

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

ANNONAY

par

M. CHENEVOY, P. LEDRU, J.L. FEYBESSE,
D. JAUFFRET, B. ETLICHER

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
ANNONAY À 1/50 000**

par

**M. CHENEVOY, P. LEDRU, J.L. FEYBESSE,
D. JAUFFRET, ÉTLICHER B.**

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 : CHENEVOY M., SAHUC S., SERRANO J.J., SILLAN J. (1998) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Annonay (769). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Chenevoy, P. Ledru, J.L. Feybesse, D. Jauffret (1998), 83 p.

pour la notice : CHENEVOY M., LEDRU P., FEYBESSE J.L., JAUFFRET D., ÉTLICHER B. (1998) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Annonay (769). Orléans : BRGM, 83 p. Carte géologique par M. Chenevoy, S. Sahuc, J.J. Serrano, J. Sillan (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 : 2-7159-1769-4

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ - SUMMARY	5
INTRODUCTION	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	7
<i>CADRE GÉOLOGIQUE</i>	8
<i>PRÉSENTATION DES GRANDES UNITÉS GÉOLOGIQUES DE LA CARTE</i>	9
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	13
DESCRIPTION DES TERRAINS	13
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES ET EFFETS DE LA MIGMATISATION VELLAVE</i>	13
Série barrovienne du Vivarais oriental	14
Séries de basse pression du Pilat et du Vivarais occidental	17
Série micaschisteuse de la synforme de Saint-Marcel-lès-Annonay	18
<i>FORMATIONS GRANITIQUES DU VELAY</i>	32
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	38
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES ET QUATERNAIRES</i>	39
Étage des formations superficielles	41
<i>CHRONOLOGIE DES DÉPÔTS QUATERNAIRES</i>	54
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	55
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	57
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	60
<i>DONNÉES DE PROSPECTION GÉOCHIMIQUE</i>	66
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	67
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	67
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	72
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	72
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	72

<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	72
AUTEURS	77
ANNEXES	79
<i>ANALYSES CHIMIQUES</i>	80
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	84
<i>DONNÉES DE PROSPECTION GÉOCHIMIQUE</i>	

RÉSUMÉ

La carte géologique à 1/50 000 Annonay se localise dans la région orientale du dôme granito-migmatitique du Velay qui résulte principalement de la fusion crustale tardi-orogénique des séries gneissiques du Massif central. De larges domaines migmatitiques et granitiques se développent et recoupent un complexe de nappes constitué de gneiss méso- à catazonaux. Structures et métamorphisme témoignent ainsi de l'intensité des transformations subies par les roches lors de l'édification de la chaîne varisque. Sont distinguées les formations gneissiques des séries métamorphiques du Vivarais oriental et occidental (Chenevoy, 1973) ainsi que la série micaschisteuse du Pilat et ses équivalents latéraux. L'ensemble de ces formations témoigne d'un métamorphisme basse pression-haute température et la cartographie rend compte du degré de mobilisation anatectique enregistrée par les gneiss, para- et orthodérivés. Les termes granitiques, résultant de la fusion totale des gneiss ou intrusifs, sont liés à la genèse du dôme granito-migmatitique du Velay autour de 300 Ma.

SUMMARY

The Annonay geological map represents an area in the eastern part of the Velay granite-migmatite dome. Accordingly, a large part of the outcrops are of cordierite-biotite granite and migmatite resulting from crustal fusion and dated at about 300 Ma (Burg and Vanderhaeghe, 1993; Caen-Vachette *et al.*, 1982; Dupraz and Didier, 1988; Gardien *et al.*, 1997; Mougeot *et al.*, 1997; Williamson *et al.*, 1992). These rocks are either intrusive into or in apparent metamorphic continuity with units of foliated crystalline rock revealing varied structural and metamorphic histories. Three such units can be distinguished: 1) gneisses of the eastern Vivarais metamorphic series in the core of the Saint-Marcel-lès-Annonay synform; 2) gneisses of the western Vivarais metamorphic series exposed along the western margin of the Velay massif; and 3) the Pilat micaschists in the northwest corner of the map area.

1. The eastern Vivarais gneisses (Chenevoy, 1973) comprise alternating bands of quartzo-feldspathic granulite and amphibolite, metamorphosed under Barrovian conditions, with intercalations of basic and ultrabasic rock (Chenevoy and Ravier, 1968). Mineral parageneses preserved in some of the latter indicate metamorphism under HT-HP followed by HT-MP conditions (Gardien and Lardeaux, 1991; Tutusaus, 1979). On the basis of these relict eclogitic associations within a zone of Barrovian metamorphism, the eastern Vivarais gneisses can be correlated with the upper gneisses of the Lyon and upper Allier regions.

2. The western Vivarais gneisses (Chenevoy, 1973) consist of psammopelitic paragneiss and granitic orthogneiss that have been migmatized to varying degrees (Chenevoy and Ravier, 1986). The mineral assemblages

indicate crystallization at medium to high temperatures and low pressures, giving rise to the formation of dark- or light-coloured anatectic suites according to the nature of the protolith. The orthogneiss derived from porphyritic granites forms enclaves in the Velay granite-migmatite dome (see, for example, the Craponne-sur-Arzon, Yssingaux and Saint-Agrève 1:50,000-scale maps). It crops out in cartographic continuity with the Fix orthogneiss, a metagranite exposed along the western edge of the Velay massif (Dupraz and Didier, 1988) and for which the protolith has been dated at 530 Ma (Rb-Sr; R'Kha Chaham *et al.*, 1990). The western Vivarais gneisses contain no relict eclogitic metamorphic rocks in this area.

3. The Pilat micaschists are exposed in an area where a detachment zone of ductile deformation, dated as Late Carboniferous, has been identified (the Pilat shear zone; Costa *et al.*, 1989; Dallain, 1997; Malavieille *et al.*, 1990). These schists underlie a large part of the Saint-Étienne map area to the north, and other units, such as the mica schists immediately underlying the gneiss in the Saint-Marcel-lès-Annonay synform along Lake Ternay, can be attributed to this unit. The main metamorphic imprint reflects LP-MT conditions of metamorphism (Chenevoy, 1964a,b) which, according to Gardien *et al.* (1991), were superposed on the effects of an earlier MP-MT Barrovian metamorphism.

Several structures that can be identified at map scale (shown on the structural sketch map) enable the tectonic history of the area to be reconstructed in five stages as follows:

1. Late Devonian to Early Carboniferous crustal thickening by overthrusting during the middle to late Variscan episode (Ledru *et al.*, 1994a,b). Structures formed at this stage are preserved only in the eastern Vivarais gneisses. The foliation formed under Barrovian conditions, with the growth of garnet, staurolite and kyanite, and the relict eclogitic metamorphic rocks of the heterogeneous Éteize complex, formed under pressures of 1.4-1.6 Gpa and temperatures of 700-770 °C (Gardien and Lardeaux, 1991), indicate that these rocks were involved in the widespread tectonic episode that has been defined in the Massif Central (Chantraine *et al.*, 1996; Ledru *et al.*, 1994b; Tutusaus, 1979). For this reason, although the contacts have since been retrogressively metamorphosed, an early thrust is proposed at the base of the eastern Vivarais gneisses. On the scale of the Massif central this unit represents a remnant of the gneissic units that were affected by this phase of burial followed by exhumation that was related to continental collision (Ledru *et al.*, 1994b).

2. LP-HT metamorphism in the western Vivarais gneisses of the Annonay map area. Most of the observed mineral assemblages reflect upper amphibolite facies metamorphism: the sillimanite-orthoclase-cordierite-biotite paragenesis, syn- to late-tectonic with respect to the foliation and lineation, is ubiquitous in the quartzo-feldspathic units and intercalated metagray-

wackes. Spessartite-rich almandine garnet is present in some granitic mobilizates. Pressures of 0.4 Gpa and temperatures of 650 °C have been estimated using the garnet-plagioclase geobarometer (calibrated for the assemblage garnet-plagioclase-sillimanite-quartz), and the garnet-biotite geothermometer (Masmejean, 1987). This indicates an average geothermal gradient of the order of 45 °C/km at the peak of metamorphism. Anatexis of the quartzo-feldspathic rocks took place at lower pressures, the geothermal gradient then reaching 55 °C/km (Lochon, 1985). Quartz, however, was never completely mobilized (Chenevoy and Lochon, 1987).

3. The quartzo-feldspathic rocks commonly show signs of lamination. This is due to the presence of shear surfaces, developed to varying degrees, bearing an approximately north-south lineation generally marked by fibrous sillimanite, and slightly oblique to the main foliation. Structural analysis and criteria of rotational deformation have led to the recognition of a zone of extensional ductile shear deformation, the upper block moving down to the north (Dallain, 1997 ; Lagarde *et al.*, 1994). Deformation gradients and structural geometry indicate that detachment was localized particularly at the top of the mobilized zone in the quartzo-feldspathic series. This location probably reflects a change in the rheology of the gneisses, the main ductile deformation being localized in the zones subjected to amphibolite facies metamorphism at the tops of zones sufficiently mobilized to deform viscously. This extensional deformation is thus broadly synchronous with the emplacement of the granites and the final penetrative deformation of the gneisses. It is correlated with the extension described at the base of the Pilat micaschists (Malavieille *et al.*, 1990).

4. The gneisses and the above extensional structure have been affected by long-wavelength folds, the Felletin and Saint-Marcel-lès-Annonay synforms, defined by the traces of the foliation. Migmatites and granites are present mainly in the cores of the antiforms.

5. The above structures are all cut by northeast-southwest dextral strain-slip faults, including the La Déôme fault.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La carte géologique à 1/50 000 Annonay se situe dans la partie septentrionale des Cévennes ou haut Vivarais, sur les départements de l'Ardèche, de la Loire et de la Haute-Loire. Les villes d'Annonay, chef-lieu de canton du Nord de l'Ardèche, située sur la bordure orientale de la carte, de Bourg-Argental et de Dunières, constituent les principales bourgades. Le territoire couvert par la carte d'Annonay s'inscrit pour l'essentiel dans la région du « talus cévenol » qui raccorde par une série d'abrupts et de plateaux le bas-

sin rhodanien avec les hautes terres du bassin de la Loire et du plateau du Velay, mollement ondulées et dont l'altitude dépasse 1 000 m. Trois régions s'y distinguent au plan morphologique :

– le tiers nord-occidental est une partie à relief peu marqué du plateau du Velay. Les cours d'eau n'y sont guère encaissés et les conditions d'affleurement sont médiocres dans ce pays de taillis, prairies et cultures que favorise une altération superficielle parfois importante ;

– les trois cinquièmes médians sont au contraire de relief très accusé, avec de longues croupes séparées par les vallées profondes de la Cance et de son affluent la Déôme, dont les cours d'eau empruntent les grandes directions tectoniques NE-SW. Les conditions d'affleurement y sont variables d'un lieu à l'autre dans un paysage, tantôt de roches à nu ou recouvertes d'une maigre végétation de genêts et de châtaigniers, tantôt de grandes pentes revêtues d'éboulis et d'épaisses forêts de conifères ;

– une lanière orientale correspond à l'amorce du plateau qui, à l'est sur le territoire de la carte géologique à 1/50 000 Serrières, domine le Rhône de près de 300 m. La topographie y est de nouveau assez douce, le sol largement cultivé, l'observation du sous-sol difficile.

CADRE GÉOLOGIQUE

Le Massif central français présente la plus large zone d'affleurements du socle hercynien en France (Carte géologique à 1/1 000 000 de la France, 1996). Constitué de terrains dont l'âge est compris entre le Précambrien supérieur et le Carbonifère, il correspond en fait à la zone profonde aujourd'hui exhumée 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 (Autran et Cogné, 1980 ; Bard *et al.*, 1980 ; Matte, 1986). Elle se caractérise par l'empilement de grandes nappes de chevauchement au sein desquelles les phénomènes de granitisation sont extrêmement développés (Briand, 1978 ; Burg et Matte, 1978 ; Demay, 1948 ; Duthou *et al.*, 1994 ; Gardien *et al.*, 1997 ; Ledru *et al.*, 1989, 1994a,b ; Rey, 1997).

L'évolution tardi-orogénique de la chaîne varisque est marquée par une surrection générale qui s'accompagne d'une tectonique extensive de grande ampleur et de l'accumulation des produits d'érosion de la chaîne dans les bassins molassiques du Carbonifère supérieur, à partir de 325 ou 300 Ma suivant les secteurs (Burg *et al.*, 1994 ; Malavieille *et al.*, 1990). De nouveaux phénomènes de granitisation et de fusion crustale sont associés à ce stade final.

À une échelle plus régionale, on retrouve les marques de cette dynamique globale. Ainsi, deux grands domaines géologiques du Massif central affleurent sur la carte géologique Annonay :

- le complexe de nappes, constitué de gneiss méso- à catazonaux, qui témoignent de l'intensité des transformations subies par les roches lors de l'édification de la chaîne varisque ;
- le dôme granito-migmatitique du Velay qui constitue un gigantesque dôme de plus de 6 000 km² formé entre 320 et 295 Ma (Dupraz et Didier, 1988 ; Mougeot *et al.*, 1997).

Il est à noter que les phénomènes tectoniques récents n'ont que peu affecté le domaine étudié. Les formations volcaniques néogène et quaternaire mises en place entre 15 et 1,23 Ma et les bassins sédimentaires oligocènes et quaternaires associés, bien développés à l'ouest et au sud-ouest, ne sont pas représentés sur le territoire de la carte Annonay.

PRÉSENTATION DES GRANDES UNITÉS GÉOLOGIQUES DE LA CARTE

La carte se localise dans la région orientale du dôme granito-migmatitique du Velay. À ce titre, une grande partie des terrains affleurants sont des granites et des migmatites à biotite et cordiérite résultant de phénomènes de fusion crustale datés autour de 300 Ma (Burg et Vanderhaeghe, 1993 ; Caen-Vachette *et al.*, 1982 ; Dupraz et Didier, 1988 ; Gardien *et al.*, 1997 ; Mougeot *et al.*, 1997 ; Williamson *et al.*, 1992). Ces roches plutoniques sont soit intrusives, soit en continuité métamorphique apparente avec des ensembles de roches cristallophylliennes d'histoire structurale et métamorphique contrastées. Trois ensembles de formations gneissiques peuvent effectivement être distingués (fig. 1) :

- les formations gneissiques de la série métamorphique du Vivarais oriental (Chenevoy, 1973) affleurent au cœur de la synforme de Saint-Marcel-lès-Annonay. Il s'agit d'alternances de gneiss leptynitiques et amphiboliques, métamorphisées dans les conditions barroviennes, à intercalations de massifs basiques et ultrabasiques (Chenevoy et Ravier, 1968). Les paragenèses minérales préservées dans certains de ces massifs témoignent de conditions métamorphiques haute température – haute pression puis moyenne pression (Gardien et Lardeaux, 1991 ; Tutusaus, 1979). L'existence de ces associations reliques éclogitiques au sein de domaines de métamorphisme barrovien permet de corréliser cette série avec les séries gneissiques supérieures du Lyonnais et du haut Allier ;
- les formations gneissiques de la série métamorphique du Vivarais occidental (Chenevoy, 1973) sont composées de paragneiss grésopélitiques et d'orthogneiss métagranitiques, plus ou moins migmatitiques (Chenevoy et

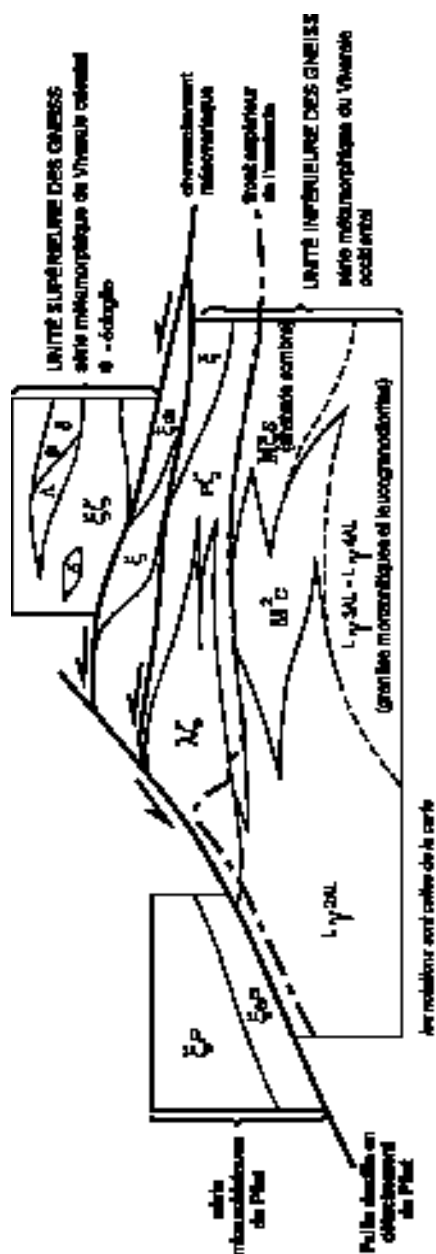


Fig. 1 - Enregistrement tectonique schématisé (hors échelle) des unités granitiques affleurant sur le carthage d'Annemasse (P. Ledru)

Ravier, 1968). Les associations minérales témoignent de conditions de cristallisation à températures moyenne et élevée, à basse pression, responsables de la formation des lignées anatexites sombres et claires en fonction de la nature du protolite. Les orthogneiss dérivés de granites porphyroïdes, enclavés dans le dôme granito-migmatitique du Velay (cartes géologiques à 1/50 000 Craponne-sur-Arzon, Yssingeaux, Saint-Agrève,...) apparaissent en continuité cartographique avec l'orthogneiss de Fix, métagranite dont le protolite est daté à 530 Ma (Rb/Sr) (R'Kha Chaham *et al.*, 1990) et affleurant sur toute la bordure ouest du massif du Velay (Dupraz et Didier, 1988). Cette unité ne contient aucune relique de métamorphisme éclogitique dans cette région ;

– la série micaschisteuse du Pilat affleure dans l'angle nord-ouest de la carte, dans un secteur où une zone de déformation ductile en détachement datée du Carbonifère supérieur a été caractérisée (zone de cisaillement du Pilat : Costa *et al.*, 1989 ; Dallain, 1997 ; Malavieille *et al.*, 1990). La série s'étend très largement sur le territoire de la carte géologique de Saint-Étienne au Nord et d'autres séries peuvent y être rattachées tels les micaschistes situés juste sous l'unité des gneiss de la synforme de Saint-Marcel-lès-Annonay, le long du lac du Ternay. L'empreinte métamorphique principale témoigne de conditions basse pression – moyenne température (Chenevoy, 1964a,b) qui selon Gardien *et al.* (1997) se superposent à un premier métamorphisme barrovien moyenne pression – moyenne température.

Plusieurs structures sont identifiées à l'échelle de la carte et reproduites sur le schéma structural et sur la figure 2 (Dallain, 1997). Successivement :

– les formations gneissiques, migmatitiques et granitiques sont affectées par une foliation et une linéation d'étirement N-S dont les trajectoires marquent la déformation pénétrative finie ;

– une structure de déformation ductile en extension se situe au sein de la formation orthogneissique (Dallain, 1997 ; Lagarde *et al.*, 1994) et à la base des séries micaschisteuses du Pilat (Malavieille *et al.*, 1990) ;

– les séries gneissiques et cette structure en extension sont affectées par des plis de grande longueur d'onde, révélés par les trajectoires des foliations (synformes de Felletin et de Saint-Marcel-lès-Annonay). Migmatites et granites apparaissent principalement dans les cœurs des antifformes ;

– cette architecture est tronçonnée par des failles décrochantes dextres orientées NE-SW (faille de la Dêôme).



