépôts des Sables de Noustoulet.

Les bons affleurements sont rares et artificiels.

À **Chapeuil** on a observé :

- un premier terrassement, haut de 4 m, sur une faille, avec dépôts sablo-argileux homogènes au Nord-Ouest, tandis qu'au Sud-Est tous les caractères des Sables de Noustoulet sont rassemblés : sables grossiers à stratification oblique à entrecroisée, cordons de galets de quartz bien roulés, « mottes » silteuses (amas lenticulaire horizontal), quelques éléments granitiques ;

- un second terrassement plus à l'Est, sur 1,50 m de hauteur : arène remaniée beige-ocre discrètement stratifiée avec, dispersés, quelques gros éléments anguleux de granite altéré et quelques « mottes » silto-argileuses ; on note la présence de galets de quartz très inégalement répartis. De tels galets de quartz se retrouvent en abondance, sous forme résiduelle, en bordure du gisement.

Au **Nord-Ouest des Roches**, la formation affleure encore moins : seule une fouille a montré sur 1 m de haut une arène remaniée assez homogène, à stratification discrète mais nette, renfermant quelques fragments épars de socle altéré, mais sans galets de quartz. Par contre, de tels galets sont fréquents dans les terrains superficiels voisins, et deviennent abondants, par colluvionnement, en bas de pentes. Ce cailloutis de quartz témoigne de l'extension de la formation jusqu'à Chanalez.

e5. Arkoses de Blavozy et d'Auteyrac

Arkoses de Blavozy. Avec leur prolongement au Sud de la Sumène, vers le bois de Sainzelles, cette formation occupe une superficie de 3 x 0,5 km environ, dont 1 x 0,2 km pour la zone des exploitations principales. De multiples petites excavations anciennes criblent leur prolongement vers le Nord sur une étendue équivalente.

Dans la zone des grandes carrières de Blavozy, l'épaisseur totale de la formation atteint près de 70 m, dont une cinquantaine de mètres ont dû être exploités. Elle fit l'objet d'une description par J.M. Bertrand-Roux (1823) et M. Boule (1893) qui est résumée ci-dessous, en tenant compte des observations récentes :

- elle repose directement sur le granite, arénisé à sa partie supérieure, non rubéfié, mais localement destructuré, verdi et un peu argilisé au sommet (ancienne RN 88) ;
- les assises inférieures de l'arkose présentent des faciès variés : certains peu cohérents, suballuviaux avec graviers quartzeux, bancs de poudingues durs, arkoses grossières homogènes, surtout caractérisés par des stratifications entrecroisées vigoureuses.

Les faciès de ces assises inférieures, épaisses d'une dizaine de mètres, présentent « des allures torrentielles » (Boule, 1893), puis vient la masse des arkoses exploitées (40 à 50 m) en bancs homogènes et peu différenciés, épais de 10 m environ, divisés en énormes masses prismatiques par des joints assez réguliers.

La roche exploitée est assez uniforme, résistante, blanche à blanc-grisâtre ou bien légèrement ocre, assez grossière en général mais comportant aussi

quelques assises fines (utilisation en sculpture). C'est un grès quartzo-feldspathique formé d'un agrégat de fragments ou même de cristaux de quartz (parfois bipyramidés) et de feldspath (microcline) plus ou moins intacts, à ciment kaolinique blanc à jaune rouille. La stratification, toujours entrecroisée, est fruste.

Au microscope, on observe des éléments anguleux, brisés, sans aucune orientation, séparés par un ciment criblé de petits quartz brillants ; quelquefois plusieurs minéraux (débris de granites, classiques ou leucocrates) sont encore soudés ensemble par un ciment siliceux.

Parmi les éléments occasionnels et épars, on note surtout, des grains de pyrite, généralement transformés en oxyde de fer hydraté qui diffuse en donnant des taches rouille atteignant 1 cm. Plus rarement, on rencontre des fragments de granite, des « yeux » feldspathiques altérés, de gros noyaux de quartz, des clastes de psammite grisâtre à grain très fin et des débris végétaux (Bertrand-Roux, 1823).

Localement, la roche devient dure, quartzitique. La masse d'arkose est recouverte, selon J.M. Bertrand-Roux (1823), par 40 à 80 cm de psammite grisâtre avec quelques empreintes confuses de végétaux, puis par des sédiments franchement stratifiés, enfin par des psammites grossières, souvent incohérentes. Ces terrains ne sont plus visibles, mais certaines couches de la tranchée de la RN 88 rappellent ces faciès, notamment un niveau à plantes.

Le gisement d'arkoses se prolonge au Sud de la Sumène, vers le bois de Sainzelles, avec d'importantes carrières abandonnées (ouvertes peu avant 1823). J. M. Bertrand-Roux (1823) signale des « empreintes nombreuses et débris souvent silicifiés de branches, de troncs d'arbres, ainsi que d'énormes roseaux articulés » dont le remplissage est identique à l'encaissant. Au Sud-Ouest, vers la base de la formation, on observe un épandage de galets de quartz blanc hyalin, assez bien roulés, de 3 à 10 cm de diamètre.

La tranchée de la nouvelle RN 88 recoupe les arkoses de Blavozy à environ 500 m au Nord-Est des carrières, révélant la rapidité des variations latérales. Elle montre en particulier d'importantes intercalations silteuses verdâtres de 1 à 2 m dans la masse arkosique, inconnues dans les carrières voisines ; l'une d'entre elles, d'extension limitée, se termine en biseau aux deux extrémités ; selon L. Courel (comm. orale), ces faciès et structures sédimentaires sont la marque de chenaux larges, peu épais, en relais divagants dans une plaine d'inondation.

Le tronçon oriental de cette tranchée, tectonisé (faille, pendages, ondulations) à l'approche de la faille de l'Emblavès, montre des faciès variés, souvent stratifiés, où alternent niveaux arkosiques et silto-argileux.

Arkoses d'Auteyrac. Elles occupent un quadrilatère de 0,5 x 0,3 km dont les limites sont en partie d'origine tectonique. Les carrières d'Auteyrac, récemment reprises, ont permis de nouvelles observations. Le plancher de l'exploitation principale est constitué d'une assise silteuse vert-bleu, indurée, matériau qu'on retrouve souvent en enclaves dans les arkoses sus-jacentes dont l'épaisseur est limitée à quelques mètres (3 à 5 m ?).

Les *arkoses*, reposant sur l'assise silteuse, se composent successivement, de bas en haut :

- d'arkoses plus ou moins grossières et homogènes, peu stratifiées ;
- d'arkoses à stratification oblique, soulignée par des graviers de quartz ; quelques enclaves silteuses vert-bleu sont visibles ;
- plus à l'Est, la partie supérieure devient plus rousse, et présente une fine stratification oblique.

Les *grès fins* sont peu représentés, souvent argileux, en minces strates, parfois à fragments de végétaux flottés.

Le *matériau silteux* induré vert-bleu, plus ou moins sableux, se rencontre surtout à l'état d'enclaves globuleuses, en particulier dans le premier mètre inférieur. Ces enclaves peuvent atteindre 20 à 50 cm de diamètre, parfois 1 m ; elles forment aussi des assises étendues (plancher de la carrière), des lentilles, des chapelets d'enclaves coalescentes, de petites inclusions abondantes plus ou moins parallèles à la stratification. Enfin, de minces niveaux de même lithologie (quoique plus argileux) constituent de simples joints stratiformes dans l'arkose massive.

Une *passée conglomératique* a été observée au sommet du front sud. Elle renferme des cailloux roulés de quartz blanc à gris et quelques fragments de granite grossier. Ailleurs les gros graviers ou cailloutis sont rares et isolés.

Des *végétaux flottés* sont visibles localement. Ils sont essentiellement concentrés dans des passages lenticulaires de grès relativement fins, généralement situés juste au-dessus de la couche silteuse de base, mais aussi en haut du front de taille. Ce sont principalement des feuilles (de Monocotylédones ?) larges de 1 à 3 cm, disposées à plat. Plus rarement ont été observés des fragments branches.

Pendages et failles. Au niveau du plancher de la carrière, le toit de l'assise silteuse présente des pendages ouest de 5 à 10°, assez fluctuants dans le détail. Actuellement, l'exploitation est limitée à l'Est par une faille verticale (inverse ?) orientée N 160°.

Arkoses d'Auteyrac et Sables de Noustoulet. L'examen de cet ensemble presque continu, avec l'amorce d'un passage progressif, a conduit à considérer les Sables de Noustoulet et les Arkoses d'Auteyrac comme des formations sensiblement contemporaines. Des analogies dans le cortège de minéraux lourds viennent à l'appui de cette hypothèse. A la carrière d'Auteyrac, les arkoses exploitées, visibles sur environ 5 m, reposent sur une assise silteuse vert-bleu (l'ensemble étant incliné vers l'Ouest de 5 à 10°). Au-dessous (sondage n° 5-31) alternent des sables moins indurés et des silts.

À partir de cette carrière, si on descend vers l'Ouest, la formation apparaît à nouveau entre La Peyreyre et La Mouleyre, à peine indurée au Nord-Ouest, passant progressivement vers le Sud-Est à des sables à sédimentation entrecroisée et galets de quartz ; localement, se détachent des cordons à éléments granitiques.

En remontant au Nord-Est de La Peyreyre, on observe une induration progressive des dépôts aboutissant à des arkoses, 20 à 25 m plus haut ; cette disposition, rappelant les silcrètes, correspond vraisemblablement à des silifications de nappes. Ici l'arkose contient des galets de quartz.

Si l'on poursuit la descente vers l'Ouest, en aval de la carrière d'Auteyrac, sous La Peyreyre, on retrouve la formation sableuse un peu indurée jusqu'au bas de la pente qui borde le large « flat » du ruisseau de Noustoulet.

La rive gauche de cette zone basse coïncide sensiblement avec la faille (bien visible sur la D 15) qui remonte fortement le granite vers l'Ouest. Face à La Peyreyre, ce granite est coiffé par les Sables de Noustoulet, largement exploités, de 10 à 20 m d'épaisseur, dont le substrat granitique est incliné d'une dizaine de degrés vers le NW.

Il est donc très probable que les Sables de Noustoulet se situent à la base de l'ensemble d'arkoses et de sables. Mais il s'agit d'un faciès fluvial de courant vigoureux, probablement localisé (large chenal et divagations ?). Un examen sédimentologique (L. Courel, inédit) a permis de mettre en évidence la direction du courant, approximativement W-E (N 60° à N 90°). Cette direction est corroborée par l'abondance de minéraux lourds du métamorphisme (staurotite en particulier ; J. Tourenq, inédit) - tant dans les Sables de Noustoulet que dans les Arkoses d'Auteyrac - qui proviendraient des micaschistes de la région de Langeac. On rencontre aussi quelques esquilles siliceuses noires qui pourraient être, selon R. Simon-Coinçon (inédit), des jaspes du bassin houiller de Langeac.

Ce faciès fluvial de base, proximal en tresse à barres transversales (Sables de Noustoulet) évolue progressivement pour devenir distal au som-

met, à dépôts sableux alternant avec des argilites, de type méandrisant (Arkoses d'Auteyrac).

Cet ensemble évolutif de faciès fluviatiles est un solide argument en faveur d'un âge pénécotemporain de ces deux formations (L. Courel, inédit).

Un autre point commun est l'abondance des « galets mous » et « paquets de berges » silteux entraînés dans les dépôts sableux.

Données synthétiques. Les terrains attribués à l'Eocène moyen (Lutézien) constituent un ensemble de dépôts fluviatiles avec des variations, surtout latérales, rapides. Les affleurements sont trop discontinus pour permettre une reconstitution paléogéographique.

Les Sables de Noustoulet, franchement alluviaux, montrent des directions de courant d'Ouest en Est, contraires aux directions actuelles ainsi qu'au gradient du bassin sédimentaire du Velay, au Ludien et au Sannoisien, dont l'ombilic se situait aux environs du Puy.

On remarque l'absence de chailles jurassiques parmi les galets pourtant abondants et, surtout, celle d'éléments volcaniques, tant parmi les galets, les graviers, les sables et les minéraux lourds. La fraction argileuse est essentiellement représentée par la montmorillonite associée à l'illite ; la kaolinite ne prend de l'importance que dans certains niveaux argileux (P. Larqué et F. Weber, inédit).

Les arkoses sont attribuées à l'Eocène moyen à partir d'un seul élément, important mais ancien : la macroflore des psammites de la Chartreuse de Brives-Charensac (feuille Le Puy à 1/50 000). La « collection VINAY », longtemps déposée à la Chartreuse de Brives et récemment transférée au musée Crozatier du Puy, est vraisemblablement celle qui fut étudiée par G. de Saporta (1870, 1878). Parmi les formes caractéristiques, il cite : *Myricées* et *Proteacées*, *Laurus*, *Magnolia*, *Légumineuses*, *Palmiers*, relativement abondants, de formes naines dont *Sabalites macrophyllus* ; *Dryandra Micheloti* Wat, également présent, caractérise, près de Paris, le « Calcaire grossier supérieur ».

Les auteurs anciens (Tournaire, Bertrand de Doue ...) s'accordent à reconnaître la grande similitude des arkoses du bassin du Puy et pensent, qu'à l'origine, elles faisaient « partie d'un même dépôt ». C'est donc par analogie de faciès que l'âge Eocène moyen des arkoses de Brives a été étendu à l'ensemble. Depuis, l'étude des Sables de Noustoulet et de leur contexte a conduit à les rattacher à ce même ensemble.

Eocène probable

e. **Grès du horst de Chaspinhac** (non daté). Un petit gisement de grès blanc quartzitique est visible sur le talus de la D 71, en limite de feuille, au Nord-Ouest de La Brousse. Il se rattache aux « lambeaux de Saint-Quentin-Chaspinhac » (feuille Le Puy à 1/50 000) décrits par M. Boule (1893, p. 51-52).

Les grès de La Brousse sont blanchâtres, massifs, souvent plus ou moins quartzitiques, parfois fortement avec veines de silice. Les grains (quartz dominant ?) sont hétérométriques, jamais très grossiers ; le ciment est abondant. Conservés en étroite banquette au pied d'une faille, leur épaisseur est au moins de 7 à 8 m. A leur base, le granite présente des rubéfections et, localement, apparaissent des sables argileux rouge foncé à bariolés.

Sur la feuille Le Puy à 1/50 000, au Sud-Est de Brouilhac, le lambeau de Landenouze présente de nombreux points communs avec le précédent : à la base, on observe un granite arénisé argileux rouge foncé (ici recouvert d'un sable fin argileux gris-bleu), puis, des grès fins bicolores roux et blanchâtres, passant à un faciès quartzitique bicolore, visible sur 1,50 m de haut. Le faciès sommital forme un rocher stratoïde uniforme de grès quartzitiques roussâtres épais de 2 à 3 m, légèrement pentés vers le Sud-Ouest.

Au microscope, ces quartzites montrent un ciment composé de grains irréguliers de quartz (généralement < 10 μm) dans une matière isotrope grisâtre (opale ?). Des traînées filoniennes de quartz secondaire, et de petites druses, parfois, complètent le faciès. C'est un bel exemple de silcrète.

À Landenouze, l'arène rubéfiée est surtout illitique avec un interstratifié pauvre en smectite, et un peu de kaolinite. Le dépôt fin immédiatement superposé est, au contraire, à illite et kaolinite.

Âge des dépôts. Depuis M. Boule (1893), les grès du horst de Chaspinhac sont stratigraphiquement assimilés aux arkoses de Blavozy. Outre qu'aucune datation n'a pour l'instant confirmé cette attribution, il faut préciser que cette assimilation est peu argumentée : l'ultime témoin des arkoses de Blavozy, de faciès banal, n'est situé qu'à 1 km au Sud-Est du lambeau quartzitique de La Brousse ; à la base des arkoses de Blavozy ou des autres témoins, il n'a jamais été observé de rubéfaction intense comme à La Brousse ou à Landenouze (tandis qu'on en trouve parfois à la base du Ludien). Les grès blancs infra-oligocènes (non datés) de La Balaye et surtout de Truisson (Sud-Ouest d'Yssingaux) présentent des analogies avec ces dépôts.

Dépôts ludo-stampiens liés à la subsidence du bassin du Velay

Cette subsidence intervient bien après le dépôt des arkoses de l'Eocène moyen, qui paraissent alors très démantelées et que les dépôts calmes du bassin recouvrent en légère discordance (Suc de Garde au Nord de Blavozy).

Ces dépôts, attribués au Ludien et au Stampien inférieur (Sannoisien), sont qualifiés d'oligocènes dans les publications anciennes (Boule, 1893, notamment) la totalité étant rattachée à l'ancien étage « Tongien », classé alors dans l'Oligocène. La carte géologique Le Puy à 1/80 000 qualifie l'ensemble de « sédiments sannoisiens ».

Faute de limites stratigraphiques bien précises, ces dépôts seront qualifiés de ludo-stampiens.

Après la mise en place de cette série, surviennent des mouvements tectoniques importants responsables du découpage en compartiments effondrés (dénommés « bassins » du Puy, de l'Emblavès ...) et en panneaux surélevés (horst de Chaspinhac, ...) qui constituent l'armature géologique et géomorphologique de la région.

Le bassin du Velay apparaît centré sur la région du Puy où se situent les faciès les plus « internes » (marnes à gypse du Ludien, calcaire de Ronzon du Sannoisien), tandis que les dépôts deviennent plus détritiques à la périphérie (au Sannoisien : Sables de la Laussonne du 1/50 000 Le Monastier-sur-Gazeille au Sud-Est ; Sables de Retournac du 1/50 000 Monistrol-sur-Loire au Nord-Est).

Les dépôts attribués au Ludien, lagunaires à lacustres pour l'essentiel, sont bien moins étendus que ceux du Sannoisien, qui sont bien plus détritiques et les débordent largement vers le Sud-Est, l'Est et le Nord-Est (pour se limiter au cadre des levés en cours). Ce sont également des dépôts oligocènes qui constituent tout le Tertiaire vers le Nord-Ouest, à Paulhaguet et à Brioude, en direction du Lembron et de la Limagne du Sud également oligocènes. Le Ludien paraît donc cantonné à la région du Puy (Est du 1/50 000 Le Puy et Ouest d'Yssingaux, débordant un peu sur Cayres et le Monastier).

Après le Paléogène, viennent des dépôts miocènes dont la disposition est différente. On ne les trouve que sur la marge orientale du bassin, où ils peuvent toutefois recouvrir des terrains oligocènes. Ils sont affectés par le début du volcanisme régional.

La série ludo-stampienne, épaisse de plus de 100 m, assez monotone et pratiquement dépourvue de fossiles, présente néanmoins une évolution de la lithologie et de la composition minéralogique qui a permis d'établir une

lithostratigraphie (Larqué et Weber, 1978). Pour la feuille Yssingaux, celle-ci est représentée, de bas en haut, par :

- des sables argileux rouges et verts à illite et kaolinite (destruction de la couverture sidérolithique) : Ludien ;
- des argiles à illite, parfois carbonatées, avec microfossiles dont foraminifères (influence « marine ») : Ludien ;
- des sables à smectite, transgressifs, en partie équivalents latéraux des calcaires de Ronzon : Stampien inférieur.

C'est à partir de ce schéma, en collaboration avec ces auteurs qui ont effectué de nombreuses diffractométries, qu'il a été possible de différencier les dépôts du bassin et de présenter une cartographie cohérente.

Éocène terminal (Ludien)

Les dépôts ludiens sont constitués pour l'essentiel par la formation argileuse illitique, spectaculaire aux environs du Puy et de Rosières (notée e7A) mais comportent aussi une formation de base détritique et kaolinique (e7S) bien moins épaisse et parfois absente.

Leur extension est délicate à définir car, sur les bordures, cet ensemble se réduit et s'apparente au faciès du Sannoisien, rendant leurs limites difficiles à préciser. Des analyses diffractométriques ont complété les observations de terrain : en prenant pour critère d'identification les dépôts riches en illite, leur limite d'extension se situerait au Sud-Ouest d'une ligne approximative Mézères-Glavenas-Le Pertuis, dessinant ensuite un golfe à l'Est de Saint-Julien-Chapteuil, sous un recouvrement presque continu de terrains postérieurs (volcaniques et dérivés).

Toutefois des faciès détritiques de base, grès blancs notamment, pourraient déborder cette limite, tandis que des couches à nodules calcaires perdraient leur caractère illitique, ajoutant à l'incertitude de cette limite.

e7S. Sables argileux rouges et verts à kaolinite (0 à 20 m ?). Ces sables sont à mettre en équivalence latérale avec les « sables inférieurs » (eSi) des feuilles Le Puy et Cayres à 1/50 000.

Ce sont les dépôts de base, détritiques grossiers, de l'épaisse formation des argiles à illite (e7A) à laquelle ils passent graduellement. Leur épaisseur est variable : une dizaine de mètres en moyenne, parfois davantage ; ils sont réduits ou absents dans certains secteurs et comblent vraisemblablement les inégalités de la paléosurface qu'ils recouvrent. Leur faciès aussi est variable : plutôt sableux hétérométrique en général, on y rencontre aussi des

argiles, surtout à la partie supérieure et parfois des grès, dans des secteurs particuliers.

Macroscopiquement, se sont le plus souvent des sables rouges à rouge violacé avec quelques passées ou taches verdâtres, ou bien des sables argileux sans organisation pédogénétique, ni figures sédimentaires. Leur mauvais classement et leur faible usure témoignent d'un court transport (Larqué, 1983).

Les *analyses diffractométriques* donnent :

- pour les passées les plus sableuses à argiles : quartz, microcline, un peu de plagioclase ;
- pour les passées argileuses : le plagioclase n'apparaît pas, mais parfois un peu d'oxyde de fer ; la fraction argileuse est à kaolinite et illite.

Genèse. Cette formation est considérée comme le produit du remaniement d'altérites rubéfiées formées antérieurement (sidérolithique).

Près de Fay-la-Triouleyre (feuille Le Puy à 1/50 000), Ph. Larqué (1983) signale des affleurements de granite et d'arène rubéfiés et kaolinisés, qui représenteraient probablement la racine résiduelle en place de ces altérites. Au cours des levés, de semblables rubéfiations du socle ont été observées en de nombreux points, le plus souvent à la fois tectonisés et proches de dépôts infraludiens ; au Nord-Est de Sabatier (Est de Rosières) on voit le granite très rubéfié devenant fortement altéré vers le haut, surmonté d'un niveau de calcaire sableux blanc formant la base de la couverture sédimentaire.

Faciès particuliers

- Des *argiles rouges*, comparables à celles de Malescot et Fay-la-Triouleyre sur la feuille Le Puy, ont été observées vers Refournier, au Sud de Saint-Germain-Laprade, à Eynac et à la Paravent où elles prennent souvent une teinte rouge-brun, ainsi que près du stade de Rosières.

- Des *sables rouges* plus ou moins argileux, parfois indurés, se rencontrent au Nord-Est, aux environs de Rosières, en aval de la D 7, et au Sud-Est, au bord de la Suisse en aval du ravin de Corboeuf. On observe également : des sables d'un rouge intense sur le flanc ouest du Suc de Garde (Nord de Blavozy) ; un sable rouge induré au Nord-Ouest de Priouret (Sud de Saint-Germain-Laprade) près des argiles rouges de Refournier.

- Des *grès et calcaires* peuvent apparaître vers la base des dépôts. Les grès de Bichaix (feuille Le Puy à 1/50 000) sont souvent cités. Au Nord-Est de Marcoux (NNW de Rosières) on trouve des grès relativement fins, un peu rognonneux (carbonatés ?) blanchâtres plus ou moins teintés de roux ou même rouge brique. Les grès de Truisson et de La Balaye, à l'Ouest d'Ysingeaux, présentent des caractéristiques identiques, mais sont situés en dehors de la zone d'extension des argiles à illite. On retrouve des grès aux

environs de Blavozy et à Salins (grès massif à grain moyen gris clair verdâtre), dans le lit de la Sumène au Sud de Blavozy (grès hétérométrique verdâtre poreux), à « La Fourche » au Sud de Malrevers (passage de grès gris-vert [feldspathique ?] à matrice abondante).

- Des *sables fins (kaoliniques ?)*, plaqués sur le granite du Suc d'Hou-rondes, au Nord de Rosières : des fouilles montrent un sable plutôt fin et homométrique, parfois légèrement induré, blanc avec de rares masses teintées de rouge violacé. Le ciment semble kaolinique.

Eléments de datation. Les sables rouges et verts à illite et kaolinite inaugurent une mégaséquence de sédiments argileux à illite dont certains niveaux supérieurs gypsifères ont livré des fossiles : gisement du Mont Anis, dans la ville du Puy, contenant des restes de mammifères caractérisant la « zone de Montmartre » (partie supérieure du Ludien moyen). L'appartenance des « sables argileux rouges et verts à kaolinite » à la même séquence conduit à attribuer cet ensemble au Ludien (y compris la partie basale pour laquelle il n'existe aucune datation).

e7A. Formation argileuse illitique (20 à 70 m ?). Elle est aussi appelée « argiles à illite », « argiles vertes à illite » ou même, improprement, « Marnes du Puy ».

Au-dessus des couches inférieures de transition, argileuses à niveaux rougeâtres, sans nodules carbonatés, souvent un peu sableuses (quelques mètres), s'installe l'épaisse formation argileuse rubanée, souvent riche en nodules calcaires. Cette formation est très vulnérable au ravinement, ouvrant de vastes espaces nus en « bad lands » ou en ravins, en particulier aux environs de Rosières ; le ravin de Corboeuf, le plus important, recoupe l'essentiel de la formation et de l'assise sableuse sous-jacente. Ces affleurements montrent une alternance monotone de couches beiges et bleutées d'épaisseur variable, mais souvent voisines du mètre et d'argiles indurées homogènes à débit conchoïdal à graveleux ; elles sont légèrement carbonatées dans la masse (environ 1 à 2 % de CaCO_3 aux environs de Rosières). L'essentiel du faciès calcaire de la formation se trouve sous forme de concrétions noduleuses qui semblent plus abondantes dans les niveaux bleutés, dont la matrice elle-même paraît plus carbonatée. Ces concrétions se concentrent à certains niveaux, sans former de véritables bancs. Vers la base de la formation notamment, les concrétions s'allongent verticalement, plutôt en lames que cylindriques (pédotubules ?).

Contrairement à la partie centrale du bassin (environs du Puy), la kaolinite et le quartz détritique subsistent dans toute la série « marneuse » (0,35 à 2,45 % $\geq 80 \mu\text{m}$ mesurés à Corboeuf par le laboratoire des Tuileries Bisch). En outre, dans cette coupe, des niveaux de sables sont visibles par temps de

pluie, blanchâtres dans la série rubanée qui apparaît alors très sombre. Le niveau sableux le plus continu, épais de 20 à 30 cm se trouve vers 10 à 15 m au-dessus de la base des argiles vertes, et forme une corniche ; il s'agit de sables argileux, hétérométriques, assez grossiers (médiane 1 mm ?). Des récurrences sableuses s'observent plus haut dans la série argileuse sous la forme de passées plus minces et sans doute moins continues.

Dans la partie centrale du bassin, des bancs calcaires ou dolomitiques se rencontrent vers la base de la formation (Brives - Charensac, Orzilhac, Rohac). On les retrouve bien développés au Mont Chouvent (Ouest de Lantriac), aux Avits (feuille Le Monastier à 1/50 000) et encore à Lantriac même. Des intercalations discrètes de calcaires marneux, d'un blanc souvent verdâtre à cassure conchoïdale, ont été notées à Servissac et Gagne (Sud-Est de Saint-Germain-Laprade), Bellerut (Sud de Saint-Julien-Chapteuil), Les Potus (Sud de Rosières), La Chapuze (Nord-Est de Saint-Julien-Chapteuil). Ces bancs sont parfois épais (plus de 50 cm) : Les Potus, La Chapuze.

Faciès accidentels. Ils sont de deux types :

- bancs de *marnes feuilletées* parcourues de veines calciteuses, (au-dessus de Mandarou, au Sud-Est de Saint-Germain-Laprade (Weber et Larqué, 1973)) associées à des marnes dolomitiques (près de la Paravent, au Sud de Saint-Pierre-Eynac) ;
- bancs *d'argile verte* indurée à réseau de veines calciteuses à Servissac (Sud-Est de Saint-Germain-Laprade) et au niveau du virage de Pistouveyre (Nord de Saint-Julien-Chapteuil) où elle est associée à des passages rouge foncé, localement rosés, à cassure conchoïdale à esquilleuse.

Dans certains cas, il apparaît seulement une stratification discrète soulignée par des niveaux un peu plus résistants dans la formation argileuse vert-bleu (Tournecol, à l'Est de Saint-Germain-Laprade ; Peyrebrune, au Nord-Est de Saint-Julien-Chapteuil). En dehors des affleurements importants, le faciès argileux à illite se caractérise généralement par ces teintes vert-bleu ; toutefois ces teintes ne sont pas spécifiques de cette formation car elles se retrouvent parfois dans des lithofaciès de l'Oligocène ou du Miocène.

Diffractionométrie. La fraction argileuse de cette formation est en général « essentiellement illitique, avec le plus souvent une faible proportion de kaolinite ; la smectite est rare et le plus souvent absente » (Larqué et Weber, 1978).

Dans les faciès du centre du bassin, la kaolinite disparaît graduellement à la partie inférieure pour réapparaître discrètement vers le sommet, tandis que des traces de montmorillonite sont associées à des niveaux marneux.

Au-dessus de Mandarou (Sud-Est de Saint-Germain-Laprade), le faisceau à marnes dolomitiques est à illite et montmorillonite.

Au ravin de Corboeuf (Est de Rosières), dépourvu de niveaux dolomitiques comme de bancs calcaires francs, « la kaolinite et le quartz détritiques subsistent dans toute la série » (Weber et Larqué, 1973).

A l'extrême bordure du bassin, citons l'argile verte de la Varenne (Sud de Saint-Julien-du-Pinet) à illite très dominante et kaolinite.

Microfaune, microflore. Outre de nombreuses traces d'action pédologique (tubules racinaires, pédotubules), les « argiles et marnes sans fossiles » contiennent des niveaux riches en characées, en ostracodes et même des niveaux à foraminifères. Au ravin de Corboeuf (Sud-Est de Rosières), J. Riveline (1978, inédit) signale, au milieu de la série, la présence de foraminifères monospécifiques et de petites tailles. Dans tous les échantillons, cet auteur a trouvé *Chara tornata* à spires convexes. L'espèce est connue du Marinésien terminal à l'Oligocène supérieur ; cependant, la présence de spires convexes inciterait à considérer ces formes du ravin de Corboeuf comme plutôt Eocène.