1 - Grande du Valley

2 - Migmatites paradiaboliques

3 - Migmatites orthodiaboliques

4 - Trajectoires de foliation

5 - Limitation d'émplacement

6 - Cinématique associée à une déformation ductile

7 - Cinématique haute température dans les migmatites

8 - Cartographie du détachement

Fig. 2 - Cinématique de la déformation dans le Vivarais occidental (Duchemin 1987)

*TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT
DE LA CARTE*

La première édition de la carte à 1/80 000 Saint-Étienne, sur laquelle se trouve le territoire de la carte à 1/50 000 Annonay a été réalisée par P. Termier *et al.* (1890). Le document distinguait principalement des granites à cordiérite, des gneiss granitiques (correspondant aux orthogneiss porphyroïdes) et des micaschistes granitiques. L'apport de la seconde édition (Depéret *et al.*, 1938) est principalement dû à A. Demay qui caractérise les structures synformes de Saint-Marcel-lès-Annonay et de Felletin et qui souligne les relations entre la déformation régionale et la mise en place des granites (« le métamorphisme régional essentiel, facilité et orienté par des mouvements qui étaient déjà d'allure tangentielle, est dû à l'influence du magma granitique sous-jacent »). Enfin, la troisième édition (Chenevoy, 1967) présente une disposition des domaines décrits ci-dessus très proche de celle de la carte à 1/50 000.

Les levés de la carte géologique Annonay ont été réalisés par M. Chenevoy, S. Sahuc, J.J. Serrano et J. Sillan. Les levés se sont déroulés entre 1981 et 1988 et ont été synthétisés et intégrés dans le cadre du projet BRGM de cartographie thématique « Velay » associé au projet INSU « Dynamique et bilans de la Terre ». L'apport essentiel de la cartographie est une caractérisation des structures et du métamorphisme en fonction de la chronologie et l'individualisation de différents types de granitoïdes à l'intérieur du massif granitique du Velay, jusqu'à présent représentés de façon homogène sur les cartes à 1/80 000. La terminologie de description des unités respecte les conceptions des auteurs qui ont assuré les levés cartographiques, dans la continuité des cartes Lamastre et Saint-Agrève. Comme il a été fait dans l'introduction, les corrélations avec les terminologies utilisées à l'échelle du Massif central, du Velay (Gardien *et al.*, 1997) ou sur d'autres cartes (cf. par ex. Ledru *et al.*, 1994d,c) sont indiquées afin de permettre une lecture synthétique de la cartographie du massif du Velay.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES ET EFFETS DE LA MIGMATISATION VELLAVE

Les séries gneissiques affleurant sur la carte peuvent être corrélées aux grandes unités gneissiques du Massif central. Dans ce secteur, l'intensité des phénomènes de fusion crustale liés au développement du massif du Velay rend difficile l'identification des structures les plus précoces de chevauchement et la datation des protolites des gneiss. Pour ces raisons, les unités seront décrites en fonction de leur signification tectonique et non de leur âge.

Série barroviennne du Vivarais oriental

Ces formations gneissiques sont situées au cœur de la synforme de Saint-Marcel-lès-Annonay, apparemment donc en position géométriquement supérieure. Elles sont corrélées aux séries gneissiques du Lyonnais et du haut Allier et se prolongent sur la bordure sud-est du dôme du Velay (structures synformes de Sarras et d'Alboussière ; cartes géologiques à 1/50 000 Serrières, Tournon, Valence). La présence des reliques de métamorphisme de haute pression a conduit (Chantraine *et al.*, 1996 ; Gardien et Lardeaux, 1991 ; Ledru *et al.*, 1994a) à corréler ces formations avec l'unité supérieure des gneiss du Massif central. Cette corrélation est toutefois discutée par J.L. Duthou *et al.* (1994) qui proposent de corréler les séries du Vivarais oriental et du Lyonnais à l'unité inférieure des gneiss telle qu'elle est caractérisée dans le Limousin (Ledru *et al.*, 1994a).

L'absence de métamorphisme haute température–basse pression caractéristique des autres formations gneissiques et granitiques de la carte peut s'expliquer par une mise en place tardive de cette unité en position sommitale ou par le caractère réfractaire des lithologies.

ξξ. Complexe hétérogène d'Éteize. Compte tenu des mauvaises conditions d'affleurement de la région d'Éteize (782-337,5) dans l'angle nord-est de la feuille, on a cartographié sous cette notation un ensemble de termes diversifiés, si étroitement mêlés qu'on ne saurait les séparer à l'échelle du 1/50 000, à l'exception de quelques amphibolites. Il s'agit de : micaschistes feuilletés à deux micas et grenat, avec disthène et/ou fibrolite ; gneiss schisteux grossiers à biotite, larges muscovites et plagioclase en amandes polycristallines aplaties ; gneiss à grain fin, schisteux et à biotite-sillimanite, ou massifs et à biotite-grenat et feldspaths automorphes ; gneiss leptynitiques et leptynites de grain fin ou grossiers à biotite et filets quartzeux ; leptynites hétérogranulaires blanches ; gneiss ou leptynites à amphibole et amphibolites. Tous ces termes sont en bancs alternants, souvent plissés, épais de quelques décimètres à quelques mètres. Ils sont parcourus de filons concordants ou discordants d'épaisseur décimétrique à métrique et de lentilles de pegmatites et de granites d'aspects variés, homo- ou hétérogranulaires, clairs ou sombres et plus ou moins homogènes.

Au plan minéral, des traits remarquables des gneiss et leptynites sont leur richesse en grenat, l'absence de la cordiérite et l'abondance de la muscovite primaire dans les termes les plus alumineux qui peuvent aussi contenir du disthène. Tous ces matériaux sont très étirés et de plus fortement cataclasés et altérés.

Le complexe hétérogène d'Éteize a été défini par M. Chenevoy (1967) et D. Ait Saudi (1968). Outre la diversité de sa lithologie, il a pour particularité

de comporter plusieurs petits massifs ultramafiques auxquels sont associées étroitement des amphibolites. Il affleure au cœur de la synforme de Saint-Marcel-lès-Annonay sur une surface de moins de 3 km². Il est cerné de toutes parts par des fractures jalonnées d'importantes cataclasites et qui le séparent, selon les lieux, des blastomylonites œillées du complexe leptyno-gneissique, du granite monzonitique à biotite et cordiérite et à l'ouest des chloritoschistes et micaschistes et gneiss fins à cordiérite de Pierre-Bertrand.

δ. Amphibolites, métagabbros et pyroxénites accessoires. Sur le territoire de la feuille, en dehors d'exceptionnelles enclaves de faible volume dans la monzogranodiorite hétérogène (près Board 771.5-333 et Colombier 776.5-339.5 en particulier) et de très rares lentilles d'extension maximale décamétrique dans les gneiss fins sombres du complexe leptyno-gneissique (les Mazeaux 763.7-327.4 et Thomarget : 766.7-324.5, dans la synforme de Felletin), les amphibolites ne sont connues que dans le complexe hétérogène d'Éteize où elles sont abondantes. Elles se rapportent à plusieurs types d'importances inégales : amphibolites feldspathiques de grain assez fin (2-3 mm) et texture doléritique localement préservée ; amphibolites grossières (5-8 mm) et souvent riches en grenat ; métagabbros à amphibole claire ; amphibolo-pyroxénites quartzeuses ; pyroxénites à amphibole.

Les amphibolites feldspathiques, dépourvues de reliques minérales magmatiques, sont à hornblende verte, oligoclase basique à labrador, avec éventuellement quartz, biotite, pyrite, sphène et ilménite en petites quantités. Dans les amphibolites à grenat ce minéral, poëcilitique ou arrondi, peut être entouré d'une kelyphite à hornblende et plagioclase ou d'une écorce purement plagioclasique qui suggèrent une ascendance éclogitique (Tutusaus, 1979). Le rutile s'observe parfois, chemisé d'ilménite ou de sphène, et la zoïzite est souvent présente. Les métagabbros vont d'un type très peu déformé à magnésio-hornblende, labrador et rutile jusqu'à un « flaser-gabbro » à hornblende verte, andésine et sphène, avec diopside très accessoire et parfois grenat au cœur d'amas plagioclasiques. Les pyroxénites sont à augite primaire diallagique partiellement pseudomorphosée par une magnésio-hornblende qui est aussi en grandes plages blastiques. La composition chimique des métagabbros et pyroxénites est celle de cumulats plagioclasiques ou pyroxéniques. Celle des amphibolites *s.l.* est basaltique d'affinité tholéiitique, avec une tendance ferreuse assez nette pour l'ensemble (tabl. 1, en annexe).

Les amphibolites d'Éteize paraissent constituer plusieurs horizons au sein des gneiss et leptynites à deux micas parfois riches en grenat, avec lesquels elles présentent un contact tranché parallèle à la foliation générale. Ces horizons, d'épaisseur excédant le décimètre, semblent d'architecture stratifiée : les amphibolites feldspathiques en forment l'essentiel, couronnées par les amphibolites à grenat tandis que les métagabbros et les pyroxénites se cantonneraient à leur base. Les très mauvaises conditions d'affleurement interdisent de

définir les relations de ces horizons, mais on ne peut exclure qu'il s'agisse là d'éléments d'un même massif plissé et/ou dilacéré de metabasites.

Λ. Serpentinites. Il en est des serpentinites comme des amphibolites : en dehors de très rares enclaves de petites dimensions dans la monzogranodiorite hétérogène ou dans le granite monzonitique à biotite et cordiérite (nord-ouest de Marthes : 760.5-334 ; Berc au nord-ouest de Dunières : 757.4-328.5 ; Ménétrieux au nord-est de Saint-Alban-d'Ay : 781,6-324,5), les serpentinites s'observent seulement dans le complexe hétérogène d'Éteize. A l'ouest d'Étrèze, au Suc de Clava, les serpentinites forment deux petites masses hectométriques limitées par failles : le gisement du Vallon au nord et celui de Bontemps au sud. Au NNW d'Étrèze, entre Mizérieux et Les Fournets, existent deux lentilles parallèles demi-kilométriques, ainsi que quelques pointements de quelques dizaines de mètres carrés. Les serpentinites sont de deux types : massif et schisteux.

Les serpentinites sont de deux types : massif et schisteux. La serpentinite massive, noire, est riche en reliques magmatiques définissant une composition de harzburgite : olivine au cœur des mailles d'antigorite ; enstatite en grands cristaux bronzés dispersés ou parfois rassemblés en lentilles ou lits d'épaisseur décimétrique ; chromite et parfois (Mizérieux) de très petite quantité d'augite diallagique. Les minéraux secondaires sont l'antigorite, le chrysotile et la magnétite associés, une magnésio-hornblende en grandes lames cantonnée principalement dans les lits orthopyroxéniques et du clinocllore. La serpentinite schisteuse contient moins de minéraux magmatiques, tandis que l'amphibole et surtout le clinocllore y sont abondants : les grandes lames flexueuses de chlorite, orientées et concentrées en feuillets plissotés, déterminent une foliation régulière parallèle à celle des gneiss et leptynites qui encaissent les ultramafites.

Le massif du Suc de Clava paraît correspondre à une lentille reposant normalement à l'est sur des leptynites à intercalations amphiboliques, inclinée vers l'ouest et qui bute dans cette direction sur la faille limite occidentale du complexe hétérogène d'Éteize. La serpentinite massive en forme l'essentiel, compacte dans la partie inférieure, enrichie en enstatite dans la partie médiane que coiffe un banc pluridécimétrique d'orthopyroxénite. La serpentinite schisteuse la relaie progressivement vers le haut et, très plissée, est également présente près des épontes. Elle y est fracturée et envahie par des filonnets siliceux qu'accompagnent chlorite et asbeste. Le gisement de Bontemps a des caractéristiques analogues, tandis que celui du Vallon est seulement formé de serpentinite massive.

Les gisements de Mizérieux sont remarquables par la taille des cristaux d'enstatite, la présence notable de clinopyroxène tandis que la magnésio-hornblende est rare, et surtout par l'existence au voisinage immédiat d'am-

phibolites et de pyroxénites au sein desquelles ont été reconnues des boules centimétriques d'éclogites très retromorphosées (Gardien et Lardeaux, 1991). Leur présence confirme les observations faites (Tutusaus, 1979) sur les amphibolites associées spatialement. Dans ces corps, la paragenèse de haute pression est représentée par des inclusions de rutile et d'omphacite dans les grenats riches en pyrope (prp : 20-37 %) et en grossulaire (grs : 25-35 %) ainsi que par des reliques d'omphacite (jd : 25-31 %) dans la matrice symplectitique plagio-pyroxénique. Les relations précises de ces matériaux avec les serpentinites ne sont pas connues, non plus que celles des massifs ultrabasiques avec les métabasites.

Séries de basse pression du Pilat et du Vivarais occidental

Série micaschisteuse du Pilat

ξP , $\xi_a P$. **Micaschistes à deux micas, cordiérite et andalousite.** Roches de grain très fin, de teinte brune, à structure schisteuse fruste ou plus souvent gneissique à minces lits felsiques, dans lesquelles la cordiérite est visible sur la tranche de l'échantillon sous la forme de filets noirâtres discontinus. Les surfaces de foliation, bosselées par des exsudats quartzeux qui correspondent parfois à des charnières de plis isoclinaux, portent une linéation minérale (biotite) habituellement subméridienne et des stries de glissement parallèles. Elles sont fréquemment déformées par des microplis déversés ouverts vers le sud ou le sud-est et par des micro-ondulations. Composition minérale moyenne : quartz (35 %) indenté avec l'oligoclase (25 %), muscovite (9 %) et biotite (24 %), cordiérite (6 %), tourmaline, andalousite éventuellement. Ce dernier minéral peut prendre de l'importance ($\xi_a P$) sous la forme de grands cristaux subautomorphes à inclusions de biotite en files plissées en arcs polygonaux. Composition chimique de pélite argilo-quartzueuse banale.

Ces micaschistes ne s'observent qu'en trois gisements très exigus : dans l'extrême nord-ouest de la feuille, en prolongement de leurs équivalents largement développés sur la feuille Saint-Étienne ; au nord de Saint-Julien-Molhesabate dans la partie sud-ouest, où ils forment deux placages de 0,2 et 0,5 km² sur les gneiss leptynitiques de la grande synforme de Felletin ; et près du col du Tracol où ils affleurent sur quelques hectares dans la même position géologique.

Le micaschiste de Saint-Julien-Molhesabate remarquable par la présence de grands cristaux d'andalousite à inclusions de staurotide auréolée de grains de spinelle, par l'existence de grenats relictuels. Il est également remarquable par l'intensité de sa déformation qui le rapproche des micaschistes et gneiss fins de Pierre-Bertrand. Sa structure intensément plissée, ses multiples discontinuités mécaniques et la cataclase de tous ses minéraux

suggèrent qu'il forme ici une écaille tectonique, bien que ce type de mica-schiste participe au nord (feuille Saint-Étienne) à la couverture normale des leptynites et orthogneiss œillés. Le mica-schiste du Tracol est analogue mais encore plus déformé : l'andalousite y est en relique dans un tissu séricitochloriteux à grandes écharpes flexueuses de quartz mylonitique à cataclastique. Ceci illustre une déformation ductile-cassante.

ξ_{sP} . **Micaschistes à sillimanite et cordiérite.** Il s'agit là de roches très analogues aux mica-schistes à deux micas et cordiérite (ξ_P). Ils s'en distinguent par la disparition du mica blanc au profit d'une orthose de faible triclinisme et par le remplacement de l'andalousite par la sillimanite dont les fibres se disposent selon la linéation minérale. La cordiérite peut y être abondante (jusqu'à 12 %) tandis que des bourgeons myrmékinitiques sont sporadiquement développés aux joints des feldspaths.

Ces mica-schistes sont très peu développés sur le territoire de la feuille, n'affleurant que dans ses angles nord-ouest et nord-est. Dans le premier site, ils se situent sous les mica-schistes à deux micas et au toit d'anatexites sombres à cordiérite. Ils sont généralement séparés de ces dernières par une mince lame de leucogranite schisteux à sillimanite, relayé vers l'ouest par un granite migmatitique. Dans le second site, ils reposent sur des orthogneiss leptynitiques œillés de la synforme d'Éteize (Éperdussin-Maclas sur les feuilles Serrières et Vienne) tandis qu'une fracture jalonnée de cataclasites les sépare du complexe leptyno-amphibolique à paragenèses barroviennes.

Série mica-schisteuse de la synforme de Saint-Marcel-lès-Annonay

ξ_{ch} . **Chloritoschistes.** Roches très fissiles, finement cristallisées, de teinte verdâtre, à surfaces « S » satinées luisantes, planes ou plissotées et fréquemment affectées par des bandes de pliage. Composition minérale : quartz mylonitique souvent concentré en grosses lentilles, albite limpide en cristaux pœcilitiques ou ovalaires, muscovite souvent abondante, chlorobiotite et chlorite, grenat sporadique en petits cristaux étirés, ilménite en bâtonnets, leucoxène granulaire. La microstructure est confuse, microplissée à amygdale. La muscovite fusiforme et la chlorobiotite sont déformées dans des charnières de plis ouverts tandis qu'une autre muscovite en lamelles rectangulaires et la chlorite limpide s'articulent en arcs polygonaux dans les amygdales et s'alignent dans un clivage tardif : composition chimique de pélite argilo-quartzreuse banale. De minces niveaux massifs, quartziteux ou leptynitiques, subordonnés par rapport au faciès schisteux, correspondent à une charge siliceuse plus importante.

Les chloritoschistes forment dans l'angle nord-est de la feuille deux panneaux exigües : l'un d'épaisseur décamétrique plaqué contre une fracture NE au sud du Suc serpentineux de Clava, l'autre au NNW tronqué par la faille-limite occidentale du complexe leptyno-amphibolique d'Éteize. Il pourrait s'agir d'écaillés tectoniques.

ξ. **Micaschistes et gneiss fins à deux micas, parfois à cordiérite.**

On a groupé en un ensemble compréhensif des roches de grain fin, massives ou plus souvent schisteuses, parfois litées, de couleur blanc grisâtre à verdâtre, fréquemment striées de lits et filonnets de quartz laiteux. Au hasard des prélèvements, on reconnaît dans cet ensemble :

- des schistes à deux micas vert sombre à rougeâtres car salis par les oxydes de fer qui soulignent de nombreux plans de glissement. Des microstructures toujours tourmentées, reflet de phénomènes superposés de microplissements et de forte cataclase. Ces roches associent le quartz en écharpes flexueuses polycristallines, l'oligoclase sériciteux déformé et indenté avec le quartz ou bien l'albite ocellaire, la muscovite en lames fusiformes onduleuses, la biotite chloritisée à des degrés divers et chargée de produits ferro-titanés, parfois le grenat en grands cristaux ou débris émiettés dans la schistosité ;
- des roches à silicates d'alumine, de structure finement gneissique, dans lesquelles la cordiérite pinitisée, dont les cristaux sont rassemblés en amygdales aplaties, s'ajoute aux constituants des schistes ; certaines d'entre elles, sans mica blanc, sont à fibrolite ;
- des leptynites litées ou rubanées, plus ou moins riches en quartz avec oligoclase et microcline, fortement cataclastiques.

Micaschistes et gneiss fins à deux micas ou fibrolite dont un caractère essentiel est l'intense déformation, à la fois de plissement et cataclastique, forment au sud-est de Saint-Julien-Molin-Molette le versant est de la colline de Pierre-Bertrand, en un affleurement subcirculaire de diamètre kilométrique. Leurs assises butent au nord et à l'est sur des fractures ou supportent les chloritoschistes, en concordance apparente. Ils reposent également, en apparente concordance sur des gneiss leptynitiques, œillés ou non, de paragenèse catazonale. Leur attitude générale et la localisation au nord-est des chloritoschistes suggèrent une mégastructure en synforme d'axe plongeant vers l'est.

Séries gneissiques du Vivarais occidental

En dehors des gneiss et micaschistes décrits ci-dessus, les formations gneissiques affleurant sur la carte Annonay appartiennent à la série métamorphique du Vivarais occidental située géométriquement au toit des granites à cordiérite du massif du Velay. La cartographie de ces formations est basée sur deux paramètres fondamentaux :

– le degré de migmatisation des gneiss, l'augmentation du taux de fusion se traduisant par une transition progressive ou abrupte des métatexites aux granites d'anatexie ;

– la nature du protolite, les séries gneissiques ainsi migmatitisées dérivant de roches plutoniques ou sédimentaires (grésopélites et argilites).

La définition de lignées migmatitiques sombre et claire (Chenevoy, 1973) permet ainsi de distinguer cartographiquement :

– une lignée micacée sombre, principalement paragneissique, dérivée d'une sédimentation pélitique à grauwackeuse. Elle est assez bien préservée dans les niveaux gneissiques fins au sein des orthogneiss dans la synforme de Felletin, évoluant en profondeur vers des gneiss grossiers à biotite cordiérite orthose et anatexites sombres à cordiérite et sillimanite. La monzogranodiorite sombre hétérogène à cordiérite (γ^{IAL}), qui couvre une grande superficie de la carte, est considérée par l'auteur de la carte comme étant le terme ultime de la fusion crustale de cette lignée sombre. Compte tenu de l'ampleur du phénomène granitique du massif du Velay, cette notion de lignée sombre peut toutefois être considérée trop réductrice pour ce qui concerne l'origine et la mise en place de ce granite hétérogène à cordiérite. En effet, des phénomènes d'intrusion à l'échelle du massif témoignent d'une ascension diapirique significative, une partie de ce matériel granitique est probablement d'origine profonde et l'hétérogénéité du granite et de ces enclaves traduit la participation de plusieurs sources à la fusion crustale. Pour ces raisons, la monzogranodiorite hétérogène à cordiérite pourrait être considéré comme « granite » du dôme du Velay *s.s.* ainsi qu'il a été représenté sur les cartes géologiques à 1/50 000 Craponne-sur-Arzon (Ledru *et al.*, 1994c,d) ou Yssingaux (à paraître) ;

– une lignée quartzo-feldspathique claire (complexe leptyno-gneissique), principalement composée d'orthogneiss porphyroïde, dérivée d'un pôle granitique porphyrique affleurant dans les grandes synformes de Saint-Marcel-lès-Annonay et Felletin. Sa base est une anatexite claire à biotite-sillimanite, grenat, cordiérite et qui donne naissance en continuité structurale à des granites hétérogènes clairs d'extension relativement réduite sur la carte.

Lignée sombre : paragneiss et migmatites

Pζ. Gneiss fins sombres à biotite, cordiérite et orthose. Ces gneiss à débit régulier, de grain inframillimétrique avec toutefois des passées plus grossières, se rapportent à trois types pétrographiques qui alternent régulièrement en bancs centimétriques à métriques. L'un ou l'autre peut prédominer suivant les lieux : type *massif* où se mêlent intimement biotite éparses et matériel quartzo-feldspathique isogranulaire ; type *lité* marqué par des variations de teneur en biotite et de granulométrie qui accusent la foliation ;

et type *schisteux* à feuillet micacés cloisonnant des lits ou amygdales de quartz et feldspath en ocelles.

La composition minérale comporte : quartz (30-45 %) ; oligoclase à andésine acide (15-25 %), homogène ; perthite (3 à 6 %) ; d'orthose à fuseaux d'albite et myrmékite sporadique ; biotite (15 à 30 %) ; ferreuse (FM = 0,53), riche en aluminium ; cordiérite (5 à 20 %) magnésienne (FM = 0,45), en amas allongés dans les feuillet micacés ou en prismes et petits nodules dans les mobilisats quartzo-feldspathiques ; la sillimanite est assez constante en petite quantité (1-3 %), fibrolitique et associée au mica des feuillet ou en inclusions orientées dans la cordiérite ; le grenat (alm 58, prp 11, sps 27, grs 4) est sporadique, homogène avec une bordure riche en manganèse. Les structures principales sont des micro- et méso- plis syn- à post-schisteux ; boudinage fréquent des bancs massifs. Composition chimique globale (tabl. 1, composition 1, en annexe) de grauwacke.

Dans le complexe leptyno-gneissique des synformes de Felletin et de Saint-Marcel-lès-Annonay, les gneiss fins sombres constituent un horizon épais de plusieurs dizaines, voire centaines, de mètres et continu sur de longues distances. Sur le flanc ouest de la synforme de Felletin, l'horizon se suit sur une douzaine de kilomètres, et sur plus du double si l'on considère son prolongement au sud sur la feuille Saint-Agrève. Dans la synforme de Saint-Marcel-lès-Annonay, il est présent sur les deux flancs et dessine à l'affleurement, avec quelques interruptions, un arc de cercle de près de 20 km ouvert au NNE. Sur le flanc oriental, il y est éclaté en plusieurs feuillet parallèles et largement oblitéré par le granite monzonitique orienté de Chantecocu qui est intimement associé aux gneiss fins. Les gneiss fins sombres forment également dans le même complexe leptyno-gneissique des lentilles concordantes de puissance très variable et de faible extension latérale, dont la plupart paraissent se situer au même niveau de l'édifice quartzo-feldspathique. D'une manière générale, le passage des gneiss fins à leur environnement est brutal, et leurs limites sont toujours concordantes à la foliation.

M¹Pζ. Gneiss grossiers hétérogènes à biotite, cordiérite et orthose.

Ces gneiss sombres à foliation fruste et grain moyen ont un litage irrégulier et possèdent des mobilisats grenus lenticulaires à feldspaths automorphes. Ils admettent localement en intercalations minces et répétées des gneiss fins massifs et d'autres à feuillet millimétriques alternativement micacés et quartzo-feldspathiques, et ils présentent parfois des zones nébulitiques d'aspect semblable à l'anatexite sombre banale.

La composition minérale comporte principalement : quartz (20-30 %) ; oligoclase basique (20-30 %) ; parfois myrmékitique, et perthite (10-25 %) d'orthose et d'albite d'exsolution ; biotite (10 à 20 %), ferreuse (FM = 0,58), associée à la sillimanite fibrolitique (2-6 %) dans des cloisons discontinues ;

cordiérite (5-20 %) magnésienne (FM = 0,44). La cordiérite est en blastés réactionnels pœcilitiques dans les feuilletés micacés, où elle inclut biotite, sillimanite et magnétite, et en cristaux prismatiques dans les mobilisés. Les structures observées sont de rares microplis isoclinaux et une linéation minérale (biotite, sillimanite, feldspath) assez constante. Composition chimique moyenne de pélite argilo-quartzreuse relativement mature (tabl. 2, composition 2, en annexe), un peu différente de celle des gneiss fins.

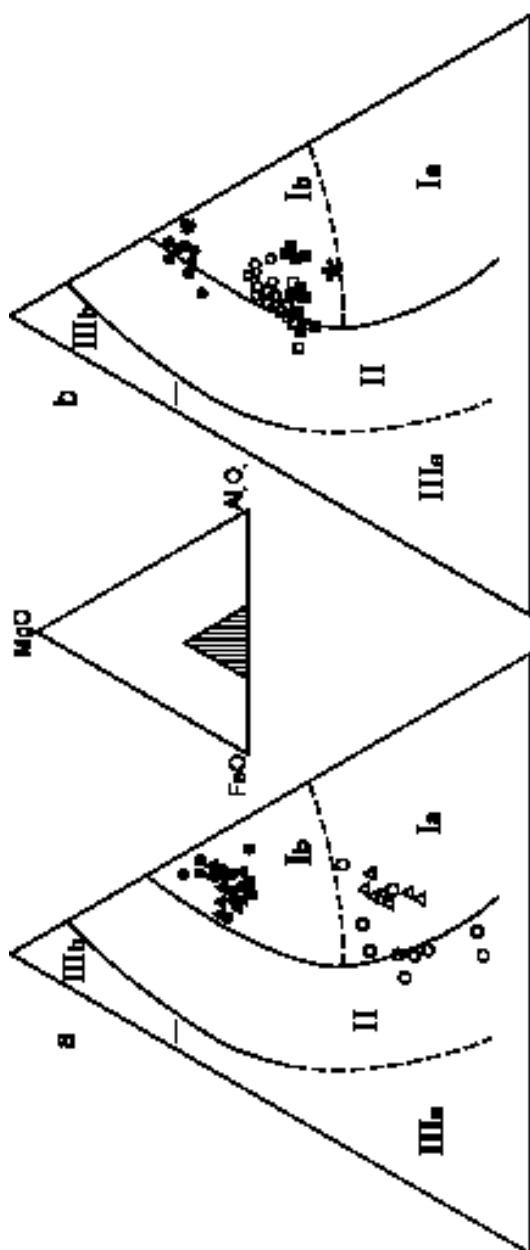
Les gneiss hétérogènes s'observent dans des situations et en des lieux divers sur le territoire de la feuille. Dans l'angle sud-ouest, ils forment la « semelle » de l'horizon des gneiss fins sombres auxquels ils passent progressivement. Dans la région centrale, ils constituent un chapelet de lentilles d'épaisseur plurimétrique à décimétrique et d'extension latérale kilométrique. Ils se présentent en « semelle » du complexe leptyno-gneissique de la synforme de felletin où ils s'insèrent sous les gneiss œillés très étirés, et sur le monzogranodiorite hétérogène ou les anatexites sombres à cordiérite. Ces deux limites sont concordantes, mais au toit, le contact avec les gneiss œillés est tranché, alors qu'au mur, le passage est progressif. À l'est, ils sont la composante gneissique du granite leucocrate migmatitique du panneau de Vanosc. Plus à l'est encore, ils s'individualisent en un horizon court (2,5 km d'allongement méridien) mais puissant (plusieurs centaines de mètres dans sa partie centrale) au nord-ouest de Villevocance. Enfin, dans la moitié inférieure des formations quartzo-feldspathiques des synformes de Saint-Marcel-lès-Annonay et Suc-de-Vent, ils constituent des lentilles concordantes d'extension décimétrique à hectométrique et d'épaisseur très variable. Bon nombre d'entre elles sont dans les anatexites claires où elles paraissent pour la plupart se situer à un même niveau, certaines sont dans le leucogranite monzonitique hétérogène rubané de la région d'Annonay. Les gneiss hétérogènes sont par ailleurs la composante sombre du granite migmatitique qui relaie vers le sud le leucogranite rubané.

M²_s ; M²_{ζs}. Anatexites sombres à cordiérite et/ou sillimanite ; faciès gneissique. Ces roches hétérogènes mais cependant typées comportent des zones schisteuses à foliation floue ou plissotée, de structure stromatique, mêlées à diverses échelles et plus ou moins étroitement à des parties finement grenues, de structure nébulitique, à petits feldspaths en « billes » et flammèches micacées. Leur grande richesse en biotite, et souvent en cordiérite dont les prismes sont dispersés ou concentrés en globules centimétriques dépourvus d'auréole claire, leur confère une teinte sombre, bleutée à la cassure fraîche, virant au brun jaunâtre par altération. La prédominance selon les lieux des zones foliées ou au contraire grenues définit deux types, schisteux et grenu, qui n'ont pas été distingués à l'échelle de la carte. Par places, le grain devient plus grossier parallèlement à une automorphie assez prononcée des feldspaths et on passe ainsi d'une manière ménagée à la monzogranodiorite hétérogène. Enfin, en divers endroits, une

orientation seconde paraît surimposée aux divers types qui prennent un aspect gneissique ($M^2\zeta s$) très particulier. Dans tous les cas, les enclaves sont semblables : septa de toutes tailles de gneiss schisteux, volumes arrondis ou lenticulaires et de taille pluridécimétrique au maximum, de gneiss homogène gris, plagioclasiqque et de grain fin, qu'enveloppe parfois un cortex micacé.

Tous les types présentent la même composition minérale qui comporte fondamentalement : quartz (20-27 %) interstitiel ; perthite (10-20 %) d'orthose et d'albite d'exsolution et de remplacement ; oligoclase basique (10-30 %), parfois myrmékitique et en cristaux souvent subautomorphes ; biotite (10-20 %), ferreuse (FM = 0,58), métamorphique dans les feuilletts relictuels et magmatiques dans les zones grenues ; sillimanite (0-5 %) en amas fibrolitiques dans les zones schisteuses où elle est associée aux feuilletts micacés et dans les zones grenues ou, plus rare, elle est incluse principalement dans la cordiérite. La cordiérite, abondante (10-25 %) et assez magnésienne (FM = 0,38 - 0,43), est présente sous les trois habitus classiques de ce type de minéral : blastique réactionnel dans les mélanosomes ; prismatique à granulaire dans la matrice quartzo-feldspathique, et alors de cristallisation magmatique ; en cristaux pœcilitiques *p.p.* automorphes, associés à parité au quartz dans les globules centimétriques. Composition chimique globale (tabl. 2, compositions 3 et 4, en annexe) de pélite argilo-quartzeuse relativement mature, pauvre en calcium ; le type schisteux est un peu plus siliceux, ferromagnésien et titané que le type grenu, ce dernier plus alumineux et alcalin.

Sur le territoire de la feuille, les anatexites sombres, constituant majeur du sous-sol, s'associent étroitement à la monzogranodiorite hétérogène en un complexe qui paraît former le substratum des formations quartzo-feldspathiques claires, anatectiques ou granitiques. Dans la moitié nord-ouest de la feuille, où le complexe granito-anatectique sombre est quasi exclusif, elles demeurent subordonnées vis-à-vis du granite. Elles forment cependant tout spécialement au nord, de grands massifs, à l'approche des terrains quartzo-feldspathiques ou métapélitiques de la série métamorphique de basse pression du Pilat. Dans la moitié sud-est où les formations quartzo-feldspathiques claires sont largement développées, elles prédominent au contraire et sont généralement au contact direct de ces formations, à moins qu'elles n'en soient séparées par des masses intrusives de granite monzonitique homogène (V^{3AL}). Le type « gneissique » ($M^2\zeta s$) s'observe là où les assises sus-jacentes aux anatexites sombres sont directement des micaschistes à sillimanite, comme dans l'angle nord-ouest de la feuille, ou des gneiss leptyniques œillés très étirés sans interposition de faciès clairs anatectiques, comme au flanc oriental de la synforme de Felletin. On soupçonne alors la présence à l'interface d'une discontinuité mécanique synmétamorphe majeure. Une faille ductile en extension a récemment été identifiée dans ce secteur (voir schéma structural et fig. 2, Dallain, 1997).



granites (A) et granites (B) sombres (Marsden, 1987)
 granites (C) et granites (D) clairs (Lachon, 1985; Samana, 1979)

orthogneiss (D) et massifs (E) felsiques d'orthogneiss, intrusifs dans le complexe granito-mylonitique sombres (Marsden, 1987)
 orthogneiss (C) et massifs (D) felsiques d'orthogneiss, intrusifs dans les formations quartz-feldspathique (Lachon, 1985)
 Leucogranites monzonitiques : à cordierite (B), porphyrique (C) (Samana, 1979)

Fig. 2 a et b - Composition chimique des biotites dans les élagranites FeO - Al₂O₃ - MgO (C) et intrusifs et Rousil, 1986)

Les anatexites sombres présentent toujours avec leurs encaissants un passage progressif mais plus ou moins rapide : il est très ménagé avec la monzogranodiorite, par croissance du grain et systématisation de l'automorphisme des feldspaths et de la cordiérite en même temps que la biotite se disperse ; il se fait sur quelques mètres seulement, mais par les mêmes processus, avec le granite monzonitique homogène (γ^{3AL}) ; il est rapide aussi avec les leucogranites hétérogènes *s.s.* (γ^{2AE}) et rubané, le granite migmatitique ($M^{AL}\gamma$) et les anatexites claires à cordiérite, par une zone mixte à bouffées métriques et passées filoniennes très claires, habituellement tachées de cordiérite, dans la matrice anatectique sombre qui peut elle-même constituer des enclaves. Lorsque, par ailleurs, anatexites sombres et encaissants possèdent une foliation régulière, il y a parallélisme de foliation des unes aux autres.

γ^{4AL} . **Monzogranodiorite hétérogène à cordiérite.** Ce granite, toujours assez sombre, est remarquable par son hétérogénéité à toutes les échelles. Celle-ci est due à des variations de granulométrie (fine à moyenne), de structure (orientation locale linéaire ou planaire), à la présence ou non de mégacristaux d'orthose parfois aplatis en tablettes ou au contraire trapus et dont l'abondance peut être grande (Citres au sud-ouest de Saint-Romain Lachalm), ou de biotite en schlieren, à la présence de nombreuses enclaves de natures et tailles diverses, etc.

La composition minérale comporte principalement le quartz (10-30 %) ; l'oligoclase basique (25-40 %), d'habitus automorphe caractéristique et bordure albitique ; la perthite (15-30 %) d'orthose et d'albite en films ; la biotite (12-25 %) ferreuse (FM = 0,58) ; la cordiérite (0-15 %) prismatique ou en grains millimétriques, ou encore en amas nodulaires centimétriques à inclusions quartzzeuses ; la sillimanite fibreuse est accidentelle, la myrmékite sporadique aux joints des feldspaths, l'apatite granulaire et le zircon, en cristaux bruns et trapus, dispersés. La composition chimique, assez peu variable, est en moyenne (tabl. 2, composition 5, en annexe) celle d'un monzogranite peralumineux (A/NCK = 1,25) riche en éléments ferromagnésiens (Fe + Mg + Ti = 4,6) et l'appartenance à l'association magmatique alumino-potassique de type Guéret est confirmée par le chimisme de la biotite (fig. 3a) : biotite à caractère ferreux (FeO/MgO = 2,1-2,7) de même que la cordiérite (FeO/MgO = 1,2-1,3).

Les enclaves les plus nombreuses et importantes (taille pluridécimétrique), de limites floues, sont faites d'anatexites sombres à cordiérite. Les autres, décimétriques à plurimétriques, sont des gneiss micacés hétérogènes à sillimanite, des gneiss plagioclasiques gris de grain fin, rarement des amphibolites ou des syénodiorites dont les boules sont parfois rassemblées en essaim. Les plus petites, centimétriques à décimétriques, sphériques ou ellipsoïdales et à limites nettes sont des micacites ou correspondent à des dragées de quartz ou de feldspath.

La monzogranodiorite hétérogène sombre est une composante majeure du sous-sol de la moitié nord-ouest du territoire de la feuille. Elle affleure également sur de vastes surfaces dans les régions centrale et sud-est. Elle s'y mêle, en panneaux de formes et dimensions variées et de limites intriquées et floues, aux anatexites sombres à cordiérite dont elle se distingue sans ambiguïté par son grain de taille toujours supérieure et l'automorphisme accusé de ses feldspaths. Elle forme avec elles le substratum apparent des formations claires anatectiques ou granitiques, voire gneissiques au flanc oriental de la synforme de Felletin où elle présente un débit schisteux parfois accusé.

Lignée claire : leptynites, orthogneiss leptynitiques et migmatites

$\lambda\zeta$, $r\lambda\zeta$. **Complexe leptyno-gneissique : gneiss leptynitiques et leptynites à orthose et sillimanite, parfois à rubans de quartz.** Il s'agit d'un ensemble de faciès qui, ordonnés en bancs ou disposés plutôt en massifs, sont si étroitement mêlés sur le terrain à diverses échelles et si voisins d'aspect qu'il n'est pas possible de les séparer cartographiquement, d'autant que les passages de l'un à l'autre sont toujours ménagés. Tous possèdent en commun une pauvreté générale en biotite, avec un caractère leptynitique plus ou moins marqué, une foliation régulière et plane, une linéation minérale (biotite et surtout sillimanite) souvent accompagnée de stries de glissement, une teinte beige à rosée ; mais le mica noir peut être distribué en lits ou d'une manière homogène ($\lambda\zeta$) ou au contraire rassemblé en amas dans une roche de foliation alors plus fruste et riche en rubans de quartz (r).

Parmi les roches d'apparente ordonnance en bancs, le faciès le plus répandu est un *gneiss leptynitique lité* de grain moyen inframillimétrique, où la biotite et la sillimanite déterminent des feuillets parallèles et continus qui cloisonnent régulièrement la matrice quartzo-feldspathique. Des mobilisats concordants hololeucocrates, à petites biotites disséminées ou parfois riches en grenat, peuvent y souligner la foliation. Ils sont bordés d'un fin liseré micacé et souvent boudinés. Un autre faciès banal, *œillé*, comporte en plus ou moins grande quantité, insérés dans la trame litée et moulés par les feuillets micacés, des monocristaux d'orthose ou des amygdales quartzo-feldspathiques, de tailles et degrés d'aplatissement variés, dont le grand axe est parallèle à la linéation minérale. Des faciès subordonnés sont une *leptynite massive*, de grain fin et exempte d'yeux, où la biotite dispersée mais orientée dessine de vagues structures plissées, et une *leptynite rubanée* caractérisée par l'alternance régulière de lits centimétriques assez riches en biotite pour les uns et à grenats dispersés pour les autres. Des plis décimétriques ouverts déforment parfois la foliation de ces divers faciès ; des zones nébulitiques et des mobilisats peuvent en marquer le plan axial.