Un premier examen des foraminifères par M. Ritzkowski (Univ. Göttingen, inédit) lui permet de conclure à l'existence d'un milieu saumâtre, lié à une influence marine directe (les foraminifères étudiés seraient tous des formes immatures).

Éléments de datation. Vers le centre du bassin, au Puy, des « marnes du gypse » se situent immédiatement au-dessous du « Calcaire de Ronzon » (Stampien inférieur). Ces marnes, qui renferment les niveaux de gypse exploités autrefois, sont à illite ; on peut donc les rapporter au sommet de la « formation argileuse à illite ».

Les sondages à la tarière effectués par F. Weber et Ph. Larqué en 1990 au parking d'Aiguilhe, près du Puy (sondages n° 791-8-12 et n° 791-8-13), ont confirmé la position stratigraphique et traversé les bancs de gypse (rapport CNRS/BRGM 50.9855). Au cours des exploitations, ces assises ont livré la flore et la faune de mammifères « du Mont Anis » (de Saporta, 1870) dont *Palaeotherium magnum magnum*, qui permet d'attribuer à ces marnes un âge ludien moyen élevé (« zone de Montmartre »), comparable à celui des dépôts qui, dans le bassin de Paris, regroupent les Marnes d'entre deux masses, la Haute masse de gypse et les Marnes bleues d'Argenteuil (base).

Cet âge correspond vraisemblablement à celui du sommet de la formation sur Yssingaux également. En l'absence d'éléments concernant les dépôts sous-jacents, mais en tenant compte de la continuité des dépôts en une seule mégaséquence, l'ensemble de la formation est attribué au Ludien, y compris les dépôts détritiques de base.

Équivalences. eA ou eAv du (feuille Le Puy à 1/50 000), les couches gypsifères étant notées eM ; eA (feuille Cayres à 1/50 000). Ce sont les « argiles et marnes sans fossiles » de J.M. Bertrand de Doue (1861).

Cette puissante formation argileuse (plus de 60 m à Rosières) est très sensible au ravinement, donnant des affleurements spectaculaires, d'aspect rubané beige et bleuâtre suivant la stratification (ravin de Corboeuf, en particulier). Ce sont des argiles légèrement carbonatées localement, où le calcaire est essentiellement concentré en nodules, plus rarement en bancs. Dans la fraction argileuse, le minéral principal et caractéristique est l'illite. Au Suc Pelé (feuille Le Puy à 1/50 000), plusieurs niveaux d'argile sont constitués d'illite pure, en roche totale ; ce qui semble traduire un milieu très riche en potassium capable d'entraîner l'illitisation de tout le sédiment (Larqué, 1983, livret-guide). Ces dépôts contiennent une microfaune pauvre mais présentant des indices de salinité (influence marine ou endoréisme ?). Les éléments sableux sont absents à peu abondants.

La formation argileuse illitique est attribuée au Ludien grâce à la faune du Mont-Anis (Le Puy) dont les « marnes à gypse » fossilifères passent latéralement au sommet de la formation argileuse.

Évolution de la sédimentation et passage à l'Oligocène. L'une et l'autre se font de façon progressive : à la base, les sables argileux bariolés sont souvent suivis d'une zone de transition argileuse avec des récurrences plus ou moins rougeâtres, un peu sableuses parfois, avant l'instauration de la sédimentation rubanée typique ; au sommet, le passage aux « Sables de la Laussonne » de l'Oligocène n'apparaît pas brutal : ainsi, au Mont Chouvent (Ouest de Lantriac) les argiles rubanées se chargent de sable vers le sommet et passent progressivement, avec des récurrences, à des sables argileux verts et rouges très feldspathiques (Weber et Larqué, 1973), tandis que la kaolinite réapparaît discrètement dans la partie supérieure des dépôts argileux.

Épaisseur et extension. Dans la partie centrale du bassin (feuille Le Puy à 1/50 000), l'épaisseur des argiles à illite, bien que ravinées au sommet, est estimée à 70 m, et à 60 m environ au Mont-Saint-Maurice (Orzilhac). Sur la feuille Yssingeaux, l'épaisseur paraît plus réduite au Mont Chouvent (Ouest de Lantriac) : 40 m environ (?), mais reste importante vers Rosières : plus de 60 m. C'est dans ce secteur que la formation est la plus apparente : Rosières, ravin de Corboeuf, les Sucs Rouges, Suc de Rougeac, les Potus, Malrevers,...

A l'approche de la limite d'extension, l'épaisseur se réduit rapidement : encore plus de 30 m à Malleys (feuille Le Puy à 1/50 000, limite Yssingeaux), mais 10 à 15 m seulement vers Varenne (angle nord-ouest de la feuille).

Cette limite est largement masquée par les terrains postérieurs : dépôts oligocènes, formations volcaniques, colluvions quaternaires. De plus, elle est difficile à caractériser : le critère choisi, l'abondance de l'illite, doit correspondre aux dépôts « lagunaires » ; mais, en bordure de bassin, le passage latéral à des sédiments d'eau douce ne peut être exclu, d'autant plus que des faciès ressemblant au Ludien débordent de quelques kilomètres cette limite d'extension (grès de base, argiles sableuses riches en nodules calcaires). Par convention, ces derniers dépôts seront représentés dans l'Oligocène.

La limite d'extension de la formation argileuse à illite, du Nord-Ouest au Sud-Est, passe approximativement au NE de Varennes, au Sud-Ouest de Saint-Julien-du-Pinet, à l'Ouest de Glavenas, vers le Pertuis, à l'Est de Saint-Julien-Chapteuil (Rocherols, Neyzac, Fraysse), puis s'incurve vers le Sud-Ouest, passe vers Saint-Marsal et atteint la feuille Le Monastier à 1/50 000, vers Le Mont.

Stampien inférieur (Sannoisien)

g1. « Sables de la Laussonne » et équivalents latéraux à montmorillonite (20 à 100 m).

Équivalences. « Sables supérieurs » gs (pour partie) de la feuille Le Puy à 1/50 000 ; « série sablo-argileuse indifférenciée » eS (pour partie) de la feuille Cayres à 1/50 000.

Contexte. Cette formation, superposée aux dépôts ludiens quand ils existent, se situe ici entre des zones détritiques plus grossières : faciès les plus caractéristiques des Sables de la Laussonne, au Sud (1/50 000 Le Monastier-sur-Gazeille) et Sables de Retournac au Nord (1/50 000 Monistrol-sur-Loire) ; elle se prolonge vers le Sud-Est par des dépôts discrets, rarement visibles, comme à Fay-sur-Lignon et à Chaudeyrolles (1/50 000 Le Monastier-sur-Gazeille).

Elle passe au calcaire de Ronzon dans la zone centrale du bassin du Puy (1/50 000 Le Puy et Cayres).

Sous ces caractères « intermédiaires », cette formation est représentée sur tout l'Ouest de la feuille Yssingaux, se retrouve aussi au Nord-Est de la feuille Le Puy et au Sud-Ouest de celle de Monistrol-sur-Loire.

Description. C'est un complexe de dépôts continentaux d'épandages, parfois franchement fluviatiles, localement à tendances palustres, avec fréquents indices de pédogenèses calcaires ou, rarement, rubéfiantes. Quand il sont suffisamment argileux, ces dépôts présentent des teintes verdâtres à rougeâtres et sont très sensibles à la solifluxion.

Ces diverses unités ne présentent pas de continuité stratigraphique, mais une disposition lenticulaire à des degrés divers.

Les sables fluviatiles remplissent vraisemblablement des chenaux (analogues à ceux observés sur les feuilles Le Monastier et Cayres) et, comme eux, peuvent comporter quelques chailles ou calcaires silicifiés provenant de témoins de terrains jurassiques lointains (Lyonnais, Cévennes ?). C'est le cas aux Boisroux (Ouest de Lantriac), à Saint-Etienne-Lardeyrol (à l'Est) avec des chailles ocre classiques, au Nord-Ouest du Suc de Monac (Nord de Saint-Julien-Chapteuil) avec des galets de calcaire incomplètement silicifié. Il n'en a plus été noté au Nord-Est de ces localités.

Ces chailles et calcaires silicifiés présentent des faciès lagunaires ou marins (présence d'ostracodes, de foraminifères). Près de l'Herm (feuille Le Monastier-sur-Gazeille), la macrofaune (dont des Ammonites) indique un âge jurassique moyen (Boule, 1893, p. 77).

Il convient de ne pas confondre ces sables, comportant quelques chailles mais inclus dans la formation sannoisienne, avec les « Sables à chailles » *s. s.* attribués par M. Boule (1893) au Miocène supérieur, surtout connus aux environs du Monastier, à chailles beaucoup plus nombreuses et présence de minéraux d'origine volcanique.

Les pédogenèses calcaires se manifestent dans les sédiments sous la forme de concrétions plus ou moins abondantes, de tailles diverses, depuis les granules jusqu'à la taille du poing, incluant des éléments détritiques, ne se disposant généralement pas en cordons. Toutefois, leur abondance peut devenir telle que leur coalescence aboutit à des croûtes continues : c'est l'origine de certains gisements calcaires observés. Pour quelques autres, calcaires micritiques légèrement vermiculés (La Blache, au Sud-Est de Saint-Julien-du-Pinet) le stade lacustre, ou au moins palustre, a été atteint localement.

La pédogenèse fersialitique décrite dans les Sables de la Laussonne près de la Collange (feuille Le Monastier-sur-Gazeille à 1/50 000) par Ph. Larqué, J.C. Leprun et F. Weber (1980) ne s'observe, de façon discontinue, que sur 1 km² environ, mais des horizons rouges, peu fréquents, ont été notés sur la feuille Yssingeaux ; c'est notamment le cas près de l'échangeur de Bessamorel, où une assise argilo-sableuse rouge brique foncé se mêle par endroits à du calcaire micritique en nodules ou faisceau de minces intercalations.

Cette coupe de Bessamorel est la seule recoupant la formation oligocène sur une épaisseur notable (20 m environ subcontinus) donnant une idée de sa variation dans le détail : succession de niveaux stratiformes de faible épaisseur (souvent moins de 1,50 m) contrastés ou évolutifs. Les sables grossiers paraissent ravinants. Ailleurs on observe, au-dessus de 1,50 m de sables blancs, une argile gris-vert passant progressivement à une marne crème (1,30 m au total) puis à une formation calcaro-marneuse devenant cohérente vers le haut, à aspect de croûte calcaire (1 m environ). La partie

supérieure de la coupe est occupée par des sables grossiers à graviers, non stratifiés, visibles sur plusieurs mètres le long du fossé.

La coupe de Bessamorel concerne la base des dépôts (le granite est proche). Au-dessus, l'Oligocène apparaît sporadiquement à travers la couverture de colluvions volcaniques (terrassements, fossés) sur 30 à 50 m de plus (sables à galets de quartz du réservoir, faciès sablo-argileux bariolés vers le sommet).

Relations avec les autres unités stratigraphiques. La sédimentation détritique de l'Oligocène ne s'instaure pas brutalement, mais s'amorce déjà vers le sommet du Ludien, tout au moins par endroits.

D'autre part, du fait de la présence d'épaisses formations colluviales (Sud-Est de la feuille Yssingaux) ou de phénomènes de solifluxion (Araules), le passage au Miocène n'a jamais été observé.

Épaisseur de la formation. Des estimations par défaut sont seules possibles. Les épaisseurs maximales occupent des positions protégées par des sommets volcaniques dont les débris, en outre, masquent plus ou moins les sédiments sur les pentes. L'Oligocène conservé atteint fréquemment 100 m d'épaisseur et plus, sauf au Sud-Est de la feuille où il se réduit fortement (20 à 50 m ?).

Diffractionnismes. Les Sables de la Laussonne sont essentiellement smectiques, avec de l'illite et un peu de kaolinite (Larqué et Weber, 1978). La proportion de kaolinite est très variable, rarement prépondérante (grès de base), parfois faible ou absente (notamment dans des faciès carbonatés) ; dans ce cas l'argile est corrélativement très riche en smectite (quasi-exclusive parfois) et pauvre en illite. Dans certains faciès très sableux, c'est l'illite qui est absente. La présence de chlorite est exceptionnelle.

L'abondance de la smectite dans les dépôts oligocènes est vraisemblablement responsable de leur tendance à la solifluxion (comportement contrastant avec celui des argiles à illite du Ludien qui sont sensibles au ravinement, mais ne fluent pas).

Paléosols. Dans les paléosols rouges indurés (type La Collange), il y a un relief de la smectite par la kaolinite qui devient prépondérante à exclusive au sommet induré du profil. Bien que de teinte rouge intense, les analyses n'y révèlent que de 2 à 5 % de Fe_2O_3 . Les paléosols calcaires sont relativement riches en smectite.

Minéraux lourds. Le cortège de minéraux lourds des sédiments oligocènes se caractérise par sa pauvreté en minéraux du métamorphisme, en particulier de la staurotite (différence avec les Arkoses d'Auteyrac et les Sables de Noustoulet) et l'absence totale de minéraux du volcanisme. On n'observe

pas de différence notable dans les chenaux grossiers à chailles (J. Tourenq, inédit).

Faciès particuliers

- *Grès de base*. Grès blanc ou à peine tacheté de rouge pâle, hétérométrique fin à moyen, présentant un débit à tendance noduleuse (La Balaye) ou colonnaire (Truisson). Le grès de La Balaye montre, en lame mince, une légère corrosion des feldspaths (différence avec les grès semblables attribués au Ludien). Il se caractérise par la prépondérance de la kaolinite, tandis que c'est la smectite qui domine dans les sables argileux peu indurés auxquels ils passent latéralement (silcrète ?).

L'attribution de ce grès à l'Oligocène est douteuse, dans la mesure où il pourrait représenter une croûte continentale ludienne en marge du bassin de sédimentation des argiles à illite.

- *Calcaires*. Gisements épars, peu épais et d'extension limitée : croûtes exceptionnellement développées, lentilles palustres. Le plus important est celui de la gare de Bessamorel qui a alimenté un four à chaux. Les croûtes calcaires de l'échangeur de Bessamorel semblent se rattacher au même gisement, vers l'Est, tandis qu'à La Blache, vers l'Ouest, le talus de la D 43 recoupe un calcaire micritique blanchâtre compact ou à fines tubulures, passant à des marnes de même teinte à smectite avec un peu d'illite.

- « *Dragées de Glavenas* ». Ségrégations ovoïdes, simples ou complexes, que l'on trouve dans les collections locales et que les publications anciennes citent souvent. J.M. Bertrand-Roux (1823) parle de « jaspes à sphéroïdes de silice résinite ». Ils sont parfois qualifiés de « silice ménilite » (musée Crozatier).

La zone des gisements (700 à 1 000 m à l'WNW de Glavenas) est maintenant envahie par la friche. Une recherche, guidée par L. Durand, a permis de recueillir des nodules d'aspect identique avec leur encaissant peu contrasté, dont la lithologie est d'ailleurs très proche. Il s'agit peut être d'un stade embryonnaire du processus d'individualisation des « dragées de Glavenas » s.s.

D'autres gisements résultent d'un fort enrichissement local en rognons calcaires dans des sédiments argilo-sableux : flanc Est du Suc de Cornavis (Nord-Ouest de Malataverne), Ouspis (Nord-Ouest de Saint-Hostien), Hautevialle (Sud-Est de Rosières), les Champas (Nord-Ouest de Saint-Etienne-Lardeyrol).

- *Grès de Servissac*. Dépôt fluviatile typique, irrégulièrement stratifié, grossier hétérométrique, peu feldspathique, avec graviers épars de quartz gris et parfois de petits « galets mous » (?), induré en grès tendre, taradé par les agents atmosphériques. Il forme un petit relief sur la pente à l'Est du village (Sud-Est de Saint-Germain-Laprade). Ce grès semble s'insérer dans l'Oligocène local à la manière des autres chenaux grossiers observés ailleurs.

La fraction argileuse est à smectite exclusive. Le cortège de minéraux lourds est bien du type de l'Oligocène de la région, avec toutefois de l'apatite en abondance, caractère peu courant, surtout connu vers le Sud-Est (feuille Le Monastier-sur-Gazeille).

Age de la formation. Jusqu'à présent, l'âge de ces dépôts était présumé oligocène, en admettant leur passage latéral au Calcaire de Ronzon daté du Sannoisien. Une recherche systématique des micromammifères, entreprise avec le laboratoire de Paléontologie de l'Université de Montpellier dans la vallée de la Laussonne (feuilles Cayres et Le Monastier-sur-Gazeille à 1/50 000), a confirmé le passage latéral du Calcaire de Ronzon aux Sables de la Laussonne et attribué l'ensemble au niveau MP 21 (ex. « zone de Ronzon » correspondant à la base du Stampien continental) (Turland *et al*, 1993).

Oligocène et Miocène indifférenciés

Les dépôts miocènes argilo-sableux diffèrent peu de ceux de l'Oligocène, si ce n'est par l'apparition de quelques minéraux lourds d'origine volcanique. La présence de lignite ou d'opale est fréquemment citée dans le Miocène, jamais dans l'Oligocène. Les chailles jurassiques remaniées n'apparaissent que plus au Sud (feuille Le Monastier-sur-Gazeille à 1/50 000, essentiellement) discrètement dès l'Oligocène, mais surtout dans des dépôts plus tardifs.

g-m. Dépôts sablo-argileux. Ils apparaissent dans la partie sud-est de la feuille Yssingaux, souvent masqués par des colluvions volcaniques. Ils ont été observés à différents endroits décrits ci-dessous :

- **Freycenet** : mince dépôt d'argile blanche un peu tachée d'ocre ou rouille, reposant sur le granite par l'intermédiaire d'une arène très argileuse blanc verdâtre. De petits blocs de silicite ocre ont été rencontrés dans la partie basaltique du clavier de Freycenet (de part et d'autre du chemin transverse, 400 m à l'amont de la route), épars et peu nombreux, parfois groupés, confirmant l'existence du Miocène à Freycenet.

- **Bronac** (Sud-Est de Freycenet ; vers Bronac-Haut) : argile gris-beige passant au roux pâle un peu violacé.

Haut de Bronac (*s.s.*) : argiles claires grisâtres (un peu verdâtres) devenant sableuses vers le haut en prenant une teinte rougeâtre et passant à un horizon rouge sous-basaltique. A proximité, le forage à la mototarière (n° 7-9) a traversé 27 m de terrains tendres argilo-sableux hétérométriques, de teintes brunâtre, rougeâtre ou violacée, comportant souvent des granules noirâtres présumés volcaniques.

Bas de Bronac : le talus de la route montre des dépôts à éléments d'arène, avec quelques petits fragments granitiques épars dans une matrice argilo-silteuse gris verdâtre à roussâtre ; le substrat granitique paraît très proche.

- **Le Bouchat**, au Sud-Est (Sud-Ouest du Mazet-Saint-Voy) : le fossé de la D 62, au Nord du pont du Vin (cote 1 073 m) montre des sables grossiers argileux, rouges à bariolés, passant vers le Nord à des dépôts à éléments d'arène et à débris granitiques dans une matrice gris verdâtre clair, silte argileuse, puis au granite. Au Nord du pont, une coulée basaltique s'enfoncé dans les dépôts et atteint presque le fond de la vallée.

Un forage à la mototarière (n° 7-4), effectué près du pont, a traversé sur 18 m deux types de dépôts : les 8 m supérieurs sablo-argileux bruns à ocre, riches en granules foncés probablement basaltiques, surmontent une formation plus sableuse de teintes claires (blanc bleuâtre, beige, vert bleuâtre) avec présence de grès blancs carbonatés, discrètement concrétionnés, parfois vacuolaires. En lame mince, ce sont des calcisparites quartzueuses, fibreuses à grands cristaux aciculaires fibroradiés. Il s'agit de dépôts sub-aquatiques, non classés, dans lesquels on ne trouve pas trace de vie.

Miocène

m. Dépôts sablo-argileux, parfois à niveaux ligniteux (épaisse formation argilo-silteuse noirâtre à Araules), dalle sommitale de silexite (0 à 30 cm). C'est le gisement le plus important et le plus caractéristique, mais il apparaît complexe. La présence de glissements rend l'interprétation délicate.

Au Nord du village, sur le flanc sud du Collet, un glissement a montré des terrains argilo-sableux blanc verdâtre, ocre, roux et, localement, des dépôts noirâtres lités. A l'amont de l'entaille, on observe la présence de petits blocs de silexite ocre. Le forage à la mototarière (n° 3-3), implanté en amont de ce glissement (à la hauteur de la ferme du Collet) a traversé, sous un horizon rouge argileux, environ 3 m d'argiles sableuses gris-bleu à brunâtres avec rognons de calcaire blanchâtre. Elles surmontent des dépôts argilo-silteux brunâtres à noirâtres, souvent très riches en matière organique, de consistance terreuse, observés en continu jusqu'à 17 m. Au-delà, la coupe est moins fiable (éboulement du trou), mais les dépôts noirâtres se poursuivent probablement jusqu'à 26 m au moins (substrat dur à 29 m). A la suite de l'éboulement du trou, deux types de silexites ont été remontés :

- des silexites mates, grises à noires, avec parfois traces de végétaux rectilignes et parallèles à remplissage rouge ;
- des silexites luisantes (« opale résinite »), soit gris clair à brunes ou noires, soit ocre et souvent associées à une abondante matrice de même teinte.

Les premières évoquent un paléosol ; dans les secondes, quelques limnées et planorbes de petite taille ont été notés.

Ces silexites proviennent probablement du sommet des dépôts, sous la formation rouge.

La dalle d' « opale résinite » se retrouve affleurante à l'Aulagnier (1 km au Nord-Ouest d'Araules), à la base d'une coulée basaltique et dominant une pente argileuse solifluée. On en retrouve des blocs ou fragments épars sur la pente au Sud du Clairel, notamment au talus de la D 18. M. Boule (1893 p. 74) signale, toujours à Araules, « des coquilles de Gastéropodes avec le test d'une admirable conservation » et plus loin (p. 115-116) des roches siliceuses avec Limnées et Planorbes dans les déblais des anciennes galeries d'exploitation de lignite.

La pente au Nord-Ouest du Clairel, jusqu'au pont de Bellecombe, est difficile à interpréter, sans doute affectée par des glissements à grande échelle. Signalons d'abord, vers le haut de la pente, l'existence de galeries partant de Courcoules (entrée obstruée mais non éboulée). Il s'agit sans doute des anciennes exploitations de lignite dont parle M. Boule (1893).

En bas de pente, au Nord-Est du pont, dans un bosquet, on trouve des fragments de roches silicifiées de faciès variés, parfois fossilifères (dont quelques Planorbes, Limnées ?). En lame, mince on observe de petits Lamellibranches, des Ostracodes, des Foraminifères ? Sur certains échantillons, la silicification aboutit à l'individualisation de veines et granules bleutés (opale ?).

En amont du pont, la berge est entaillée dans une argile sableuse verte et un calcaire en plaquettes (à empreintes de végétaux, « dragées » et lits silicifiés, Planorbes, Lamellibranches ? concrétionnements algaires ?).

La position de cet ensemble, 100 m au-dessous du Collet d'Araules, suggère le glissement d'un vaste panneau qui affecterait aussi la masse basaltique voisine.

La pente sud de la montagne d'Araules montre aussi des fragments et blocs de silexite, visibles dans le sol en haut du talus de la D 18, et des blocs localement rassemblés en dessous, jusqu'au ruisseau. D. Barrier (1960, inédit) a noté dans des champs, vers le bas de cette pente, un épandage de concrétions siliceuses avec des coquilles de Gastéropodes de petite taille.

L'étude micropaléontologique et palynologique des sédiments noirs du sondage du Collet apporte d'intéressants résultats :

- l'étude micropaléontologique (J.P. Aguilar, université Montpellier, inédit) révèle essentiellement des restes de poissons d'eau douce, dont des dents et vertèbres, parfois quelques fragments de coquilles, une graine ;
- l'étude palynologique (G. Farjanel, BRGM, inédit) a mis en évidence une microflore très abondante, mais souvent mal conservée, dominée par les conifères, à taxons tertiaires bien représentés : *Symplocos*, *Liquidambar*, *Sapotacées*, *Carya*, *Pterocarya* ; *Engelhardtia* et *Nyssa* sont relativement abondants ; parmi les arbustes, présence d'*Ephedra* ; herbacées peu abondantes ; présence de plancton d'eau douce ;
- en premier examen, des micro-organismes parfois abondants ont été attribués à des Dinoflagellés, en principe marins. C. Bourdillon de Grissac (BRGM, inédit) a repris l'étude de ces dépôts et y a observé : des Diatomées, des Thécamoebiens (Protozoaires d'eau douce), des Ostracodes au test lisse anormalement fin, de fréquents spicules de Spongiaires siliceux, de rares fragments de Lamellibranches et Gastéropodes (?), tous à test très fin (ce qui indique un probable déficit du milieu en CaCO₃).

L'analyse globale de la flore et de la faune permet d'attribuer à tous les échantillons étudiés une origine lacustre.

Age de la formation. La microflore à taxons chauds bien diversifiés peut être attribuée au Miocène. L'étude de la microfaune conduit à placer cette sédimentation à la fin du Néogène, probablement au Miocène terminal ou au Pliocène.

Autres gisements attribués au Miocène

- *Environs de Mazet-Saint-Voy.* Près de Tirebouras, au pied sud du Suc trachytique, à proximité d'un croisement de chemins, on observe, au-dessus d'un basalte tufacé : (1) un mince niveau d'argile blanc grisâtre ; (2) une arène remaniée avec un peu de matrice argileuse vert bleuâtre foncé, contenant de nombreux cailloutis subanguleux de granite (jusqu'à 8 cm environ) ; localement, cette formation est bariolée de rouge clair très vif. L'épaisseur observée n'est que de quelques décimètres.

L'étendue de ce gisement paraît restreinte, marquée par des débris granitiques sur un replat morphologique développé à l'Est du Suc, aux dépens de la butte basaltique.

- *Lotissement à l'Est de Mazet-Saint-Voy, vers Laroue.* Le fossé de la route a permis d'observer le granite avec des passages altérés gris foncé passant à une arène argileuse micacée de même teinte ; plus à l'Est, apparaissent des sédiments sablo-argileux beiges, roux, brunâtres.

En haut du lotissement, un terrassement a mis à jour des dépôts brun-roux comportant des fragments importants de silicite ocre localement vacuolaire

à la manière des meulières. La carte géologique à 1/80 000 (3^e édition) indique du Miocène à Malagayte (Sud du Mazet-Saint-Voy).

- *Riou-la-Grange*. Ce gisement, figurant sur la carte à 1/80 000, se développe au pied nord de la butte basaltique des Eyres. Recoupé par la D 15, il se poursuit vers le Nord par un vaste replat hydromorphe à substrat granitique. La coupe de la route, ainsi qu'une fouille en amont, ont montré des sédiments (argiles sableuses et sables argileux plutôt fins) de teintes blanc verdâtre à beige. Le replat hydromorphe, même dans les fossés de routes, ne montre nulle part le granite, mais parfois un sable limoneux gris ; un plaçage sédimentaire est probable. A l'Est des dépôts sédimentaires, la route recoupe des passages noirs argileux associés à un gley. La liaison n'est pas évidente avec les sédiments ; plutôt que de lignites, il pourrait s'agir de passages tourbeux quaternaires.

- *Les Brus*. A l'amont d'une large dépression située en rive droite du ruisseau de Lioussel, un petit affluent entaille des dépôts feuilletés gris, riches en traces de végétaux ; la présence de lignites est signalée. Le caractère extrêmement plat de la surface des coulées autour de ce gisement, formant plateau de part et d'autre du ruisseau, suggère à J. Mergoil (comm. orale), qui a signalé ce gisement, l'existence d'un ancien lac de lave superposé à un bassin sédimentaire qui pourrait atteindre 2 km dans sa plus grande dimension.

FORMATIONS QUATERNAIRES ET MODERNES

Formations périglaciaires

Épandages (formations de glacis, de dépressions...)

CL. Colluvions fines des zones déprimées (passant à des dépôts lacustres dans les dépressions volcano-tectoniques). Ce sont des dépôts de nature et d'épaisseur très variables, occupant des zones basses dépourvues d'alluvions à graviers.

Les zones concernées sont les dépressions volcano-tectoniques de Pébéllit et d'Apilhac, la dépression circulaire de Champclause, la zone basse de Saint-Germain-Laprade, le couloir des Marais (plateau des Vastres), les bas-fonds démesurés de certaines vallées d'altitude, ainsi que des dépôts de têtes de vallons.

Les cuvettes de Pébéllit et d'Apilhac, qui ressemblent à des maars, comportent des brèches en bordure, très localisées, des argiles tertiaires affaissées et surtout des colluvions granitiques qui recouvrent en partie les dépôts fins déposés dans la dépression. A la ferme de Pébéllit (Sud-Ouest de Saint-Germain-Laprade) le forage n° 5-30 a traversé 9,50 m de dépôts sablo-

argileux gris verdâtre à noirâtre, dérivant du granite (présence de dépôts varvés ?).

A l'Est de la dépression d'Apilhac, un fossé montre un dépôt fin gris-brun discrètement feuilleté (laminite ?). Le sondage n° 2-11 implanté à proximité, a pénétré de 25,5 m dans des dépôts fins à microflore tertiaire.

La dépression de Champclause est un vaste marais où la tourbe a été exploitée localement.

Au Nord de Saint-Germain-Laprade, près de la zone industrielle, de simples dépôts terreux pelliculaires recouvrent le substrat argileux ludien du fond plat démesuré où coule le ruisseau de la Trende.

Le couloir des Marais, au Sud-Est du Mazet-Saint-Voy, est un bas-fond marécageux, très plat, qui relie la vallée de Lioussel au Sud à celle du Lignon au Nord-Est, à 65 m d'altitude relative au-dessus de ce dernier. Des fouilles effectuées dans la partie inondée du marais tourbeux montrent la disposition suivante : horizon humifère gris brunâtre sur 20 à 30 cm, passant à un limon tourbeux terne grisâtre (10 à 20 cm), puis tourbe dure d'un noir luisant (5 à 10 cm) reposant brutalement sur une argile gris verdâtre à sable hétérométrique, graviers et quelques cailloux volcaniques, vraisemblablement quaternaires (terrain très ferme, même inondé, à cause de la minceur de la couche tourbeuse).

Les têtes de vallons, ainsi que les larges bas-fonds du bassin supérieur du Lignon, sont généralement dépourvus de coupes de terrain. Les observations superficielles montrent des faciès limoneux, parfois un peu sableux (épaisseur \leq 1 m en général). Ces terrains sont souvent hydromorphes et localement tourbeux.

La partie la plus fine des dépôts de la Pénide a aussi été notée CL.

CP. Épandages à cailloutis rubéfiés sur glacis. Situés en position de piémont, ils sont associés à des colluvions d'épaisseur faible et irrégulière au travers desquelles le substrat transparait parfois. Ils se raccordent généralement vers l'aval à la moyenne terrasse Fx dont la surface peut alors présenter des cailloutis semblables.

Leurs éléments caractéristiques consistent en fragments clairsemés de quelques centimètres, sortes d'« éclats » subanguleux plus ou moins aplatis, siliceux (quartz filonien ou autres roches siliceuses) plus ou moins rubéfiés mais souvent rouge foncé. Ils paraissent parfois associés à de petits quartz usés non rubéfiés, avec quelques chailles résiduelles dans la zone d'extension de ces dernières. A Mariol (Beaulieu, feuille Le Puy à 1/50 000)

des éléments volcaniques usés (phonolites) semblent s'ajouter au même cailloutis.

Dans les terrasses Fx, ces cailloutis se mêlent à ceux des alluvions. Ces cailloutis rubéfiés ont été aussi rencontrés en quelques autres points, dans des situations diverses, mais toujours élevées (plus de 20 m en général au-dessus des cours d'eau actuels) : sables suballuviaux de Mandarou au Sud-Est de Saint-Germain-Laprade ; formations superficielles mêlées au sommet de l'Oligocène à l'Est de Saint-Etienne-Lardeyrol (une coupe montre un niveau à cailloutis rubéfié intercalé entre des colluvions volcaniques et une argile beige) ; petits cailloutis à graviers et petits quartz usés plus ou moins rubéfiés reposant sur les argiles tertiaires à l'Ouest de Saint-Julien-Chapteuil. Leur position dans l'ensemble des gisements indique un âge anté-Würm.

SF2, SF2 γ . Épandages colluviaux de bas versants. Ces formations ont été individualisées lorsqu'elles concernent une étendue importante, dans de grandes vallées (Lignon) ou des têtes de vallons évasées (Malrevers). Ces dépôts se raccordent insensiblement à la plaine alluviale des cours d'eau correspondants.

Leur composition est essentiellement tributaire des apports amont des versants, donc très variable suivant les lieux. Dans la vallée du ruisseau d'Ourbe et des cours d'eau voisins, les dépôts observés, provenant de terrains basaltiques, sont essentiellement terreux, brun-roux, parfois mêlés de petits blocs. Dans la vallée du Lignon, plus encaissée, des colluvions basaltiques riches en blocs constituent l'amont de ces épandages.

En amont de Malrevers, le ruisseau de Courbeyre naît dans une large dépression dont les colluvions sont alimentées par les terrains tertiaires, accessoirement volcaniques, sauf au Sud-Est où on observe un **cailloutis granitique anguleux** (SF2 γ) dont l'abondance décroît d'Ouest en Est ; ces colluvions granitiques s'avancent de plus de 200 m sur les terrains tertiaires au pied de la faille de l'Emblavès. Le sondage n° 5-28 traverse 4,50 m de colluvions à cailloutis granitique avant d'atteindre les terrains tertiaires sablo-argileux.

SF1. Épandages à éléments volcaniques grossiers. Il s'agit de dépôts d'épaisseur plurimétrique présentant des signes de transport (en milieu probablement boueux ?) essentiellement constitués de pierres volcaniques un peu usées dans une matrice sablo-silteuse abondante. Ils paraissent résulter essentiellement du remaniement de formations gélifluées.

Deux de ces épandages, installés sur des pentes faibles, sont de constitution voisine. Celui du Fraisse, qui occupe une pente plus forte, se rapproche des dépôts de glacis CP :

- **La Méduse**. Ce vaste épandage occupe un large replat pratiquement intact, long de plus de 500 m, dominant de 10 à 15 m le cours du Riou Merlan dont il tient lieu de terrasse.

Les champs montrent surtout des cailloux de phonolite usés, plus ou moins aplatis de 5 à 15 cm en moyenne mais de 30 à 60 cm pour les blocs d'épierrage, à patine claire épaisse. Les éléments granitiques sont exceptionnels (5 cm environ, peu usés), ceux de basalte semblent rares. La terre est riche en sable hétérométrique jusqu'à des graviers de quartz usés. Un sondage à la tarière (n° 6-3) a traversé ces dépôts sur 4,50 m au-dessus de l'Oligocène, montrant l'abondance de la matrice sablo-argileuse (gris-bleu à brun-roux) et le caractère usé des cailloutis volcaniques remontés, caractère moins marqué vers la base.

Cet épandage se situe à l'aval des abondants dépôts périglaciaires de la pente nord-ouest du Mont-Chanis, dont le Riou Merlan se dégage par un lit entaillé suivant l'axe d'une levée de blocaille jouant le rôle de cône de déjection, à une altitude voisine de celle de l'épandage.

- **Saint-Julien-Chapteuil**, à l'Ouest (D 15, élevage avicole). Cet épandage localisé (100 x 150 m environ) au flanc sud de la vallée de la Sumène, entre 15 et 35 m au-dessus du cours du ruisseau, paraît se raccorder à la basse terrasse Fya.

Les terrassements permettent d'observer la formation sur 5 à 6 m ; celle-ci se compose de : cailloux volcaniques usés et patinés de 10 à 25 cm en général, de quartz émoussés à usés jusqu'à 10 cm et plus, parfois patinés jaune-roux, avec une matrice abondante à arène grossière, de graviers et petits fragments de granite dans un fond silto-argileux dominant. La partie inférieure de la coupe montre la structure en place : cailloux volcaniques de 5 à 15 cm non jointifs, tendant à se disposer à plat dans une matrice abondante, silteuse, gris-brun compacte, montrant une fine et discrète structuration à plat (aspect « tassé »). Ici, par rapport à l'épandage de la Méduse, les processus colluviaux semblent prépondérants, du moins en base de coupe.

- **Le Fraisse** (dans le hameau et au Nord-Est). Cet épandage caillouteux de 400 x 150 m d'extension se situe sur une pente notable, de 10 à 40 m environ au-dessus du ruisseau. En l'absence de coupe, c'est l'observation des labours qui permet de décrire ce cailloutis qui comporte : des éléments volcaniques atteignant 10 à 15 cm, des quartz blancs plus ou moins usés (jusqu'à 7 cm), des petits cailloux fauves (une chaille de 3 cm a été notée) emballés dans une terre légère (sableuse ?) contenant des graviers de quartz et des grains d'arène grossière. La partie supérieure de la formation montre un cailloutis plus varié (quelques éléments de granite ?) avec des éclats quartzeux parfois bien rubéfiés.

Complexes de formations de versants périglaciaires

Cet ensemble se développe depuis les affleurements élevés (corniches, chicots) et les sommets d'interfluves ; il constitue un continuum (latéralement et surtout dans le sens de la pente) où se succèdent les éboulis *s.s.*, les éboulis flués, les tabliers de blocs et les « clapiers » (ou « rivières de pierres ») dans un environnement général de formations hétérogènes gélifluées à blocs (« heads »).

La gélifluxion qui caractérise ces formations périglaciaires concerne aussi d'autres dépôts colluviaux périphériques moins caractérisés, jusqu'aux épandages de bas versants dont certains sont d'ailleurs d'origine anthropique.

SH7. Formations à éléments granitiques prédominants. En contexte géliflué à blocs, en domaine volcanique (Meygal et ses bordures).

Les secteurs concernés ont été représentés en granite sur la feuille Le Puy à 1/80 000 : Sud de la « Ferme du Meygal » (Les Trousseyres), Les Hautes et Piallevialle près de Recharinges.

Les Trousseyres. Ce lambeau, en réalité bien plus réduit que sur le 1/80 000, est en position de plateau à plus de 1 300 m d'altitude. Il apparaît surtout grâce aux excavations d'anciennes « sablières » (encore utilisées vers 1950) montrant des débris granitiques fins et, au fond de la fouille la plus septentrionale, du granite fragmenté, paraissant subaffleurant en un point. Ce cailloutis granitique, non usé, sans graviers de quartz, est associé à une arène limoneuse. Il est parfois recouvert de colluvions phonolitiques.

Aux environs de Recharinges, la pente orientale du Meygal se présente comme un « glacier » garni de formations solifluées et « clapiers » à matériaux phonolitiques, mais des éléments granitiques apparaissent en abondance dans deux secteurs décrits ci-dessous :

Les Hautes (Ouest de Recharinges). Au Nord-Ouest du hameau, un terrassement montre, sous 0,5 m de terre brune à éléments volcaniques, 1 m d'une formation de transition à blocs volcaniques dans une arène remaniée à fragments granitiques reposant sur du granite altéré, grossièrement fragmenté. Au voisinage, dans le hameau, on trouve des débris granitiques dans les fossés.

Piallevialle (Nord-Ouest de Recharinges). Au Sud-Ouest du hameau, les labours remontent un cailloutis granitique grossier dans une terre légère brun clair, et les blocs d'épierrage, nombreux, atteignent 30 cm et plus. Vers le Nord-Ouest, hors de la zone cultivée, de nombreux débris granitiques sont visibles dans les sols, les chemins et surtout dans les écoulements des zones

sourceuses ; ils ont été observés jusqu'au-dessus de Perrel, soit sur 700 m d'extension vers le bas de la pente.

Aucun affleurement indubitable de granite n'a été observé. L'origine de ces « colluvions » n'est pas élucidée. Dans le cas du plateau du Meygal on ne peut exclure l'éventualité d'un panneau de granite entraîné par l'ascension des phonolites comme cela semble être le cas ailleurs (Mont Fracelier, Est du Gascou, Sud-Ouest de Saint-Hostien, Suc des Ollières) ; pour la pente orientale du Meygal l'hypothèse la plus probable est la présence du granite sous les dépôts géliflués. Ces trois gisements à matériaux granitiques plaident pour l'existence d'un horst du Meygal, d'autant plus qu'aucun indice de sédiments tertiaires n'a été observé sur ce flanc oriental, au contraire du fond de la vallée de l'Auze où ce Tertiaire est subaffleurant, près de la lagune de Recharinges (sondage n° 7-6).

SHv. Formations gélifluées de versants à matériaux mixtes ou indifférenciés.

SHφ. À matériaux essentiellement phonolitiques à trachytiques.

SHφ/β. À matériaux essentiellement phonolitiques à trachytiques recouvrant ou incorporant des matériaux basaltiques tufacés.

SHβ. À matériaux essentiellement basaltiques.

Ces formations, souvent à blocs, occupent les pentes élevées à l'exception des affleurements, éboulis et « clapiers » dont elles constituent l'environnement, à l'aval et latéralement. La couverture de matériaux phonolitiques (Hφ), qui est décrite plus loin, est un cas particulier occupant les plateaux phonolitiques en amont des formations gélifluées banales.

En surface, ces formations gélifluées varient rapidement de passages pauvres en blocs, défrichés en priorité, à des zones à blocs en densité très variable, souvent boisées. Par endroits, la fréquence des blocs saillants devient très forte et la structure redressée des « clapiers » apparaît localement. A noter que l'absence de blocs résulte souvent de leur transfert dans les murets et tas d'épierrage lors du défrichage et des labours.

Ces différences de faciès dépendent surtout de l'héritage morphologique et pétrographique local, conditionnant la prédominance de matériaux grossiers ou fins. Les blocs sont directement hérités des affleurements sus-jacents et de leurs éboulis ; leur taille et leur morphologie sont largement déterminées par le type de débit des rochers sous l'effet de la gélifraction ; il en existe de gigantesques (certains approchent les 10 m) au pied de certains Sucs au diaclasage très lâche : Bellecombe, Huche Pointue.... Ces caractères, très marqués à l'amont des pentes, s'atténuent vers l'aval par

gélifraction secondaire des blocs, sauf si des terrains argileux fluants facilitent la progression (Les Saucés, La Coste près de Palhaires...).

Morphologie. Les formations fines, dépourvues de blocs mais non de quelques cailloutis ou débris, donnent des versants adoucis, plus ou moins régularisés. Cette morphologie d'ensemble est préexistante et déjà douce (pas de corniches ni de chicots rocheux), la douceur est renforcée par le « bourrage » des formations fines.

Les formations à blocs grossiers peuvent aussi former des versants adoucis, en particulier aux flancs des reliefs volcaniques importants. Mais on note aussi des « replats à blocs », souvent nets et bien circonscrits, généralement situés en auréole autour des reliefs volcaniques affleurants, au pied des éboulis lorsqu'ils existent. Leur surface est horizontale à faiblement pentée vers l'extérieur ; les blocs épars, en densité variable, apparaissent largement hors terre, tandis que le pied des éboulis repose vraisemblablement sur ces replats. C'est notamment à leur surface que l'on trouve des blocs plurimétriques comme à Feyterme (Sud-Est du Suc de Bellecombe) près d'Araules.

Ces replats, plus ou moins importants (largeur décamétrique à hectométrique), fréquents et largement répartis, pourraient être des témoins locaux d'une ancienne topographie, antérieure aux gélifractions massives, tout au moins à leur paroxysme. Leur altitude très élevée (par rapport aux thalwegs actuels) témoigne de leur ancienneté. En général, ces replats ne semblent pas armés par des formations géologiques du substrat. Nous les avons assimilés au complexe colluvial géliflué, mais leur interprétation pose problème : leurs altitudes inégales excluent un aplanissement généralisé dont ils seraient les vestiges.

Épaisseur, structure interne. L'épaisseur des formations gélifluées paraît généralement comprise entre 0,5 et 3 m, mais il est très rare d'observer des coupes correctes et surtout complètes. Il semble que les blocs tendent à se concentrer à la partie supérieure du profil (concentration relative par entraînement des fines superficielles, horizon superficiel cryoturbe...) ; parfois ce sont des champs de blocs largement hors terre passant localement à la disposition serrée et redressée des « clapiers ».

Près de Granouillet (Nord-Est de Queyrières), en contexte surtout basaltique, une coupe de 1,50 m montre une formation à blocs de phonolite (0,50 m d'épaisseur) reposant sur des colluvions bien moins grossières d'aspect « tassé » à cailloutis centimétrique tendant à se disposer à plat dans une matrice terreuse brune. Le niveau supérieur, lorsqu'il est mince, présente des festons de cryoturbation pénétrant dans l'assise fine sous-jacente. Précisons qu'il s'agit là d'un dépôt peu incliné en bas de pente.

Notons que dans les sols de l'Arctique la concentration des blocs en surface est un fait assez général (B. Etlicher, comm. orale).

Dans la partie inférieure des formations de pente gélifluées, souvent moins grossières, les cailloutis aplatis tendent fréquemment vers une disposition subhorizontale plus ou moins nette. La matrice, essentiellement silteuse est souvent contaminée, surtout vers la base, par quelques débris entraînés du substratum des pentes : grains de sable et graviers des dépôts tertiaires, plus rarement du socle arénisé, mais aussi débris de laves, notamment basaltiques avec « tufs » rouges associés.

En quelques points, à la partie inférieure des profils, il a été possible d'observer, sur quelques décimètres, une formation silto-argileuse rousse (teintes de brun-roux à rouille), compacte, à graviers et petits cailloux phonolitiques épars, d'aspect « tassé » et présentant une structure particulière : les cailloux, en particulier les plaquettes, tendent à se disposer à plat ; la matrice, surtout vers le sommet de cette couche, montre une discrète structure lamellaire avec granoclassement inverse : chaque petite plaquette en relief correspond à un niveau d'accumulation en miniature, chaque creux sous-jacent à la zone lavée correspondante. Une telle structure est d'abord le signe d'un gel-dégel *profond* (phénomène de cryoreptation) sans pergélisol ; si la structure lamellaire s'accompagne d'un tassement fort, de glosses, on passe à un fragipan (Valadas, 1984). La teinte claire roussâtre contraste avec celle plus foncée, brunâtre, des terrains sus-jacents. Ces observations ont été faites dans un chemin creux, à proximité d'un « clapier », à la Fontaine-du-Merle (Sud-Est du Permian) sous une couverture de sol brun supportant quelques blocs.

A Combevieille (Sud-Ouest d'Araules), une tranchée de captage s'engage dans un petit « clapier ». Auparavant, elle s'enfonce de 3 m dans des colluvions caillouteuses avec tendance à une disposition à plat, passant latéralement, en pénétrant dans le « clapier », à des basaltes altérés ; la structuration lamellaire affecte les matériaux fins dans la masse des colluvions, puis seulement la mince couche rousse qui surmonte la formation basaltique, constituant la semelle du « clapier » dont la base est très tranchée ; l'accumulation de blocs ne comporte pas de matrice et l'eau circule à la surface de la semelle argileuse.

On retrouve une formation analogue aux précédentes, roussâtre, d'aspect « tassé », à la Varenne (Sud du Mazet-Saint-Voy), mais celle-ci est surmontée d'un profil complexe de colluvions à cailloutis basaltiques dans lesquelles s'intercalent deux niveaux noirâtres de matériaux fins, d'aspect « gras », au débit à tendance polyédrique (sols isohumiques ?). Ces horizons sont réduits à une dizaine de centimètres ; mais, près de Laussonne (feuille Le Monastier à 1/50 000) un niveau semblable, épais de 0,40 m au moins, repose sur un horizon caillouteux mince et très plan recoupant des collu-

vions à poches caillouteuses de cryoturbation. Le sol noir, qui paraît lui-même cryoturbé, s'étend sur la pente en amont.

Dynamique des formations gélifluées des versants et des blocs associés. La décohésion et la gélifraction des roches affleurantes, surtout à l'amont mais aussi sur les pentes, préparent les matériaux qui alimentent le complexe des versants périglaciaires. Ce schéma, évident pour les blocs, l'est beaucoup moins pour les fractions fines, pourtant très abondantes. Des indications sont données par la formation H□ dérivée des phonolites et trachytes, où s'individualise une phase silteuse claire abondante, formant parfois des ségrégations importantes. Près de la Barthe (Ouest du Lizieux) la tranchée AEP a permis de voir l'évolution bien différente des gros blocs phonolitiques de la zone superficielle, très sains, et de la petite biocaille, très abondante dans la masse des colluvions, altérée, délitée, décolorée (souvent verdâtre) dont on conçoit bien qu'elle puisse aboutir à des silts et petits cailloutis.

L'ensemble de ces matériaux est entraîné par la gélifluxion, suivant des processus et avec des vitesses très variables suivant les cas. En milieu actif actuel ces vitesses varient de 1 à 2 cm jusqu'à 20 à 30 cm par an, ce qui permet de comprendre les centaines de mètres parcourus (Valadas, 1984). Les formations constituées de blocs, à cause des gros interstices avec neige et glace, ont un cheminement beaucoup plus rapide que les formations voisines riches en fines. Mais ces dernières comportent souvent des blocs, dont la disposition peut être variable. S'ils sont bien enfoncés ou enfouis dans la matrice fine, leur cheminement n'est pas bien différent de celui de cette dernière, mais il n'en est pas de même pour les blocs saillants, parfois presque hors terre qui, en période froide, ont évolué en « blocs laboureurs » ou « ploughing blocks », ainsi que pour les concentrations de blocs qui passent progressivement à des structures de « clapiers » ; des phénomènes de glissement des gros blocs sur les formations fines doivent être envisagés (dans des cas un peu différents, sur substrat tertiaire, des glissements de blocs à grande échelle ont été observés : feuilles Craponne-sur-Arzon et Monistrol-sur-Loire, en masses énormes dans ce dernier cas).

Âge des complexes de formations de versants périglaciaires. Leur formation a dû débiter avec les premiers épisodes vraiment froids du Quaternaire et se poursuivre, en particulier, pendant tout le Würm à la fin duquel les formations vont se figer avec le réchauffement du climat. Mais ce que nous observons, à quelques exceptions près (présence d'un paléosol ou de formations altérées en profondeur) est à rattacher à l'épisode froid le plus récent. Au cours de cette période, aucun jalon n'a pu être daté mais on dispose de quelques indices :

- notons d'abord l'existence de « patines » affectant la surface des petits blocs phonolitiques inclus dans les formations gélifluées, parfois aussi les blocs de certains « clapiers ». Il s'agit d'une altération de surface de la roche, avec dévitrification, qui forme un cortex blanc-beige opaque passant brutalement à la roche saine. Son épaisseur est en relation avec la durée de l'exposition à des actions exogènes, processus complexe dont on n'a pu tirer une relation quantitative, mais dont on peut déduire localement une chronologie relative. Ainsi, le petit « clapier » des Vignes-Hautes (Est de Boussoulet) montre des blocs petits à patine très épaisse, contrairement à ceux du Sud du Meygal tout proches. A la montagne de Miaune (feuille Monistrol-sur-Loire à 1/50 000), où plusieurs générations de colluvions semblent se succéder, celle, dominante, qui présente le cachet le plus ancien, montre des pierres phonolitiques à patine très épaisse, tandis que la matrice présente une certaine « rubéfaction » ocrée, signe d'un réchauffement du climat. La formation de la patine, gélive, nécessiterait de longues périodes « tempérées ». Elle est, pour l'Holocène, de 1 mm d'épaisseur maximum. « Il faut donc envisager un ou plusieurs interglaciaires pour obtenir les patines de 5 à 7 mm observées dans les dépôts anciens » (Etlicher, 1986). Il convient de tenir compte des effets cumulés : rôle des interstades, et de la qualité de la matrice ;

- les « clapiers », reposant généralement sur des formations gélifluées plus fines, présentent eux-mêmes plusieurs épisodes comme à Freycenet où on retrouve un gisement (Laval) vraisemblablement plus ancien, à l'aval du talus frontal du « clapier » principal ;

- l'étude des formations héritées [...] nous conduit à admettre l'existence, comme derniers épisodes froids, d'une période marquée par des conditions très rigoureuses, suivie d'une période aux conditions moins rudes. Il est logique de corréliser la première avec le Pléniglaciaire supérieur et la seconde avec le Tardiglaciaire (Valadas, 1984). Les épisodes antérieurs « sont bien difficiles à mettre en évidence ». Dans le même ouvrage, l'auteur décrit, au Sud de Recharinges, une coupe qui montre la superposition de deux formations distinctes et les signes de trois époques successives.

Globalement, les formations gélifluées à blocs sont antérieures aux grands éboulis, ainsi qu'aux « clapiers » qui s'y « inscrivent » et se superposent à des matériaux fins.

Reste le problème des « replats à blocs » qui pourraient être des témoins de surfaces très anciennes, peut-être anté-quaternaires, antérieures au creusement des vallées et à l'installation des versants d'origine périglaciaire que l'on observe actuellement.

Éboulis fluants : « clapiers » ou « chirats » (épaisseur 2 à 4 m en général). Il s'agit d'un terme local (Bout, 1953, 1966), spécifique, plus général que « rivières de pierres » et plus approprié que glacier rocheux. Dans le complexe

périglacière précédemment défini, les « clapiers » sont le terme le plus distal de la famille des éboulis, pouvant s'étendre assez loin vers l'aval en langues étroites. Par rapport aux éboulis *s.s.*, ils présentent des caractères très particuliers, spectaculaires, qui seront décrits plus loin. Ils apparaissent sur la carte avec un figuré particulier (comme les éboulis, mais sans notation).

La filiation apparaît bien vers Chalendard, près de Mézères : Suc d'Orsier, éboulis, replat à blocs, colluvions riches en blocs tapissant la pente et se concentrant dans l'amphithéâtre de Chalendard ; au débouché de ce dernier, se constitue la « rivière de pierres » (ici très anthropisée : minuscules parcelles entourées de murs d'épierrage d'épaisseur plurimétrique) qui deviendra nette en aval.

Ce terme de « rivière » ne doit pas faire illusion. En effet, la répartition des « clapiers » est diverse et complexe, généralement discontinue : tabliers sur les pentes, pouvant émettre des langues plus ou moins développées, îlots réduits, installation dans des vallons d'altitude (les plus importants) ou dans des vallées, soit au fond (de Chalendard à Blanlhac), soit en position de basse terrasse (aval de Montusclat).

Les grands gisements allongés montrent souvent des discontinuités qui conduisent à envisager un rôle important des apports latéraux, concurrentement au cheminement longitudinal des blocs qui devient exclusif dans les langues terminales. Le « clapier » binaire de Freycenet, basaltique en rive droite et phonolitique en rive gauche, en est une illustration (voir § « Dynamique »).

Contrairement aux éboulis, les « clapiers » peuvent présenter des pentes très douces, notamment leurs langues de vallées, mais ces dernières se terminent généralement par un talus assez abrupt (5 m environ à Freycenet). Le « clapier » de la Croix-de-l'Etoile (Sud-Ouest de Montusclat), très penté, se termine brutalement par un talus raide, haut d'une dizaine de mètres ; à l'amont immédiat il constitue une plate-forme grossière avec des bourrelets latéraux hauts de 2 m (présentant une forte affinité avec les glaciers rocheux *s.s.*). La pente longitudinale *moyenne* des « clapiers » est estimée à 8-9°.

Structure. Les « clapiers » sont caractérisés par leur structure, toujours « open-work », constitués de blocs anguleux de phonolites ou parfois de basaltes bien calés, à tendance redressée, grossiers (jusqu'à 1 m) devenant beaucoup moins gros vers la base, sur une épaisseur estimée allant de 2 à 4 m (environ 2 m le plus souvent) et dépourvus de végétation. Les blocs redressés sont les plus plats, de moyenne ou petite taille.

Les gisements de vallons (type « rivières de pierres ») montrent une pente longitudinale faible mais variable, avec parfois des bourrelets transversaux.

Leur profil en travers est plat à légèrement bombé ; le passage aux rives, graduel dans le premier cas, apparaît bien net pour les gisements bombés, comme « décollés » de leurs rives souvent un peu surélevées. A l'aval, leur terminaison est brutale avec un talus de quelques mètres, ou un simple étalement des blocs.

Les quelques coupes ou estimations montrent des épaisseurs modestes (1,5 à 2 m en général) ; les blocs reposent sur une matrice fine, silto-argileuse, rousse, souvent molle, gorgée d'eau.

Postérieurement à leur stabilisation, l'évolution des « clapiers » paraît modeste. Il s'agit surtout d'une corrosion discrète, surtout visible sur les phonolites où elle creuse des sillons suivant les fissures et parfois quelques vasques ou bien des petites cupules (1 cm environ) comme sur les basaltes de la Croix-de-l'Etoile.

Des patines (ou cortex) affectent les blocs phonolitiques. Dans les « clapiers », elle est généralement réduite, inframillimétrique, sauf dans quelques cas (patine très épaisse observée aux Vignes-Basses près de Boussoulet).

La colonisation d'étendues de « clapiers » par la végétation (boisement principalement) paraît tardive, liée à des colluvionnements d'origine anthropique, et dépend de la taille des blocs.

Dynamique. Les blocs proviennent de la décohéssion et de la gélifraction des affleurements des sommets et des pentes. Après un cheminement par des éboulis et des colluvions à blocs prédominants, ils sont pris en relai par les « clapiers » avec une dynamique longitudinale, lente certes, mais beaucoup plus rapide que celle des formations gélifluées à blocs environnantes (interstices plus gros, avec neige et glace). La progression s'effectue par glissement, pouvant persister longtemps, sur la semelle de matrice, elle-même fluante, grâce à la neige et à la glace qui remplissent les interstices (névé, glace de regel des pergélisols, glace de ségrégation...). La structure « open-work » pourrait être due à un tri syngénétique des matériaux, d'origine périglaciaire, à moins qu'elle ne soit originelle : peu de fines au départ (Valadas, 1984).

Des alignements de blocs redressés (rive gauche phonolitique du « clapier » de Freycenet), discontinus mais nombreux, avec des relais très obliques, traduisent l'existence de mouvements d'ensemble, comportant des « chenaux » à écoulement plus rapide, plus chargés en glace, avec cisaillements. Ils sont la preuve de la présence d'une glace interstitielle.

Hors des vallées qui comportent ces « rivières de pierres », la cartographie détaillée des pentes montre aussi des petits « clapiers » en tabliers ou

en flots. Il semble que la structure « open-work » redressée apparaisse lorsque les conditions nécessaires sont réunies, fut-ce localement : morphologies « convergentes » conduisant à une compression latérale des blocs (serrage), comme niches, vallonnements ; sites de transit sur les pentes ; sites d'accumulation dans les fonds. Toutefois, pour B. Valadas (1984), le redressement n'a pas besoin d'une poussée d'ensemble, mais relève du « frost-heave » lié à la glace interstitielle.

La fin de la période froide aurait bloqué le processus et figé les formes, mais cet arrêt n'a pu encore être daté.

Les « clapiers » ont été représentés sur la feuille Yssingaux dans la mesure du possible, lorsque leur taille est suffisante, lorsqu'ils ont été observés, ou lorsqu'ils apparaissent sur le fond IGN à 1/25 000 ; dans ce dernier cas, leur extension en zone boisée est parfois sous estimée.

E. Éboulis (épaisseur 1 à 5 m en général). Il s'agit d'accumulations de blocs associées à de fortes pentes, avec le plus souvent, corniches ou chicots.

Péetrographiquement, les roches concernées sont généralement volcaniques et massives (laves). Dans le cas le plus fréquent des *phonolites* et trachytes, les extrusions peuvent porter des tabliers d'éboulis, au point parfois d'en être recouvertes en grande partie (Tortue et Mounier près de Boussoulet). Parfois même les sommets sont concernés, constitués par les produits de la gélifraction peu ou pas déplacés, avec seulement des « affaissements » de matériaux (Servey, cote 1408 m du Testavoyre en Forêt du Meygal). Par souci de simplification, les éboulis ainsi disposés n'ont pas été représentés.

Ces éboulis sont le terme amont du continuum défini précédemment et comportent :

—les **éboulis de gravité** (où la chute gravitaire est le processus dominant), localisés aux parois raides des Sucs, sont rares ; leur pente est importante : $> 30^\circ$, parfois 34 ou 35° . Ils donnent des tabliers de blocs avec granoclassement : les plus gros blocs, à l'aval ; les plus petits, au pied de la corniche ; les plus équidimensionnels, plus loin que les dalles ou plaquettes ;

—les précédents passent souvent en relai à des **éboulis mixtes** mis en place par des dynamiques complexes, formant des tabliers de blocs à pentes de 25 à 30° . La neige et tous les phénomènes qui conduisent à une gélifluxion ont favorisé le glissement des blocs, donnant des éboulis plus étalés, à blocs uniformément répartis malgré leurs différences de taille. A leur pied, dans quelques cas (Est du Pidgier, Sud du Mont Chanis et surtout Nord-Ouest de la Tortue), leur pied aboutit à une dépression en contre-pente dans des terrains géliflués. Ces éboulis, légèrement assistés, sont difficiles à séparer des

éboulis de gravité. Le cheminement des blocs est allongé, la pente diminue (on peut aller jusqu'à des pentes faibles : 20° et moins) ;

- puis viennent les **éboulis assistés**, flués, avec bourrelets et/ou coulées de blocs qui tendent à être plus petits que dans les éboulis précédents ; d'avantage de pans entiers sont conservés (gélifraction secondaire associé à un mouvement d'ensemble de progression). La taille des blocs décroît depuis la surface jusqu'en profondeur où apparaît une matrice fine qui se mélange aux éléments de base. Leur épaisseur varie d'environ 1 m à l'amont à 4 ou 5 m à l'aval. Les blocs sont engrenés en général. Latéralement, de part et d'autre de ces éboulis évolués, on passe brutalement à la formation gélifluée à blocs (SHv). Les coulées de blocs qui en dérivent se terminent toujours par un amonçèlement dominant un bourrelet de sol (matrice fine + blocs) traduisant bien la poussée, tandis qu'on note un léger creux à l'amont. Il y a parfois plusieurs bourrelets ;

- les « **clapiers** » (voir les formations SHv) représentent le stade le plus évolué de ce complexe : traînées de blocs flués à tendance redressée, sur des pentes faibles, notamment dans des thalwegs, loin de leur source d'alimentation.