Parmi les roches disposées en massifs, le faciès commun est le *gneiss leptynitique à rubans quartzeux*, roche de granulométrie moyenne assez gros-

sière, homogène à l'échelle de l'affleurement, riche en yeux feldspathiques de taille variable que moulent et cloisonnent des amas de biotite et des rubans de quartz. Un deuxième faciès doit à sa matrice quartzo-feldspathique de grain millimétrique, où les rubans quartzeux sont moins développés, un aspect plus leptynitique. Cette *leptynite œillée* est également riche en mégacristsaux souvent automorphes de feldspath potassique qui lui donnent, avec ses paquets centimétriques de biotite, un aspect franchement granitique. Un faciès accidentel est un *gneiss œillé* grossier très riche en mégacristsaux d'orthose dont la plus grande dimension dépasse parfois 8 cm ; ce véritable « cumulat feldspathique » est également riche en rubans de quartz. Des plis décimétriques ouverts déforment en divers lieux la foliation ; le plan axial en est parfois marqué par une zone d'architecture nébulitique, seule marque apparente de mobilisation.

La composition minérale des divers faciès est analogue et comporte : quartz (25-45 %), développé parfois en rubans polycristallins ; perthite (30-40 %) d'orthose et d'albite d'exsolution et (spécialement pour les grands cristaux) de remplacement ; oligoclase acide (15-30 %), subautomorphe et parfois myrmékitique ; biotite (3-10 %) ferreuse (FM = 0,74-0,83) ; sillimanite (1-5 %) en fuseaux fibreux ; grenat almandin (0-3 %) pœcilitique ; muscovite secondaire. Certains mégacristsaux d'orthose, de faibles teneurs en Ba et Sr, ont des inclusions de quartz, plagioclase et biotite disposées en zones concentriques qui confirment leur origine magmatique ; la plupart cependant ont des caractères morphologiques de blastes. Notons comme particularités des roches à rubans de quartz : la rareté du grenat almandin par ailleurs riche en spessartine (alm 83-87, prp 38, sps 6-12, gro 1), la présence exceptionnelle de spinelle zincifère (60 % de composant gahnite) dans la leptynite œillée, celle locale de muscovite primaire, magmatique, dans le gneiss leptynitique. La composition chimique, analogue pour tous les faciès (tabl. 3, compositions 1, 2 et 3, en annexe), est celle de leucogranites peralumineux (A/NCK = 1,72-1,95) potassiques.

Le complexe leptyno-gneissique est un élément important sur le territoire de la feuille. Les formations quartzo-feldspathiques affleurent principalement dans la moitié sud-est de ce territoire. Les gneiss leptynitiques et leptynites en bancs en forment une part majeure, principalement au sud-ouest dans la synforme de Felletin. Dans cette synforme, le complexe leptyno-gneissique repose directement sur le substratum granito-anatectique sombre et il supporte localement, peut-être en écaïlle tectonique, des micaschistes à deux micas et andalousite. Les gneiss leptynitiques lités y définissent un ensemble épais de plusieurs centaines de mètres qui paraît en former la partie inférieure, immédiatement au-dessus des anatexites sombres et monzogranodiorites hétérogènes associées. C'est au voisinage de ces dernières que s'observent, au flanc oriental de la synforme, les gneiss clairs les plus étirés et dont la surface basale nette est parallèle à leur foliation. Les matériaux à rubans de quartz

constituent, quant à eux, une large part de la fraction supérieure du complexe leptyno-gneissique. Passant très progressivement aux gneiss leptynitiques et leptynites en bancs, ils forment plutôt de grandes masses à leur intérieur qu'un horizon continu. En divers lieux, des passées métriques d'un matériel clair, homogène et de grain fin, dont les petites biotites dispersées sont disposées parallèlement à la foliation générale, s'interprètent au mieux comme des méta-aplites, en accord avec l'origine granitique probable du complexe leptyno-gneissique.

À l'est, dans les synformes de Suc-de-Vent et Saint-Marcel-lès-Annonay, le complexe leptyno-gneissique a par contre la position qui lui est toujours connue plus au sud (feuille Saint-Agrève) : il se situe au-dessus des termes les plus mobilisés des formations quartzo-feldspathiques, anatexites claires et leucogranites hétérogènes ou granite migmatitique. Les faciès dominants y sont le gneiss leptynitique œillé en bancs et les gneiss leptynique et leptynite œillés à rubans quartzeux, avec ici et là des niveaux très riches en mégacristsaux. Le complexe de la synforme de Saint-Marcel-lès-Annonay présente d'autre part une particularité : on y observe des marques de mylonitisation croissante en allant vers le nord. Cette mylonitisation débute au parallèle de Saint-Marcel-lès-Annonay par un laminage irrégulier d'un banc à l'autre. Elle prend toute son ampleur dans la région d'Éteize où le faciès de blastomylonite œillée est fréquemment réalisé. Des mégacristsaux feldspathiques résiduels, y sont très allongés et fracturés normalement à un fort étirement qu'illustre une linéation accusée. Ils sont moulés par des écharpes flexueuses de quartz recristallisé, des traînées de biotite en partie chloritisée et de sillimanite fibreuse en voie de séricitisation, et des lames fusiformes ondulantes de muscovite. Des néocristsaux de mica blanc, de chlorite et souvent de biotite, avec quartz et albite, cicatrisent les fissures d'étirement normales à la schistosité mylonitique qui s'est substituée progressivement à la foliation des gneiss et leptynites œillés parentaux. Cette mylonitisation est donc en conditions métamorphiques rétrogrades succédant ou s'achevant après la culmination thermique vellave.

λ_b. **Leptynite massive à ellipsoïdes micacés.** Cette leptynite massive et homogène, de grain moyen millimétrique, a pour originalité de présenter des ellipsoïdes micacés plus ou moins aplatis et de distribution irrégulière qui déterminent parfois une foliation discrète avec des rubans centimétriques de quartz, des feldspaths ovalaires en grands cristaux ou non et de larges lames reliques de muscovite. Les agrégats micacés, toujours infracentimétriques et zonés, ont un cœur millimétrique de biotite brune et un cortex de biotite verte associées intimement à du quartz et des oxydes de fer. Les deux sortes de biotite sont riches en Al et hyperferreuses (FM = 0,9), et les agrégats peuvent s'expliquer par la déstabilisation d'almandin par un fluide aqueux potassique.

La leptynite à ellipsoïdes micacés, qui ne s'observe fréquemment qu'en « pierres volantes » dans les « chirats » des massifs de Felletin et de Suc-de-Vent, paraît former des masses allongées de quelques dizaines à centaines de mètres d'extension et de limites indécises dans le complexe leptyno-gneissique et les anatexites claires. Ses gisements, trop exigus pour être cartographiés, sont dispersés dans ces formations, principalement dans les gneiss leptynitiques et leptynites à rubans quartzeux. Dans la partie nord de la synforme de Saint-Marcel-lès-Annonay, les ellipsoïdes micacées ont été déformées par la mylonitisation jusqu'à donner, dans les blastomylonites œillées d'Éteize, des taches zonées sur la schistosité mylonitique, allongées sur plusieurs centimètres selon la linéation d'étirement.

M2c, M2cc. Anatexites claires à biotite, sillimanite et parfois grenats ou cordiérite. Ce matériel toujours très clair, blanc à rosé ou beige, est hétérogène sur les plans de la granulométrie, de la structure et de la composition minérale. Il comporte quatre faciès plus ou moins intimement mêlés dans les deux grandes aires distinguables par l'absence de la cordiérite (M2c) ou sa présence (M2cc). Le premier est un faciès prédominant de structure vaguement *litée* ou à cloisons de biotite et sillimanite discontinues, planes ou plissotées, avec localement des mégacristaux feldspathiques épars dans la matrice de grain millimétrique. Le second est un faciès *œillé* de développement local important qu'individualise une grande richesse en mégacristaux ou amygdales quartzo-feldspathiques décimétriques. Le troisième est un faciès encore assez commun d'architecture *nébulitique* qui peut être riche en grenat. Le quatrième enfin, est un faciès subordonné, *massif*, dont la matrice grenue est à feldspaths automorphes et paillettes dispersées de biotite. Cette matrice enferme quelques mégacristaux d'orthose, mais aussi parfois des feuilletts courts de sillimanite qui déterminent des surfaces de débit striées d'une linéation minérale. Les plus fréquents sont surtout des agrégats ou petits cristaux dispersés de grenat ou des nodules de cordiérite entourés d'une auréole purement quartzo-feldspathique. Des « diaclases » à cordiérite et/ou grenat, ou encore des alignements de petits nodules de ces minéraux, ajoutent localement à sa complexité.

Les compositions minérales des quatre faciès sont analogues : quartz (25-35 %) ; perthite d'orthose et d'albite en films parfois denses et aussi en tâches et veines dans les mégacristaux ; oligoclase acide (10-20 %), automorphe et auréolé d'albite ou de myrmékite ; biotite (1-5 %) très ferreuse (FM = 0,76-0,92) ; sillimanite (0-2 %) en amas fibreux et cloisons entre les minéraux matriciels ; grenat almandin (0-4 %) riche en spessartine (alm 83-87, prp 3-8, sps 6-12, gro 1) ; cordiérite (0-6 %) souvent associée pœcilitiquement au quartz dans des nodules centimétriques ; spinelle zincifère (ZnO = 28 %) exceptionnel. La composition chimique peu variable (tabl. 3 compositions 4 et 5) est celle d'un leucogranite peralumineux (A/NCK = 1,96)

potassique et tout à fait comparable à celles des divers faciès du complexe leptyno-gneissique.

Les anatexites claires ne sont connues que dans la moitié sud-est du territoire de la feuille. Très peu présentes dans la synforme de Felletin, elles sont par contre largement développées dans celles de Suc-de-Vent et de Saint-Marcel-lès-Annonay. Elles y forment la base normale du complexe leptyno-gneissique auquel elles passent progressivement et qu'elles séparent ainsi quasi continuellement du leucogranite hétérogène ou rubané, du granite migmatitique ou, directement, du substratum granito-anatectique sombre. Elles se présentent banalement sous la forme du faciès folié dont les lits micacés sont relayés par des zones nébulitiques ou des bouffées hololeucocrates diffuses à grenat ou cordiérite, nodulaire. Les septas de gneiss hétérogène sombre à cordiérite y sont fréquents. Le faciès œillé constitue à l'intérieur des anatexites foliées à nébulitiques des masses lenticulaires d'extension kilométrique dont les limites, subjectives, sont trop imprécises pour être cartographiées. Le faciès massif, hololeucocrate sans ou plus souvent à nodules de grenat ou de cordiérite, s'individualise en certains lieux au mur de l'anatexite banale qu'il frange d'une manière irrégulière. Il forme aussi dans l'aire d'affleurement des anatexites sombres et de la monzogranodiorite hétérogène des panneaux plurihénométriques interprétables comme autant de témoins de la semelle anatectique du complexe leptyno-gneissique, à la manière du leucogranite monzonitique hétérogène au Nord de la faille de la Déôme.

L_{r}^{2AL} , L_{r}^{2AL} . **Leucogranite monzonitique hétérogène à cordiérite, parfois rubané.** Ce granite est toujours pauvre, mais à des degrés divers, en minéraux ferromagnésiens et de teinte grisâtre à blanc rosé. Il est remarquable par son hétérogénéité à toutes les échelles liée à des variations de sa structure et de sa composition modale et à la fréquence de bouffées et passées gneissiques ou anatectiques, claires ou sombres. Il se caractérise en particulier par la coexistence à l'échelle de l'affleurement de volumes de faciès variés : zones équantes à fines biotites éparses et plagioclases automorphes avec parfois des mégacristaux d'orthose, passées à rubanement discret dessiné par des cloisons micacées discontinues, bandes œillées et à aspect d'orthogneiss, parties riches en cordiérite prismatique ou en nodules centimétriques entourés ou non d'une auréole blanche. Les divers faciès sont agencés de manière confuse dans le leucogranite hétérogène *s.s.* banal (L_{r}^{2AL}); mais ils peuvent aussi s'ordonner en bancs parallèles d'épaisseur métrique à décamétrique auxquels s'accordent rubanement, alignements de cordiérite nodulaire et allongement des mégacristaux feldspathiques : s'individualise ainsi en certains lieux un leucogranite hétérogène rubané (L_{r}^{2AL}) dont l'anisotropie est aussi marquée par une alternance de lits décimétriques dont la teneur en biotite et la granulométrie varient. Le grain est souvent assez grossier, voire pegmatitique, et les schlierens micacés à sillimanite sont parfois

fréquents, spécialement dans le leucogranite rubané où ils sont relayés par des alignements de nodules arborescents de cordiérite.

La composition minérale du leucogranite monzonitique hétérogène comporte en proportions variables le quartz, l'oligoclase généralement acide, la biotite ferro-magnésienne ($FM = 0,52$), la cordiérite et la sillimanite fibreuse sporadique. La composition chimique (tabl. 3, composition 6) est celle d'un leucogranite monzonitique peralumineux ($A/NCK = 1,65$) dont l'appartenance à une association magmatique alumino-potassique de type Gueret est attestée par le chimisme de la biotite (fig. 3a).

Le leucogranite monzonitique hétérogène est présent sous sa forme banale dans la moitié nord-ouest de la feuille. Il se trouve toujours dans le même environnement d'anatexite sombre à cordiérite et surtout de monzogranodiorite hétérogène. Les principaux affleurements sont localisés au nord-ouest et sud-ouest au voisinage de Saint-Just-Malmont et Montfaucon-en-Velay, à l'Ouest de Saint-Genest-Malifaux et au nord-Ouest de Saint-Sauveur-en-Rhue avec, respectivement, le vaste massif des Gauds (761-338,5) et celui de la montagne de Panère, enfin dans le Grand bois au nord du col de la République. Les limites en sont toujours indécises bien que le passage soit dans tous les cas rapide. Le leucogranite s'annonce dans le granite monzonitique par l'apparition de zones diffuses claires, pauvres en biotite, dans lesquelles apparaissent des nodules de cordiérite de tailles variées. On observe également la présence fréquente au sein même du leucogranite d'îlots granitiques sombres jointe à sa position topographique souvent supérieure qui suggèrent que l'on est proche de leur interface, le leucogranite formant de vastes panneaux « flottant » sur le granite.

Le leucogranite monzonitique rubané est lui, quasi exclusivement cantonné à la région orientale, toujours en même position : il forme au nord, à l'ouest et au sud-ouest d'Annonay un horizon continu d'épaisseur apparente kilométrique entre, à son mur à l'est, des anatexites sombres à cordiérite dont il s'individualise de façon ménagée mais rapide et, à son toit à l'ouest des anatexites claires, à cordiérite ou non, auxquelles il passe progressivement. Ce leucogranite, dont les limites s'accordent à son architecture et à l'attitude des nombreuses intercalations gneissiques qu'il contient, est relayé de manière insensible vers le sud par le granite migmatitique largement développé dans la même position sur le territoire de la feuille Saint-Agrève. Vers le nord-est, il se prolonge sur celui de la feuille Serrières par la formation cartographiée comme « leptynites granitoïdes » dont les caractères et la signification sont analogues.

M^{AL}. Granite leucocrate migmatitique. On a cartographié comme « granite leucocrate migmatitique » une formation hétérogène où prédominent largement divers faciès granitiques, mais où d'autres matériaux tels que

gneiss et anatexites sombres, toujours présents, prennent en certains lieux de l'importance tout en restant trop intimement mêlés aux précédents pour être distingués à cette échelle. Ce granite présente une architecture stratifiée, rarement agmatique sur le territoire de la feuille contrairement à ce qu'il en est plus au sud. Les faciès granitiques, qui sont à peu de chose près ceux décrits dans le leucogranite monzonitique hétérogène, s'ordonnent en bancs d'épaisseur variable, jusqu'à pluridécamétrique. Ces bancs s'interstratifient avec des niveaux habituellement moins épais de gneiss mobilisés à des degrés divers mais dont la foliation demeure parallèle à l'organisation d'ensemble.

Le granite leucocrate migmatitique est développé essentiellement dans le quart sud-est du territoire de la feuille, en deux sites : à l'ouest de Vanosc et dans la région de Saint-Alban-d'Ay. Dans le grand panneau de Vanosc, où sa composante schisteuse sombre est importante et ses divers termes sont engagés dans des plis serrés d'axe subméridien, le granite migmatitique paraît former un bourrelet entre un toit à l'ouest, de monzogranodiorite hétérogène et un mur oriental d'anatexites sombres à cordiérite. Une lame de leucogranite hétérogène peut le séparer de ces dernières, et ses limites sont dans tous les cas, ménagées. À l'ouest de Saint-Alban-d'Ay, où son caractère granitique est beaucoup plus marqué, il est inséré entre des anatexites sombres à cordiérite orientales qui présentent à son voisinage immédiat des bouffées claires, et des anatexites claires à cordiérite à l'ouest auxquelles il passe très progressivement. Il est ainsi dans la position qu'on lui connaît au sud, sur le territoire de la feuille Saint-Agrève. Très accessoirement enfin, le granite migmatitique s'observe dans l'angle nord-ouest de la feuille, en un horizon d'épaisseur plurimétrique concordant à son environnement : mica-schistes à sillimanite et cordiérite très étirés de la série métamorphique du Pilat à son toit, anatexites sombres à cordiérite à son mur et dont il peut être séparé par du leucogranite monzonitique hétérogène (est de Saint-Just-Malmont). Il est relayé vers l'est par une mince lame de leucogranite schisteux à sillimanite.

FORMATIONS GRANITIQUES DU VELAY

^{L^{AL}}. **Leucogranodiorite monzonitique peralumineuse à cordiérite.** Sous son aspect le plus typique, ce granite est une roche homogène, de teinte claire beige à rosée, dont la matrice quartzo-feldspathique de grain moyen (3-5 mm) comporte peu de biotite en cristaux millimétriques épars, mais constamment de la cordiérite en nodules centimétriques parfois arborescents et à auréole blanche. En certaines zones, des bouffées et passées diffuses un peu plus riches en biotite dont les lamelles orientées créent une foliation floue, ou à feldspaths développés en prismes trapus ou tablettes centimétriques, voire en yeux, déterminent une hétérogénéité à l'échelle de l'affleurement.

La composition minérale moyenne comporte : quartz (30 %) ; oligoclase (23 %) acide (An 14-20), subautomorphe, frangé d'albite ; perthite (36 %) d'orthose et d'albite d'exsolution et de remplacement, à fréquents bourgeons myrmékittiques ; biotite (6 %) ferreuse (FM = 0,69), dont certaines lames plus grandes sont associées en amas centimétriques avec la sillimanite fibreuse ; cordiérite (5 %) en nodules mono- ou polycristallins à fréquentes inclusions de quartz et sillimanite ; apatite et zircon. La composition chimique moyenne est celle (tabl. 4, composition 2) d'un leucogranite monzonitique peralumineux (A/NCK = 1,48) potassique dont l'appartenance à une association magmatique aluminopotassique de type Guéret est indiquée par le chimisme de la biotite (fig. 3b). Les enclaves, peu fréquentes, sont faites de gneiss sombres à biotite et cordiérite, d'anatexites sombres à cordiérite et surtout de gneiss anatectiques clairs dont la foliation fruste est marquée par des amas micacés à sillimanite.

Le leucogranite monzonitique à biotite et cordiérite forme dans la moitié nord-ouest du territoire de la feuille quelques masses de dimensions plurihéctométriques à l'intérieur des panneaux de leucogranite monzonitique hétérogène avec lequel il présente un passage ménagé (Panère, au nord-ouest de Saint-Sauveur-en-Rhue). D'autres masses moins importantes sont cernées par les granites monzonitiques hétérogènes (à l'est de Saint-Romain-Lachalm, par exemple) et homogène (le Temple au sud-ouest de Marllhes) avec des contacts tranchés.