Dans l'ensemble de ces processus, les phénomènes majeurs sont la gélifraction à l'amont, relayée par un fluage qui ne fonctionne plus actuellement ; lié à des conditions périglaciaires, il a dû faire intervenir la neige, les névés, dans un contexte de pergélisols discontinu ou sporadique.

De rares exemples ont permis d'observer, dans la masse, des éboulis gravitaires en pied d'extrusion :

- au Sud du Pidgier, près de l'Hermet (terrain de sport de Saint-Hostien) les terrassements entaillent les éboulis (10 m d'épaisseur visible) montrant une biocaille hétérométrique à éléments pouvant dépasser 1 m, quasi-jointifs dans une matrice beige à dominante silteuse. On note une tendance des éléments à se disposer à plat. Plusieurs séquences, peu contrastées, y sont probablement représentées ;

- au Sud-Ouest du Mont Chabrier, la carrière de Monedeyres recoupe les éboulis de bas versant sur toute leur épaisseur, montrant des panneaux plurimétriques décollés de la paroi et progressivement basculés « en éventail » dans des colluvions plutôt fines, désordonnées. Vers la surface du tablier d'éboulis, plus épaisse (2 m) et mieux organisée vers le bas, se développe une couverture de dépôts réglés et stratiformes, à fragments de dalles tous disposés conformément à la pente, flottants dans une matrice à fragments bien plus fins (cette couche superficielle n'est plus due au phénomène gravitaire simple).

Dans le cas des appareils et surtout des coulées *basaltiques* (les trachy-basaltes réagissant de façon semblable), à la gélifraction, s'ajoutent des phénomènes en bordure de coulées, en raison du diaclasage serré de ces roches au débit souvent prismé et de leur décohésion en période froide (le tardiglaciaire notamment donnant des tabliers de blocs). Les éboulements s'effectuent parfois par pans entiers (métriques à plurimétriques) que l'on retrouve plus ou moins disloqués, parfois énormes, après leur chute.

La nature du substrat des coulées volcaniques influe sur l'importance du déplacement et le comportement des éboulis ; s'il est constitué de terrains argileux les écroulements seront facilités, et les débris tendront à être entraînés et dispersés loin à l'aval (sur plusieurs centaines de mètres parfois) par les phénomènes de gélifluxion ou solifluxion.

Les pitons basaltiques présentent un cortège d'éboulis analogue aux Sucs phonolitiques et, dans les massifs élevés, les basaltes contribuent à l'alimentation des « clapiers », partiellement (partie droite du clapier de Freyccenet) ou en totalité (Croix-de-l'Etoile près de Montusclat).

Dans le domaine des roches du socle, les éboulis sont peu communs, localisés dans les gorges, celles de la Gagne en particulier. Ces roches sont très peu représentées dans les zones d'altitude ; les éboulis des gorges (Bout, 1953, 1966) sont aussi vraisemblablement liés à des périodes froides.

Hφ. Couverture résiduelle à colluvionnée de matériaux phonolitiques à trachytiques*. Les grands reliefs phonolitiques (Meygal, Lizieux, etc.) sont empâtés par des formations superficielles constituées de blocs de phonolite associés à une matrice fine de teinte claire. Cette formation recouvre une part importante des phonolites en place et les déborde largement, masquant leurs limites. C'est un faciès particulier des formations gélifluées à blocs (CG) qui en diffère par les conditions structurales de départ ; il passe en relai, à l'aval, aux formations gélifluées banales.

Selon (Valadas, 1984), ces formations gélifluées, cantonnées sur les pentes modérées, ont une épaisseur moyenne de 0,80 m (1,50 m maximum). La matrice fine, limono-sableuse, « est abondante, sans aucune trace de tri et les débris rocheux qui y sont mêlés ont toutes les tailles : certains, minuscules esquilles, se mêlent à la matrice dont on les distingue à peine macroscopiquement ; d'autres, les plus nombreux, sont d'ordre décimétrique, inégalement repartis dans la formation ; quelques-uns peuvent être de grande taille, dépasser le mètre (médiane de 0,70 x 0,50 m) ; ils se localisent alors préférentiellement dans la partie supérieure des coupes, émergeant souvent même du sol ». La taille des blocs diminue vers l'aval des pentes.

* Le terme « phonolitique » est employé au sens large : trachyphonolitiques, mais aussi trachyandésites et trachytes des grands massifs volcaniques.

Au pied nord de la masse du Lizieux, les terrassements d'un captage récent montrent un faciès blanchâtre sans blocs, silto-argileux, grumeleux, à petits fragments épars gris clair de phonolite, parfois émoussés et plus gros, jusqu'à 15 cm environ. Vers le Nord-Ouest, à 300 m (parking) : masse silto-argileuse crème à blanchâtre avec quelques petits cailloux émoussés sur 1 m au moins ; on note l'absence de blocs.

Au croisement, à l'Est du Testavoire, la formation fine, gris clair ou tendant au beige, présente vers la base quelques fragments de phonolite altérée claire, et latéralement se charge de blocs, passant au faciès banal.

À la Coste d'Ouspis (Nord-Ouest du Pertuis), le forage n° 2-9 a traversé 10 m environ de « sable » très fin, silteux, blanc crème à roussâtre, beige ou bleuté ; ils contiennent parfois des fragments très altérés (phonolite ?), mais pas de blocs résistants. Cette formation repose sur des épicastites argileuses.

La plupart du temps, on ne dispose pas de coupes complètes ; les blocs sont d'abondance très variable, parfois absents ; la matrice silteuse peut prendre l'aspect d'un sable fin, ou au contraire avoir une consistance argileuse ; sa teinte, souvent beige, varie du blanc crème à l'ocre, au roux, au brun clair, parfois gris pâle, les teintes brunes terreuses correspondant aux colluvions banales SHv.

La distinction n'est pas possible entre la couverture des zones subaffleurantes et celle des bordures, franchement colluvionnée. Toutefois, sur le Lizieux notamment, les blocs apparents sont bas et tendent à se disposer à plat dans les zones subaffleurantes ; ils sont au contraire plus saillants, voire redressés dans les zones colluvionnées. Ce critère n'est qu'une indication, à confronter avec la morphologie et les affleurements visibles.

Formations de versants

La distinction avec les colluvions périglaciaires n'a rien d'absolu et le passage est progressif d'un type à l'autre ; les actions périglaciaires ne sont sans doute jamais absentes, mais leur expression n'est pas évidente en général.

En dehors des *colluvions essentiellement fines*, d'origines variées, souvent complexes (S) elles ont été classées en fonction de la nature de leurs éléments grossiers prédominants :

Sβ. Colluvions basaltiques.

Sφ. Colluvions phonolitiques à trachytiques.

SV. Colluvions volcaniques mixtes ou indifférenciés.

Sγβ. Arènes granitiques colluvionnées à éléments basaltiques épars.

Sγν. Colluvions mixtes (granitiques et volcaniques) sur substrat granitique.

Sγ. Colluvions de matériaux granitiques.

De plus, les colluvions sont variables à l'intérieur de chaque classe, en fonction de leur alimentation et de leur situation topographique.

Lorsqu'elles sont épaisses, les colluvions volcaniques tendent souvent à une concentration des blocs à la partie supérieure, et passent en transition vers le bas à une formation plus fine (pied sud-ouest du Peyrenc, par exemple).

Sγ. Colluvions de matériaux granitiques. Ce sont des formations meubles généralement formées d'arènes plus ou moins limoneuses, pouvant comporter des débris ou fragments granitiques, rarement accompagnés de quelques éléments étrangers.

De telles colluvions sont fréquentes en domaine de socle, mais n'ont pas été distinguées. Elles ont été représentées dans des conditions particulières :

- quand elles débordent la zone granitique, comme au Nord-Est de Blavozy ;
- en position de terrasse, à la manière d'alluvions (peut être superposées à des alluvions) : vallée de la Gagne en aval des Pandraux ;
- à l'intérieur de dépressions volcano-tectoniques ouvertes dans le socle (Pébellit, Apilhac) ;
- formant des accumulations anormalement épaisses, comme :
 - au Sud du Pont-Neuf (Sud-Est de Saint-Germain-Laprade) plaquées au bas d'une pente vigoureuse ;
 - entre les Brus et La Borie (Sud du Chambon-sur-Lignon), où elles constituent un épandage épais, en pente douce vers le Nord-Est, entamé par des ravins régressifs au profil en V, profonds de 5 m et plus, vigoureux mais néanmoins gazonnés. Cet épandage date probablement du Würm. A noter la présence, à proximité (Les Brus) d'arènes litées altérées (actions périglaciaires possibles ?) ;
 - à l'Ouest de Saint-Jeures, face à Rioumazel, sur le flanc sud d'une dépression intra-granitique de plus de 500 m de diamètre (alvéole ?), où elles forment une sorte de langue avec bourrelet de matériaux fins à la base ; des blocs métriques à plurimétriques de phonolite apparaissent à la partie supérieure de cette accumulation vraisemblablement solifluée.

SγV. Colluvions mixtes (granitiques et volcaniques) sur substrat granitique. Les quelques points d'observations disponibles montrent généralement un cailloutis phonolitique superficiel surmontant une arène altérée, limoneuse, plus ou moins remaniée, passant localement à un granite altéré subaffleurant.

Ces formations superficielles occupent une aire à substrat granitique élevé (920 à 1 050 m environ) où le volcanisme associé est essentiellement phonolitique à trachytique : environs de Champblanc (vers le Nord-Ouest et surtout le Nord-Est), de Veyrac et des Ollières, ensemble situé au Sud d'Yssingeaux.

Secteur de Champblanc : affleurements rares et limités à des fossés de routes ; vastes surfaces sans observations (tête de vallée de la Sialme). Gros cailloutis phonolitique émoussé, mince et discontinu (pavage) à patine claire épaisse, surmontant un sable grossier limoneux à éléments d'arène en abondance, gris-bleu à roussâtre, parfois en larges marmorisations. Quelques petites plaquettes usées de phonolite sont parfois incluses dans le dépôt. La base du profil atteint quelquefois (Nord-Ouest de Champblanc) une arène peu polluée à débris granitiques et ponctuellement un granite blanchâtre altéré (subaffleurant ?).

Secteur de Veyrac et des Ollières : les altitudes sont moins élevées (920 à 950 m environ), les colluvions phonolitiques souvent plus épaisses et le granite plus souvent visible (affleurements artificiels). Au Nord-Est des Ollières, le talus de la route donne un exemple de ces dépôts : le granite, en partie arénisé, affleure aux Ollières, rapidement relayé par des arènes remaniées, plus ou moins limoneuses avec passages plus silteux micacés, recouvertes d'un pavage discontinu de gros cailloux de phonolite (profil visible sur 1 à 1,50 m). Au croisement de la route des Valentins, le granite affleure dans les fossés. Une petite zone comparable existe au Nord-Ouest de Queyrières.

Bien que génétiquement différents, ont été classés dans le même ensemble les dépôts des vastes bas-fonds humides du plateau granitique à l'Est du Mazet-Saint-Voy : étendues souvent boisées et plus ou moins marécageuses, sans affleurements, où les fossés des routes ne montrent que des traces d'arène plus ou moins argileuse. On y rencontre parfois des blocs de granite (apparemment erratiques) et des éléments volcaniques apparaissent dans les fossés à l'approche des appareils isolés, dispersés dans la région.

L'un des principaux bas-fonds (La Chau-de-Laroue, Sud de Ronsavaux) a fait l'objet de travaux de drainage à l'époque des levés. La plupart des observations portent sur l'axe principal. Le fossé, profond de 1 à 1,30 m, montre une évolution de l'amont vers l'aval (WNW à ESE) :

- *A l'amont* : granite en place au fond de la tranchée, peu altéré et de teinte normale, passant brusquement vers le haut à un matériau plus ou moins remanié mais homogène (sorte d'arène grossière). Vers l'aval et progressivement, le fond de la tranchée n'atteint plus le granite. La couverture (20-30 cm en moyenne) est constituée d'un cailloutis d'éléments volcaniques de 5 à 20 cm, d'aspect émoussé à patine grisâtre, peu épais (parfois un seul niveau de cailloux), reposant directement sur la masse d'arène graveleuse ; il est affecté de rares poches de cryoturbation (s'enfonçant de 50 cm au-dessous du niveau à cailloux). Recouvrant le tout, non affecté par ces déformations, vient une mince couche tourbeuse (5-15 cm) parfois associée, à sa base, à une couche argileuse beige, se divisant parfois en plusieurs strates nettes, chacune épaisse de 4 à 7 cm.

Vers l'aval du tronçon étudié, le dépôt graveleux, toujours homogène, comporte quelques éléments dispersés (volcaniques, quartz, chailles ?), jamais beaucoup plus gros que les graviers du dépôt. Quelques gros cailloux de granite apparaissent parfois vers la base (proximité du substrat ou cailloutis de base correspondant à un transport plus énergétique, voire mouvements de convection ?). La base des dépôts, corrodée par le courant, tend souvent à s'indurer avec quelques colorations ou marmorisations ocrées, toujours pâles et discrètes.

- *À l'aval (vers les Planchettes)* : tranchées monotones dans la même formation d'arène graveleuse ; la couverture décrite en amont est absente. Par contre, vers le Nord, apparaissent, hors terre, de gros blocs de granite épars, pouvant atteindre 1,5 à 2 m, sans doute déplacés par gélifluxion à partir du relief granitique voisin.

Σγβ. Arènes granitiques colluvionnées à blocs basaltiques épars.
Près du hameau d'Utiac (Nord-Ouest de Tence) le flanc nord-est de la montagne de Peyrebrousson (cote 963 m) montre des blocs et cailloux de basalte, peu abondants et irrégulièrement répartis, sur une pente où le granite n'affleure pratiquement pas, mais où l'arène est omniprésente, liée à une morphologie de « glaciais » avec des points sourceux vers la base ; quelques éclats de quartz jaspé sont présents vers la crête. Les blocs de basaltes épars, parfois gros, se retrouvent aussi dans des murs et des tas d'épierrage. Les éléments plus petits paraissent liés à des arènes colluvionnées à l'Est de la montagne où ils sont relativement abondants. Une tranchée de captage, profonde de 50 cm, montre une terre brune homogène riche en arène, avec petits éléments basaltiques nombreux et bien répartis (terrain caractéristique de ce versant). Aucun affleurement basaltique n'a été observé, ni d'indice de sa situation.

On peut rapprocher de cette formation : (1) les colluvions terreuses à cailloux de basaltes et de granites qui ont été observées près de la Peyreyre (Sud de Saint-Pierre-Eynac ; non représenté sur la carte) à l'aval d'un petit

gisement basaltique ; (2) les dépôts de pente de la butte au Sud-Ouest de Mazalibrand (Nord-Ouest du Chambon-sur-Lignon) où des blocs basaltiques épars, associés aux fragments granitiques, se rencontrent sur tout le flanc et se retrouvent dans les dépôts de bas de pente.

SV. Colluvions volcaniques mixtes ou indifférenciées. Cette notation a été employée quand le caractère mixte des colluvions a été constaté, mais surtout, en l'absence d'observations ou de détermination, quand le contexte rend possible le mélange d'apports basaltiques et phonolitiques.

Aux Pradeaux (Sud-Est du Pertuis), il semble bien y avoir mélange, ou tout au moins juxtaposition puis mélange, d'origine anthropique.

A Hautevialle (fossé de la D 43), des colluvions terreuses à cailloutis basaltiques semblent superposées à un cailloutis phonolitique frais, puis patiné.

A Sardat (Nord-Est du Pertuis), l'élargissement de la route a recoupé, suivant sa longueur, un replat horizontal situé au pied d'une vigoureuse pente basaltique. Vers le Sud-Est, le talus est entaillé dans 1,5 à 2 m de blocs jointifs de roche volcanique fraîche (phonolite ?) pouvant passer pour affleurante ; mais, plus au Nord-Ouest, la même blocaille, épaisse de 1 m, surmonte des « tufs argilisés » jaunes à verdâtres suivant une surface horizontale, légèrement « ravinante » par endroits. Là aussi, des colluvions terreuses à cailloutis basaltiques apparaissent sus-jacentes à la blocaille précédente.

Sφ. Colluvions phonolitiques à trachytiques. A cause de l'altitude en moyenne plus élevée des appareils et des ensembles volcaniques phonolitiques à trachytiques, les abondantes colluvions qui en dérivent se sont généralement mises en place sous conditions périglaciaires (SHφ, Hφ). Toutefois, dans quelques cas, des accumulations à altitudes plus basses ne présentent plus (sauf occasionnellement) les caractères des colluvions périglaciaires.

Dans ce cas, leur faciès et leur comportement sont analogues à ceux des colluvions basaltiques avec toutefois, en général, une plus grande taille des blocs souvent plus aplatis, une matrice plus claire et plus silteuse.

Un cas spectaculaire se présente vers Rioufreyt (Nord-Ouest du Pertuis). A l'amont de la route (cote 885 m) on est dans le domaine des colluvions périglaciaires avec formations à blocs et « clapiers », colluvions conglomériques à petits blocs émoussés de phonolite au bord du chemin de Hautevialle. Rioufreyt domine une vaste prairie très plane, mais, à l'aval de la route, le ruisseau s'enfonce rapidement, jusqu'au vieux moulin du Goth, dans un ravin qui atteint 10 à 15 m de profondeur sans atteindre le substratum, entre des

parois très redressées de colluvions à blocs parfois gros. Avant d'atteindre la D 43, le ravin se termine, relayé par un cône de déjection.

Le sondage du Pertuis (n° 2-10), en piémont au Sud-Est du Loségal, a traversé 2,5 m de terre « grasse », brun-rouge, pauvre en débris, avant d'atteindre un cailloutis de quelques centimètres, usé et patiné, assez altéré, dans une matrice brun clair ; cette matrice devient plus claire en profondeur, tendant au beige. Vers 6 m de profondeur, des sables grossiers argileux ont été atteints et traversés jusqu'à 13,8 m (Oligocène probable).

Aux environs de Saint-Etienne-Lardeyrol (altitudes plus basses), les colluvions phonolitiques restent bien représentées :

- une coupe à l'Ouest du Mont Fracelier montre sur la pente un mince placage de petit cailloutis (émoussé ?) dans une matrice silteuse beige clair ; au pied de la pente l'épaisseur passe d'emblée à 3-4 m pour s'atténuer ensuite ; ces colluvions, à dominante fine, sont « lavées » à la partie supérieure où elles montrent un cailloutis disposé à plat dans une matrice plus terreuse. Le substrat d'argiles vertes (e7A) apparaît localement ;

- les terrassements de l'échangeur de Lachamp (RN 88) ont montré (du Nord-Ouest au Sud-Est) des colluvions brunâtres à biocaille phonolitique et matrice terreuse emballant quelques très gros blocs (jusqu'à 4 m) de phonolite saine vert sombre, reposant localement sur une masse phonolitique très fragmentée, altérée, verdâtre clair à blanchâtre, qui paraît subaffleurante ; ces colluvions sont visibles sur 4 m et plus. Elles passent latéralement à une formation argileuse gris-vert pâle à brunâtre clair comportant quelques intercalations de niveaux à cailloutis phonolitiques.

Au Nord du Mont Chiroux (Saint-Hostien), des colluvions brunes terreuses à cailloutis volcaniques dépassent 4 m d'épaisseur.

Les talus de la D 28, vers La Pénide (Sud-Est du Pertuis), montrent des colluvions évoluant de faciès à petits blocs à d'autres qui en sont dépourvus. Une importante poche caillouteuse (2 x 1,3 m) est visible dans le premier faciès, indiquant une cryoturbation postérieure au dépôt.

Sß. Colluvions basaltiques. A l'aval des appareils basaltiques, les matériaux qui en dérivent se retrouvent sur les pentes, en tabliers irréguliers et souvent discontinus, parfois entraînés plus loin par la solifluxion des terrains argileux sous-jacents (Stampien inférieur, g1, le plus souvent).

Des éboulis basaltiques (voir § E des formations périglaciaires) peuvent les surmonter et les alimenter.

Vers l'aval, les colluvions basaltiques peuvent constituer des cônes de déjection, des glacis-cônes ou des épandages de bas-versants, ainsi que des remplissages de fonds de vallons.

La surface de la formation présente parfois des irrégularités avec des accumulations, souvent en bourrelets (en plus des nombreux tas d'épierreage). Les proportions de blocs et de matrice sont extrêmement variables, depuis la biocaille basaltique pratiquement « sèche » en sommet de profil (Ouest du Suc de Cornavis, par exemple) jusqu'à la « terre » basaltique pratiquement dépourvue de cailloux, en passant par des faciès intermédiaires, les plus fréquents, à matrice terreuse parfois noirâtre, souvent brune à brun-roux, parfois beige. Rarement, la matrice tend à s'indurer (Nord de Noustoulet, par exemple) ; le dépôt rappelle alors certains tufs.

La taille des blocs, très variable suivant les lieux, est fonction du type de fractionnement des basaltes qui alimentent les colluvions : parfois graviers et petits cailloutis, souvent pierraille de 5-10 cm, ou biocaille de 10-40 cm et plus. Exceptionnellement, ces colluvions comportent des blocs dépassant le mètre (La Chirouze au Sud-Ouest du Mazet-Saint-Voy) ou même des panneaux rocheux effondrés. La présence de blocs nettement émoussés ou usés est rare.

Une concentration relative des gros éléments à la partie supérieure de la formation a été plusieurs fois notée, en particulier du Sud-Ouest du Peyrenc à Villeneuve (Nord-Ouest de Noustoulet).

Les colluvions basaltiques ne sont pas stratifiées, sauf exceptionnellement : ainsi, une nouvelle route recoupe près de la Verde (Nord-Est de Montusclat) environ 4 m de colluvions basaltiques sommairement stratifiées, plus ou moins terreuses, attribués à un remplissage (holocène ?) de fond de vallon, incisé depuis par le torrent voisin.

La matrice des colluvions, surtout vers la base, peut être contaminée par le substrat, surtout sablo-argileux, ou même par des graviers et débris granitiques qui ont peut-être la même origine. La butte-témoin de Gagne (Sud-Est de Saint-Germain-Laprade) présente un sommet aplati, incliné vers le Nord-Ouest, portant un épandage colluvial basaltique plus ou moins résiduel. La coupe du chemin, au Sud-Est de la butte, montre, sous des colluvions basaltiques rousses à cailloux dominants, des argiles sableuses sur plusieurs mètres avec des niveaux de cailloutis basaltiques intercalés, tandis que l'essentiel de la butte est constitué d'argiles vertes du Ludien (e7A). D'importants remaniements et des apports sableux auraient donc eu lieu lors de la phase initiale de l'épandage.

L'épaisseur totale des dépôts est rarement connue, mais paraît généralement dépasser le mètre ; des épaisseurs de 4 à 5 m ont été notées (pente sud-est du Suc des Horts près de Saint-Julien-du-Pinet). Au bas du hameau de l'Herm (Le Pertuis), le sondage n° 1-7 a pénétré sur 19 m des colluvions basaltiques (substrat non atteint ?). Cette épaisseur exceptionnelle peut s'expliquer par le basculement d'un panneau de terrain (solifluxion) ; le sondage, situé à la tête du replat correspondant, enregistrerait l'épaisseur des colluvions accumulées pendant le basculement de cette loupe, sans doute ancienne.

S. Colluvions essentiellement fines, d'origines variées, souvent complexes. Cet ensemble hétérogène regroupe des formations ayant peu d'affinités avec les types précédents. Ne seront décrits que les dépôts qui présentent une extension notable.

Environs d'Araules. À l'Ouest, aux Vestias, des terrassements (zone artisanale, tranchée AEP) ont permis d'observer les terrains d'un « glacis » en pente douce, hydromorphe, au bas de la pente sud-ouest du Clarel :

- en haut, vers Leygat (au pied du relief basaltique), ce sont des dépôts complexes à dominante d'argile, soit grise, compacte, plastique, englobant des cailloutis et graviers de toutes tailles, soit beige à rousse, peu plastique, englobant aussi des granules et graviers. Les cailloux de phonolite, parfois gros, présentent une épaisse patine claire ; les fréquents granules blanchâtres sont sans doute constitués de phonolite entièrement transformée. Les cailloux basaltiques sont rares et douteux ;
- plus bas, vers les Vestias, une tranchée profonde de 1,30 m a rencontré un cailloutis grossier à matrice peu abondante, d'épaisseur variable (environ 50 cm, mais quelques festons de cryoturbation) reposant sur des colluvions bien plus fines, brunâtres, assez argileuses ; quelques passées d'argile gris-verdâtre sont visibles dans les déblais ;
- une tranchée AEP a permis de poursuivre les observations vers le Sud-Est, notamment à travers les prairies planes entre Loucel et les Barrys, mais seulement sur déblais, difficiles à interpréter. A côté de masses argileuses gris-bleu, molles et fissiles (vases récentes ?), il en existe d'autres d'un type différent, grumeleuses, plus claires un peu verdâtres, à taches plus foncées et à grosses enclaves noirâtres, rappelant les tufs argilisés voisins (route). Ici la composante colluviale paraît réduite, irrégulière, et les terrains semblent constitués surtout d'une « altérite » développée aux dépens des « tufs jaunes ». Ces tufs jaunes, puissants et omniprésents autour de ces dépôts colluviaux, sont probablement à l'origine de l'argile abondante dans ces colluvions.

Environs de La Pénide (Sud-Est du Permis). On y voit un replat, au bas d'un amphithéâtre au flanc du massif du Ranc (affaissement possible), occupé par des terrains allant de phonolites disloquées à des colluvions pho-

colitiques plus ou moins terreuses et à des dépôts fins. Ces derniers (notés CL) se rencontrent au Nord, à la partie la plus élevée, au pied des fortes pentes du « Bois de Lardeyrol » : zone très plate, hydromorphe avec sources. On ne voit pas de cailloutis, mais les points d'observations sont rares, limités à des taupinières et à un fossé peu profond (exutoire de source) : dépôt gris-beige clair, peu compact, non stratifié, à débit grossièrement grumeleux et nombreuses traces brunes de racines. Ce faciès évoque une vase, relativement récente. On retrouve des cailloux de phonolite sur la pente douce en contrebas.

La disposition et le faciès indiquent un dépôt postérieur aux colluvions phonolitiques, étrangement absentes au pied de la pente vigoureuse de la montagne phonolitique qui borde le replat.

Le Pertuis (au Sud-Est : couloir entre le Suc du Pertuis et le massif du Ranc). Les taupinières sont pratiquement les seuls moyens d'observation dans ce couloir où doivent coexister des produits du volcanisme basaltique (débris de basalte altéré et de formations rouges), les tufs phonolitiques recoupés par la D 28 (qui paraissent cantonnés près de la route) et les sédiments sablo-argileux rencontrés au nouveau captage, au Sud-Est. Des colluvions phonolitiques à petits éléments couvrent l'essentiel de la surface, sauf en quelques secteurs occupés par des dépôts beiges plus ou moins argileux sans cailloux (rappelant les « vases » de la Pénide).

Environs du Besset (à l'Ouest du Suc de Bessac). Des colluvions fines terreuses, noirâtres et parfois tourbeuses, occupent l'intervalle entre les colluvions phonolitiques grossières du pied du Suc de Bessac et les terrains granitiques du Besset ; elles sont bordées au Sud par une zone riche en gros blocs de phonolite.

La butte d'Avoir (Est de Lantriac). Ce secteur présente des colluvions particulières :

- sur la pente, au Nord-Est, par endroits, ce sont des colluvions peu épaisses constituées pour l'essentiel de nodules calcaires, concentrés à partir des argiles vertes e7A ;
- vers le Sud-Est, le chemin est entaillé dans des sables limoneux gris-brun à petit cailloutis, dont quelques éclats rubéfiés.

Formations alluviales

Les alluvions sont les dépôts meubles (cailloutis plus ou moins usés en galets, graviers, sables, dépôts fins limoneux) déposés par les cours d'eau au fond des vallées.

Au cours du temps, le creusement des cours d'eau n'a laissé subsister ces dépôts que localement : ce sont les terrasses alluviales, étagées le plus souvent, témoins d'anciens lits abandonnés par suite de l'enfoncement du réseau hydrographique et qui jalonnent les étapes de ce creusement au cours du Quaternaire (peut être aussi du Néogène pour les grands cours d'eau comme la Loire). Les plus récentes, formant les épandages de la plaine alluviale, sont beaucoup mieux conservées.

La disposition interne des dépôts est généralement lenticulaire, avec stratification oblique, trahissant la reprise des dépôts précédents par suite du changement de régime et/ou d'emplacement du courant (régime semi-torrentiel).

Les différences, suivant les vallées, dans la disposition de ces niveaux (leur hauteur relative, les variations d'altitude, les emboîtements) sont dues à des fonctionnements autonomes des vallées ou « bassins »* et au fait que ces alluvions, qui se situent essentiellement au débouché de gorges, se comportent comme des cônes de déjection aplatis.

Leurs éléments reflètent la composition de chaque bassin versant, souvent roches du socle et roches volcaniques mêlées, basaltiques et phonolitiques, ces dernières développant une patine dont l'épaisseur paraît fonction du temps. Dans les terrasses anciennes l'altération des roches est importante.

La distinction des niveaux dans l'ensemble de ces dépôts (plaine alluviale et terrasses) a été faite en tentant de tenir compte à la fois : (1) de leur altitude relative par rapport au cours d'eau actuel, (2) de leur position dans la morphologie locale de la vallée (étagement ou emboîtement des terrasses en particulier), (3) de caractéristiques particulières des dépôts et de leur évolution postérieure, liées aux conditions paléoclimatiques ; les formations de pente particulières qui s'y raccordent (glacis, cônes de déjection, « clapiers » de blocs nus) donnent également des indications dans ce domaine.

Aucune datation paléontologique ou autre n'étant disponible à ce jour, cette classification n'a pas de prétention chronologique.

Morphologie. D'une manière générale, là où les vallées s'étalent suffisamment, la disposition morphologique des formations alluviales est la suivante :
—une plaine alluviale bien développée, où peuvent s'individualiser plusieurs niveaux (vallée de la Gagne en particulier) ;
—des terrasses alluviales souvent résiduelles, en positions plus ou moins étagées par rapport à la plaine alluviale.

* Sumène et Gagne séparées de la vallée de la Loire par des gorges, contrairement à la Suisse.

FC, CF. Remplissage des vallons secondaires et des têtes de vallées. La faible compétence des cours d'eau correspondants ne permet qu'une reprise partielle, dans les fonds de vallons, des matériaux colluvionnés à partir des pentes. A l'amont, les processus colluviaux sont largement dominants (CF) et les dépôts très peu classés, tandis que vers l'aval, progressivement, avec l'énergie croissante des cours d'eau, les remaniements alluviaux prennent de l'importance (FC).

RF. Témoins, souvent résiduels, d'alluvions anciennes. Généralement élevés au-dessus des thalwegs, d'attribution incertaine, souvent résiduels.

Près de la Plaine (Nord-Ouest de Rosières) la recherche du granite signalé par M. Boule (1893) a conduit à la découverte de deux anciennes fouilles, profondes de 1,3 m où, sous un sol à cailloux de basalte, on trouve un sable assez grossier constitué d'éléments d'arène granitique (sans graviers ou débris granitiques) très terreux. M. Boule (1893, p. 109) voit, au petit col, le basalte de la Plaine reposer sur des « alluvions avec éléments phonolitiques ». Compte tenu de la position géologique de ce gisement, on est conduit à l'interpréter comme un témoin d'épandage suballuvial préservé par la coulée de basalte « récent » de la Plaine, attribué à l'épisode volcanique du Devès (Villafranchien).

Les autres témoins sont situés à distance des affleurements volcaniques.

Fw. Alluvions anciennes de haute terrasse. Il s'agit de deux gisements, atteignant 35 m au-dessus des cours d'eau voisins et montrant des dépôts différents des alluvions habituelles.

Dépôt résiduel de Rachassac. Ce dépôt est situé en rive droite de la Gagne, au Sud-Est du hameau, vers 35 m au-dessus du cours actuel. Il est constitué de « boulders » (blocs subsphériques émoussés d'un diamètre de 20 à 50 cm) de granite sombre, résistant, souvent accompagné de basalte.

Des terrassements récents ont montré la superposition de cette formation résiduelle avec basaltes à des alluvions qui en sont dépourvues ; ces dernières se rattachent vraisemblablement aux « Sables de Noustoulet » (e5S).

Lambeau de Sainzelles. Au Nord-Est du château, une excavation en bordure du chemin a mis à jour sur 1,50 m d'épaisseur des dépôts constitués, sur 40 cm, d'éléments usés volcaniques (phonolites à patine épaisse, basaltes) dans une masse d'arène (galets granitiques arénisés *in situ* ?) reposant sur des sables gris-brun assez fins, stratifiés avec intercalations plus argileuses gris-bleu. La présence de sables suballuviaux dans le champ, au Sud, indique une extension d'environ 150 m dans cette direction. Ce lambeau se situe à 30 m environ au-dessus du lit de la Sumène.

Fx. Alluvions anciennes de moyenne terrasse. Les alluvions attribuées à la moyenne terrasse sont étagées par rapport à celles de la plaine alluviale (Fy et Fz : voir plus loin) et le substratum, apparent ou non, constitue le talus qui les sépare. Toutefois, pour certaines d'entre elles, cet étagement ne se réalise vraiment qu'à l'aval.

L'altitude relative de ces terrasses est variable, en particulier selon les vallées. Pour la Gagne, elles culminent vers 17 m en rive gauche, 22 m en rive droite ; pour la Sumène, à 12 m vers Blavozy. La vallée de la Suisse (aval de Rosières) se distingue par l'altitude élevée de sa moyenne terrasse, qui culmine à 35 m et plus ; mais cette vallée débouche dans celle de la Loire à l'Ouest et cette cote correspond bien au niveau de 35 m défini par B. Etlicher (???) et noté également Fx dans la vallée de la Loire.

Les alluvions de ces terrasses sont peu épaisses, souvent résiduelles. Sur substrat argileux, lorsque le contact est visible (terrassements, fossés...), il est généralement déformé par la cryoturbation avec ondulations, poches (nouvelle RN 88 en rive droite de la Sumène, en aval de Blavozy).

Elles sont constituées de matériaux volcaniques dominants, souvent grossiers (5 à 20 cm et plus), mal roulés, d'éléments granitiques moins abondants et plus petits, anguleux à émoussés, accompagnés d'une matrice peu abondante sablo-graveleuse et silteuse. Près du château de Sainzelles, un gisement résiduel a conservé seulement des blocs basaltiques usés (15 à 30 cm et plus).

À plusieurs des replats attribués à la moyenne terrasse, se raccordent des glacis en pente douce à petits cailloutis rubéfiés (CP). C'est notamment le cas dans la vallée de la Suisse (Nord d'Adiac), accessoirement de la Gagne (La Plaine) et de la Sumène, près du château de Sainzelles.

Fy (Fya, Fyb). Alluvions anciennes de basse terrasse et de très basse terrasse. Les alluvions attribuées aux basse et très basse terrasses sont bien plus développées que celles des terrasses plus élevées. Avec les alluvions modernes Fz, elles occupent le fond des vallées, cette zone qu'on peut qualifier de « plaine alluviale » au sens large.

C'est au débouché des gorges (Suisse et surtout Gagne) que l'étalement des alluvions devient important. Le dédoublement en deux terrasses emboîtées (Fya et Fyb) est spectaculaire en rive droite de la Gagne (Le Pin), moins net pour la Suisse (Adiac). La Sumène présente des terrasses relativement élevées attribuées à Fya (pont de la Sumène, Saint-Julien-Chapteuil). La plus élevée de ces terrasses est localement étagée (rive gauche de la Gagne, en face de Ville et de la Sumène, en aval de Saint-Julien-Chapteuil).

Avec les alluvions modernes Fz, elles forment un système de formations emboîtées s'étagant du niveau du cours d'eau jusqu'à 12 m pour la Sumène, 15 m et plus pour la Suisse et surtout pour la Gagne, où elles atteignent parfois la base de la moyenne terrasse. Dans la vallée du Lignon, des alluvions anciennes n'ont été notées qu'à Salettes (aval du Chambon), dans un ancien méandre, jusqu'à 10 m au-dessus de la rivière. La morphologie suggère d'autres terrasses le long du Lignon et de ses principaux affluents ; c'est le cas aux environs de Tence où des colluvions fines empâtent les zones basses, masquant les éventuelles alluvions.

Les matériaux de ces alluvions ne sont presque jamais visibles dans les étendues herbeuses qui occupent ces terrasses. Toutefois les plus élevées (Fya) comportent quelques labours et des fossés qui permettent des observations. Dans la moitié sud-ouest de la feuille ce sont des alluvions grossières à éléments volcaniques dominants, voisines de celles de la moyenne terrasse Fx, mais souvent mieux conservées, à matrice plus abondante d'aspect terreux. L'ensemble des dépôts de la « plaine alluviale » doit avoir une composition semblable, à quelques nuances près, notamment une moindre altération des blocs et une matrice sablo-graveleuse plus « propre » pour les alluvions les plus récentes. Les éléments granitiques sont toujours subordonnés, souvent peu évolués.

En aval de Saint-Julien-Chapteuil, la terrasse en labours de la Sumène montre un cailloutis (10 à 20 cm en général) à basalte dominant et granite abondant, quelques éléments plus petits de quartz émoussé un peu jauni, le tout dans une matrice terreuse à arène abondante ; les tas d'épierrage, provenant probablement de ces alluvions, montrent des blocs bien plus gros (30 à 70 cm ?) émoussés, de basalte et parfois de socle.

Relations avec les colluvions périglaciaires. A Saint-Julien-Chapteuil, le « glaciaire » à cailloutis grossier (SF1) semble bien s'étendre jusqu'à la basse terrasse Fya.

Principalement dans de nombreuses vallées secondaires, des faciès très caractéristiques de formations périglaciaires (colluvions gélifluées à blocs, « clapiers ») viennent aboutir, voire s'étendre sur le replat, dominant de quelques mètres le cours actuel, en position de basse terrasse, avec souvent création de cônes aplatis au débouché des vallons.

On peut citer, pour le versant sud-ouest, en amont de Montusclat, l'incision du ruisseau de Bertrand dans un replat colluvial à gros blocs de phonolite ; et surtout, en aval du village, en rive droite du ruisseau, la constitution d'un véritable clapier, formant replat vers 6 m au-dessus du ruisseau qui l'entaille. Ce clapier en « terrasse », très net sur 300 m de long, semble se poursuivre sur 400 m en aval.

Sur le versant nord-est, la haute vallée du Lignon et de son affluent, le ruisseau des Merles, montent, en bordure du plateau volcanique des Vastres, un puissant « glaciaire » colluvial à blocs tapissant le versant, depuis le pied de l'escarpement basaltique jusqu'en bordure du cours d'eau ; le profil concave de cette pente aboutit à un replat en position de basse terrasse, entaillé par les cours d'eau. Au Nord de Bosméa, c'est un replat herbeux à buttes gazonnées dans lequel le ruisseau des Merles s'est enfoncé de quelques mètres.

Ces indices conduisent à paralléliser la formation des basses terrasses avec les dernières périodes froides du Quaternaire.

Fy-z. Dépôts des fonds de vallons étroits des cours d'eau secondaires. Ils comportent les alluvions modernes, celles des basses terrasses et aussi des colluvions de bas versants. Le remplissage alluvial est généralement formé de l'association, en proportion très variable, de sables et cailloutis avec une matrice terreuse parfois prédominante. La surface, souvent hydromorphe, montre alors des sols noirâtres tourbeux ou des vases bleuâtres. Dans les gorges, le remplissage alluvial devient très grossier, très irrégulièrement réparti, parfois absent (verrous rocheux). La composition des dépôts varie en fonction des bassins versants dont ils sont tributaires.

Cas particuliers :

- **aval du barrage du Pont-Neuf** (dérivation du cours d'eau). À cet endroit, la Gagne s'enfonce rapidement de 5 à 7 m, formant une entaille étroite dans les dépôts de la plaine alluviale Fy, peu épais, et le substrat granitique. Cette disposition suggère un ravinement régressif. Les alluvions modernes, négligeables, se trouvent au fond de cette entaille calibrée par la Gagne ;

- **zone basse de Saint-Germain-Laprade.** La large plaine au Nord de Saint-Germain-Laprade est dépourvue d'alluvions (*cf. coupe de la grande tranchée drainante*), sauf suivant les larges chenaux à peine distincts du ruisseau de la Trende et du petit affluent venant de Saint-Germain, garnis de dépôts argileux noirs. Quelques coupes effectuées dans ces chenaux (usine Merck) ont traversé ces dépôts alluviaux sur 1 à 1,30 m d'épaisseur en général, reposant sur les argiles vertes tertiaires. Ils sont constitués d'argiles noires plastiques ou sableuses, mais parfois aussi de sables ou sables argileux, quelquefois associés à des graviers et cailloux. Des analyses diffractométriques effectuées sur deux échantillons d'argile noire donnent les résultats suivants : kaolinite 2,5 ; illite 4 ; montmorillonite 3,5.

Fyb-z. Alluvions modernes et de très basses terrasses indifférenciées. Elles ont été cartographiées dans la haute vallée du Lignon et de la Sumène. Leur composition est celle des alluvions modernes Fz (voir ci-dessous).

Fz. Alluvions modernes. Elles sont cantonnées au lit mineur des cours d'eau (abstraction faite des sables et limons de débordement des grandes crues qui envahissent plus ou moins la plaine alluviale).

Ce lit mineur, ou lit apparent, présente une morphologie différente suivant les secteurs. Celle-ci varie d'un type banal à lit circonscrit, resserré entre des berges abruptes et souvent confondu avec le chenal d'étiage, à un type « cévenol » (Gagne en amont des Pandraux, Haut-Lignon vers Malagayte) à larges grèves de galets (Gagne) et de blocs (Lignon), mal délimité, passant progressivement aux basses terrasses. La surface de ce lit est très irrégulière, parfois chaotique (Lignon), à chenaux, plus ou moins colonisée par une végétation spécifique arbustive ; le chenal d'étiage n'en occupe qu'une modeste partie.

La composition de ces alluvions est comparable à celle des basses terrasses mais n'a pas fait l'objet d'observations particulières. A noter la redistribution des matériaux arrachés aux berges, phénomène observé lors de la célèbre crue de septembre 1980.

On admet que leur période de dépôt correspond sensiblement à l'Holocène.

Phénomènes de solifluxion

S. Zones solifluées. Des phénomènes de solifluxion, se traduisant par des ondulations du terrain, des loupes de glissement souvent cicatrisées mais parfois actives avec des fentes ouvertes à l'amont, des contre-pentes, de légers bourrelets à l'aval, parfois des déformations plus complexes, affectent certaines pentes au sous-sol argileux. Certains types de glissements sont appelés « loubines » dans la terminologie locale.

Les terrains les plus sensibles, et de loin, sont les dépôts argilo-sableux du Sannoisien (g1) où la montmorillonite est abondante et souvent dominante dans la phase argileuse, ainsi que les argiles brunes (*Lv*) de la formation de Saint-Pierre-Eynac, elles aussi riches en montmorillonite. Toutefois, des phénomènes analogues ont été observés localement dans des terrains attribués au Ludien (e7A), vers sa limite d'extension (La Chapuze, par exemple), et il semble bien que certaines formations pyroclastiques argilées puissent être discrètement affectées.

Les zones plus ou moins concernées sont nombreuses et ont été représentées en surcharge. Seules les plus perturbées, avec mélange de terrains divers, ont été distinguées, telle la zone des Saucés (Ouest de Monaco) plus ou moins active à l'amont, qui a entraîné vers le bas un essaim de blocs plurimétriques de phonolite du Mont Plaux.

Des formations superficielles parfois épaisses (colluvions volcaniques le plus souvent) peuvent être entraînées massivement par la solifluxion des terrains argileux sous-jacents.

En plus de ces phénomènes affectant une épaisseur modeste, la solifluxion pourrait être à l'origine de grands « affaissements » difficiles à expliquer autrement, en particulier dans deux cas :

- **la Borie** (Sud-Ouest du Pied de Glavenas). Une butte (cote 953 m) séparée de la montagne par un vallum plat dépourvu de blocs colluvionnés, semble reproduire la stratigraphie du Pied de Glavenas : phonolites superposées à des basaltes porphyriques passant à la base à un « tuf » argilisé jaune à rougeâtre. À noter le pendage dominant des dalles de phonolite vers le Nord-Est, donc vers la montagne. Les dépôts sédimentaires argilo-sableux situés au pied de ce promontoire sont fortement soliflués : à l'Ouest, succession de loupes et parfois contre-pentes ; au Sud (sous La Borie), solifluxion intense en marches d'escalier, apparemment active, s'atténuant un peu vers le bas jusqu'à Saucias et au ruisseau ;

- **la Pénide** (Sud du Permis). Cas plus complexe où la zone affectée est plus difficile à délimiter mais peut-être très vaste. Les phénomènes les plus troublants sont la disposition en amphithéâtre du vaste replat de la Pénide, dépourvu de blocs (même au pied de la montagne des « Bois de Lardeyrol »), et le curieux gisement de phonolite disloqué entaillé par la route. Vers l'Ouest, la morphologie de la pente est paradoxale, avec un important talus jalonné de gisements de phonolite, le plus important au Sud (Le Rouchas) avec solifluxion discrète en aval.

Dans les deux cas (promontoire de La Borie et phonolite de La Pénide), les laves sont disloquées en une masse de blocs plus ou moins jointifs (absence de structure nette, prismée ou autre) mais sans remaniements importants : à La Borie l'ordre stratigraphique est respecté ; à La Pénide un petit « filon » basaltique traverse la phonolite, tordu mais encore continu. On pense à des affaissements en masse, sans grandes déformations.

Des phénomènes du même ordre sont soupçonnés au Nord-Ouest du Clarel (Araules) affectant le Miocène et sans doute des basaltes.

Époques des glissements. Paradoxalement, l'étude palynologique des faciès noirâtres rencontrés dans les sédiments sannoisiens a toujours fourni une microflore quaternaire à Conifères dominants, herbacées abondantes : notamment Graminées, Composées liguliflores et tubuliflores ; feuillus peu abondants. Des phénomènes de solifluxion ont donc eu lieu au cours d'épisodes frais, à tendance « steppique », du Quaternaire.

Par ailleurs, de nombreuses zones présentent une morphologie plus ou moins marquée (aspect « fripé ») de terrains soliflués (représentés en sur-

charge). Souvent, la fraîcheur des formes et parfois la présence de fentes actives attestent de la poursuite du phénomène.

Au cours des levés, des glissements de terrain ont été observés :

- soit spontanés, ayant joué à deux reprises (en 1992 et 1993) au pied de la ferme du Mazer (feuille Monistrol-sur-Loire à 1/50 000, en bordure d'Ys-singaux) au Nord-Est de La Varenne ;
- soit réactivés par des travaux de terrassement : porcherie du Collet d'Araules et aussi, semble-t-il, tranchée AEP au Nord-Ouest des Saucés (NE de Saint-Pierre-Eynac).

Des glissements plus anciens ont été signalés : à Bonnefont (feuille Le Puy à 1/50 000) au Nord-Ouest de Marcoux ; sous la maison de Jules Romain à la Chapuze (Nord-Est de Saint-Julien-Chapteuil).

Dépôts anthropiques

X. **Remblais.** La principale masse de remblais résulte des terrassements de la zone industrielle de Blavozy - Saint-Germain-Laprade. Elle paraît essentiellement constituée de sédiments argilo-sableux éocènes prélevés en déblais à l'amont. Citons aussi la décharge de déchets ménagers de la Croix-de-Jalore, au Nord de Rosières.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

GRANITES TARDI-WESTPHALIENS ET STÉPHANIENS

Les travaux réalisés ces dix dernières années montrent que les granites à cordiérite du Velay sont issus du mélange de liquides issus d'une source profonde et de liquides issus de la fusion partielle des séries métamorphiques para et orthodérivées qui composent l'encaissant (Williamson *et al*, 1992). Les études pétrologiques menées sur ces enclaves attestent de la participation des roches encaissantes et montrent que ces enclaves ont été équilibrées avec les granites à une température de 700°C et une pression de 5 Kb (Vitel, 1985). La source profonde impliquée dans la genèse des granites à cordiérite prismatique est composée de matériel plutonique felsitique basique (Williamson *et al*, 1992). Quant aux granites tardi-migmatitiques, ils sont issus de la fusion partielle de sédiments alumineux à 4,5 - 5,5 Kb et 750 - 850°C, avec une composante basique importante (Montel et Abdelghaffar, 1993). La présence d'intrusions magnésio-potassiques attesterait de l'intervention précoce d'un manteau enrichi ; la participation mantellique, de même que la composante granulitique est confirmée par la nature des

enclaves remontées par les volcans (Downes *et al.*, 1990) dans la genèse des granites vellaves (Sabatier, 1980 ; Pin et Duthou, 1990). Enfin, l'analyse pétrologique des enclaves peralumineuses indiquent que l'évolution des conditions métamorphiques est caractérisée par une décompression isotherme depuis un stade à 700 - 800°C, 8 à 10 Kb jusqu'à un stade à 5 - 6 Kb (Montel, 1985).

FORMATIONS VOLCANIQUES NÉOGÈNES À QUATERNAIRES

Géochimie

Les laves de la feuille Yssingaux appartiennent en totalité à la série alcaline caractérisée par des teneurs élevées en K_2O . Deux séries volcaniques apparaissent dans le diagramme $(Na_2O + K_2O) SiO_2$ (fig. 1, p. 22) : une série largement dominante qui évolue des basanites aux phonolites et une série largement subordonnée qui évolue des trachyandésites vers les trachytes quartzifères (le seul exemple connu sur la carte est celui du trachyte hololeucocrate de Riou-Fray).

Une caractéristique des roches volcaniques basiques à acides de la feuille Yssingaux est la constance de leur rapport d'éléments traces incompatibles ($La/Th = 6,8$; $Hf/La = 0,12$; $Nb/Zr = 0,24...$) qui suggère l'absence d'importantes contaminations crustales et indique que la cristallisation fractionnée est le processus dominant dans l'évolution des liquides. Cependant, l'absence d'une corrélation simple entre l'âge des formations volcaniques et leurs teneurs en éléments incompatibles indique qu'un réservoir magmatique homogène et unique ne peut être invoqué comme lieu de la cristallisation fractionnée.

Ces résultats sont en accord avec les études géochimiques régionales effectuées par B. Villemant (Villemant et Treuil, 1983 ; Villemant, 1985) et par S. Hodges (1991) qui montrent - à l'aide d'une analyse comparée des éléments majeurs et traces, couplée à la connaissance des coefficients de répartition minéraux/liquides lors des processus pétrogénétiques - que la série du Velay oriental suit un processus dominant de différenciation par cristallisation fractionnée, avec séparation gravitaire de cumulats à partir d'un liquide issu de la fusion partielle d'une source mantellique homogène en composition chimique. S. Hodges (1991) a montré que la divergence des deux lignées était marquée par le fractionnement de biotite et, avec B. Villemant et M. Treuil (1983), explique la divergence de cette lignée par une contamination en alcalins des magmas à partir des parois d'un réservoir magmatique intracrustal. E. Berger (1977) et R.C. Maury et J. Varet (1980), par contre, font intervenir le fractionnement d'amphibole pargasitique pour générer la série sodi-potassique engendrant les trachytes quartzifères, et

F. Batard *et al.* (1977) invoquent un processus d'autofélicitation sodique de liquides trachytiques sous l'effet de fortes pressions de CO₂ et carbonatation de feldspaths pour expliquer l'abondance de phonolites appaîtiques.

P. Coisy et A. Nicolas (1978a,b) ont montré, en se fondant sur une étude pétrostructurale des enclaves de péridotites, que le volcanisme pourrait être associé à l'existence d'un important diapirisme mantellique qui aurait été actif de l'Oligocène (Nicolas *et al.*, 1986) jusqu'à la dernière période d'activité volcanique. Cependant, les relations entre ce diapirisme, le volcanisme associé et la proximité immédiate de la chaîne alpine (moins de 100 km), restent débattues.

Évolution du volcanisme

Les âges les plus vieux (15,7 Ma) et les plus récents (1,23 Ma) sont situés dans la marge occidentale de la feuille Yssingeaux. Ils confirment l'évolution générale du volcanisme du Velay, mis en évidence par S. Hodges (1991), qui débute dans le Nord-Ouest et évolue vers le Sud-Est, puis d'Est en Ouest, vers le bassin du Puy.

Au Miocène moyen à supérieur, entre 15 et 10 Ma, se sont mis en place les édifices trachytiques et phonolitiques qui donnent au paysage régional sa morphologie caractéristique. Les datations isotopiques et, lorsqu'elles sont visibles, les relations stratigraphiques entre les diverses formations volcaniques, permettent dans certains cas de mettre en évidence des successions d'éruptions qui semblent se répéter d'un édifice volcanique à l'autre :

- d'abord des coulées et projections basiques ;
- puis la montée des trachytes plagioclasiques et/ou trachyandésites porphyriques (peut être avec maintien d'un volcanisme basaltique contemporain ?) ;
- enfin l'extrusion des laves trachytiques à phonolitiques.

Compte tenu de la longue durée (5 Ma environ) de la période du volcanisme trachytique à phonolitique, l'ordre d'apparition proposé n'est valable qu'à l'échelle d'un édifice : les basaltes ayant précédé la montée d'une phonolite datée à 12 Ma sont, à l'échelle régionale, plus récents qu'une phonolite située à quelques kilomètres et datée à 14 Ma.

Au Miocène moyen, vers 7 à 9 Ma, se sont produites d'importantes éruptions basaltiques (laves et projections) dont certaines s'étalent au pied des dômes phonolitiques, les autres formant les coulées supérieures des plateaux des Vastres et Champclouse situés dans la partie sud-est de la feuille.

Le volcanisme s'est poursuivi, de façon plus récente, jusqu'au Quaternaire : l'âge isotopique le plus jeune est celui obtenu sur la coulée formant le plateau de La Huche Plate ($1,23 \pm 0,04$ Ma).

Volcanologie - Structurologie des édifices volcaniques

Un comptage de la nature pétrologique des édifices volcaniques et de leur nature volcanologique, effectué par J. Mergoïl et P. Boivin (1993) sur la feuille Yssingaux, montre que sur un total de 119 édifices (53 trachytes et phonolites, 2 trachyandésites, 16 trachytes alcalins, 48 basaltes) on observe 13 cônes, 63 extrusions, 6 maars, 2 anneaux et 35 intrusions. Ce comptage montre la part prédominante du volcanisme effusif par rapport au volcanisme phréatomagmatique, qui ne représente que 7 % du total des points de sortie des laves, et par rapport aux cônes de type strombolien, qui ne représentent que 11 % du total.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

L'histoire tectonique du Velay peut se diviser en deux périodes principales :

- la période tardivarisque (Westphalo-Stéphanien à Permien) ;
- la période alpine (Cénozoïque).

DÉFORMATIONS WESTPHALO-STÉPHANIENNES

Les travaux menés ces dernières années dans le cadre du projet Velay ont montré que l'évolution tectonique du massif du Velay, et donc des terrains de la feuille Yssingaux, est pour l'essentielle postérieure à la tectonique de nappe carbonifère inférieure responsable de l'édification de la majeure partie de la pile lithotectonique varisque.

En effet, il semble, d'après les études métamorphiques, géochronologiques et structurales, que la structuration finie des formations anté-westphaliennes soient à rapporter, pour l'essentiel, aux événements tectoniques et métamorphiques fini-viséens à stéphanien. En particulier, les panneaux de paragneiss et d'orthogneiss enclavés dans la masse du Velay (comme c'est le cas sur le territoire de la feuille Yssingaux) ne semblent pas avoir conservé la trace des structures liées aux événements antérieurs à cette période ; celles-ci ont été apparemment effacées par des recristallisations ultérieures.