$\rho\gamma^{AL}$. **Leucogranodiorite monzonitique peralumineuse à biotite, porphyrique.** Granite gris, homogène et généralement équant, de grain moyen (1-5 mm), discrètement porphyrique par la présence, dispersée mais constante, de mégacristaux trapus centimétriques d'orthose. Une légère fluidalité créée par l'orientation parallèle des cristaux de biotite s'observe localement. La composition minérale comporte le quartz (28 %) concentré en partie en globules polycristallins, l'oligoclase (21 %) acide (An 17) subautomorphe, la perthite (37 %) d'orthose et d'albite d'exsolution, la biotite (10 %) ferreuse (FM = 0,54), l'apatite en baguettes et cristaux trapus, le zircon. La composition chimique, constante, est celle (tabl. 5, composition 3) d'un leucomonzogranite peralumineux (A/NCK = 1,60) peu ferromagnésien (FeO + MgO + TiO₂ = 2,56). L'appartenance à l'association magmatique aluminopotassique de type Guéret est confirmée par le chimisme de la biotite (fig. 3b). Aucune enclave n'a été observée.

Le leucogranite monzonitique porphyrique à biotite forme le massif principal de la Célière, de dimensions plurikilométriques, à l'est de Saint-Genest-Malifaux. Il y est intrusif, en partie dans les anatexites sombres à cordiérite, en partie dans le monzogranite hétérogène. Quelques masses subordonnées, dans le même environnement et avec les mêmes relations, peuvent lui être rattachées dans la région sud-ouest, telle celle de Bercary au

nord-ouest de Dunières où le granite contient localement en très petite quantité de la cordiérite prismatique et fait intrusion dans le leucogranite monzonitique hétérogène à cordiérite.

$\rho^{\gamma MK}$. **Granitoïdes microgrenus porphyriques à biotite, parfois à hornblende.** Il s'agit là de roches tout à fait particulières par leur texture, finement grenue à microgrenue porphyrique, par leurs compositions minérale et chimique d'une grande variabilité, par leur mode de gisement en multiples massifs de dimensions variées mais faibles, et par la disposition de ces massifs : ils dessinent en effet une sorte de chapelet long de 10 km à l'intérieur des granites monzonitiques hétérogène et homogène ou, parfois, des anatexites sombres à cordiérite et qui se prolonge bien au-delà du territoire de la feuille vers le nord-est (Chenevoy, 1966).

Le type banal de granitoïde microgrenu est une roche grise à très sombre, massive et équante, porphyrique : des plagioclases automorphes trapus plurimillimétriques, parfois agglomérés, et de petits nids de biotite sont dispersés dans une pâte de grain à peine discernable et riche en mica. Un type beaucoup moins fréquent et un peu plus clair est encore à pâte très fine, mais les biotites y sont réparties irrégulièrement, en traînées plutôt qu'en taches ; les plagioclases automorphes sont moins abondants et des passées plus grossières et plus claires, sortes de filons diffus qui peuvent se suivre sur plusieurs décimètres pour une largeur de quelques centimètres, y contiennent des tablettes feldspathiques parfois centimétriques.

La composition minérale comporte constamment le quartz assez peu abondant, l'andésine An 30-59 zonée dont les phénocristaux sont frangés d'oligoclase et qui forme aussi des mégacristaux, l'orthose xénomorphe interstitielle ou automorphe phénocristalline et riche en inclusions zonaires, la biotite plutôt magnésienne (FM = 0,46), l'apatite en cristaux creux aciculaires et en globules, le sphène granulaire et le leucoxène en chemise de l'ilménite, l'allanite et le zircon ; le clinopyroxène est exceptionnel au cœur d'agrégats amphiboliques qui le pseudomorphosent ; la cordiérite est rare en xénocristaux pinitisés. La composition chimique est variable d'un massif à l'autre (tabl. 5), de celle d'une syénodiorite « vaugnéritique », remarquable par ses hautes teneurs conjointes en K et Mg pour les roches les plus sombres, à celle d'un granite monzonitique banal pour les roches les plus claires. L'affinité « calco-alkaline » potassique du magma de ces roches les oppose à tous les autres granites de ce secteur, toujours peralumineux.

Vingt-cinq massifs de granitoïdes microgrenus porphyriques ont été reconnus sur le territoire de la feuille. Tous sont rassemblés à l'intérieur d'une aire de 10 x 3 km allongée WSW-ENE, de Thélis (773-338) à l'angle nord-est de la feuille. La très grande majorité d'entre eux sont faits du type massif, et le plus grand nombre sont encaissés dans le granite monzoni-

tique, généralement hétérogène, quelques-uns dans l'anatexite sombre à cordiérite. Dans tous les cas, le granoïde microgrenu est clairement intrusif : dans l'anatexite ainsi qu'on peut l'observer au nord-est de Thélis-la-Combe (le Moulinon : 774.5-340.5) ou au sud de Graix (Pierre-Morte : 774,8-340), aussi bien que dans le granite monzonitique comme cela est visible par exemple à l'ouest de Saint-Appolinard (780.9-340.6) ou au Moulinon déjà cité.

La postériorité des granoïdes microgrenus est confirmée par la présence à leur intérieur d'enclaves pluricentimétriques à métriques de monzogranodiorite hétérogène dans un certain nombre de gisements : la Garnière (781.5-341.7) et les Rotisses (780.2-340.7) au nord et à l'est de Saint-Appolinard, Combenoire (779.5-340) au NNE de Saint-Julien-Molin-Molette, le Moulinon. Les enclaves d'autres natures sont plus rares, mais de petites enclaves (1 à 10 cm) anguleuses ou fusiformes d'amphibolite et de gneiss sombre s'observent par exemple aux Rotisses et à la Garnière. Le gneiss, peu mobilisé mais cerné par un liseré micacé, comporte des lits et amandes quartzo-plagioclasiques séparés par d'épais feuillets de biotite, sillimanite aciculaire et grenat ; la cordiérite, accompagnée d'un peu de spinelle et de corindon, forme de grands pœciloclastes dans les feuillets micacés ainsi que l'andalousite prismatique, définissant avec une biotite en lamelles inorientées une paragenèse seconde de contact.

Un dernier trait remarquable des granoïdes est leur recoupement en certains lieux par des filons de granite clair homogène à feldspaths en tablettes, enracinés de façon diffuse dans le granite monzonitique. Ces filons rectilignes, d'épaisseur pluricentimétrique à décimétrique et dont les tablettes d'orthose sont disposées parallèlement à leurs épontes, contiennent exceptionnellement des enclaves anguleuses pluridécimétriques de granoïde microgrenu (le Moulinon). Les limites des deux types de roches, quoique tranchées, sont sinueuses : le granite clair pourrait ainsi représenter un liquide de fonte partielle des granites monzonitiques et anatexites encaissants par effet thermique du granoïde microgrenu, comme cela est admis par exemple pour l'intrusion dioritique du Peyron près de Burzet (Didier et Lameyre, 1969). La composition chimique du granite clair (tabl. 4, composition 1) s'inscrit presque, effectivement, dans le système haplogranitique ($qz + ab + or$ normatifs $> 90\%$) ; mais elle est située, dans le diagramme de cristallisation de ce système, loin du minimum thermique et même de la ligne cotectique, dans la direction du pôle « or ». Ceci n'est guère en accord avec une fusion partielle simple du granite monzonitique et de l'anatexite encaissants, compte tenu de leurs compositions. On notera que ce caractère très potassique est également celui des micropegmatites considérées, dans l'environnement de la diorite du Peyron, comme produits de cristallisation d'un premier liquide issu de la refusion du granite encaissant (Didier *et al.*, 1987).

$\rho\gamma^{\text{AL}}$. **Granite monzonitique à biotite, à tablettes d'orthose.** Cette roche se distingue du granite monzonitique homogène banal par la présence de tablettes centimétriques d'orthose maclées Carlsbad, quelquefois peu fréquentes mais parfois aussi très abondantes (jusqu'à 40 % du matériel), orientées parallèlement. Les autres caractères minéralogiques sont identiques. En particulier la cordiérite, généralement discrète, peut parfois abonder en prismes demi-centimétriques tandis que teneurs en biotite et tablettes feldspathiques sont plus faibles : il y a ainsi passage ménagé au granite à cordiérite prismatique. La composition chimique est également proche de celle du granite à cordiérite prismatique. La composition chimique est également proche de celle du granite monzonitique homogène (tabl. 6, composition 4), peralumineuse ($A/NCK = 1,15$) et se rapportant à l'association magmatique alumino-potassique de type Guéret comme l'indique le chimisme de la biotite ferreuse ($FM = 0,66$) (fig. 3b) ; les teneurs en silice et potasse sont toutefois un peu plus élevées, celles en alumine, fer et magnésium un peu plus basses.

Sur le territoire de la feuille, le granite à tablettes d'orthose s'inscrit principalement dans les formations granito-anatectiques sombres. Il y présente diverses sortes de gisement : petits massifs de dimensions plurihectométriques à kilométriques intrusifs dans les anatexites sombres, tel celui du Diable au sud-ouest de Burdignes qui est remarquable par sa « bordure figée » marquée par la raréfaction et la diminution de taille des baguettes feldspathiques en même temps que s'affine le grain de leur matrice ; bouffées ou masses, parfois importantes, à limites indécises dans les granites monzonitiques hétérogène et homogène, comme on en observe fréquemment au nord de Bourg-Argental ; filons associés en lacis et dans lesquels les tablettes feldspathiques sont disposées parallèlement aux épontes généralement nettes, spécialement dans les anatexites sombres. Trois massifs seulement sont encaissés dans le complexe leptyno-gneissique de la synforme de Felletin au sud-est du col de la Charousse. Il s'agit de lentilles d'épaisseur pluridécamétrique, concordantes à la foliation des gneiss leptynitiques lités ou discrètement sécantes sur elle, dont émanent quelques filonnets recoupants et qui contiennent des enclaves gneissiques anguleuses. Le granite à tablettes d'orthose de la Charousse, dont la foliation déterminée par la biotite et parfois très marquée et striée d'une linéation d'étirement-glisement et minérale (mica), s'individualise aussi par la composition chimique (tabl. 6, composition 5) moins siliceuse et potassique et plus ferrotitanée : on retrouve ici la dualité chimique reconnue (Masméjean, 1987) pour ce type granitique sur le territoire de la feuille Saint-Agrève, au Sud, où le granite à tablettes d'orthose intrusif dans les formations de la lignée claire appartient à l'association magmatique alumino-caféminique.

γ^{3AL} . **Granite monzonitique à biotite et cordiérite.** Sous son aspect le plus typique, ce granite est une roche homogène à l'affleurement et équante, sombre car riche en biotite, de grain moyen (3 mm), à feldspaths automorphes avec localement quelques mégacristsaux trapus d'orthose. Une variante de grain plus grossier (jusqu'à 8 mm), avec des mégacristsaux plus allongés pouvant atteindre 5 cm s'en différencie en certains lieux sur de vastes surfaces. Dans quelques gisements, le caractère porphyrique est accusé et les mégacristsaux sont parfois orientés. L'orientation peut également affecter l'ensemble de la roche, même en l'absence de mégacristsaux. La biotite est alors rassemblée en amas aplatis ou parfois en cloisons parallèles à un rubanement discret dans un faciès folié banal, ou bien détermine une linéation minérale qu'accompagnent des stries d'étirement-glisement dans un faciès schisteux à feldspaths ovalisés dans une matrice quartzreuse mylonitique. La cordiérite, habituellement rare, est abondante en prismes plurimillimétriques ou en nodules centimétriques quelquefois entourés d'une discrète auréole claire développée en masses parfois importantes.

La composition minérale demeure analogue dans tous les types : quartz (23-33 %) ; oligoclase basique (16-32 %), d'habitus automorphe et bordure albitique ; perthite (20-35 %) d'orthose et d'albite d'exsolution et de remplacement ; biotite (6-20 %) ferreuse (FM = 0,56) et cordiérite (jusqu'à 20 % dans le granite à cordiérite prismatique) ; sillimanite accidentelle, incluse ou non dans la cordiérite ; apatite globuleuse et zircon trapu brun. La composition chimique, assez constante, est en moyenne (tabl. 6, composition 1) celle d'un monzogranite peralumineux (A/NCK = 1,15). Le granite à cordiérite prismatique se distingue (tabl. 6, composition 2) par sa richesse en alumine (A/NCK = 1,46), fer et magnésie ($FeO + MgO + TiO_2 = 6,5$ contre 4,5 pour le granite normal). L'appartenance à l'association magmatique aluminopotassique de type Guéret de l'ensemble des roches est attestée par le chimisme de leurs biotites (fig. 3b). Les enclaves sont rares, de petite taille et de limites nettes et de natures diverses ; gneiss fin plagioclasique, gneiss grossier micacé, anatexite sombre à cordiérite, rarement syénodiorite en boules pluridécimétriques.

Le granite monzonitique homogène, sous sa forme la plus banale, constitue dans la moitié nord-ouest du territoire de la feuille de grandes masses à limites floues noyées dans la monzogranodiorite hétérogène. Ailleurs, il est en petits massifs d'apparence parfois intrusive dans les formations les plus diverses, anatexites sombres à cordiérite souvent mais aussi formations claires : leucogranite monzonitique hétérogène comme au nord-ouest de Saint-Sauveur-en-Rhue et au sud-ouest de Marlhès, anatexites claires vers Saint-Alban-d'Ay ainsi qu'au sud de Saint-Julien-Molin-Molette et de Villevoacance ou sa variante foliée constitue des lentilles et lacis filoniens à enclaves d'encaissant, gneiss leptyniques dans la région de Saint-Jacques-d'Atticieux. La variante de grain grossier est principalement cantonnée à l'ouest de Bourg-Argental ou sa

masse principale, qui surplombe au sud le cours de la Déome, s'inscrit progressivement dans la monzogranodiorite hétérogène. Celle-ci en contient ailleurs des gisements subordonnés, mal individualisés et qui n'ont pas été distingués. Le granite à cordiérite prismatique est lui aussi fréquent en amas exigus, bouffées ou passées d'apparence filonienne, dans les granites monzonitiques hétérogène et homogène avec lesquels il présente un passage ménagé. Un important massif s'encaisse, partie dans la monzogranodiorite hétérogène, partie dans les anatexites sombres à cordiérite, au nord de Bourg-Argental. Quant à la variante schisteuse du granite monzonitique, elle s'observe en divers lieux de ses grandes masses et surtout constitue des gisements lenticulaires dans les métamorphites foliées. Le meilleur exemple en est le granite de Chantecocu, dans l'angle nord-est de la feuille. Ce granite (tabl. 6, composition 3), dont la foliation régulière porte une linéation minérale (biotite) et d'étirement constante et accusée, forme là plusieurs feuillets d'extension plurikilométrique pour une épaisseur maximale de quelques décamètres. Il y est étroitement associé à des gneiss fins à biotite et cordiérite dont il possède de très nombreux septa et desquels il se distingue parfois difficilement.

ROCHES FILONIENNES

Q. Quartz. Des quartz filoniens affleurent dans la partie nord-est du territoire de la feuille. Ils font partie du grand *district minéralisé de Saint-Julien-Molin-Molette* qui s'étend au sud-est du mont Pilat sur les territoires des feuilles Annonay et Serrières à 1/50 000.

Le champ filonien d'Éteize comporte 6 filons parallèles de direction NW, subverticaux, qui butent au nord-ouest sur une importante fracture NE-SW jalonnée de cataclasites. Les filons, de type BPG à galène ou blende dominante, comportent une gangue de quartz laiteux avec barytine et fluorine subordonnées ; chalcopyrite et sidérite exceptionnelles.

Le grand filon de la Pause, long de 4 km, au nord de Saint-Julien-Molin-Molette et ses satellites (Combenoire) sont de direction E ; galène dominante, blende, pyrite et chalcopyrite y étaient concentrées en colonnes dans une gangue de quartz calcédonieux à barytine ou hématite. L'ensemble a été exploité de 1717 à 1831.

$L\gamma^{3AL}$, $L\gamma_b^{3AL}$. **Leucogranite à biotite et muscovite.** Il s'agit d'un granite très clair, gris-beige à rosé, homogène et en principe équant, de grain fin à moyen selon le sous-type et feldspaths automorphes, moucheté de micas millimétriques. Composition minérale : quartz (31-36 %) automorphe ou en globules polycristallins, albite (21-28 %), perthite (23-34 %) d'orthose et d'albite de remplacement et d'exsolution, biotite (5-10 %) et muscovite (4-

7 %), apatite globulaire et zircon ; l'andalousite primaire est exceptionnelle, la cordiérite prismatique et la sillimanite sont en reliques sporadiques. La composition chimique est celle (tabl. 5, compositions 4 et 5) d'un leucogranite peralumineux ($A/NCK = 1,61$) potassique, très pauvre en calcium.

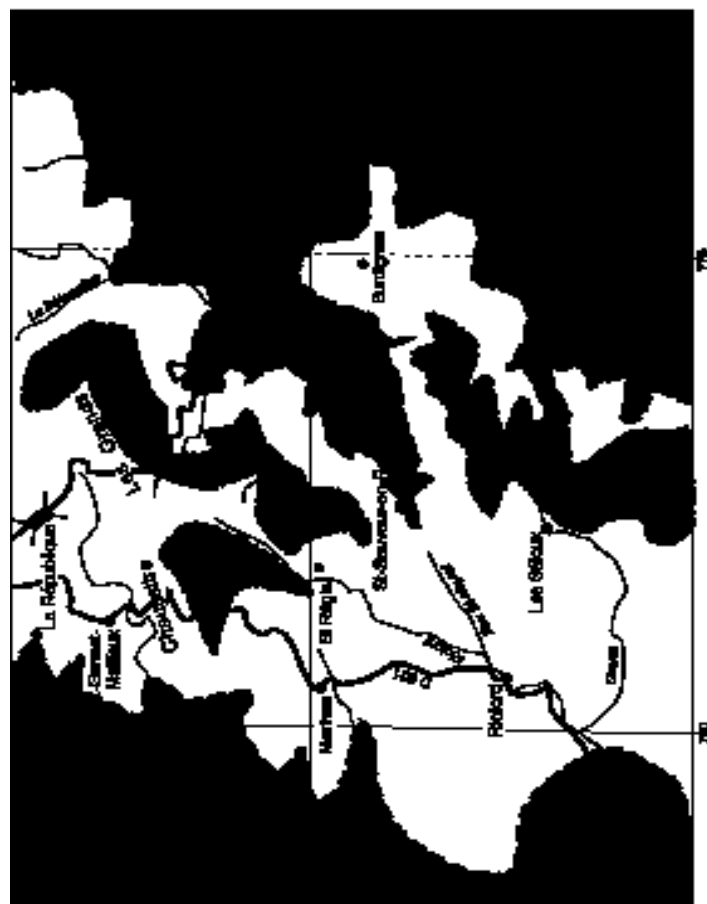
Deux sous-types de leucogranite à deux micas s'observent sur le territoire de la feuille : le sous-type banal et le sous-type Saint-Julien-Molin-Molette. Le second (γ_b^{3AL}), de grain moyen et tendance porphyrique discrète, a un chimisme silico-potassique affirmé. Il forme près de Saint-Julien-Molin-Molette un massif de dimensions kilométriques intrusif dans les granites monzonitiques hétérogène et homogène ainsi que deux masses annexes, l'ensemble allongé sur 5 km parallèlement à la grande fracture ENE de la Déôme. Il est recoupé par le leucogranite banal (γ^{3AL}) dont le gisement le plus habituel est filonien : filons subverticaux de puissance métrique à plurihectométrique pour une extension de quelques dizaines de mètres à plusieurs kilomètres.