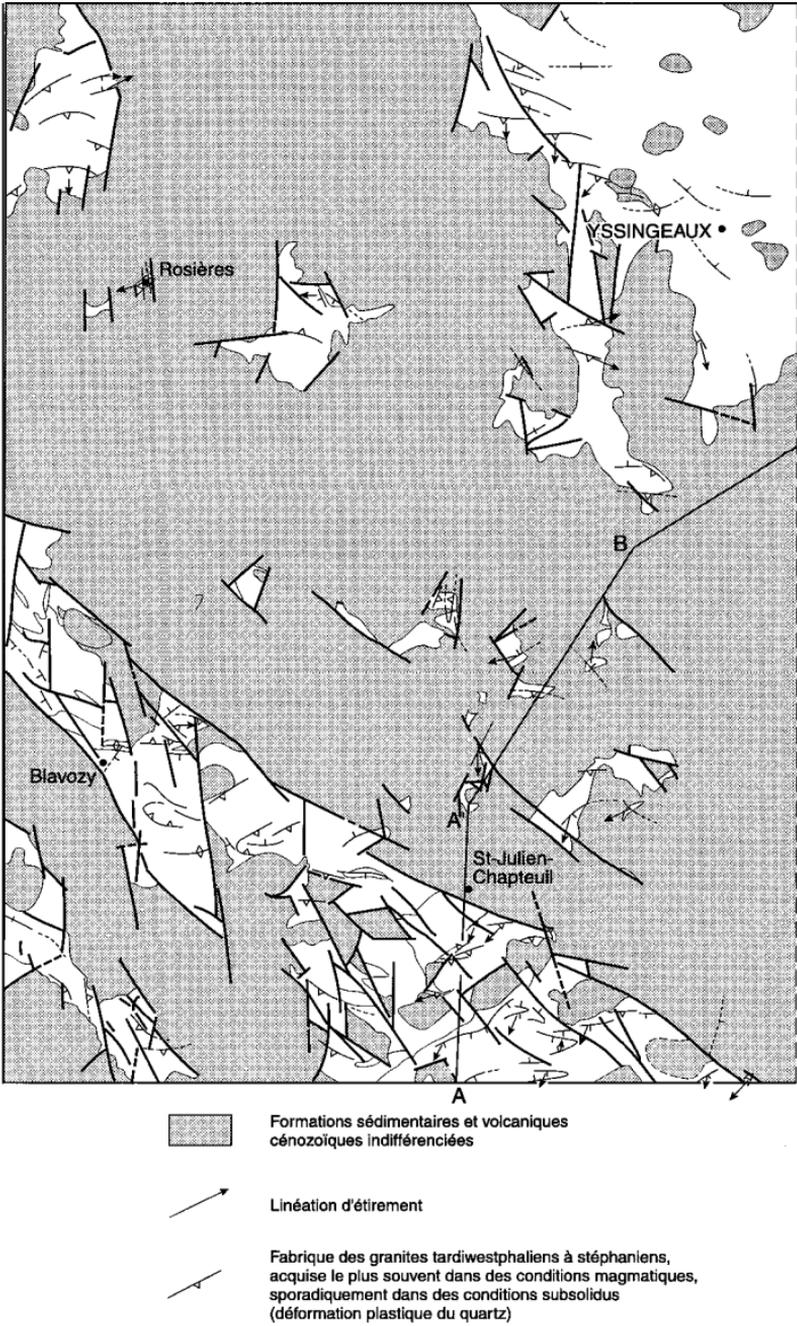
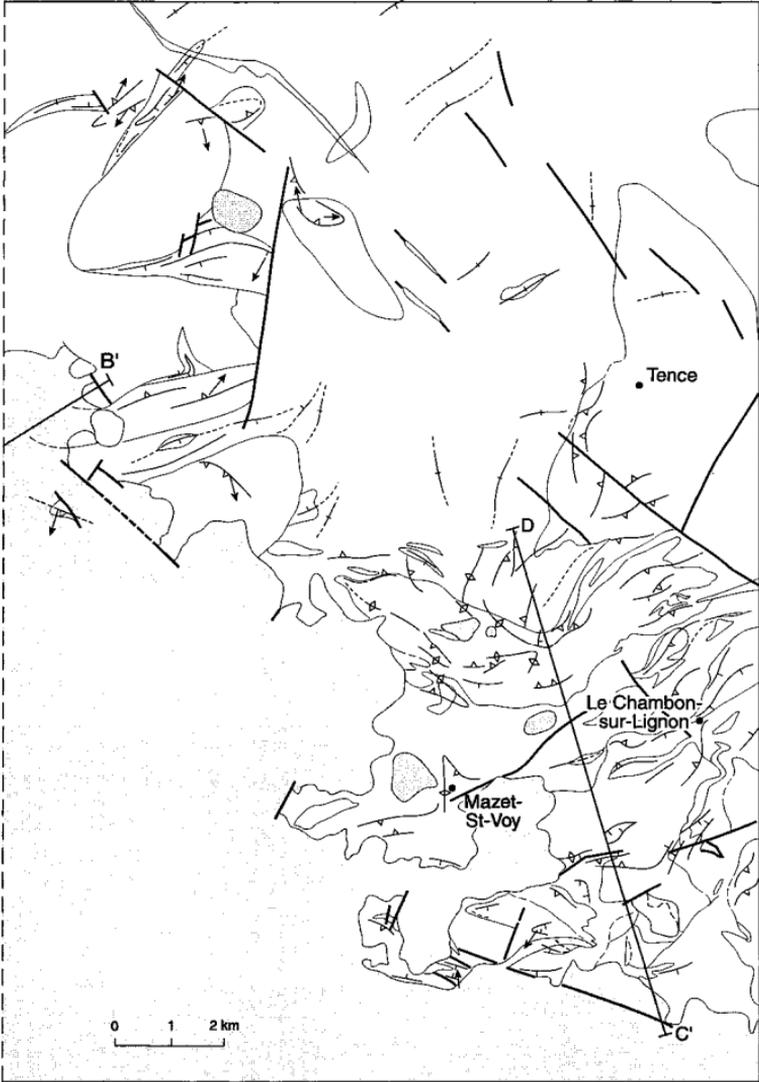


Fig. 4 - Schéma structural : tectonique varisque



 Foliation des formations antéwestphaliennes

 Position des coupes géologiques A-B' et C'-D de la feuille Yssingaux

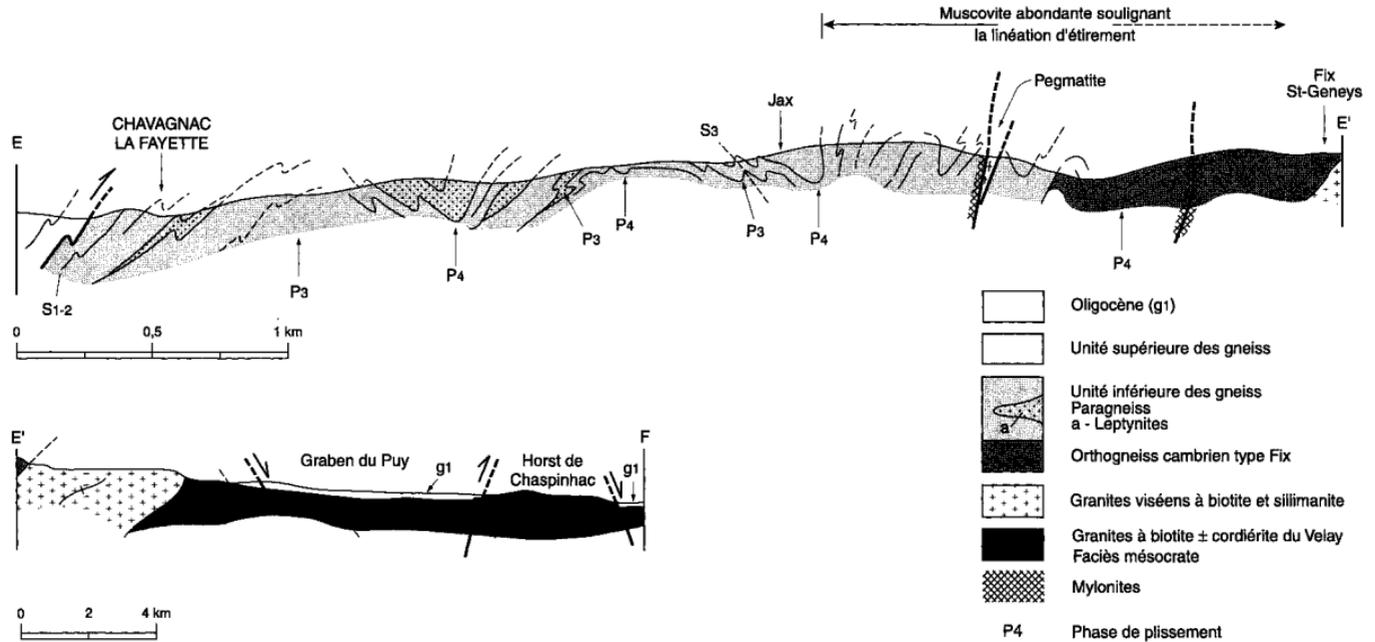


Fig. 5 - Coupes litho-tectoniques de la feuille Le Puy à 1/50 000
(voir position des coupes sur le schéma structural régional associé à la carte géologique)

Une synthèse de l'évolution tectonique et métamorphique westphalo-stéphanienne du Velay a été récemment réalisée (Ledru *et al.*, 1994). Ces travaux définissent une évolution tectonique, métamorphique et magmatique en plusieurs stades auxquels les déformations observées sur le territoire de la feuille Yssingeaux peuvent être rapportées.

L'événement tectonique le plus ancien de cette évolution, qui conduira à la montée diapirique des granites vellaves, se développe entre 335 et 320 Ma (à la fin du Viséen et au Namurien). Il correspond à une « reprise » de l'épaississement varisque identifié à la bordure orientale des massifs de la Margeride et de la Chaise-Dieu (Feybesse *et al.*, 1995 ; Ledru *et al.*, 1994). Les textures mylonitiques et le cisaillement vers le Sud-Ouest, observés dans les panneaux de granites porphyroïdes de type périvellave et dans les « vauugnérites » du territoire de la feuille Yssingeaux, sont probablement à rapporter à cette tectonique.

Le stade de surrection, d'amincissement crustal et d'érosion, qui fait suite à partir de 320 Ma, se marque par une tectonique distensive. Des failles normales se développent au toit du domaine vellave. Ces failles sont accompagnées d'une déformation ductile à caractère mylonitique responsable de la foliation des formations anté-westphaliennes et des cisaillements vers le Nord ou le Sud observés dans les orthogneiss œillés qui, au Sud-Est de la feuille Yssingeaux, sont situés au toit des granites à cordiérite.

A partir de 295 Ma, le soulèvement s'intensifie. Ce phénomène est accompagné de la montée diapirique des granites à cordiérite. Cette mise en place se marque par :

- une dislocation et une refusion partielle des terrains préalablement déformés dont les structures sont partiellement effacées ;
- le développement au sein des granites à cordiérite d'une fabrique.

Sur le territoire de la feuille Yssingeaux, cette fabrique, le plus souvent discrète, a été acquise dans des conditions magmatiques (sporadiquement dans des conditions subsolidus avec une déformation plastique des quartz). Elle s'est développée dans des conditions de déformation coaxiale et, souvent, elle est oblique sur l'orientation des enclaves de taille supérieure au décimètre. Enfin, cette fabrique ainsi que les contacts lithologiques et les panneaux de formation anté-westphaliennes sont affectés par des plis (cf. schéma structural régional et coupes litho-tectoniques associés à la carte géologique Yssingeaux ; fig. 4 et 5). Ces plis, attribués à la phase finale de mise en place du dôme vellave, sont responsables de la structure générale en dômes et bassins définie dans l'ensemble du Velay (Ledru *et al.*, 1994). D'un point de vue global (aussi bien à l'échelle du Velay qu'à celle du 1/50 000 de la feuille Yssingeaux), les trajectoires des fabriques et des

contacts lithologiques entre les différents faciès de granites à cordiérite dessinent une virgation marquée par le passage progressif d'une direction subméridienne à une direction NE-SW.

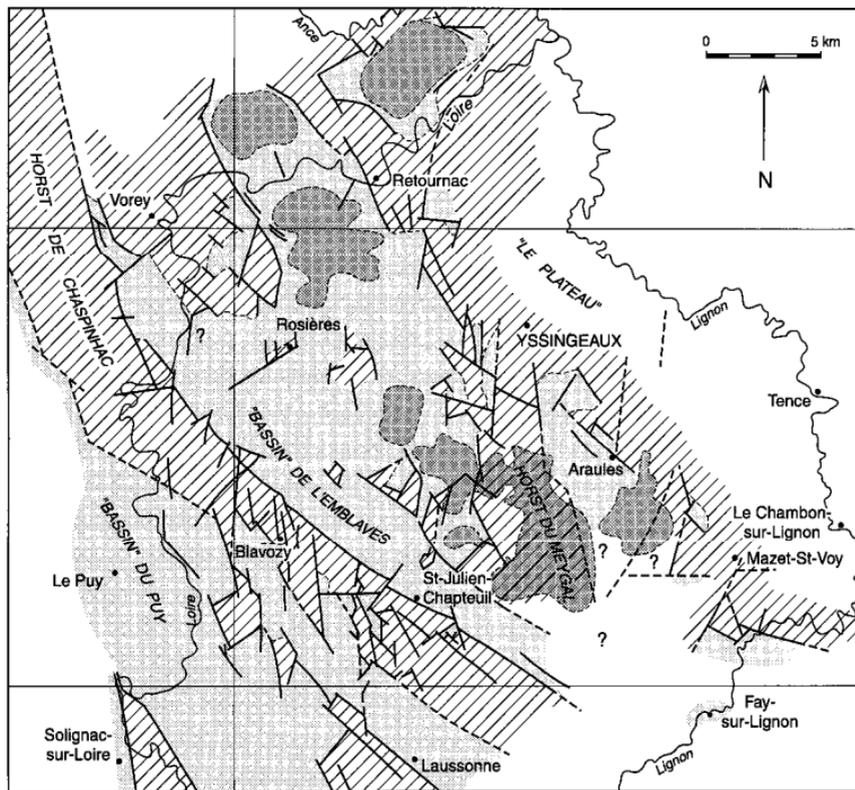
DÉFORMATIONS PALÉOGÈNES À QUATERNAIRES

La tectonique paléogène à quaternaire est responsable d'une grande partie des structures post-hercyniennes du Massif central, du Velay et de la région d'Yssingaux.

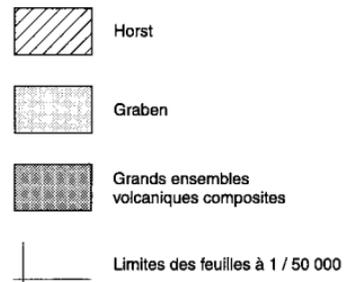
A l'échelle du Massif central, elle se marque par de grandes failles subméridiennes limitant de vastes grabens qui contrôlent le dépôt des formations paléogènes à quaternaires.

L'un des grabens les plus importants est celui de la Limagne de Clermont-Ferrand dont la terminaison sud est contrôlée par un système de failles normales décrochantes NW-SE reliant de petits grabens N-S. Cette configuration assez complexe marque le passage au fossé de Brioude qui est orienté NW-SE. Les structures et les grabens de la région du Puy et d'Yssingaux s'inscrivent dans ce cadre global. Situés dans le prolongement du fossé de Brioude, ils présentent également une association de grabens NW-SE et de grabens subméridiens. Les failles NW-SE et les grabens associés présentent la plus grande extension (cf. schéma structural des structures « alpines » : fig. 6). On citera, par exemple, les bassins du Puy et de l'Emblavès séparés par le horst de Chaspinhac. A ces grands bassins, sont associées des structures méridiennes d'ampleur plus limitée, tels que les petits horsts et grabens des secteurs de Blavozy et de Saint-Julien-de-Chapteuil ou le horst du Meygal. Une étude microstructurale réalisée récemment montre que plusieurs événements se sont succédé. Les grandes structures évoquées précédemment relèvent de l'événement principal qui s'est développé à l'Oligocène. Il s'agit de la distension dite oligocène qui débute à la fin du Stampien (les premières manifestations ont été relevées dans les arkoses de l'Eocène moyen et les argiles ludo-stampiennes, mais rien dans les caractéristiques de cette sédimentation n'indique un jeu synchrone de ces sédiments), et se poursuit jusqu'au Miocène inférieur. Cette distension a entraîné le jeu, en faille normale, des failles NW-SE et N-S ; elle est caractérisée par une direction d'extension de direction N50°E à N85°E.

La suite de l'histoire est marquée par des événements plus discrets. Ce sont (1) la distension E-W miocène qui se marque par des microfailles normales subméridiennes (1 à 5 cm de jeu) affectant les dépôts volcaniques miocènes (13 à 8 Ma) du Velay oriental ; (2) la distension E-W à NW-SE plio-quaternaire définie par de rares microfailles normales NNE-SSW et NE-SW affectant les sables et cailloutis villafranchiens ; (3) la compression



**Fig. 6 - Schéma structural régional :
tectonique alpine**
Répartition des principaux blocs
en position relative de horst et de graben



NNW-SSE sub-actuelle, déduite des mécanismes au foyer des séismes, qui semble se manifester très localement par de petits décrochements sénestres affectant les argiles ludo-stampiennes.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Les terrains granitiques et métamorphiques qui affleurent sur le territoire de la feuille Yssingeaux font partie du dôme migmatitique du Velay.

Situé à l'Est du Massif central, à la limite des zones internes et externes (Ledru *et al*, 1994) de ce segment de la chaîne varisque, le dôme tardi-orogénique du Velay fait suite à des événements tectoniques, métamorphiques et magmatiques dont il est, pour partie, la conséquence.

Succinctement, on peut dire que l'édification de la chaîne varisque est classiquement rapportée à une collision continentale (Autran et Cogné, 1980 ; Matte, 1986). Elle est souvent résumée ainsi : après un stade de subduction au Silurien (entre 450 et 400 Ma ; Pin et Lancelot, 1982 ; Ducrot *et al*, 1983 ; Pin et Peucat, 1986 ; Pin, 1989) l'affrontement continental provoque un important épaissement crustal par empilement de nappes.

A l'issue de ce stade d'épaississement, la pile lithotectonique du Massif central est composée de cinq unités (Ledru *et al*, 1989) mises en place, à différentes périodes de l'histoire orogénique, au Dévonien et au Carbonifère (entre 380 et 325 Ma).

Dans l'Est du Massif central, la pile lithotectonique, qui sera l'encaissant immédiat du dôme du Velay, comprend trois unités principales (Ledru *et al*, 1989). Ce sont, de bas en haut : l'autochtone relatif composé des schistes des Cévennes, que surmontent les unités inférieure et supérieure des gneiss (Haut-Ailier, Lyonnais, Vivarais) avec, à la base de la dernière, la formation repère dite du Groupe Leptyno-Amphibolique (GLA). Cette tectonique de nappe se développe au Carbonifère. Elle débute au Carbonifère inférieur (vers 360 à 355 Ma ; Pin, 1979, 1981) avec la mise en place de l'unité supérieure des gneiss sur l'unité inférieure, puis le transport de ces unités sur l'autochtone relatif (Mercier, 1992). Après cette période paroxysmale, la tectonique additive se poursuit (ou reprend ?) avec, vers 335 Ma, les derniers incréments de l'épaississement crustal, accompagnés de la mise en place de masses importantes de granites porphyroïdes : Margeride, Chaise-Dieu, Tournon, Saint-Héand, Sourcieu (Feybesse *et al*, 1995). Cette dernière étape de l'épaississement varisque s'achève vers 325 à 320 Ma (Feybesse *et al*, 1995) ; elle est contemporaine du premier stade de l'anatexie vellave (stade M3 de Montel *et al*, 1992 ; Ledru *et al*, 1994) daté à 319 ± 11 Ma (U/Pb ; Mougeot *et al*, 1994) et est accompagnée de la mise en place

de leucogranites (datés à 314 Ma ; U/Pb ; Pin, 1979) intrusifs dans le granite de la Margeride.

Après ce stade d'édification, le domaine anormalement épaissi connaît, à partir de 320 Ma, un stade de surrection et d'érosion qui permet un retour à l'équilibre gravitaire, accéléré par le développement d'une tectonique distensive de grande ampleur reconnue dans le Velay (Malavieille *et al*, 1990 ; Dallain, 1993) comme dans d'autres secteurs du Massif central (Montagne Noire : Echtler et Malavieille, 1990 ; Van Dendrische et Brun, 1992 ; Limousin et plateau d'Ayurande : Faure *et al*, 1990, 1992 ; Faure et Pons, 1991). Ces détachements sont synchrones :

- d'un métamorphisme basse pression - haute température ;
- du second stade de l'anatexie vellave d'âge compris entre 305 et 275 Ma (Caen-Vachette *et al*, 1982 ; Williamson *et al*, 1992 ; Mougeot *et al*, 1994) ;
- de l'individualisation des principaux granites à biotite et \pm cordiérite qui composent la majeure partie des formations granitiques affleurant sur le territoire de la feuille Yssingaux.

Cette tectonique distensive s'est développée entre 320 et 300 Ma (Malavieille *et al*, 1990 ; Costa, 1992). Toutefois, les données métamorphiques et les âges radiométriques indiquent que le domaine vellave, dont la migmatitisation a débuté vers 319 Ma, est resté à haute température jusque vers 300 à 295 Ma. Ceci indique qu'aucun soulèvement important n'intervient avant la fin du Westphalien (Ledru *et al*, 1994). Autrement dit, il n'y a pas eu de tectonique distensive importante avant cette période. C'est alors qu'intervient un soulèvement rapide et important, accompagné de la montée diapirique finale des granites à biotite et \pm cordiérite et des granites tardi- migmatitiques. Cette accélération de la surrection provoquerait l'ouverture des bassins stéphaniens.

Cette mise en place finale de l'énorme masse granitique vellave s'achève au plus tard vers 276 Ma (âge de la fermeture thermique des derniers leucosomes) ; elle provoque une dislocation de l'édifice lithotectonique anté-westphalien dont les roches (paragneiss, orthogneiss, granites porphyroïdes, « vaugnérîtes »...) sont préservées en larges panneaux au toit du diapir et en enclaves au sein des granites.

A l'exception d'une période d'immersion allant du Lias au Jurassique, les terrains anciens, qui composent le Massif central, restent émergés dès le Permien, tandis qu'à leur périphérie se déposent les sédiments mésozoïques des bassins aquitain, parisien, rhodanien et alpin. Ce n'est que beaucoup plus tard, avec le développement du cycle orogénique alpin, que le Massif central redevient une zone active. Dès l'Eocène, apparaissent les premiers volcans tertiaires, et s'ébauchent les fossés d'effondrement tertiaires (appelés égale-

ment « Limagnes »), qui prendront toute leur ampleur pendant l'Oligocène. Au Miocène, commence l'édification des grands massifs volcaniques (Mont Dore, Cézallier, Cantal, Velay, Devès, Aubrac, chaîne des Puys) dont l'activité se poursuivra jusqu'au Pliocène, puis jusqu'au Quaternaire.

Il est admis que la tectonique extensive tertiaire est en rapport avec l'importante remontée mantellique mise en évidence, à l'aplomb des grabens, par les études sismiques et gravimétriques, et à l'aplomb du complexe volcanique vellave (Nicolas *et al*, 1986), par l'analyse des xénolithes mantelliques remontés dans les produits éruptifs.

L'individualisation des grabens marque le paroxysme de la remontée mantellique. Lui succède ensuite, dès le Miocène, un contexte tectonique compressif alpin.

Ces événements tectoniques contribuent à la création de l'important réseau de fractures qui morcelle le socle. Toutefois, un problème reste en suspens : quelle est la place des décrochements dits tardi-hercyniens classiquement décrits (Arthaud et Marté, 1977) dans le contexte tectonique distensif général qui règne au Westphalo-Stéphanien ? ; ces décrochements sont-ils plus tardifs et à rapporter aux orogènes pyrénéen et alpin, ou bien correspondent-ils aux décrochements synsédimentaires décrits dans le bassin stéphanien d'Alès et à la reprise d'épaississement westphalo-stéphanienne qui intervient après la tectonique distensive en Montagne Noire.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Ce sont les phénomènes de solifluxion affectant certains terrains argileux qui constituent le risque le plus fréquent pour les constructions. Ces phénomènes se manifestent à des degrés divers : désordres actifs, masses solifluées avec mélange des terrains (S) ou simplement indices plus ou moins marqués de glissements (traces de loupes, bourrelets, ondulations) représentés en surcharge.

Les terrains sensibles sont avant tout les sédiments oligocènes (g1) et les argiles noires du complexe de Saint-Pierre-Eynac (vs3). Les argiles vertes du Ludien (e7A) ne montrent de l'instabilité qu'en bordure d'extension (La Chapuze), tandis qu'ailleurs elles sont très sensibles au ravinement (paysages classiques des environs du Puy et de Rosières, dont le ravin de Corboeuf). Des signes discrets d'instabilité sont liés à certains tufs volcaniques argilisés.

Désordres actifs liés à la solifluxion

Hors de la feuille Yssingeaux, mais 50 m au Nord seulement, il faut signaler, au-dessous de la ferme du Mazer (Nord de Varenne), la formation d'une loupe de glissement en liaison avec les fortes pluies de juin et juillet 1992 ; cette loupe a beaucoup rejoué pendant les pluies de l'automne 1992. Son apparition semble spontanée. Affectant une zone subcirculaire d'une centaine de mètres de diamètre, elle est apparue sur une pente ondulée, indice typique des zones instables de la région. Les entailles (jusqu'à 2 à 3 m) montrent seulement des colluvions terreuses cohérentes. Le substrat argileux oligocène, semelle probable du glissement, n'est représenté que par quelques enclaves.

Signalons aussi à Bonnefont (feuille Le Puy), au Nord-Ouest de Marcoux, un bâtiment effondré et une importante loupe formée en 1990 affectant des terrains oligocènes.

Au Nord d'Araules (Le Collet), une sorte de ravin avec panneaux glissés s'est ouvert, en 1983, à la suite des travaux de terrassement d'une porcherie ; il ne s'est pas vraiment stabilisé depuis (étude LRE de Clermont-Ferrand, HL 84/439, avril 1985). Là aussi, la morphologie comportait des indices de solifluxion. Géologiquement, le site est complexe : à côté de tufs conglomératiques se trouvent des dépôts argileux noirâtres (Miocène) épais, vraisemblablement responsables du glissement (cf. sondage n° 3-3).

D'autres événements liés à ces phénomènes sont à signaler :

- graves désordres évolutifs aux bâtiments d'exploitation de la ferme de Vaux (NNW de Veyrines) en contexte oligocène ;
- désordres (toujours actifs en 1993) au coin sud-est du cimetière de Saint-Pierre-Eynac qui ont disloqué le mur. Vallon sous-jacent intensément soliflué. Contexte : argiles noirâtres (vs3) du complexe de Saint-Pierre-Eynac ;
- affaissement ayant endommagé la maison de Jules Romain, à la Chapuze, peu de temps après la sécheresse de 1976 (renseignement oral). Contexte argilo-sableux ;
- présence de fentes actives dans certaines zones à morphologie de solifluxion, notamment près de Servezeyres et de Sabatier (Est de Rosières).

En conclusion, il convient d'insister sur le caractère plus ou moins sensible, instable, de ces zones solifluées, susceptibles de se réactiver spontanément pour causes climatiques (exemple : Le Mazer), mais surtout consécutivement à des travaux de terrassements autres que superficiels.

Ravinements

Les **argiles vertes du Ludien** comportent des zones ravinées spectaculaires (type : ravin de Corboeuf). Il ne s'agit pas d'un phénomène général. Les causes de cette reprise d'érosion, cantonnée à certains secteurs, n'ont pas été déterminées.

Les dangers, d'ailleurs limités, associés à ces ravinements, sont de deux ordres :

- recul de la limite des arrachements liés à l'érosion régressive (ce phénomène paraît lent) ;
- écoulements boueux, à l'occasion de fortes pluies et de fonte des neiges, dans les ravins des « bad lands », et pouvant contaminer massivement les torrents à l'aval.

Ravinement d'autres terrains. Au Sud-Est de Bessamorel, en contexte granitique, le ravinement s'est produit (renseignement oral) au cours des pluies torrentielles de 1980 (cf. crue de la Loire) dont les eaux ont été canalisées et conduites en ce point par la D 431. Ce ravin, encore bien visible, a été creusé dans des colluvions.

RISQUES NATURELS

Crués exceptionnelles

Les « pluies cévenoles », précipitations violentes persistant plusieurs dizaines d'heures, sont à l'origine des grandes crués déferlantes de la Loire supérieure, comme en octobre 1907 et le 21 septembre 1980. Depuis celle, meurtrière, du 3 octobre 1795, ces grandes crués, sauf la dernière un peu plus précoce, ont toujours eu lieu en octobre, généralement au début de ce mois. Leur fréquence est d'ordre « séculaire ».

Le Lignon présente des crués comparables, synchrones de celle de la Loire supérieure. La Gagne est sujette aussi à de fortes crués.

Risques sismiques

La crise sismique du XV^e siècle en Limagne (Riom, Clermont-Ferrand, ...) semble correspondre à des événements survenus dans le Velay. A la suite d'un tremblement de terre*, la façade de la cathédrale du Puy a été renforcée d'un énorme arc-boutant en 1427. La reconstruction du chœur et

* Estimé à VII-VIII MSK d'après carte sismo-tectonique de la France.

des voûtes de l'abbatiale du Monastier, entreprise en 1462, aurait été rendue nécessaire par des dégâts ayant la même origine. Ces tremblements de terre dans le bassin du Puy (*s.l.*) conduisent à envisager un risque sismique non négligeable dans cette région ; la feuille Yssingeaux est concernée, tout au moins vers le Sud-Ouest.

RESSOURCES EN EAU

Pluviométrie, température et potentiel d'écoulement

La région d'Yssingeaux est caractérisée par un climat thermique modéré et des pluies abondantes.

La température moyenne à 865 m d'altitude (Yssingeaux-Livinac) varie de 1,2°C en janvier à 17,1°C en août pour l'année 1994.

La pluviométrie est influencée par l'altitude et les vents. Les vents de Nord-Ouest amènent des pluies d'averses au printemps, les vents du Sud sont desséchants en été et amènent les pluies d'automne cévenoles, les vents de Nord-Est soufflent en hiver.

La moyenne annuelle des pluies varie de 1 000 à 1 200 mm au Sud de la feuille (bordure cévenole) jusqu'à 800 mm au Nord avec une moyenne de 895 mm à Yssingeaux.

Les pluies sont abondantes d'avril à octobre avec un léger déficit en juillet.

Le maximum principal est atteint en juin et le maximum secondaire en septembre et octobre à l'altitude d'Yssingeaux et à une altitude supérieure à 800 m les pluies sont décalées avec des maxima en mai et octobre.

La pluviométrie efficace moyenne, calculée selon la méthode de TURC pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle et qui indique l'écoulement potentiel total, est comprise entre 200 et 300 mm/an (calcul effectué sur la période de 1946 à 1976). Les hautes valeurs se situent sur la bordure cévenole au Sud-Est de la carte.

Hydrographie

Le territoire de la feuille Yssingeaux est traversé par deux rivières principales : le Lignon et la Sumène, toutes deux affluents de la Loire.

Le Lignon a un débit moyen de 6,08 m³/s à Versilhac avec des étiages sévères en août et septembre (0,130 m³/s) et des crues importantes 9 m³/s. Le barrage de La Valette sur le Lignon est équipé d'une chute de production d'électricité.

Ressources en eau souterraine

Les ressources en eau souterraine sont réparties entre les terrains granitiques et volcaniques sur la feuille Yssingaux. 90 captages d'alimentation en eau potable (AEP) peuvent être recensés, et il existe de nombreuses autres petites sources.

Les ressources dans les arènes granitiques principalement au Nord-Est de la feuille, sont caractérisées par un débit faible -quelques dizaines de l/mm ; aucune source n'est supérieure à 3 l/s- une minéralisation faible et un pH acide.

La recherche d'eau en milieu fissuré par forage profond n'a, jusqu'alors, permis de trouver qu'une ressource peu importante (inférieure à 10 m³/h) d'une eau quelquefois non conforme aux normes, requérant un traitement en fer et manganèse.

Les ressources en terrain volcanique, phonolitique principalement, sont nombreuses (Losegal, Meygal) ; tous les sucus fournissent plusieurs sources captées ou non. Selon la grandeur du bassin versant, lié à l'amplitude des volcans, tant en dimension qu'en nombre d'épisodes volcaniques, les débits des sources varient de quelques litres/minute à 4 l/seconde. Les débits des sources, quoique variables, sont généralement plus stables que ceux de sources d'arène. Les eaux restent faiblement minéralisées bien que moins minéralisées que les sources d'arènes, mais présentent généralement un pH équilibré.

La qualité des eaux souterraines dans le secteur d'Yssingaux, comme pour la Haute-Loire en général, est bonne. Les teneurs en nitrates sont très inférieures à 25 mg/l. Des résultats périodiquement non conformes, sur les réseaux de distribution, sont atteints pour 14 % seulement des unités de distribution, ce qui traduit une ressource globalement de bonne qualité du point de vue bactériologique.

Les nappes alluviales et les terrains sédimentaires très peu représentés ne sont pas exploités pour l'alimentation en eau potable.

Aucune source d'eau minérale n'est connue sur la feuille Yssingaux. Cependant, une source minérale a été signalée aux Pandreaux par H. Lecoq

(1865) qui donne des indications qualitatives sur sa minéralisation (eau carbogazeuse ferrugineuse). Elle se situerait dans le lit de la Gagne.

Une autre émergence a été indiquée près de la Berthe, également dans le lit de la Gagne, où elle se manifesterait par des suintements ferrugineux et surtout des dégagements gazeux.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Vue sous l'angle de la gîtologie, la feuille Yssingeaux n'est ni originale, ni riche en gisements. On y rencontre les types de paragénièses que l'on peut s'attendre à trouver dans un socle hercynien exclusivement granitique, souvent masqué par les larges effondrements qui sont comblés de puissants dépôts sédimentaires tertiaires. Le volcanisme récent, qui recouvre lui aussi partiellement le socle n'a, semble-t-il, apporté aucun élément nouveau, ni remobilisation notable.

Les gisements connus, tous modestes (voire fort modestes), sont donc limités à quelques minéralisations éparses qui peuvent être regroupées en deux ensembles paragéniétiques bien distincts : les indices uranifères d'une part, les occurrences et gîtes barytiques d'autre part.

Indices uranifères

Les minéralisations uranifères ont toutes été mises en évidence à la fin des années 50, époque où ce minerai stratégique était recherché avec acharnement sur l'ensemble du territoire national.

Les plus belles découvertes ont été faites sur des échantillons provenant des déblais produits lors de la construction du barrage hydroélectrique de Lavalette (sur le Lignon, 10 km à l'Est d'Yssingeaux). Des filonnets centimétriques de pechblende massive, dans une gangue de calcite hématisée (avec traces de pyrite dans les fissures), apparaissaient dans des blocs de granite mylonitisé ou associé à des faciès surmicacés. Pour compléter cette paragénièse, notons que certains échantillons renfermaient des oxydes d'uranium sombres, parfois un peu de blende brune, des traces de chalcopryrite et de rares plages de galène dans une gangue de quartz.

A 6 km au Nord-Est du barrage de Lavalette, à La Chaud (en bordure de la D 105) une tranchée permit à l'époque de mettre en évidence un filonnet de leucogranite fortement imprégné d'autunite.

Ce dernier exemple évoque une mise en place de haute température, en liaison avec des manifestations magmatiques tardi-hercyniennes. En revanche, la paragénesè plus complexe du barrage de Lavalette, avec présence de gangues quartzo-carbonatées de plus basse température, laisse supposer, qu'à la faveur du rejeu des fractures, des solutions hydrothermales aient pu ultérieurement remobiliser les minéraux d'uranium primaires pour redéposer une paragénesè de second cycle, nettement post-hercynienne.

Au plan économique, disons que la modicité de ces indices uranifères, et la présence du barrage EDF, ne permettant pas une reconnaissance minière plus approfondie, conduisirent à l'abandon des recherches dans ce secteur.

Gîtes et occurrences barytiques

Les minéralisations barytiques se présentent sous deux aspects qui correspondent à des modes de formation et des époques de mise en place différents : les filons et les occurrences.

Filons barytiques

Ce sont des filons, généralement de puissance réduite (10 à 30 cm), exceptionnellement plus larges (1 à 2 m), dans lesquels la barytine, blanche massive à lamellaire, est parfois accompagnée de quelques sulfures (principalement galène et blende) et de fluorine.

Fréquents sur l'ensemble du massif granitique du Velay, **les filonnets barytiques de faible puissance et de peu d'extension** sont relativement abondants dans la partie sud-ouest de la feuille Yssingaux sur le horst granitique de Chaspinhac. En liaison tectonique avec la grande faille de Saint-Julien-Chapteuil, qui sépare le horst du bassin sédimentaire de l'Emblavès, ce sont les indices de La Blache, Le Salins, Condros, La Vigne, et Saint-Pierre-Aynac, qui présentent tous une orientation NW-SE.

Le type de ces filonnets barytiques (renfermant éventuellement des traces de fine galène) peut être pris au Pont-du-Chazelet (4 km au Sud-Ouest d'Yssingaux) où, quelques dizaines de mètres en aval de la N 88, un petit filon barytique est bien visible en travers du lit du ruisseau.

Citons aussi la barytine des Hostes (2,5 km au Nord du Mazet-Saint-Voy), avec traces de minéralisations accessoires, qui a fait l'objet d'une exploitation artisanale vers 1915-1920 (enquête de Marthe Chave, Société d'Histoire de La Montagne).

C'est plus au coeur du massif granitique (8 km à l'ENE d'Yssingeaux) que se trouvent **les filons barytiques les plus importants**. Ils firent naguère l'objet de quelques travaux miniers, plus axés sur la reconnaissance que sur l'exploitation proprement dite.

Le *filon de Chambonnet* (Ouest de Versilhac, sur la rive droite de l'Auze), exploité de 1864 à 1868, puis de 1908 à 1919, a une puissance de 0,8 à 2 m. Il a été reconnu sur 500 m d'extension NW-SE et 110 m d'aval pendage. La gangue est essentiellement quartzo-barytique ; elle renferme localement de grands cristaux de galène et de la blende.

Le *filon de Versilhac* (à l'Est du village, à l'aval du cimetière et en bordure du Lignon, sur la rive gauche) fut exploité de 1908 à 1919, puis de 1950 à 1952. Il présente une puissance moyenne de 1,2 m ; il a été reconnu sur 450 m d'extension et 80 m d'aval pendage. La gangue rubanée est à barytine dominante, avec quartz et fluorine associés. La galène est abondante, généralement liée au quartz, parfois en très grands cristaux. La blende est fréquente, généralement liée à la barytine, parfois en grands cristaux. On note également des traces de pyrite et chalcopyrite (parfois liée à la fluorine), érubescite, malachite.

Au plan économique, notons que la conduite forcée souterraine qui amène l'eau du barrage de Lavalette à la centrale EDF de La Chapelette (en bordure de la D 105, sur le Lignon) traverse l'aval pendage du filon de Versilhac, ce qui en condamne une éventuelle mise en exploitation.

Ces filons barytiques sont des formations post-hercyniennes dont la paragenèse est due à des circulations hydrothermales d'assez basse température. Celles-ci y ont concentré des éléments d'origine granitique, comme Si, Ba, F ou Pb, provenant de l'environnement crustal de ces gîtes.

Occurrences barytiques

Ces indices barytiques se présentent sous la forme de petits cristaux d'aspect mielleux, clairs, dits « barytine cercueil » en raison de la forme longue et aplatie, à clivage net, de ces cristaux orthorhombiques bien formés en dehors de toute pression hydraulique.

Ces occurrences sont liées à des formations superficielles, comme l'arène granitique du petit horst de Rosières (sur la D 7, à 15 km au NNE du Puy), ou dans les arkoses des grandes carrières de Blavozy (sur la N 88, à 12 km à l'Est du Puy).

Ces minéralisations, exclusivement barytiques, se sont formées *in situ* jusqu'à une époque récente. Elles sont dues aux eaux superficielles qui, après lessivage du socle granitique et de ses filons barytiques voisins, ont déposé, à très basse température, la barytine dans un milieu détritique très perméable, favorable à ce genre de formation.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Matériaux de construction (pierres de taille, moëllons)

- **Arkoses** (grès feldspathiques tertiaires : e5).

Arkoses de Blavozy. Cet important gisement est exploité depuis l'antiquité. Plus de 500 000 m³ de roche auraient déjà été extraits (Lorenz *et al.*, 1992). L'exploitation se poursuit dans le corps principal, massif, du gisement, fournissant une roche blanchâtre à crème plus ou moins indurée, utilisée essentiellement comme pierre de taille et pour parements. Les faciès les plus fins sont utilisables en sculpture lorsqu'ils sont bien consolidés, sans être silicifiés.

Arkoses d'Auteyrac. Ce gisement beaucoup plus réduit, situé à 1,5 km au Sud-Ouest de Saint-Julien-Chapteuil, a fait l'objet d'exploitations anciennes ; l'église de Saint-Julien-Chapteuil à probablement été construite en pierre d'Auteyrac. Après une période d'abandon, l'exploitation a été récemment reprise à l'échelle artisanale. La masse arkosique exploitée, peu épaisse (5 m environ), est bien plus hétérogène qu'à Blavozy, souvent grossière, voire conglomératique à graviers, et assez peu indurée. Sa teinte, plus ou moins ocrée, la fait rechercher pour la restauration des bâtiments anciens. Elle est utilisée en pierre de taille et moëllons ; certains blocs peuvent être façonnés, voire sculptés.

- **Tufs volcaniques.** Ils ont été fréquemment utilisés par le passé : pierres de taille et sculptures de monuments anciens, linteaux, auges etc., mais aucune exploitation ne subsiste et les provenances sont difficiles à retrouver.
- **Trachytes, trachyphonolites.** D'importantes carrières, maintenant abandonnées, subsistent dans ce type de roche, notamment à Saint-Pierre-Eynac (Mont Plaux) et au Suc de Monac qui auraient fourni de la pierre de taille.
- **Basaltes.** Ils sont couramment utilisés comme moëllons, à partir de ressources très locales.

Matériaux de couverture

Ce sont essentiellement les lauzes (trachyphonolites fissiles) qui constituent les toitures traditionnelles de la région (en dehors du domaine de la tuile, axé sur les bassins sédimentaires).

On retrouve de nombreuses exploitations abandonnées, parfois peu dégradées, dans les massifs du Meygal et du Lizieux principalement. La carrière de Montlac (Meygal, au Nord-Est de Boussole) est encore en activité. Quelques lauzes sont récupérées dans les déblais des exploitations anciennes.

Dans les toitures traditionnelles de « phonolite », les lauzes étaient collées et les interstices colmatés de matériaux sablo-argileux (tertiaires) ou silto-argileux (couverture périglaciaire) désignés sous le terme de « mortier ». Les nombreuses restaurations de bâtiments anciens ont entraîné l'ouverture ou la reprise d'extractions, toujours très réduites. La plus notable se situe sur la butte de Montchaud (Nord-Ouest d'Yssingaux) dans l'Oligocène.

Granulats concassés

Ils sont obtenus à partir de certains basaltes, non altérés et présentant des caractéristiques mécaniques satisfaisantes. Ils donnent lieu à des exploitations importantes, en pleine activité : Mont Peylenc, carrière de La Chaux (Nord de Champclause), Suc de Fiallet (Saint-Julien-du-Pinet). La carrière des Barrys (Nord d'Yssingaux) fournit en outre des enrobés bitumineux.

Des matériaux concassés de diverses granulométries, y compris des sables, sont obtenus à partir du granite à la carrière de « las Ronchettes » (Sud de Saint-Julien-du-Pinet).

Roches ornementales

La carrière des Roussets (WSW du Chambon-sur-Lignon), abandonnée mais peu dégradée, est ouverte dans une roche granitoïde très sombre et peu fracturée (vaugnérite : diorite quartzique) sous une épaisse couche arénisée à boules.

Remblais

Aux environs d'Araules, on utilise en remblais, notamment pour les chemins, les *basaltes* de la carrière récemment ouverte près de la Croze ; ils se

caractérisent par l'abondance de boules décimétriques résistantes dans une roche altérée peu cohérente.

Les *granites peu cohérents*, cataclasés, plus ou moins arénisés, sont utilisés pour garnir les chemins, allées, cours etc..

Tuiles et briques

De petites tuileries artisanales ont fonctionné autrefois à Caunac et à Sarlis (WNW d'Yssingaux).

Pierre à chaux

Il existe dans l'Oligocène des niveaux calcaires, réduits et lenticulaires, principalement aux environs de Bessamorel. Un gisement de ce type, situé à La Gare (1,5 km au Nord-Ouest de Bessamorel) a permis l'ouverture d'une petite exploitation et la construction de fours à chaux maintenant abandonnés.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES REMARQUABLES ET ITINÉRAIRES

Se reporter au « Guide géologique régional du Massif central : Limousin, Auvergne, Velay » (Peterlongo et Goer de Herve (de), 1978).

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Les vestiges préhistoriques localisés sur la feuille Yssingaux sont très modestes. Ce secteur, dont l'altitude moyenne avoisine 1 000 m, ne possède pas d'abris naturels, comme il en existe dans la haute vallée de la Loire et dans la vallée de l'Allier. Le climat y est très rude, encore de nos jours. Ces deux éléments ont sans doute conditionné une occupation préhistorique saisonnière ou très tardive à la fin de la dernière glaciation et au Néolithique.

Au vu des connaissances actuelles (Bayle des Hermens (de), 1960, 1960-61, 1972, 1990), nous situons, classés par ordre chronologique, les vestiges suivants.

Paléolithique moyen - Moustérien

Mazet-Saint-Voy, route de Surnette. Restes d'occupation entre le village de Roudon et la route de Surnette, sur les pentes en direction de la rivière. L'industrie est taillée dans une roche siliceuse de couleur jaune qui se rencontre sur les pentes sous forme de rognons de dimensions variables. Les principaux outils sont des racloirs, des éclats retouchés, des pièces à coches et à retouches continues. Des galets de basalte plats, retouchés sur une partie de leur pourtour, y sont associés.

Paléolithique supérieur - Magdalénien

Blavozy, abri sous roche. Abri situé sur la gauche de la route d'Yssingeaux, à la sortie de Blavozy. Fouillé en 1945, il a livré un outillage en « résinite » de Saint-Pierre-Eynac que Madame D. de Sonnevill-Bordes (1960) a attribué au Magdalénien supérieur.

Saint-Pierre-Eynac, abri de Peylenc. Abri situé au sommet d'une haute falaise basaltique. Il a livré une industrie avec un très fort pourcentage de lamelles à bord abattu se classant dans un Magdalénien final. À la fin du siècle dernier, les couches supérieures ont livré quelques tessons de céramique néolithique et du bronze final.

Saint-Pierre-Eynac, atelier de débitage. Les filons de « résinite » de Saint-Pierre-Eynac ont servi de lieu d'extraction de matière première. Les hommes préhistorique du Moustérien au Néolithique sont venus s'y pourvoir en roche siliceuse.

Néolithique

Mazet-Saint-Voy, la Besséa. Indices d'un site néolithique avec industrie en silex, nucléus, éclats à coches, denticulés.

Mazet-Saint-Voy, Bronac. Quatre haches polies découvertes dans un jardin au cours de travaux.

Mazet-Saint-Voy, pont de Vacheresse. Une hache polie trouvée dans les alluvions de la rivière.

Dolmens et menhirs

Les Vastres, dolmen des Pennes. Dolmen, belle architecture située sur la rive droite du Lignon, près de la ferme des Pennes, dans la partie sud d'une plantation de sapins. Classé monument historique par arrêté du 4 janvier 1968.

Mazet-Saint-Voy, dolmen du moulin de Vacheresse. Grande table de granite situé sur la rive gauche du ruisseau après le pont de Vacheresse aux Ruches. Classé monument historique.

Saint-Jeures, menhir. Situé sur la route de Saint-Jeures à Azaules, 150 m après le carrefour de la route de Mazet-Saint-Voy, christianisé par une croix en fer forgé. Inscrit sur l'inventaire supplémentaire des monuments historiques par arrêté du 5 janvier 1989.

Tence, menhir de Mendigoules. Menhir christianisé par une taille en forme de croix, situé 800 m après le village, à droite de la route en direction de Tence. Inscrit sur la liste supplémentaire des monuments historiques par arrêté du 6 janvier 1989.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS 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 Yssingaux. Les nouveaux travaux y sont régulièrement archivés. Les documents peuvent être consultés, soit à l'Agence régionale Auvergne, (222-224, boulevard Gustave Flaubert, 63000 Clermont-Ferrand), soit au BRGM, (Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris).

Le musée Crozatier, (jardin Henri Vinay, 43000 Le Puy-en-Velay), présente une importante collection régionale d'échantillons géologiques, minéralogiques et paléontologiques. La « collection Vinay », conservée au collège de la Chartreuse de Brives, a été transférée au musée Crozatier en 1990. Cette collection de plaques schisteuses à macroflore, volumineuse (plusieurs m³) et en bon état, provient des « arkoses » de la Chartreuse de Brives. C'est vraisemblablement la même collection qui a été étudiée par G. de Saporta (1870, 1878) ; elle sert toujours de référence pour l'attribution à l'Eocène moyen des Arkoses de Blavozy et d'Anteyrac.

La « description géologique du Velay » par M. Boule (1893) reste l'ouvrage de base pour aborder la géologie de la région.

BIBLIOGRAPHIE

- ARTHAUD F., MATTE P. (1977) - Late Paleozoic strike slip faulting in southern Europe and northern Africa : result of right lateral shear zone between Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, p. 1305-1320.
- 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 Cogné J. and Slansky M. Eds., *Géologie de l'Europe du Pré-cambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens*, 26^e Cong. Géol. Int., Coll. C6, Paris, 1980. Ann. Soc. géol. Nord, Lille, XCIX, p. 90-111.
- BATARD F. (1974) - Les feldspaths dans les roches volcaniques différenciées du Massif central français. Thèse 3^e cycle. Univ. Clermont-Ferrand, 176 p.
- BATARD F., MERGOIL-DANIEL J., MERGOIL J. (1977) - Calcite et rôle possible du CO₂ dans la genèse des roches hyperalcalines et agpaïtiques du Velay oriental (Haute-Loire, Massif central français). *Bull. Soc.fr. minéral, cristall.* 100, pp. 343-347.
- BAYLE DES HERMENS R. (de) (1960) - Note sur quatre haches polies de la commune du Mazet-Saint-Voy, Haute-Loire. *Bull. Soc. Étud. et rech. pré-historiques*, Les Eyzies, pp. 52-55.
- BAYLE DES HERMENS R. (de) (1960-61) - Monuments mégalithiques de Haute-Loire orientale. *Bull. Soc. Acad. du Puy*, t. XXXIX, pp. 397-405.
- BAYLE DES HERMENS R. (de) (1972) - Atlas préhistorique du département de la Haute-Loire. Congr. préhist. de France, XIX^e session, Auvergne 1969, pp. 71-98.
- BAYLE DES HERMENS R. (de), CHOMETTE D. (1990) - Sites d'occupations pré-historiques dans la commune de Mazet-Saint-Voy, Haute-Loire. Éditions Tarmège, 15 p.
- BERGER E. (1977) - Rôle de CO₂ et H₂O dans la genèse des basaltes alcalins du Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 284, D, pp. 1859-1862.
- BERGER E. (1981) - Enclaves ultramafiques, mégacristaux et leurs basaltes-hôtes en contexte océanique (Pacifique Sud) et continental (Massif central français). Thèse Doc. Etat, Univ. Paris-Sud, Orsay, 470 p.
- BERTRAND de DOUE J.-M. (1861) - Notice préliminaire relative à une deuxième édition de la description géognostique des environs du Puy. *Ann. Soc. agricult. du Puy*, t. XXIV, p. 275.
- BERTRAND-ROUX J.-M. (1823) - Description géognostique des environs du Puy en Velay. *Imp. PASQUET Père et Fils*, Le Puy.
- BLANC Y. (1960) - Etude géologique du bassin de l'Emblaves. Son volcanisme (Haute-Loire). DES Géologie, Univ. Clermont-Ferrand, 1 vol. ronéo., 40 p.

- BOIVIN P. (1982) - Interaction entre magmas basaltiques et manteau supérieur : arguments apportés par les enclaves basiques des basaltes alcalins. Exemples du Devès (Massif central français) et du volcanisme quaternaire de la région de Carthagène (Espagne). Thèse Doc. Etat, Univ. Clermont-Ferrand, 344 p.
- BOIVIN P., BOURDIER J.L., CAMUS G, GOER DE HERVE A. (de), GOURGAUD A., KIEFFER G, MERGOIL J., VINCENT P.M., AUBY R. (1982) - Influence de la nature des magmas sur l'activité phréatomagmatique : approche volcanologique et thermodynamique. *Bull. Volcanol.*, 45, 1, pp. 25-39.
- BOULE M. (1893) - Description géologique du Velay. Thèse. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 28.
- BOULE M., TERMIER P. (1983) - Carte géologique de la France au 1/80 000. Le Puy. 1^{ère} édition. Serv. Carte géol. France.
- BOUT P. (1953) - L'érosion des reliefs phonolitiques et basaltiques de la Haute-Loire depuis le dernier glaciaire. Mélanges géographiques offerts à Ph. Arbos, Publ. Fac. Lettres Univ. Clermont-Ferrand, 1953, pp. 91-102.
- BOUT P. (1960) - Le Villafranchien du Velay et du bassin hydrographique moyen et supérieur de l'Allier. Thèse Doct. Etat, Univ. Clermont-Ferrand, Impr. Jeanne d'Arc, Le Puy-en-Velay.
- BOUT P. (1966) - Histoire géologique et morphogenèse du système Velay SE-Boutières-Coirons. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, Paris (2), vol. 8, fasc. 3, pp. 225-252.
- BOUT P. (1968) - Problèmes du volcanisme : rapports chronologiques des phonolites et des basaltes du Velay. *Revue d'Auv.*, 82, n° 1.
- BOUT P. (1969a) - Datations absolues de quelques formations volcaniques d'Auvergne et du Velay et chronologie du Quaternaire européen. *Revue d'Auv.*, t. 83, n° 4.
- BOUT P. (1969b) - Périglaciaire du Velay. In Livret-guide excursion Auvergne-Velay, VIII^e Congrès INQUA, Paris, pp. 68-75.
- BOUT P. (1973) - Les volcans du Velay : itinéraires géologiques et géomorphologiques en Haute-Loire (itinéraire VII, pp. 107-117). *Imp. WATEL*, Brioude.
- BOUT P., FORESTIER F.-H. (1967) - Carte géologique de la France au 1/80 000. Le Puy. 3^e édition. Serv. Carte géol. France.
- BROUSSE R. (1961) - Analyses chimiques des roches volcaniques du Tertiaire et du Quaternaire de la France. *Bull Serv Carte géol. France*, 263, LVIII, 137 p. + cartes.
- BURG J.P., MATTE P. (1978) - A Cross section through the French Massif Central and the scope of its variscan geodynamic evolution. *Z. dt. Geol. ges.*, Stuttgart, 109, p. 429-460.

- CAEN-VACHETTE M., COUTURIE J.P., DIDIER J. (1982) - Âges radiométriques des granites anatectiques et tardimigmatitiques du Velay (Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 301, p. 1303-1308.
- CANTAGREL J.M., MERGOIL J. (1970) - Mesure par la méthode à l'argon, de l'âge de quelques roches volcaniques du Velay oriental (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 271, D, pp. 760-763.
- Coisy P. (1977) - Structure et chimisme des péridotites en enclaves dans les basaltes du Massif central. Modèle géodynamique du manteau supérieur. Thèse 3^e cycle, univ. Nantes, 120 p.
- Coisy P., NICOLAS A. (1978a) - Regional structure and geodynamic of the upper mantle beneath the Massif central. *Nature*, 274, pp. 429-432.
- COISY P., NICOLAS A. (1978b) - Structure et géodynamique du manteau supérieur sous le Massif central (France) d'après l'étude des enclaves des basaltes. *Bull. Minéral*, 4, pp. 424-436.
- COMMERE R. (1975) - Les versants en roches tendres de l'Emblavès. Actes du 98^e Congrès National des Sociétés Savantes (Saint-Etienne, 1973). Section des Sciences, tome I. Paris, Bibl. nationale.
- COSTA S. (1992) - East-West diachronism of the collisional stage in the French Massif Central: implications for the european variscan orogen. *Geodinamica Acta*, 5, p. 51-68.
- COUTHURES J. (1990) - Notice explicative. Carte géologique du Velay (synthèse 1/100 000) BRGM-SGN, Convention de lever n° 792.
- DALLAIN C. (1993) - Cartographie et analyse structurale des granitoïdes du Velay (Massif central français). Thèse doct. univ. Rennes I, 362 p.
- DEMAY A. (1948) - Tectonique anté-stéphaniennne du Massif central. *Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France*, Paris, 259 p.
- DEVILLE J. (1986) - Le massif volcanique du Mézenc-Meygal en Haute-Loire. Per lous chamis éditeur, Le Puy-en-Velay.
- DIDIER J. (1963) - Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif central français. *Thèse Etat*, univ. Clermont-Ferrand.
- DOWNES H., DUPUY C., LEYRELOUP A.F. (1990) - Crustal evolution of the Hercynian belt of Western Europe: Evidence from lower crustal wlenoliths (French Massif Central). *Chem. Geol*, 83, p. 209-231.
- DUCROT J., LANCELOT J.R., MARCHAND J. (1983) - Datation U-Pb sur zircons de l'éclotite de la Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution antéhercynienne de l'Europe occidentale. *Earth and Planetary Science Letters*, 62, p. 385-394.
- DUMAS G. (1982) - Les marges de l'Emblavès jusqu'au pied du Meygal. Mém. Maîtrise. Univ. Saint-Etienne. UER Lettres et Sciences humaines.

- DUPRAZ J., DIDIER J. (1988) - Le complexe anatectique du Velay (Massif central français) : structures d'ensembles et évolution géologiques. *Géol. France, BRGM*, 4, p. 73-88.
- DUTARTRE P. (1982) - Etude de la fracturation du granite de la Margeride. Région de Saint-Alban-sur-Limagnole (Lozère). Documents du BRGM n° 41, 344 p., 4 dpl., 91 fig., 10 annexes.
- ETCHTLER H., MALAVIEILLE J. (1990) - Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, southern Massif Central). *Tectonophysics*, 177, p. 125-138.
- ETLICHER B. (1986) - Les massifs du Forez, du Pilat et du Vivarais. Régionalisation et dynamique des héritages glaciaires et périglaciaires en moyenne montagne cristalline. Univ. Saint-Etienne, Centre d'Etudes Foréziennes (d'après Thèse Doc. Etat Géographie, Univ. Lyon II, 1985).
- FAURE M., PROST A.E., LASNE E. (1990) - Déformation ductile extensive d'âge namuro-wesphalien dans le plateau d'Aigurande, Massif central français. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, (6) (1), p. 189-197.
- FAURE M., PONS J. (1991) - Crustal thinning recorded by the shape of the Namurian-Westphalian leucogranite in the Variscan belt of the northwest Massif central, France. *Geology*, 19, p. 730-733.
- FAURE M., PONS J., BABINAULT J.F. (1992) - Le pluton du Pont-de-Monvert : un granite syntectonique extravasé vers l'Est pendant le désépaississement crustal varisque du Massif central français. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 315, II, p. 201-208.
- FERAUD G. (1981) - Datation de réseaux de dykes et de roches volcaniques sous-marines par les méthodes K-Ar et ^{40}Ar - ^{39}Ar . Utilisation des dykes comme marqueurs de paléocontraintes. Thèse Doc. Etat, Univ. Nice, 150 p. + annexes et tableaux.
- FEYBESSE J.L., COUTURIE J.P., LEDRU P., JOHAN V. (1995) - Les granites de la Margeride, de Chambon-le-Château et de Saint-Christophe : des laccolites synchrones des derniers stades de l'épaississement varisque. *Géol. France*.
- FRERICHMANN U. (1977) - Le volcanisme dans les environs de Saint-Pierre-Eynac (Haute-Loire). Etudes géologiques et pétrographiques. Mém. DES, Univ. Clermont-Ferrand II, 70 p., photos et cartes.
- GILBERTAS B. (1982) - Le massif du Lizieux et le massif du Meygal. Etude géomorphologique. Mém. Maîtrise, Univ. Saint-Etienne. UER de Lettres et Sciences humaines.
- GOER A. (de), MERGOIL J. (1971) - Structure et dynamique des édifices volcaniques tertiaires et quaternaires. Symposium J. Jung. Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français. *Plein Air Services Edit*, 15, av. Albert Elisabeth - 63000 Clermont-Ferrand.

- HODGES S. (1991) - Petrogenesis of the phonolitic rocks of the Velay orient-
tal, France. Thèse Phd, Oxford Univ., 1 vol., 207 p.
- LACAN A. (1954) - Les brèches de la région du Puy-en-Velay. DES, Univ.
Clermont-Ferrand, géologie, 68 p.
- LARQUE Ph. (1983a) - Existence de deux grandes phases d'altération dans
le Paléogène du Velay. *Géol. France*, (2), I, n° 1-2, pp. 160-162.
- LARQUE Ph. (1983b) - Le bassin du Velay. Groupe d'étude du Paléogène.
Excursion Massif central.
- LARQUE Ph., WEBER F. (1978) - Séquences sédimentaires et lithostratigra-
phique de la série paléogène du Velay. *Sci. Géol. Bull.*, 31, 4, pp. 151-
155, Strasbourg.
- 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, pp. 81 -92, Strasbourg.
- LE BAS M.J., LE MAÎTRE R.W., STREIKEISEN A., ZANETTIN B. (1986) -A che-
mical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica dia-
gram. *J. Petrol.*, 27, 3, pp. 745-750.
- LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.M.,
FLOCH J.P., LEROUGE G, MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) -
Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull Soc. Géol Fr.*,
3, p. 605-618.
- LEDRU P., AUTRAN A., SANTALLIER D. (1994) - Lithostratigraphy of variscan
terranes in the French Massif Central. A basic for paleogeographical
reconstruction. Ouvrage sur les orogènes péri-atlantiques en France,
PICG 233, Springer Verlag Editeur.
- LE MAÎTRE R.W. (1989) - A classification of igneous rocks and glossary
terms. Recommendations of the International Union of Geological
Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford:
Blackwell Scientific Publication, 193 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^e cycle, Univ. Nantes,
356 p.
- LORENZ C, TURLAND M., BOITEL F. (1992) - L'arkose de Blavozy (près le
Puy-en-Velay, Haute-Loire) et son emploi régional. 117^e Congr. nat. Soc.
sav., Clermont-Ferrand, 2^e coll. Carrières et constructions, pp. 401-410.
- MACLE M. (1967) - Le Meygal. Mém. DES, Géologie. Fac. Sciences, Paris.
- MALAVIEILLE J., GUIHOT P., COSTA S., 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 Carbonife-
rous Basin. *Tectonophysics*, 177, p. 139-149.

- MATTE P. (1986) - La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, p. 9-24.
- MAURY R.C., VARET J. (1980) - Le volcanisme tertiaire et quaternaire en France. 26^e C.G.I. Paris, Colloque C7, *Géol. France*, Publication B.R.G.M., pp. 138-159.
- MERCIER L. (1992) - Approche thermique de la collision continentale dans le Massif central français : exemple des nappes de l'Artense. *Doc. BRGM* n° 214, 233 p.
- MERGOIL J., BOIVIN P. et collaborateurs (1993) - Le Velay : son volcanisme et les formations associées. Notice de la carte à 1/100 000. *Géol. France*, n° 3.
- MERGOIL J., FRERICHMANN U., MERGOIL-DANIEL J. (1979) - Nouvelle interprétation des tufs phonolitiques de Saint-Pierre-Eynac (Haute-Loire, Massif central français). Publ. Institut de Géogr., Fac. Lettres Clermont-Ferrand. L VII.
- MICHON G (1987) - Les vagnérites de l'Est du Massif central français. Apport de l'analyse statistique multivariée à l'étude géochimique des éléments majeurs. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, p. 591-600.
- MINISTERE DE L'URBANISME ET DU LOGEMENT, MINISTERE DE L'INDUSTRIE (1981) - Inventaire des ressources en matériaux meubles de la région du Puy-en-Velay. CETE Lyon et BRGM-SGR/AUV.
- MONTEL J.M. (1985) - Xénolithes peralumineux dans les dolérites du Peyron, en Velay (Massif central français). Indications sur l'évolution de la croûte profonde tardihercynienne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 301, 9, p. 615-620.
- 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). *Journal of Metamorphic Geology*, 10, p. 1-15.
- MONTEL J.M., ABDELGHAFFAR R. (1993) - Les granites tardimigmatitiques du Velay (Massif central) : principales caractéristiques pétrographiques et géochimiques. *Géologie de la France*, 1, p. 15-28.
- MOUGEOT R., RESPAUT J.P., LANCELOT J.R., LEDRU P., MARIGNAC C. (1994) - U-Pb geochronology on accessory minerals of the Southern edge of the Velay granite (French Massif Central). Submit in European Journal.
- NICOLAS A., LUCAZEAU F., BAYER R. (1986) - Peridotite xenoliths in Massif central Basalts, France : textural and geophysical evidence for asthenospheric diapirism. In "Mantle xenoliths" Nixon P.H., ed, Wiley, Chichester, pp. 563-574.