Le leucogranite banal est spécialement abondant dans le quart nord-est du territoire de la feuille, ou l'allongement de ses filons s'accorde à la direction ENE essentielle de la fracturation, et dans le quart sud-ouest où ses gisements sont au contraire orientés NW-SE. Il peut présenter une foliation, et même une linéation d'étirement, lorsque son gisement est étroitement associé à une fracture, comme on l'observe par exemple au Mouriol (780,2-332) au nord-ouest d'Annonay. Il est intrusif dans toutes les formations, dont il ne contient d'ailleurs que rarement des enclaves, et il paraît être la manifestation magmatique la plus tardive de la région ; cela s'accorde à son architecture isotrope, à de rares exceptions près.

FORMATIONS SUPERFICIELLES ET QUATERNAIRES

Le Massif central a été affecté à plusieurs reprises par les refroidissements quaternaires. Sur le versant oriental où est située la feuille Annonay, ils se sont essentiellement manifestés par des phénomènes de nature périglaciaire, contrairement aux régions plus occidentales (Cantal, Mont Dore) où l'extension des glaces a été considérable. L'altitude plus faible et la position continentale d'abri expliquent largement ces traits. Bien que proche des systèmes du piémont alpin qu'ils dominent directement, les formations superficielles d'origine froides s'y développent de manière totalement autonome. La configuration du relief, et particulièrement la présence d'une série de gorges de piémont entre les bas versants du Pilat et la vallée du Rhône, font qu'il n'y a pas de continuité entre les dépôts périglaciaires du socle et les systèmes des terrasses et moraines du Rhône largement développés à proximité de Vienne et de Chasse-sur-Rhône. Ce hiatus et la spécificité lithologique du socle qui n'a permis la fourniture que de volumes faibles

Fig. 4
Les étages périglaciaires
et glaciaires
sur la feuille Ardenney



de dépôts mobilisables, rendent les corrélations avec les systèmes alpins très difficiles à établir.

Étage des formations superficielles

Les formations superficielles de la feuille Annonay se sont, pour l'essentiel, mises en place lors des périodes glaciaires. Elles s'étagent en fonction de l'importance des phénomènes liés au gel, à la neige et à la torrencialité. Leur organisation est donc directement fonction de l'altitude, ce qui permet de dégager trois grands ensembles (fig. 4).

- **À basse altitude**, les remobilisations d'arènes restent localisées : les versants sont soit recouverts d'arène en place, soit la roche nue affleure si le décapage par le ravinement des cours d'eau est suffisamment intense. L'essentiel des formations est d'origine torrentielle. Les limites de cet étage périglaciaire inférieur se situent vers 800-850 mètres.

- **À moyenne altitude**, les formations périglaciaires sont omniprésentes sur tous les versants, pour tous les matériaux, et tous sites. Elles constituent le support généralisé des sols. La limite altitudinale supérieure de cet étage périglaciaire supérieur se place quelque 200 m en dessous des sommets : le plateau de la République, le plateau de Saint-Genest en font partie partiellement. À l'est, cet étage est moins représenté en raison de la brutale diminution des altitudes, mais il forme tout de même une étroite bande entre 850 et 1000 mètres.

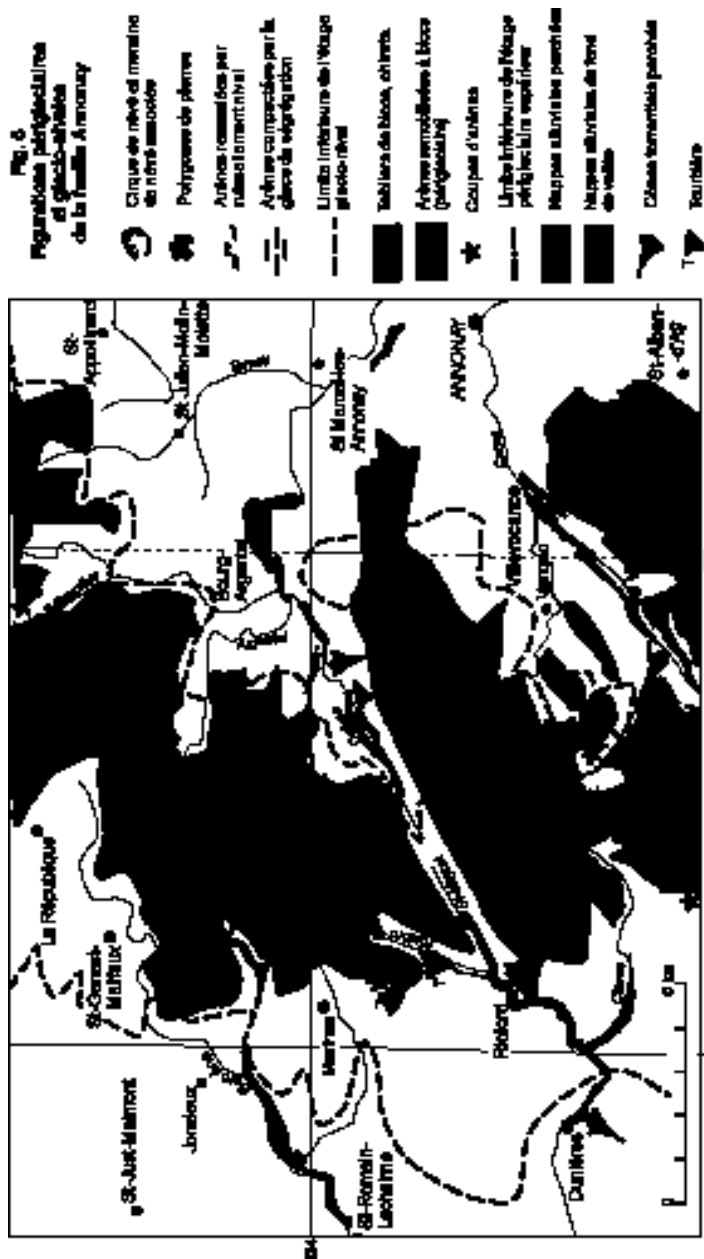
- **À haute altitude**, c'est à dire autour des principaux sommets, le dispositif s'enrichit par des associations de dépôts résultant de la nivation et de dépôts plus complexes caractéristiques de la présence d'un pergélisol. Cet étage « glacio-nival » (Etlicher, 1986) correspond au domaine proche de la limite des neiges permanentes lors de la dernière glaciation.

Ainsi, sur les versants, on peut ainsi définir de véritables « catena », à la manière dont les pédologues définissent des chaînes de sols sur un versant.

Formations de l'étage périglaciaire inférieur

Les nappes alluviales perchées et cônes torrentiels sont nombreux alors que les versants sont plutôt dénudés, la roche nue apparaissant fréquemment. Les arènes ne sont présentes en place que sur certains replats préservés, ou bien dans des remplissages de vallons.

• **Cônes torrentiels perchés** (fig. 5). La vallée la plus riche en cônes perchés est celle de la Cance, entre Saint-Julien et Robert, mais il s'en trouve éga-



lement dans les autres vallées du versant rhodanien : Aÿ, Deôme, Lignon. Ces cônes sont plus rares sur le versant ligérien et sans avoir la même continuité ; mais un dispositif analogue est localement observable, notamment vers la Dunières (Cônes de Riotord et de Dunières).

Près de Saint-Julien-Vocance, un cône est observable sur la D.105 grâce à deux coupes hautes de trois mètres, et situées à la confluence du torrent avec la Cance. Perché à 25 m au-dessus de la Cance, tronqué au sommet, il repose sur le socle gneissique. L'épaisseur du dépôt, difficile à évaluer, se situe entre 7 et 10 mètres. Le faciès est torrentiel : le tri est médiocre et le litage de la matrice irrégulier. La taille des galets est variable, l'émoussé inégal. L'indice d'émoussé moyen IE est de 198 seulement, avec un fort écart-type. Le faciès est plutôt celui de laves boueuses ou de coulées de gélifluxion rapides qu'un faciès véritablement fluvial. Les blocs démesurés y sont nombreux. Le spectre pétrographique montre que l'alimentation est due aux parties hautes du versant (Etlicher, 1986).

Des récurrences peuvent également être observées qui traduisent l'alternance de périodes franchement torrentielles et de périodes où le dégel n'affecte qu'une mince tranche de sol et où la dynamique est seulement gélifluviale. L'origine froide de ces dépôts est liée à la fonte de névés, sur les versants face au nord. Le cône de Riotord sur la Dunières est particulièrement représentatif de ce dispositif. Ces observations rappellent celles faites sur les cônes décrits au pied du Tanargue ou dans l'Ouest forézien (Y. Veyret, 1981 ; B. Etlicher, 1986). Ils ne sont en effet que les représentants d'un plus vaste ensemble échelonné sur le rebord oriental du Massif central, dont les plus septentrionaux sont ceux du Gier et du Dorlay (feuille Saint-Etienne) et qui se poursuivent dans les vallées de Aÿ, du Doux, du Chassezac, de la Baume, de l'Ardèche.

• **Terrasses perchées de la Cance** (fig. 5). Le dispositif le plus complet est là aussi celui de la Cance. Les terrasses s'allongent sur 5 kilomètres en aval de Saint-Julien-Vocance. Elles sont perchées à 20 mètres au-dessus du talweg et se développent ensuite sur un replat de rive droite en amont des gorges de Robert (Le Plat). Plusieurs coupes permettent d'observer le matériel.

La coupe de Valcance est haute de 2 mètres. Située au débouché d'un affluent, elle présente un matériel mieux roulé qu'à Saint-Julien, où les blocs démesurés sont moins abondants et où des lentilles sableuses se développent épisodiquement. Les apports longitudinaux semblent l'emporter sur les apports latéraux. Les nappes prennent de l'ampleur au débouché des affluents et s'inclinent vers le centre de la vallée. L'émoussé traduit un transport plus long : IE = 285 à Valcance et 297 à Prablanc situé 2 kilomètres en aval. La minéralogie de la matrice montre qu'à l'exception des plagioclases peu abondants, micas, orthoses, polyminéraux sont bien représentés. Toutefois, le sol n'est jamais conservé et nous ne connaissons l'altération que par l'hydrolyse des horizons profonds. Aucune étude pédologique détaillée ne peut donc être menée.

Le perchement des terrasses est d'inégale importance suivant les vallées. Il va croissant de la bordure nord-ouest de la carte en direction du Felletin, où il dépasse la dizaine de mètres, tant dans les vallées principales comme la Cance, que dans les vallons secondaires du bassin versant de la Dunières (Ruisseau de Saint-Meyrat, de Clavas, de Saint-Julien). L'hypothèse d'une reprise d'érosion tectonique dans ce secteur, si elle n'est pas prouvée, reste une hypothèse à ne pas écarter.

• **Nappes de fond de vallée** (fig. 5). Les nappes de fond de vallée sont fréquentes dans les vallées principales : essentiellement la Cance, la Deôme, la Dunières, le Riotord et la Semène. Elles sont souvent peu épaisses, quelques mètres au maximum, et surmontées de formation plus ou moins tourbeuses. Malgré leur continuité, ces formations étroites représentent un volume de matériel toujours faible par rapport aux nappes et cônes perchés évoqués précédemment. Seules la Cance et la Dunières possèdent une nappe continue ou quasi continue sur l'ensemble de leur cours.

La nappe de Villevocance, la plus développée, s'étend dans le bassin situé en arrière des gorges de Robert et présente deux niveaux faiblement étagés. À côté de la nappe de fond de vallée, un niveau plus élevé de 5 à 7 m est parcouru en rive gauche par la D.105. Les coupes sont rares, limitées aux fondations de villas. La terrasse tranche le socle et est perchée de 5 à 7 mètres au-dessus du cours actuel. L'éroussé est plus élevé que sur les nappes supérieures : IE = 323.

L'altération de la nappe est réduite. Le ruissellement diffus et les apports colluviaux ont tronqué d'éventuels sols. Au sein de la nappe, l'hydrolyse n'est pas négligeable : les granites et les anatexites sombres sont pourris ou montrent des traces d'oxydation jusqu'au cœur des galets. Les granites clairs et les anatexites claires présentent un liseré externe blanchi sur 1 à 3 mm, résultant du lessivage du fer.

• **Arènes**. Les arènes sont inégalement réparties dans cet étage. Les arènes d'altération *in situ* l'emportent toujours sur les arènes déplacées, contrairement aux étages supérieurs. L'arénisation est importante sur le piémont rhodanien (région de Boulieu-les-Annonay et au débouché de la vallée de l'Aÿ), suivant en cela les observations faites sur les feuilles voisines, et dans quelques bassins internes (région de Vanosc notamment). Les arènes épaisses sont en général liées au réseau de fracturation et exploitent l'inégale résistance des divers types de matériaux du socle. Des phénomènes d'illuviation importants peuvent conduire localement à l'apparition « d'horizons B en bande », soulignant les discontinuités structurales de la roche : les arènes « litées » décrites par J.P. Legros, (1975) relèvent de ce type (coupe sur la route de Villevocance à Vanosc).

Les vallons en pente forte sont les seuls lieux où une remobilisation des arènes entraînant des cailloux, voire des blocs, est observable. Leur fréquence

est largement liée au réseau de fracturation régional. Elles sont plus fréquentes sur le versant occidental où les pentes sont plus modérées que sur le versant rhodanien où l'action torrentielle les a largement curés.

Formations de l'étage périglaciaire supérieur

Cet étage (fig. 4) occupe les altitudes moyennes et est bien représenté autour de Bourg-Argental et Marlhès. Les arènes remobilisées à blocs sont généralisées sur les versants, fossilisant des pentes entières sur plusieurs kilomètres, voire dizaines de kilomètres. Leur épaisseur, quoique irrégulière localement, croît pour dépasser trois mètres. L'apparition de boules granitiques saillantes est également un autre caractère-diagnostic : le lien avec l'augmentation de la fréquence des tors est clair.

Les arènes fauchées inexistantes dans l'étage inférieur apparaissent ici de manière brutale, sans lien avec un quelconque phénomène d'exposition. Cette situation est à mettre en rapport avec l'héritage du manteau d'altérites.

Les « clapiers » ou formation de pente à blocs sans matrice (open-work), aussi appelés localement « chirat » se développent si le matériel et les pentes le permettent.

• **Couvertures généralisées d'arènes remobilisées à blocs.** Les couvertures généralisées d'arènes remobilisées à blocs constituent le faciès le plus répandu des formations superficielles caractéristiques de l'étage. Elles sont ubiquistes dans les massifs du Pilat-Vivaraïs. Le graphique de répartition des surfaces d'arènes remobilisées par tranche d'altitude (fig. 6) montre une évolution progressive de la base de la montagne vers les sommets.

L'expression « arène remobilisée à blocs » met en évidence les deux composantes principales de ces formations de pente, proches des « heads » des auteurs anglo-saxons.

- **La première composante** correspond à une matrice sableuse qui dérive de l'arène par remaniement, suivant des processus à préciser. La teneur en argile est toujours faible : < 2 %. En revanche, la teneur en limons et silts grossiers (2 à 50 µm) peut être importante, mais toujours plus forte que dans l'arène en place. Cet enrichissement qui se traduit par un classement médiocre des courbes granulométriques, est à imputer à des apports éoliens et à une microgélivation des minéraux les plus fragiles : le quartz et les feldspaths plagioclases (Etlicher, 1986 et 1998). Les matrices des arènes remobilisées présentent les caractères suivants : absence de tri des éléments, disposition en vrac et fraîcheur minéralogique. Ce schéma général mérite nuance dans le Nord Vivaraïs où elles peuvent contenir localement un pourcentage important d'argiles, supérieur à 10 %, voire 15 %, qui laisse penser à des remaniements d'altérites évoluées anciennes.

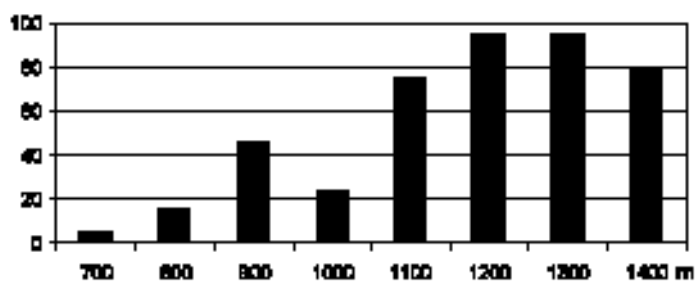


Fig. 6 - Surface couverte par les mines raschlières en fonction de l'altitude (Analyse des feuilles Saint-Barnas et Anconny)

- **La seconde composante** est grossière, à blocs et cailloux. Elle est toujours anguleuse et a subi un parcours de faible importance. Les blocs sont disposés en vrac. Leur taille moyenne, de 15 à 30 cm de grand axe, est commandée par l'espacement des diaclases du matériel parental.

L'origine locale des blocs est un fait admis (Godard, 1978) : la variété pétrographique assez grande sur la feuille Annonay aurait pu permettre l'identification d'apports « lointains » qui n'ont jamais été observés.

L'orientation générale des blocs est toujours la même : ils sont disposés à plat, avec leur grand axe disposé dans le sens de la pente. Cette orientation est d'autant mieux marquée que la matrice est plus abondante et que les blocs sont plus écartés les uns des autres.

Le relèvement du nez des blocs vers l'aval n'est jamais systématique : s'il affecte 50 % des blocs dans les formations puissantes et riches en fines où l'écoulement devait être assez rapide, ce pourcentage tombe à des valeurs de l'ordre du tiers ou du quart de manière usuelle.

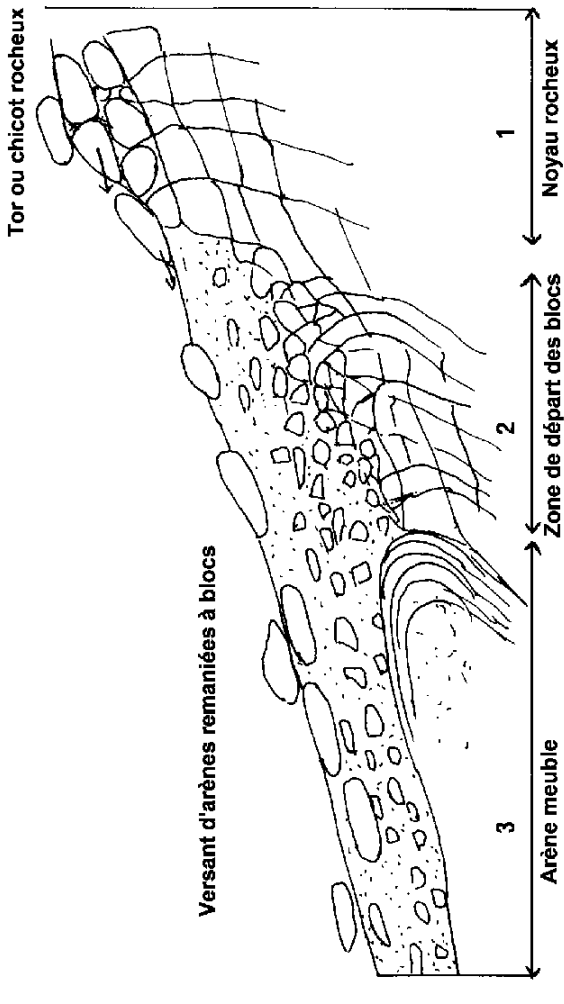
• **Blocs saillants et blocs non saillants.** Les revêtements d'arène remaniée à blocs peuvent se présenter de deux manières. Dans un cas, le versant est parfaitement régularisé et aucune aspérité n'apparaît ; en surface, rien ne permet de déceler la présence de blocs. C'est la situation la plus générale, la plus ubiquiste. Ce type de revêtement, s'il est peu propice à une mise en culture, ne s'oppose en rien au pâturage naturel.

Il n'en est pas de même des versants à boules saillantes qui sont impropres à toute mise en valeur agricole et sont abandonnées aux taillis de hêtre ou à la lande à genêts. La présence de boules en surface stérilise ces terres lorsqu'elles sont en trop grand nombre. (Etlicher, 1979). Ces versants à boules saillantes sont presque toujours organisés en langues ou en tabliers associés aux corniches rocheuses. Aucun n'a pu être observé en l'absence d'affleurement de chicot de roche en place, ce qui n'est pas le cas pour les revêtements à blocs non saillants.

Ces revêtements à blocs saillants sont toujours constitués de blocs de grande taille. L'incorporation des blocs dans l'arène repose sur deux mécanismes distincts mais concomitants (fig. 7) :

– **le premier type d'incorporation des blocs** correspond au fauchage des noyaux rocheux sur la pente, à la base de la zone d'arénisation. Dans ce cas, la taille des blocs reflète l'espacement des diaclases et l'amenuisement intervient rapidement vers l'aval. Il n'est guère possible d'évoquer la gélivation pour détacher ces blocs, puisqu'ils ne sont pas à l'air libre, mais enfouis dans un manteau plus ou moins épais d'arène en transit ;

– **le second mode d'incorporation de blocs** dans l'arène correspond à la chute de blocs sur l'arène. Les sites propices à cette dynamique ne sont pas quelconques puisqu'ils ne peuvent fonctionner que s'il existe des affleurements exposés à la gélivation. Les blocs restent alors en surface et sont



En 1, la roche est saine, peu diaclasée ; les boules se détachent du tor sous l'effet du gonflement des limons interstitiels et tombent sur le versant.

En 2, la roche est parcourue par une multitude de diaclases ouvertes plus ou moins remplies de fines. Le fauchage des blocs est général. Les blocs sont plus petits en raison d'une densité plus grande des diaclases.

En 3, l'arène meuble est fauchée. La nourriture en blocs de l'arène remaniée s'effectue à la fois par la surface depuis les tors de la zone 1 et par la base dans la zone 2. Noter les différences dans la forme, la taille, parfois le faciès des blocs selon leur mode d'incorporation.

Fig. 7 - Les deux modes d'incorporation des blocs dans l'arène remaniée
(d'après B. Etlicher, 1986)

entraînés vers le bas par le déplacement gravitaire de l'arène. La taille et l'aplatissement de ces blocs s'expliquent aisément : ils proviennent des corniches des tors ou des chicots résistants où l'espacement des diaclases a de fortes chances d'être plus grand que partout ailleurs sur le versant. D'autre part, la gélivation exploite les faiblesses structurales de la roche ; en particulier dans le cas de granites plus ou moins orientés, les lits de micas sont exploités préférentiellement. Ces boules restent en surface, immunisées parce qu'à l'air libre et ne s'incorporent pas à l'arène.

• **Revêtements de haut et de bas de versant.** Par manque de coupes, aucune statistique précise n'a pu être menée sur l'ensemble du secteur d'étude, mais le recouvrement des sommets restent toujours assez minces et l'épaissement vers le bas est un fait général. Les revêtements minces sont toujours situés sur les deux tiers supérieurs du versant, tandis que les rares coupes de pied de versant ne montrent jamais la base de la formation déplacée et son contact avec le substrat.

Dans les coupes de bas de pente, la dynamique change : la teneur en fines s'accroît. Les séquences complexes montrant des récurrences et des fauchages d'arènes à la base, se généralisent. Cet engraissement est à mettre en rapport avec le régime hydrique et la profondeur du toit du pergélisol lors des phases froides (Etlicher, 1986).

Des séquences complexes. Il semble bien qu'il existe deux faciès assez distincts : un faciès à gros blocs souvent sains, à matrice sableuse ou limoneuse ou sablo-limoneuse et un faciès à petits cailloux fréquemment altérés à matrice argilo-sablo-limoneuse.

Les coupes épaisses montrent toutes des successions complexes avec des récurrences. Lorsque la coupe atteint ou dépasse deux mètres, la formation à blocs démarre avec un faciès à petits blocs altérés. Se suivent ensuite des niveaux à gros blocs et des niveaux lavés sans blocs ou presque. Tout en haut, la formation est toujours constituée par une bande mince de blocs très sains et très grossiers, en vrac dans une matrice limoneuse, mais sans argile (moins de 3 %). La constance de ces répétitions de faciès sur la totalité des grandes coupes peut être intéressante dans une perspective stratigraphique.

Dans le détail du faciès, le développement de coiffes silteuses à la surface des cailloux témoigne de l'action de la glace de ségrégation après la stabilisation de la formation. Ces coiffes qui conduisent à la compaction de la formation sont souvent épaisses, particulièrement à la base de la séquence. Elles sont plus réduites, voire inexistantes, au sommet. La dernière remarque qu'appelle l'examen de ces coupes est que la base de l'arène à blocs est loin de présenter toujours un contact franc. Il en est de même au Pyfara, sur toutes les coupes de la D.184 de part et d'autre du col de la Charousse. On observe dans tous ces cas un passage progressif entre le granite altéré et la

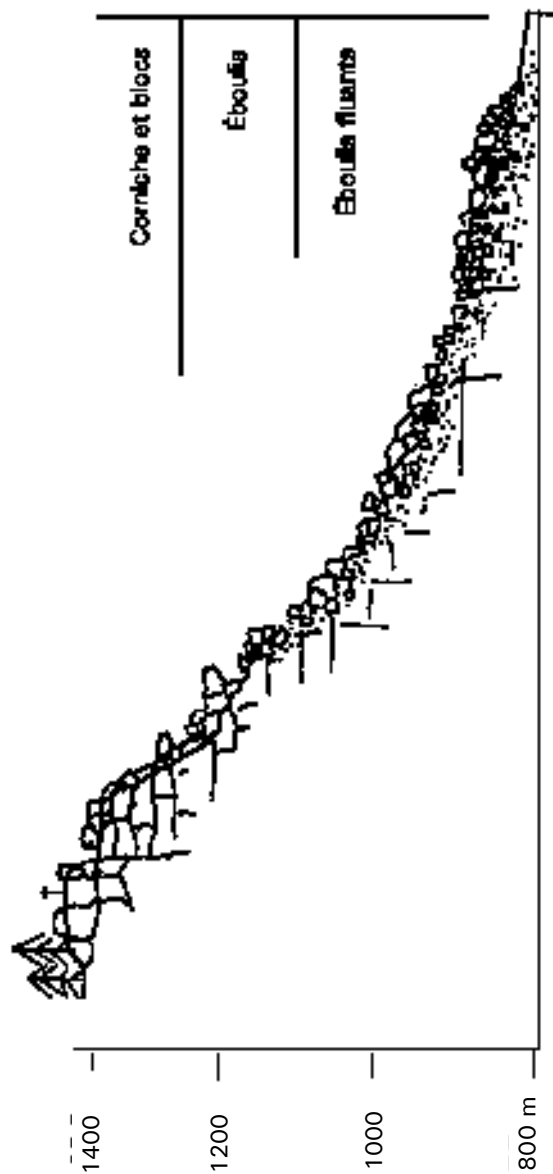


Fig. B - Différenciation dynamique d'un abrirot complexe : le Châlet Maron du Grand Fellestin

formation à blocs. Lorsqu'un panneau arénisé est affecté, on assiste alors au fauchage de l'arène meuble à la base de la couverture à blocs.

• **Chirats.** Sur les versants au sud de la feuille, les massifs du Felletin et de la Roche-des-Vents présentent de larges tabliers de blocs appelés localement chirats (fig. 5). Ces tabliers qui rappellent ceux qui sont observables sur les crêts du Pilat (feuille Saint-Etienne) sont des formations complexes recouvrant les hauts versants gneissiques des couvertures métamorphiques.

À l'amont, le tablier de blocs apparaît brusquement juste sous la convexité sommitale, sans véritable corniche. Vers l'aval, la nappe de blocs s'étale largement sur une distance pouvant atteindre plusieurs centaines mètres, voire le kilomètre. C'est par exemple le cas des grands organismes comme le Chirat blanc au pied du Felletin (fig. 8).

Origine. Les chirats apparaissent comme des éboulis complexes où les phénomènes de gravité jouent un rôle essentiel à l'amont, mais sont relayés dans la partie médiane et en aval par des mouvements de masse. En période glaciaire, le dégel estival permet la fonte de la neige qui recouvre l'éboulis en surface. Associées aux pluies de l'été, cette eau regèle en profondeur au contact du pergélisol et l'excellente isolation thermique constituée par le matelas de pierres limite la tranche dégelée à quelques 40 centimètres d'épaisseur.

Cette glace de regel permet une cimentation efficace des blocs en profondeur, en même temps qu'elle explique l'amenuisement rapide des débris par gélivation que l'on peut observer lors des rares coupes disponibles. A cette glace de regel peut s'ajouter, là où les conditions d'alimentation le permettent, comme au droit des cols bien exposés sous le vent dominant, de la glace de névé incorporée à l'éboulis par enfouissement progressif sous les blocs. La surcharge de l'amont, l'humidité perpétuelle et la présence d'une discontinuité majeure au contact du pergélisol, permettent d'envisager le fluage de l'ensemble de l'éboulis, même si la teneur en fines est réduite. À la différence des phonolites qui fournissent des fines en grande quantité par gélivation, leurs proportions dans le matériel gneissique reste toujours modeste et oblige à faire une grande part à la glace comme liant de l'éboulis.

La fourniture des blocs résulte du démantèlement de chicots rocheux sommitaux. Contrairement aux faciès granitiques de l'ouest de la feuille, le comportement au gel de ce matériel privilégie le débitage des diaclases (macrogélifraction), alors que la désagrégation granulaire (microgélifraction) reste peu active. Un diaclasage dense, mais avec une faible porosité de la roche et surtout une grande finesse du réseau poreux, empêche la désagrégation granulaire et l'immunise relativement. En revanche, la fourniture abondante de silts qui bourrent les diaclases contribuent fortement à l'action de macrogélivation et à la fourniture de blocs en grande quantité au point que la corniche sommitale est complètement écroulée.

La descente des blocs sur les versants est essentiellement le fait d'un mouvement de masse et la topographie de ces chirats apparaît comme le résultat d'une double dynamique :

– **une dynamique de fond** qui assure la cohésion de l'ensemble de la masse des blocs et leur descente sur le versant. En profondeur, les blocs ne sont pas libres mais encastrés les uns dans les autres. Ils sont disposés verticalement dans la masse du chirat ; disposition qui est d'autant plus nette que des bourrelets de tensions sont plus marqués en surface. La présence de bourrelets comme l'encastrement des blocs et leur disposition, grand axe perpendiculaire à la pente, sont incompatibles avec un processus de gélifluxion banal. Un déplacement individuel des blocs est d'autre part exclu. Ces signes traduisent l'existence de tensions et de poussées internes provenant de l'amont dans la masse du chirat qui se comporte comme une masse cohérente.

- **une dynamique de surface** existe également. La disposition des blocs est toute autre : les nombreuses tensions du glissement se répercutant par des tassements et des bourrelets. Les blocs sont individuellement déséquilibrés par les tassements profonds et accessoirement par les phénomènes de cryergie (liés au gel) qui les retournent. Actuellement, en surface, des blocs isolés sont posés à plat sur le chirat. Très souvent instables, ils peuvent subir de maigres déplacements ou basculements d'un hiver à l'autre. Sur les chirats les plus élevés, les plus petits de ces blocs peuvent même s'accumuler en un mince bourrelet en contrebas des congères qui se forment chaque hiver. Ces blocs libres connaissent également des déplacements - certes limités, mais actuels - lors des tassements en profondeur et aussi sous l'action des promeneurs et des troupeaux.

Sur la feuille Annonay, l'extension des chirats est trop réduite pour en déduire quelques indications sur l'altitude minimale nécessaire à leur développement. Leur déploiement se situe toutefois au-dessus de 900 à 1000 m et se poursuit à l'étage glacio-nival.

Formations caractéristiques de l'étage glacio-nival

Localisées sur les zones les plus élevées (fig. 4), les formes spécifiques permettant de définir cet étage sont les niches de nivation et les cirques de névés accompagnés ou non de moraines, et inexistantes dans l'étage inférieur. Les dynamiques de type éboulis fluants, voire glacier rocheux, se généralisent et apparaissent en toutes expositions, alors qu'elles étaient cantonnées aux expositions nord dans l'étage périglaciaire supérieur. Enfin les arènes remobilisées à boules et blocs saillants, traduisent le démantèlement par gélifraction des tors, beaucoup plus poussé qu'à l'étage précédent ; ceci en raison du déneigement hivernal des sommets ventés.

• **Formations nivales.** Contrairement, à la feuille voisine Saint-Étienne, la feuille Annonay ne comporte pas de dépôts ni de formes strictement gla-

ciaires. Les plus hauts sommets ne sont pas suffisamment étendus pour avoir donné naissance à de véritables glaciers.

En revanche, les formes de nivation sont nombreuses sur les versants est et sud-est des massifs, plus rarement sur les versants sud-ouest. Les formes nivales se répartissent en fonction de leur taille : depuis de simples creux de nivation de quelques mètres de profondeur, jusqu'à des niches de nivation plus développées et à de véritables cirques de névés de grande taille (profondeur de l'ordre de 50 m et diamètre supérieur à la centaine de mètres) présentant une concavité bien développée et avec souvent une moraine de névé ou un « protalus rempart » à l'aval.

Ces bourrelets de blocs plus ou moins emballés dans une arène grossière sont décelables tant sur le terrain que sur les photographies aériennes. Le matériel est frais et toujours d'origine locale. Les plus importants atteignent quelques mètres d'épaisseur et souvent en arrière, un comblement tourbeux masque partiellement la contre-pente.

Quoique occupant des surfaces modestes, leur signification paléoclimatique est du plus haut intérêt. Sur la figure 5, seuls ont été figurés les grands cirques de névé avec éventuellement leurs moraines de névés associées. Ils se localisent dans le massif du Grand-Bois, le Panère, le Chaussitre et le Pyfara. Les massifs granitiques aux formes lourdes, offrant une surface étendue pour les effets de chasse-neige sont privilégiées par rapports aux crêtes plus étroites des couvertures métamorphiques.

• **Polygones de pierres.** Sous ce nom général ont été regroupées des structures qui relèvent de la famille des sols polygonaux et des grands polygones de pierre d'origine périglaciaire (fig. 5). Le matériau constitutif de l'arène est souvent peu favorable au développement des sols structurés périglaciaires, parce que leur teneur en limon et en argile est faible. Néanmoins sur la feuille Annonay, plusieurs sites présentent divers de ces figures observables en coupes :

– des sols polygonaux de taille métrique affectent les recouvrements sablo-limoneux de certains cônes perchés ou des nappes alluviales ;

– des cellules de forme plus ou moins polygonales et de taille décamétrique, avec des cloisons constituées de gros blocs qui servent aujourd'hui de drains pour la fonte nivale, apparaissent au-dessus de 1 200 mètres d'altitude, sur les crêtes où l'effet de chasse neige est important et où le gel sévère du sol peut se faire sentir à grande profondeur. Les sommets du Pyfara, ainsi que les landes du Chaussitre montrent en coupe de telles structures (mal conservées dans ce dernier cas) qui sont plus nettement présentes sur les crêtes du Pilat (feuille Saint-Étienne). Des dispositifs analogues fonctionnent actuellement, tant en Arctique qu'en haute montagne, où ils requièrent la présence d'un pergélisol.

• **Arènes de ruissellement.** Associées aux formes de nivation, des formations remaniées par ruissellement sur sol gelé apparaissent fréquemment dans les secteurs les plus élevés (fig. 5). La mise en place de ces coulées de débris résultent de la mobilisation de blocs et d'arènes par des eaux de fonte neigeuses ou par des précipitations pluviales sur des sols encore gelés.

Les coupes de la route de la Charousse permettent l'observation de leurs parties les plus élevées, au-dessus de 1 100 m d'altitude. Des récurrences sont visibles, donnant naissance à de véritables dépôts de pente stratifiés, associant lit gras et lit maigre. Leur mode de formation est à rapprocher du modèle « nappe coulée » décrit par B. Francou dans les Alpes et les Andes et qui met effectivement en jeu la fusion nivale (Francou, 1988, 1989 ; Bertran *et al.*, 1994).

• **Arènes compactées.** Plusieurs secteurs d'altitude permettent d'observer des arènes compactées par le gel (fig. 5). Il s'agit de formations analogues au « crassin » des Vosges et attribuées à l'action de la glace de ségrégation au toit d'un pergélisol (Van Vliet-Lanoë et Valadas, 1983) .

Dans les arènes granitiques, plusieurs sites montrent de beaux exemples de ce type de formation, notamment sur les versants faisant face au nord-est ; notamment dans la vallée de la Bétonnière, autour du Panère, autour du Pyfara et des Sétoux. À une altitude supérieure à 1 000 m, leur développement intervient là où le couvert d'arène est suffisamment épais et en exposition favorable. Sans méconnaître la signification paléoclimatologique régionale de ces formations, il faut aussi insister sur les facteurs stationnels, avec en particulier une alimentation en eau des bas de versant qui expliquent largement l'aggradation du pergélisol pendant les périodes froides et le développement de glace de ségrégation.

CHRONOLOGIE DES DÉPÔTS QUATERNAIRES

Proposer une chronologie pour la mise en place de ces différentes formations superficielles est extrêmement difficile, faute de critères de datation acceptables. Beaucoup de ces formations sont polygéniques et ont fonctionné à plusieurs reprises ou représentent des séquences complexes. Les seules observations sûres sont les suivantes :

– l'ensemble des dépôts d'arènes remobilisées sur les versants représentent plus qu'un seul cycle glaciaire. La complexité des séquences récurrentes d'arènes, la diversité des structures liées à la glace de ségrégation qui révèlent des alternances de phase de pédogenèses et de structuration par le gel, la présence de terrasses et de cônes étagés : tout milite pour que sur les versants, plusieurs périodes d'activité se soient succédées, séparées par des phases de pédogenèse de rang interstadaire et interglaciaire et dont la résultante constitue le dispositif actuel. L'ensemble de ces dépôts ne peut

donc pas être attribué en totalité au seul cycle würmien, mais il est difficile d'être plus précis ;

– les chirats viennent clairement en recouvrement des arènes remobilisées et représentent un épisode qui a fonctionné plus tardivement que le remaniement des arènes. Il serait néanmoins aventuré d'en conclure qu'ils n'ont fonctionné que lors d'une phase tardive de la séquence würmienne, connue pour être froide et sèche.

Les corrélations avec les systèmes chronostratigraphiques des régions proches (système rhodanien ou auvergnat) sont difficiles à conduire. Les dépôts sont trop peu étendus et épars pour pouvoir raccorder ces témoins aux nappes rhodaniennes ou ligériennes. Ce travail déjà délicat sur les feuilles voisines pourtant plus riches en dépôts (Saint-Etienne et Yssingeaux) ne peut raisonnablement être conduit ici.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Les conditions de formation des entités géologiques renseignent sur la nature des contextes tectoniques actifs au moment du dépôt ou de la mise en place des unités géologiques. Les analyses pétrographiques et géochimiques permettent de formuler des hypothèses sur ces conditions de formation. L'âge absolu de l'ensemble de ces unités gneissiques reste inconnu sur le domaine de la carte mais des corrélations avec des terrains datés peuvent être proposées.

Les formations gneissiques de la **série métamorphique du Vivarais oriental** ne sont représentées sur cette carte que par le complexe hétérogène d'Éteize. Les leptynites et gneiss leptyniques sont remarquables pour leur richesse en silice et leur haut rapport soude/potasse. Leur composition chimique montre qu'il pourrait s'agir d'anciennes arkoses et grauwackes albitisées (Tutusaus, 1979). Les termes schisteux associés, riches en silicate d'alumine, ont des caractères francs de shales. Quant aux amphibolites et serpentinites insérées dans les leptynites, leurs lentilles pourraient représenter les éléments disloqués d'un corps stratifié constitué à l'origine de péridotite harzburgitique, pyroxénolite et mésocumulats gabbroïques. L'ensemble correspondrait aux cumulats précoces d'évolution des magmas tholéitiques exprimés bien plus largement à l'est dans la synforme de Sarras, par des metabasalts dont la composition de tholéites continentales et de bassin marginal est bien affirmée (Piboule et Briand, 1985). Ces formations pourraient être d'âge Paléozoïque inférieur, par corrélation avec les séries gneissiques du Haut Allier, datée autour de 500 Ma (Chantraine *et al.*, 1996 ; Ledru *et al.*, 1994a ; Pin, 1981 ; Pin et Lancelot, 1982).