- PETERLONGO J.M., GOER DE HERVE A. (de) (1978) - Guide géologique régionale du Massif central : Limousin, Auvergne, Velay. 2^e édition, Masson édit., 224 p.
- PIN C. (1979) - Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques anté-stéphaniennes de l'Aubrac et de la région de Marvegols (Massif central). *Thèse 3^e cycle*, univ. Montpellier, 205 p.
- PIN C. (1981) - Old inherited zircons in two synkinematics Variscan granites: the "granite du Pinet" and the "orthogneiss de Marjevols" (Southern French Massif Central). *N. Jb. Miner. Abh.*, 142, p. 27-48.
- PIN C, LANCELOT J.R. (1982) - U-Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, p. 1-12.
- PIN C, PEUCAT J.J. (1986) - Âge des épisodes de métamorphisme paléozoïque dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, 8, p. 461-469.
- PIN C. (1989) - Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne d'Europe. *Thèse*, Clermont-Ferrand II, 470 p.
- PIN C, DUTHOU J.L. (1990) - Sources of Hercynian granitoids from the French Massif Central: inferences from Nd isotopes and consequences for crustal evolution. *Chemical Geology*, 83, p. 281-296.
- R'KHA CHAHAM K. (1989) - Étude pétrologique et structurale de l'ensemble orthogneissique de l'arc de Fix. *Thèse 3^e cycle, univ. Clermont-Ferrand*, 183 p.
- 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^e 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. du Puy*, t. XXXIII (6 planches de gravures).
- SONNEVILLE-BORDES D. (de) (1960-1961) - L'industrie magdalénienne de l'abri sous roche de Blavozy, Haute-Loire. *Bull. Soc. Acad. du Puy*, t. XXXIX, pp. 35-41.
- TERMIER P. (1890a) - Les éruptions du Velay. II : Argiles métamorphisés par la phonolite à Saint-Pierre-Eynac. *Bull. Serv. Carte géol. de France*, n° 13, pp. 103-112.
- TERMIER P. (1890b) - Les éruptions du Velay. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 13, t. II.
- TURLAND M., LARQUE Ph., SUDRE J., VIANEY-LIAUD M., WEBER F. (1993) - Confirmation paléontologique du passage latéral des Calcaires de Ronzon aux Sables de la Laussonne dans le Stampien inférieur (Sannoisien) du

- bassin du Puy-en-Velay (Massif central), *Géol. France*, n° 1, pp. 71-76.
- VAN DER DRIESCHE J., BRUN J.P. (1992) - Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central) : a model of extensional gneiss dome. *Geodinamica acta*, 5, p. 85-99.
- VALADAS B. (1984) - Les Hautes terres du Massif central français. Contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques. Thèse Doc. Etat, Univ. Paris I.
- VILLEMANT B. (1985) - La différenciation des séries volcaniques : géochimie des éléments traces dans les séries du Massif central et de l'Italie centrale. Thèse Doc. Etat, Univ. Paris VI et IPG Paris, 430 p.
- VILLEMANT B., TREUIL M. (1983) - Comportement des éléments traces et majeurs dans la série alcaline du Velay ; comparaison avec la chaîne des Puys (Massif central, France). *Bull. Minéral*, 106, pp. 465-486.
- VILMINOT J.C. (1962) - Les nodules de péridotite dans les basaltes du Velay (Haute-Loire). Thèse 3^e cycle, Univ. Paris, 105 p.
- 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, GARCIA D., TURLAND M., GONORD H., CHAFCHAFI A. (à paraître, 2000) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Monistrol-sur-Loire (768). Orléans : BRGM.
- WEBER F. et LARQUE Ph. (1973) - Travaux effectués dans les terrains oligocènes de la région du Puy-en-Velay. Contrat BRGM - ULP Strasbourg : rapport d'activité.
- WERTH F. (1991) - L'opale résinite de Saint-Pierre-Eynac, son contexte géologique et sa paléoeconomie. Mém. DEA, Univ. Luminy, 51p.
- WILLIAMSON B.J., DOWNES H., THIRLWALL M.F. (1992) - The relationship between crustal magmatic underplating and granite genesis: an exemple from the Velay granite complex, Massif central, France. *Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sciences*, 83, p. 235-245.

CARTES GÉOLOGIQUES ANTÉRIEURES

- TOURNAIRE M. (1880) - Carte géologique du département de la Haute-Loire à 1/80 000 ; 4 feuilles et 1 pl. de coupes.
- TOURNAIRE M. (1869) - « Note sur la constitution géologique du département de la Haute-Loire et sur les révolutions dont ce pays a été le théâtre ». In Société Géologique de France : Réunion extraordinaire au Puy-en-Velay (Haute-Loire) du 12 au 18 septembre 1969, p. 1106-1171. Ce texte constitue en fait la notice de la carte publiée en 1880.

Carte géologique à 1/80 000 Le Puy (n° 186)

1^o édit. (1893) par M. BOULE et P. TERMIER.

2^o édit. (1941), réimpression sans modifications de la 1^o édition.

3^o édit. (1967) révisée par P. BOUT et F.H. FORESTIER.

Cartes des gîtes minéraux de la France à 1/320 000, feuille Clermont-Ferrand et à 1/500 000, feuille Lyon, coordonnées par J. MELOUX.

AUTEURS

La rédaction de la notice de la feuille Yssingeaux a été coordonnée par J.L. FEYBESSE, ingénieur géologue au BRGM (pour les formations plutoniques et métamorphiques paléozoïques), par M. TURLAND, ingénieur géologue au BRGM (pour les formations continentales tertiaires et quaternaires) et par P. NEHLIQ ingénieur géologue au BRGM (pour les formations volcaniques).

La part incombant aux différents auteurs dans la rédaction de la notice se répartit comme suit :

- Socle plutonique et métamorphique : J.L. FEYBESSE, ingénieur géologue au BRGM.
- Volcanisme : C. ALSAC, P. NEHLIG et M. TURLAND, ingénieurs géologues au BRGM, avec la collaboration de J. MERGOIL (anciennement maître de conférence, université des Sciences Clermont-Ferrand).
- Tertiaire continental : M. TURLAND, ingénieur géologue au BRGM.
- Quaternaire et formations superficielles : M. TURLAND, ingénieur géologue au BRGM, avec la collaboration de B. VALADAS (professeur, université de Limoges) et B. ETLICHER (professeur, université Jean Monnet, Saint-Etienne).
- Ressources en eau : F. MERCIER-BATARD (ingénieur hydrogéologue à ANTEA).
- Gîtes et indices minéraux, substances utiles, carrières : J.J. PERICHAUD (anciennement ingénieur géologue au BRGM) et C. VIALARON (géologue amateur, Le Puy-en-Velay).
- Préhistoire et archéologie : R. de BAYLE des HERMENS, CNRS.

ANNEXES

	Age (MA)	Pétrographie	Dynamisme	Réf.	Localisation	Secteur
JM 13 90	11,50 ± 0,25	basalte	coulée	1	Le Fau	
JM 14 90	14,40 ± 0,25	phonolite	dôme	1	Suc d'Emeral	Le Fau
90 CA 61	14,70 ± 0,25	trachy-plagiocl.	coulée	1	Lachaud entre suc d'Emeral et d'Orsier	
92 CA 267	12,95 ± 0,25	trachyte	dôme	1	Suc d'Orsier	Emeral
92 CA 397	13,30 ± 1,00	trachybasalte	coulée	1	Escarpement 700 m ENE sommet suc d'Orsier	
92 CA 386	13,90 ± 0,25	trachy-porphyr.	coulée ?	1	La Bessiouze (entre Veyrines et St Julien du Pinet)	Orsier
90 CA 166	12,30 ± 0,35	basalte	coulée	1	Base Nord-Ouest du suc d'Eyme	
90 CA 164	12,80 ± 0,25	phonolite	dôme	1	Suc d'Eyme	Eymes
92 CA 276	7,90 ± 0,20	basalte	dyke	1	Suc d'Eyme	
92 CA 455	13,05 ± 0,25	trachy-porphyr.	?	1	Mortessagne, base flanc Sud-Ouest du suc d'Eyme	Glavenas
90 CA 160B	13,45 ± 0,25	trachy-plagiocl.	coulée	1	Sommet de Pied de Glavenas	
MB 220	7,60 ± 0,23	basalte	coulée	13	Bonnevialle	
MB 240	9,75 ± 0,29	trachyte	?	13	Riou-Frai près Losegal	
MB 234	12,9 ± 0,2	phonolite	dôme	31	Mont Loségat	Bonnevialle
MB 221	11,0 ± 0,2	basalte	dyke	28	Col du Pertuis	Losegal
MB 246	13,2 ± 0,2	phonolite	dôme	31	Suc du Pertuis	Pertuis
DY 5D	12,7 ± 0,2	trachy-plagiocl.	dôme ?	2	Suc d'Ardevez	Ardeniez
DY 5E	13 ± 0,2	basalte	coulée ?	2	Suc d'Ardevez	
223	1,23 ± 0,04	basalte	coulée	13	La Huche Plate	La Huche
244 (VE.18)	4,7 ± 0,3	basanite	dyke	5	Suc de Montferrat. Près relais TV de Montchouvet	Plate
245 (VE.19)	4,2 ± 0,2	basanite	coulée	5	Suc de Montferrat. Tranchée de la déviation de Blavozy	Montchouvet
236 (VE.13)	10,9 ± 0,3	phonolite	dyke	5	Queyrières. 1 km ESE du village. Roche Girard	
237 (VE.14)	11,2 ± 0,5	trachybas-amphib.	dyke	5	Queyrières	Queyrières
238 (VE.15)	10,3 ± 0,2	trachybas-amphib.	dyke	5	Queyrières. 500 m NNW du village. Valpilière	Mont Chanis
239 (VE.16)	11,4 ± 0,4	trachyte	dôme	5	Queyrières. 1 km NNW du village. Sénéol. Alt 1199 m	
243	11,1 ± 0,2	trachyte	dôme	31	Suc de Mont-Chanis	
226 (VE.12)	10,6 ± 0,5	trachy-porphyr.	coulée	5	Monedeyres. 0,4 km E du village. Le Chabrier	
227 (VE.11)	10,9 ± 0,4	phonolite	dôme	5	Monedeyres. 1 km S du village. Le Villaret	
224 (VE.10)	10,5 ± 0,3	phonolite	dôme	5	Le Mounier. Suc 1 km NNW de Boussoulet	Meygal
RT12435	12,6 ± 0,2	trachyte/phonolite	dôme	31	Montagne du Meygal. Lac bleu. 1,3km ENE de Boussoulet	
228	10,8 ± 0,3	trachyte	dôme	13	Montusclat. Dôme	
229 (VE.1)	8,5 ± 0,3	basalte	coulée	5	Montusclat. La Croix de l'Etoile. 1 km SW du village	Chabrier
230 (VE.2)	6,9 ± 0,3	basalte	dyke	5	Montuclast. Près du cimetière. W du village	Villaret
231 (VE.3)	9,3 ± 0,3	trachy-porphyr.	dôme	5	Montusclat. Dôme au N du village	Mounier
232 (VE.4)	12,4 ± 0,4	trachybasalte ?	coulée	5	Montusclat. 750 m SE du village. La Torte	Montusclat
233 (VE.5)	11 ± 0,3	phonolite	dôme	5	Montusclat. 1 km NVV du village. Suc de la Tortue	

Tableau 1

	Age (MA)	Pétrographie	Dynamisme	Réf.	Localisation	Secteur
241	10,5 ± 0,25	phonolite	dyke	31	St Pierre Eynac	St Pierre Eynac
242	13,3	trachy-phonolite	dôme	26	St Pierre Eynac. "Sous la Vierge"	
VE 115	15,7 ± 0,6	basalte	coulée	1	Coulée de l'ensemble supérieur de la plaine de Fariès	St Julien Chapteuil
MB.235 (VE.22)	10,9	trachy-aic.porphyr.	dôme	5	Montcharret. 3,5 km SE St Julien Chapteuil	
VE 106	13,20 ± 0,20	basalte	coulée	1	Coulée sous les tufs de Queyrières	De Queyrières à Araule
JM 4 90	13,30 ± 0,25	basalte porphyr.	coulée	1	Coulée sur les tufs entre Araules et Queyrières	et
VE 107	13,40 ± 0,30	basalte porphyr.	coulée	1	Coulée sur les tufs entre Araules et Queyrières	au Nord du Lizieux
DY 5A	12 à 13 ?	trachy-porphyr.	dyke ?	2	Mont-côté 1007 m entre Bellecombe et suc d'Achon	
DY 5B	13 à 14 ?	basalte	dyke ?	2	Mont-Côté 1007 m entre Bellecombe et suc d'Achon	
DY.4H	13,30 ± 0,45	basalte	coulée	1	Zone des Torts (2,5 kms nord Recharinges)	
DY.6H	12,50 ± 0,20	phonolite	dôme	1	Table d'orientation du Lizieux	
DY 6F	12,90 ± 0,25	phonolite	dôme	1	Carrière sur route D 18 (Lizieux)	Le Lizieux
DY 6G	13,25 ± 0,25	trachy-porphyr.		1	Arnissac, flanc ouest du Lizieux	
MB.225	11,7 ± 0,4	basalte	coulée	13	Les Merles. Coulée dans le ruisseau	Vastres-Champclause
RT12427	7,95 ± 0,15	basalte	lac de lave	31	La Chaud de La Croix. Carrière à 4,5km ENE de Boussoulet	
VE 109	7,7	basalte	coulée	2	Base de l'ensemble supérieur du plateau de Vastres-Champclaus	
MB.222	12,6 ± 0,2	benmoréite	coulée	31	La Dent de Beauzac. Plateau d'Yssingaux	Yssingaux

Tableau 1 (suite)

Tableau 1 - Résultats des datations isotopiques des roches volcaniques couvertes par la feuille Yssingaux

Avec indication du numéro d'échantillon, de la pétrographie, de la structure de l'édifice, de la localisation et du secteur géographique. Les numéros de la rubrique "Réf." renvoient aux références bibliographiques suivantes : 1 - Cantagrel, 1992, non publiés ; 2 - Mossman, 1993, non publiés ; 5 - Baubron, 1989 ; 13 - Cantagrel et Mergoïl, 1970 ; 26 - Curtis *in* P. Bout, 1986 ; 28 - Féraud, 1981 ; 31 - Hodges, 1991.

	N° Ech.	Localisation	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	TOT
Basalte	90CA166	NO Suc d'Eyme	44.9	2.90	14.72	12.23	0.18	7.78	10.01	3.55	0.86	0.49	1.53	99.15
	90CA221	Eglise Pradeaux	43.8	2.81	14.63	12.56	0.20	6.83	10.16	3.31	1.73	0.55	2.75	99.33
	91CA259	Carrière des Barrys	44.3	3.21	14.78	12.95	0.18	7.11	9.38	2.99	1.96	0.73	1.64	99.23
	DY6B	Bellecombe	43.1	3.15	13.46	12.64	0.20	6.66	10.18	3.74	1.67	0.64	3.49	98.93
	DY5E	Suc d'Ardevez	45.0	2.92	15.58	12.10	0.19	5.96	8.56	3.08	2.54	0.59	2.62	99.14
	VE02	Dyke Montusclat	42.0	3.61	14.01	13.13	0.18	7.23	10.31	3.20	2.30	0.99	2.34	99.30
	VE101	Fariès	44.2	2.73	14.45	12.04	0.18	6.75	10.15	1.91	1.87	0.54	4.27	99.09
	VE106	Coulée Queyrières	46.0	2.84	15.01	12.02	0.18	6.75	9.22	4.05	0.70	0.53	1.91	99.21
	VE01	La Croix de l'Etoile	45.8	2.67	14.97	11.79	0.16	7.21	9.77	2.73	1.96	0.40	1.75	99.21
	90CA45	Eglise Mézères	43.6	2.68	13.70	12.71	0.18	9.32	10.59	2.48	1.49	0.41	2.02	99.18
Basalte porphyrique	90CA161	Cimetière Glavenas	43.2	2.98	14.21	12.10	0.19	7.34	11.64	3.54	1.75	0.44	3.01	99.40
	91CA280	Suc de Chabrier	44.1	3.30	14.08	13.25	0.17	8.85	10.31	2.65	1.28	0.38	0.83	99.18
	90CA162	E Périlhac	43.4	2.93	13.24	12.51	0.19	9.58	9.80	3.36	1.56	0.62	2.29	99.48
Trachybasalte	90CA50	SE Orsier	46.9	2.74	15.45	10.48	0.18	4.50	7.85	3.49	2.63	0.57	4.32	99.11
	VE15	Valpièrre	50.7	1.78	17.75	8.65	0.18	2.73	6.39	4.63	3.27	0.56	2.48	99.12
	VE105	Mont Peyrenc	47.5	2.15	13.29	10.84	0.18	10.79	8.10	3.75	1.90	0.57	0.05	99.12
Trachybasalte à olivine	VE14	Queyrières	47.4	2.69	16.04	10.83	0.17	5.88	8.51	3.71	2.44	0.44	1.38	99.49
	VE18	Suc de Montferrat	45.3	2.50	14.30	11.58	0.21	7.79	8.68	4.48	1.35	0.76	2.07	99.02
Trachyandésite	VE19	Suc de Montferrat	45.3	2.53	14.11	11.53	0.22	7.75	9.14	4.62	2.14	0.84	0.60	99.08
	VE04	La Torte	48.6	2.65	17.22	10.76	0.18	2.32	8.00	3.45	2.65	1.06	2.18	99.07
	VE107	Haffy-Araules	47.9	2.81	16.09	10.64	0.19	3.90	8.76	3.19	2.28	0.41	3.05	99.02
	92CA386	La Bessiouze	58.9	0.73	19.45	3.76	0.17	0.57	2.30	5.02	5.54	0.15	2.77	99.36
	92CA455	Montessagne	59.4	0.51	19.33	2.94	0.19	0.51	1.53	5.17	5.26	0.11	4.29	99.24
	DY6G	Armissac	57.0	1.18	18.65	5.30	0.23	1.06	3.68	5.56	4.47	0.30	1.83	99.26
	VE03	Dôme Montusclat	54.1	1.29	17.70	6.30	0.17	2.04	5.38	4.05	4.56	0.35	3.56	99.50
Trachyte à plagioclase	VE13	Roche Girard	55.0	0.88	19.34	4.93	0.21	1.05	5.01	5.17	4.43	0.24	2.81	99.06
	VE22	Montcharret	57.0	1.03	18.63	4.97	0.20	1.05	4.21	5.27	4.01	0.20	2.46	99.03
	90CA48	Sagnelles	59.4	0.41	18.91	2.89	0.19	0.33	2.30	4.66	6.16	0.08	3.52	98.85
	90CA61	Lachaud	58.9	0.88	18.16	4.31	0.17	1.27	2.79	4.99	5.29	0.18	2.12	99.06
	90CA160B	Pied de Glavenas	58.0	0.89	18.86	4.25	0.26	0.79	3.05	6.43	4.76	0.14	1.79	99.22
	91CA267	Suc d'Orsier	61.0	0.26	18.76	2.35	0.23	0.00	1.54	7.44	5.49	0.06	2.26	99.39
	91CA270	Chapelle Glavenas	57.9	0.94	18.54	4.36	0.21	0.60	2.47	5.89	4.66	0.15	3.43	99.15
	DY5A	Bellecombe	59.6	0.58	19.26	3.38	0.19	0.62	2.30	5.42	5.77	0.12	2.78	100.02
	DY5D	Suc d'Ardevez	59.7	0.34	19.47	2.51	0.18	0.32	2.05	6.72	5.87	0.07	2.14	99.37
	VE16	Sénéol	61.1	0.43	18.86	2.60	0.19	0.28	1.83	6.68	5.58	0.08	1.23	98.86
Phonolite miaskitique	VE12	Le Chabrier	58.6	0.63	19.01	3.44	0.20	0.56	2.93	5.86	5.27	0.13	2.28	98.91
	90CA212	Suc de Jalore	60.9	0.34	19.43	2.47	0.18	0.21	1.39	7.02	5.78	0.06	1.14	98.92
	90CA164	Suc d'Eyme	60.1	0.57	18.71	3.23	0.25	0.56	1.81	7.33	5.40	0.12	1.00	99.08
	91CA351	Mont Gerbizon	57.6	0.52	19.71	3.37	0.21	0.71	2.13	6.75	5.72	0.12	2.42	99.26
	VE05	Suc de la Tortue	59.9	0.20	19.90	2.67	0.25	0.00	1.24	8.76	5.05	0.06	1.02	99.05
	90CA196	Suc d'Emeral	58.9	0.43	19.91	3.14	0.23	0.44	1.51	8.18	5.21	0.13	0.96	99.04
	91CA236	Huche Pointue	60.2	0.24	19.23	2.61	0.21	0.00	1.53	7.94	5.57	0.00	1.38	98.91
	DY6H	Lizieux	59.5	0.35	19.63	2.83	0.21	0.33	1.73	7.78	5.75	0.08	0.86	99.05
	91CA282	Losegal	60.6	0.35	18.39	2.67	0.30	0.23	1.19	8.60	5.54	0.06	1.13	99.06
	VE10	Le Mounier	60.5	0.20	19.53	2.63	0.25	0.00	1.34	8.72	5.06	0.00	0.88	99.11
	VE11	Le Villaret	60.4	0.20	19.44	2.34	0.19	0.00	1.31	8.61	5.42	0.00	1.05	98.96

Tableau 2

Tableau 2 (suite)

	N° Ech.	Localisation	U	Th	Ya	Nb	Hf	Zr	Rb	Ba	Sr	Ni	Cr	V	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Y
Basalte	90CA166	NO Suc d'Eyme	1.4	5.5	5.3	64.7	5.3	225	77	512	588	118	202	230	44.9	82.3	40.2	7.5	2.4	0.9	24.1
	90CA221	Eglise Pradeaux	1.6	6.1	5.7	62.2	5.7	214	42	562	656	81	151	234	47.7	88.0	42.6	8.1	2.5	1.0	22.8
	91CA259	Carrière des Barrys	1.8	6.7	6.7	70.1	8.4	274	42	549	665	80	122	200	52.0	106.0	51.7	10.3	3.1	1.3	24.6
	DY5B	Bellecombe	2.0	7.0	4.4	81.5	6.2	313	49	820	927	137	177	178	58.7	116.9	51.7	9.2	3.0	1.0	27.8
	VE5E	Suc d'Ardevez	1.7	5.9	3.7	67.2	5.2	266	61	640	783	40	0	171	49.3	96.0	42.5	7.2	2.7	0.9	25.1
	VE02	Dyke Montusclat	1.9	7.4	7.1	101.5	8.2	367	66	842	1048	127	158	296	69.7	137.7	64.5	11.9	3.5	1.3	33.8
	VE101	Fariès	2.0	5.5	5.4	70.7	5.5	255	58	768	864	144	270	261	46.7	89.7	41.8	8.6	2.4	1.0	28.1
	VE106	Coulée Queyrières	1.6	5.7	3.6	64.2	5.3	262	68	729	796	78	132	186	47.4	94.2	42.5	7.7	2.6	0.9	24.4
	VE01	La Croix de l'Etoile	1.3	5.3	4.0	59.9	5.1	243	72	527	623	128	208	246	41.7	81.8	37.9	7.3	2.2	0.9	27.6
	90CA45	Eglise Mézères	1.3	4.9	4.8	62.1	4.8	220	42	533	558	115	228	251	40.2	76.3	36.8	7.3	2.3	0.9	25.2
Basalte porphyrique	90CA161	Crimièrre Glavenas	1.4	5.3	5.2	68.0	5.1	251	55	584	696	142	242	257	44.7	84.3	39.9	7.5	2.3	0.9	25.9
	91CA280	Suc de Chabrier	1.0	3.4	3.8	52.1	4.3	197	36	503	578	136	254	308	30.6	64.0	31.7	6.9	2.0	0.9	24.4
	90CA162	E Pénilhac	2.1	8.1	7.6	97.6	6.3	300	69	851	806	197	296	221	58.8	105.8	49.2	9.2	2.8	1.1	27.8
Trachybasalte	90CA50	SE Orsier	2.1	8.5	8.1	104.1	7.9	416	159	1014	966	55	96	149	72.2	134.6	58.5	10.3	3.0	1.1	31.9
	VE15	Valpilière	2.2	9.9	8.6	104.0	7.6	354	79	1042	984	22	25	127	74.1	131.0	52.8	8.5	2.5	1.1	27.5
Trachybasalte à olivine	VE105	Mont Peylienc	2.9	10.6	8.0	100.1	7.1	345	60	576	735	283	428	177	67.8	122.4	50.8	9.1	2.5	1.0	27.0
	VE14	Queyrières	1.8	6.7	6.2	78.6	6.4	274	63	788	747	91	133	219	54.4	99.1	44.4	8.0	2.5	1.0	27.3
Trachyandésite	VE18	Suc de Montferrat	3.3	11.5	10.3	123.7	10.3	451	68	751	1182	189	187	170	97.1	184.5	76.7	13.1	4.0	1.4	36.1
	VE19	Suc de Montferrat	3.2	11.4	10.8	123.8	11.1	444	64	827	1246	155	180	174	106.9	188.0	83.2	13.7	4.1	1.5	35.0
	VE04	La Torte	1.6	6.8	6.3	88.2	7.1	330	69	890	1030	0	10	132	62.2	124.0	59.6	11.3	3.4	1.3	39.6
	VE107	Raffy-Araules	1.2	4.4	3.6	60.6	4.8	240	61	816	832	67	105	169	47.6	94.6	42.0	7.8	2.7	0.9	27.5
Trachyandésite	92CA386	La Bessiouze	1.4	16.0	7.5	108.6	12.6	612	141	1790	968	0	0	26	116.9	182.8	80.6	8.3	2.5	0.9	29.2
	92CA455	Mortessagne	1.4	19.3	8.9	173.1	12.9	719	150	954	257	0	0	22	87.4	137.4	43.8	6.1	1.7	0.7	24.7
	DY6G	Armissac	2.1	9.3	6.9	117.6	8.1	455	101	1680	1288	0	0	15	90.0	166.4	63.0	9.9	3.4	1.0	30.4
	VE03	Dôme Montusclat	4.0	15.3	9.8	132.9	9.6	517	187	1021	958	26	33	93	77.2	129.3	44.5	7.2	1.9	0.8	27.0
	VE13	Roche Girard	4.9	20.1	7.8	126.3	12.2	640	169	801	617	18	20	53	90.2	138.4	43.1	6.5	1.6	0.7	25.1
	VE22	Montcharret	4.1	15.8	12.2	146.8	11.8	506	116	1264	818	26	19	46	98.3	169.7	62.3	9.5	2.7	1.1	22.8
Trachyte à plagioclase	90CA48	Sagnelles	1.9	24.4	10.4	162.2	14.9	851	218	598	909	17	41	41	135.5	186.8	44.2	5.4	1.3	0.6	24.4
	90CA61	Lachaud	3.5	17.5	12.7	137.5	10.6	580	142	1338	673	19	31	45	95.7	165.9	56.4	8.5	2.1	0.9	29.2
	90CA160B	Pied de Glavenas	2.5	14.4	13.4	151.7	9.5	539	115	1859	1071	24	49	30	107.2	190.1	69.8	11.0	3.1	1.1	37.8
	91CA267	Suc d'Orsier	5.7	23.9	8.4	145.7	17.8	625	156	422	162	11	43	28	113.8	178.2	38.1	4.2	1.1	0.5	20.0
	91CA270	Chapelle Glavenas	3.1	13.4	13.4	192.2	11.4	662	125	1764	874	24	29	35	112.6	211.4	86.2	14.3	3.6	1.4	40.1
	DY5A	Bellecombe	3.5	14.4	7.0	125.2	9.2	536	160	446	548	0	0	22	103.1	149.6	41.4	5.2	1.3	0.6	24.6
	DY50	Suc d'Ardevez	1.7	14.4	3.2	90.7	8.7	514	160	551	284	0	0	22	67.7	94.2	19.4	2.4	0.7	0.3	13.2
	VE16	Sénéol	3.8	18.7	7.2	76.3	9.7	503	167	659	237	23	13	32	89.7	137.3	33.6	4.2	1.0	0.5	19.8
	VE12	Le Chabrier	4.4	21.0	7.9	129.2	12.1	642	184	911	454	18	21	49	98.2	141.9	37.0	5.1	1.2	0.6	22.5
	90CA212	Suc de Jalore	4.2	21.4	6.5	85.2	11.1	531	160	435	164	19	44	32	84.4	108.7	24.6	3.0	0.8	0.3	13.4
Phonolite miaskitique	90CA164	Suc d'Eyme	4.7	22.2	14.8	194.5	14.1	720	151	856	248	19	44	35	121.0	188.7	55.0	7.6	1.7	0.9	29.8
	91CA351	Mont Gerbizon	1.6	22.9	11.3	199.1	16.8	949	193	531	407	0	32	53	129.0	190.1	47.2	6.4	1.5	0.7	27.2
	VE05	Suc de la Tortue	8.1	34.3	7.0	165.3	17.4	991	259	92	89	0	10	37	106.3	136.9	27.3	3.2	0.6	0.4	25.9
	90CA196	Suc d'Emeral	5.3	27.6	13.3	152.0	15.5	588	200	309	209	22	53	48	98.1	138.3	38.0	5.5	1.1	0.7	25.2
	91CA236	Huche Pointue	5.3	23.9	4.5	84.7	13.1	616	171	34	29	11	33	32	81.8	105.4	18.7	2.1	0.4	0.3	13.4
	DY6H	Lizieux	5.1	20.2	6.4	128.0	10.8	631	181	312	132	0	0	20	92.4	127.7	26.8	3.2	0.9	0.4	21.8
Phonolite agpatitique	91CA282	Losegal	5.4	20.5	13.7	169.0	14.7	876	171	22	0	17	37	37	144.3	215.3	53.6	7.1	1.4	0.9	34.4
	VE10	Le Mounier	6.3	26.7	5.1	89.1	12.4	751	250	94	85	11	0	26	93.6	127.4	25.8	3.0	0.6	0.4	23.0
	VE11	Le Villaret	7.5	27.5	4.8	129.8	14.1	837	222	79	55	32	29	31	102.9	122.3	19.9	2.1	0.5	0.3	16.3

Tableau 2 - Résultats des analyses chimiques de la plupart des échantillons datés présentés dans le tableau 1