L'ensemble des séries micaschisteuses et gneiss affleurant au sommet de l'unité des gneiss du **Vivarais occidental** (micaschistes à andalousite de la

synforme de Felletin, micaschistes et gneiss fins de la synforme de Saint-Marcel-lès-Annonay et les micaschistes du Pilat) représente une fraction de l'alternance flyschöide, irrégulièrement rythmique, de sédiments peu différenciés (Davoine, 1976). Les formations quartzo-feldspathiques composant le complexe leptyno-gneissique représentent pour une large part un leucogranite aluminopotassique orthogneissifié et partiellement migmatitisé (Lochon, 1985). Quant aux formations anatexites sombres, leur composition chimique (diagramme de La Roche, 1974) montre qu'elles dérivent de grauwackes et de shales, attribution confirmée par la comparaison avec des grauwackes et des shales post-archéens (Taylor et McLennan, 1985). Ces formations représentent un détritisme majeur d'une homogénéité remarquable, parent de matériaux matures. Les corrélations avec la bordure ouest du Velay (cartes géologiques à 1/50 000 de Craponne-sur-Arzon et d'Yssingaux) permettent de proposer un âge protérozoïque supérieur à paléozoïque inférieur pour les formations gneissiques de la série métamorphique du Vivarais occidental (Chantraine *et al.*, 1996 ; Ledru *et al.*, 1994a) : corrélation du complexe leptyno-gneissique avec l'orthogneiss de Fix, métagranite dont l'intrusion est datée à 530 Ma (Rb/Sr) (R'Kha Chaham *et al.*, 1990), les métasédiments vraisemblablement encaissants étant donc très plus anciens.

Les **granites du Velay** résultent de la fusion crustale de terrains para- et orthodérivés. La source de ces granites est indiquée par de nombreuses observations :

- les proportions relatives de feldspath potassique et de plagioclase des différents faciès permettent de les ranger parmi les monzogranites, la composition chimique des biotites, toujours alumineuse, caractérise un ensemble aluminopotassique comparable au type Guéret, donc peralumineux (fig. 3) ;
- abondance de restites de fusion des pélites et d'orthogneiss, les conditions pression température de l'anatexie sont généralement estimées entre 0,4 et 0,5 Gpa 650 et 700 °C (Masmejean, 1987) ;
- abondance d'enclaves de roches métamorphiques paradérivées (métapélites) et orthodérivées (granites, granodiorites, vaugnérites, amphibolites, serpentinites) témoignant de la participation de la croûte continentale ;
- existence de taux de fusion variable d'un secteur à l'autre ;
- rapports isotopiques initiaux Rb/Sr élevés (Caen-Vachette *et al.*, 1982).

Cette migmatitisation à cordiérite est datée en différents secteurs autour de 300 Ma : 298 ± 8 Ma, Rb/Sr roche totale (Caen-Vachette *et al.*, 1982 : partie sud du dôme) ; entre 305 et 276 Ma, Rb/Sr biotite/roche totale (Williamson *et al.*, 1992 : échantillonnage sur l'ensemble du dôme) ; 301 ± 5 Ma, U/Pb sur zircon (Mougeot *et al.*, 1997 : partie sud du dôme). Il s'agit donc d'un phénomène de granitisation tardif dans l'évolution tectonique du Massif central, largement postérieur aux phénomènes d'épaississements crustaux rapportés au Dévonien supérieur et Carbonifère inférieur.

L'importance de la remontée diapirique du dôme du Velay est débattue. Si une part des matériaux fondus peut être clairement corrélée à l'encaissant direct du dôme, une part des matériaux peut avoir une origine plus profonde comme en témoignent certaines enclaves à relique granulitique au sud et à l'est de la région étudiée (Montel, 1985 ; Vitel, 1985). Les granites de la carte d'Annonay illustrent parfaitement ces remarques. La monzogranodiorite hétérogène à cordiérite apparaît en continuité structurale avec les paragneiss migmatitiques, comme un terme ultime de la fusion crustale. D'autre part, le granite monzonitique à biotite et cordiérite possède une typologie des zircons semblable et des similitudes géochimiques avec la monzogranodiorite hétérogène à cordiérite (Masméjean, 1987) au sein de laquelle il affleure en massif à bordure floue ; il est toutefois clairement intrusif à différents niveaux de l'empilement des formations gneissiques de la série métamorphique du Vivarais occidental. Enfin, les granites monzonitiques, intrusifs en petit massifs exigus dans les orthogneiss et leptynites, définissent une entité différenciée. Ils possèdent une typologie des zircons différente, indicatrice d'une cristallisation précoce dans un magma pauvre en eau et leur composition chimique moins silico-potassique mais riche en Fe, Mg, Ti. Aucune roche rencontrée dans le Vivarais ne semble susceptible de produire par fusion partielle le magma parent de ces granites qui se projettent d'ailleurs dans le champ des granites intraplaques dans les diagrammes de discrimination des sites géotectoniques de Pearce *et al.* (1984).

En conclusion, le dôme granito-migmatitique du Velay présente à la fois des signes attestant d'une origine par fusion crustale « *in situ* » et par remontée de liquides granitiques d'origine plus profonde, eux-mêmes provenant de la fusion de sources crustales ou même de sources mantelliques différenciées (Williamson *et al.*, 1992). La préservation de larges panneaux gneissiques plus ou moins fondus témoignant du matériel source au toit des granites (formations gneissiques de la série métamorphique du Vivarais oriental) conduit naturellement à donner une importance prédominante au phénomène de fusion crustale « *in situ* » sur la carte Annonay. Néanmoins, à l'échelle du massif du Velay, il est difficile d'imaginer que seule la fusion de ces formations gneissiques puisse produire le volume et la variété des granites observés.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

Le schéma structural et la coupe géologique, en marge de la carte, présentent les grandes unités lithotectoniques et les trajectoires de déformation finie des terrains affleurants. Les séries gneissiques, migmatitiques et granitiques sont affectées par une foliation et une linéation d'étirement N-S marquant la déformation pénétrative finie. La superposition des paragenèses métamorphiques au

sein des unités gneissiques montre que cette foliation est composite et marque les différentes étapes d'édification et de démantèlement de la chaîne.

Les structures liées aux stades d'épaississement crustal du Dévonien supérieur au Carbonifère inférieur (chevauchements des périodes médio et néovarisque ; Ledru *et al.*, 1994a) ne sont préservées que dans les séries gneissiques du Vivarais oriental. La foliation barroviennne (grenat, staurotide, disthène) et les reliques de métamorphisme éclogitique du complexe hétérogène d'Éteize (1,6-1,4 Gpa pour 700-770 °C ; Gardien et Lardeaux, 1991) témoignent de l'implication de ces séries dans la tectonique générale définie dans le Massif central (Chantraine *et al.*, 1996 ; Gay *et al.*, 1982 ; Ledru *et al.*, 1994a ; Tutusaus, 1979). Pour cette raison, et bien que les contacts soient aujourd'hui rétro-morphosés, un chevauchement précoce est indiqué sur le schéma tectonique et la coupe lithotectonique à la base de ces séries gneissiques du Vivarais oriental. À l'échelle du Massif central, cette unité représente un jalon des unités gneissiques ayant subi cette phase d'enfouissement puis d'exhumation liée à la collision continentale (Gardien et Landeaux, 1991 ; Ledru *et al.*, 1994b).

Sur le territoire de la carte géologique Annonay, les transformations métamorphiques au sein des formations gneissiques de la série métamorphique du Vivarais occidental relèvent d'un métamorphisme basse pression-haute température. La plupart des associations observées sont catazonales, du faciès amphibolite de haut degré : la paragenèse sillimanite-orthose-cordiérite-biotite est ubiquiste dans les formations quartzo-feldspathiques et leurs intercalations métagrauwackeuses, synchrones à tardives de la foliation et de la linéation. Un grenat almandin riche en spessartine peut apparaître dans les mobilisats granitiques. Les estimations de pression (géobaromètre grenat-plagioclase calibré pour l'assemblage grenat-plagioclase-sillimanite-quartz) et température (géothermomètre grenat-biotite) indiquent des valeurs de 0,4 Gpa et 650 °C (Mamejean, 1987), ce qui implique un gradient géothermique moyen de l'ordre de 45 °C/km pour le pic du métamorphisme. L'anatexis des séries quartzo-feldspathiques s'est poursuivie sous pression un peu plus faible, le gradient géothermique atteignant alors 55 °C/km (Lochon, 1985). Néanmoins, le quartz n'a jamais été complètement mobilisé (Chenevay et Lochon, 1987).

Les roches quartzo-feldspathiques présentent fréquemment des marques plus ou moins accentuées de laminage. Des surfaces de cisaillement, porteuses d'une linéation sub-méridienne souvent marquée par de la sillimanite fibreuse, se développent avec une faible obliquité sur la foliation majeure. L'analyse des structures et des critères de déformation rotationnelle conduit à caractériser une zone de déformation cisailante ductile en extension, le compartiment supérieur s'affaissant vers le nord (fig. 2 ; Dallain, 1997 ;

Lagarde *et al.*, 1994). Les gradients de déformation et la géométrie des structures montrent que ce détachement s'observe particulièrement au sommet de la zone mobilisée des séries quartzo-feldspathiques (fig. 1). Cette localisation correspond probablement à un changement de la rhéologie des gneiss, l'essentiel de la déformation ductile se localisant dans les zones soumises à un métamorphisme de faciès amphibolite au toit des zones suffisamment mobilisées pour se déformer de façon visqueuse. Cette tectonique extensive est donc globalement synchrone de la mise en place des granites et de la structuration pénétrative finale des séries gneissiques.

Ces formations gneissiques et cette structure en extension sont affectées par des plis de grande longueur d'onde, révélés par les trajectoires des foliations. Ce sont les synformes de Felletin et de Saint-Marcel-lès-Annonay, qui constituent les extensions vers le nord de mégastuctures analogues décrites et cartographiées plus au sud sur les territoires des cartes Saint-Agrève et Lamastre. L'axe de ces plis plonge faiblement vers le nord. Migmatites et granites apparaissent principalement dans les cœurs des antiformes.

Cette architecture est tronçonnée par des failles décrochantes dextres orientées NE-SW (faille de la Déôme). Ces fractures, jalonnées de cataclasites, ont guidé le tracé du réseau hydrographique. Ces directions sont particulièrement bien développées sur la bordure orientale du massif du Velay, entre Saint-Etienne et Privas. Bien qu'un jeu post-triasique soit enregistré dans les prolongements orientaux de ces accidents, ils ont été considérés comme anté-stéphaniens car des cataclasites connues en galets dans le conglomérat de base du Houiller du bassin de Saint-Etienne leur sont rapportées. Une seconde direction de fractures tardives NNE-SSW est soulignée par des alignements de granitoïdes microgrenus et pourrait donc avoir eu un rôle précoce lors de la mise en place des plutons.

Cette évolution structurale et métamorphique permet de reconstituer l'empilement lithotectonique résultant des phases d'édification et de démantèlement de la chaîne varisque dans ce secteur (fig. 1). De haut en bas :

– les formations gneissiques de la série métamorphique du Vivarais oriental, reposant par l'intermédiaire d'un chevauchement sur des métapélites sommitales à cordiérite, puis andalousite-cordiérite et sillimanite-cordiérite passant aux formations gneissiques de la série métamorphique du Vivarais occidental, au sein de laquelle se superposent :

– une série quartzo-feldspathique (leptynites et orthogneiss œillés à sillimanite et muscovite) au sein de laquelle s'intercalent des gneiss fins et où se localise la zone de cisaillement ductile en extension, cette série passe en profondeur à des migmatites orthodérivées, à intercalations paradérivées ;

– une série gneissique paradérivée migmatitique, passant à des granites hétérogènes à cordiérite ;

– l'ensemble des granites monzonitiques hétérogènes et homogènes à biotite-cordiérite, en continuité structurale des migmatites ou intrusifs à divers niveaux de la pile des unités gneissiques.

P. Ledru *et al.* (1989, 1994a) et J. Chantaine *et al.* (1996) proposent de rattacher les formations gneissiques de la série métamorphique du Vivarais oriental à l'unité supérieure des gneiss et considèrent que les micaschistes du Pilat constituent la partie supérieure de l'empilement des séries para et orthodérivées du Vivarais occidental. Ces corrélations sont discutées par J.L. Duthou *et al.* (1994) qui proposent de corréler les formations du Vivarais oriental et du Lyonnais à l'Unité inférieure des gneiss telle qu'elle est caractérisée dans le Limousin (Ledru *et al.*, 1994a). Dans ces conditions, compte tenu des similitudes de lithologie et de transformation métamorphique entre les gneiss du Vivarais occidental et les formations métamorphiques des Cévennes du Sud et de la Montagne noire, l'équivalence des gneiss du Vivarais occidental avec les complexes autochtones relatifs définis par P. Ledru *et al.* (1994a) pourrait être proposée. L'empilement lithotectonique se trouverait ainsi décalé verticalement d'ouest en est à l'échelle du Massif central, l'érosion ayant complètement décapé l'unité supérieure des gneiss à l'est du sillon houiller. La divergence principale entre ces deux approches peut se résumer ainsi :

- la corrélation des formations gneissiques du Vivarais occidental avec l'unité inférieure des gneiss implique que ceux-ci ont subi une évolution tectonique caractéristique d'une nappe crustale impliquée dans des chevauchements de grande ampleur, similaires à ceux décrits dans le Limousin ou le haut Allier et datés antérieurement à 350 Ma ;
- la corrélation des formations gneissiques du Vivarais occidental avec les complexes autochtones relatifs implique que cette unité constituait un socle lors de la tectonique de chevauchement crustal datée à 350 Ma.

L'intensité des transformations liées à la mise en place du dôme granito-migmatitique du Velay est telle qu'il n'est pas possible de résoudre ce problème sur le territoire de la carte Annonay. Il serait nécessaire pour cela de procéder notamment à de nouvelles datations géochronologiques concernant les âges des protolites.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

L'évolution structurale et métamorphique des terrains affleurant sur la carte Annonay est replacée dans un cadre géodynamique régional. Le Massif central constitue la zone d'affleurement principale de la chaîne varisque d'Europe occidentale. Les modèles présentés ces vingt dernières années s'accordent sur plusieurs grands traits représentatifs de la géodyna-

mique de la chaîne varisque. La signature de ces phénomènes dans le domaine étudié est discutée.

Les grandes unités gneissiques allochtones du Massif central ont subi une évolution métamorphique qui témoigne d'une phase d'enfouissement (pression et température croissantes) suivie d'une exhumation lente ou rapide (pression décroissante, température croissante puis décroissante). Cette évolution, caractéristique des chaînes de collision, est responsable de phénomènes de chevauchement de grande ampleur, synchrone d'un métamorphisme de faciès barrovien, et de l'empilement résultant des unités gneissiques (Burg et Matte, 1978 ; Chantraine *et al.*, 1996 ; Ledru *et al.*, 1994a ; Matte, 1986). Elle est attribuée à la collision intervenue entre 400 et 350 Ma entre les blocs armoricain au Nord et ibéro-aquitain au Sud. Sur la carte Annonay, les assemblages de haute pression du complexe hétérogène d'Étzeize peuvent être considérés comme représentatifs de ce stade. La zone de déformation située au contact de ce complexe avec les formations gneissiques de la série métamorphique du Vivarais occidental est incontestablement une surface de chevauchement majeure. Toutefois elle peut être attribuée, soit à cette phase de collision anté- 350 Ma, soit à une phase compressive tardive post-stéphanienne (phase saalienne).

L'une des grandes caractéristiques de la chaîne varisque est le développement des phénomènes de granitisation. Une première pulsation granitique accompagne cette édification de la chaîne autour de 380 Ma, générée par le retour à l'équilibre isostatique de la croûte épaissie. Des migmatites à cordiérite, localement à disthène, marquent le pic thermique du trajet pression-température des unités gneissiques, dans le domaine du métamorphisme barrovien. Elles sont datées à 384 ± 16 Ma (Rb/Sr roche totale) dans le Lyonnais au Nord de la zone étudiée (Duthou *et al.*, 1994) et à 375 ± 6 Ma (Rb/Sr roche totale) et 383 ± 5 Ma (U/Pb), dans le Limousin (respectivement Duthou, 1977 ; Lafon, 1986). Aucune trace de cette première pulsation ne peut être identifiée dans le secteur de la carte Annonay. Par contre, la seconde phase de granitisation, développée après le paroxysme de la collision, entre 350 et 300 Ma, y est particulièrement bien illustrée. La structuration et le métamorphisme de l'ensemble des gneiss du Vivarais occidental est synchrone du développement de l'anomalie thermique d'échelle crustale que représente le dôme granito-migmatitique du Velay. Une première anatexie vellave est datée au Sud du massif à 314 ± 5 Ma (U/Pb ; Mougeot *et al.*, 1997) mais la mise en place et le refroidissement des granites et migmatites à cordiérite interviennent autour de 300 Ma (Caen-Vachette *et al.*, 1982 ; Mougeot *et al.*, 1997 ; Williamson *et al.*, 1992). Le moteur géodynamique à l'origine de cette migmatitisation reste débattu : retour à l'équilibre isostatique d'une croûte ré-épaissie entre 350 et 320 Ma, accréation sous continentale de magmas d'origine mantellique (Williamson *et al.*, 1992), extension crustale et apport de granites profonds lié à la granulitisation de la base de la croûte (Gardien *et al.*, 1997).

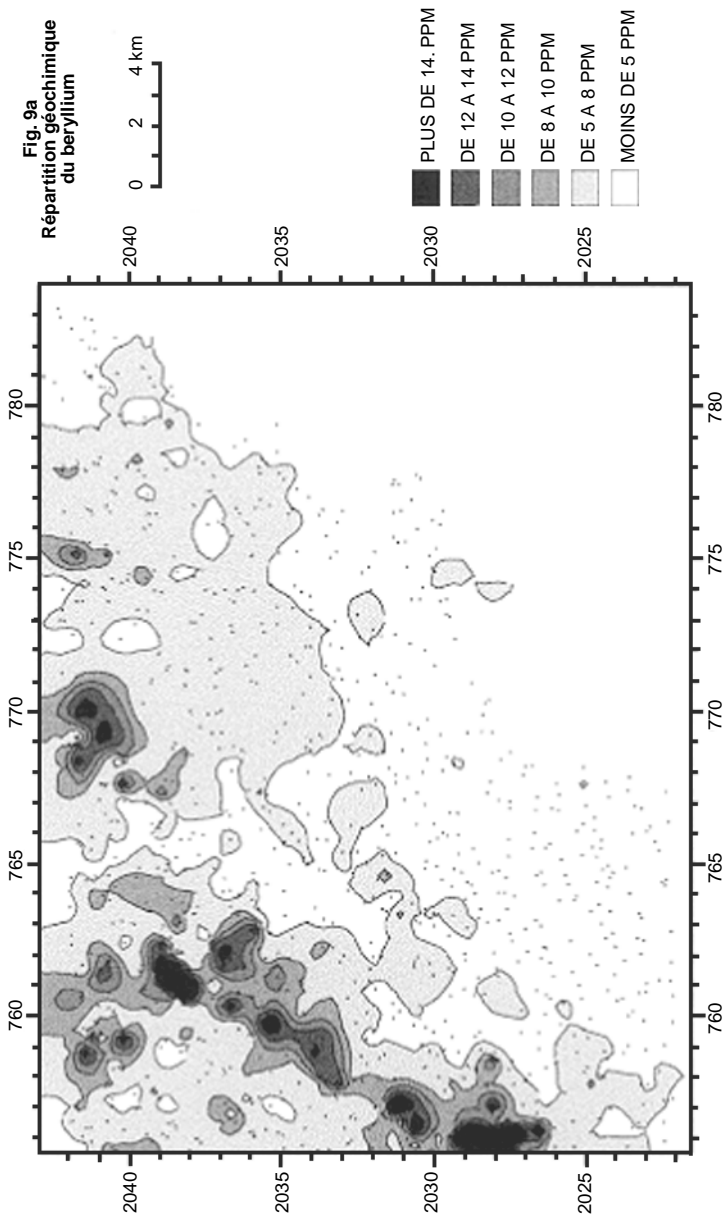
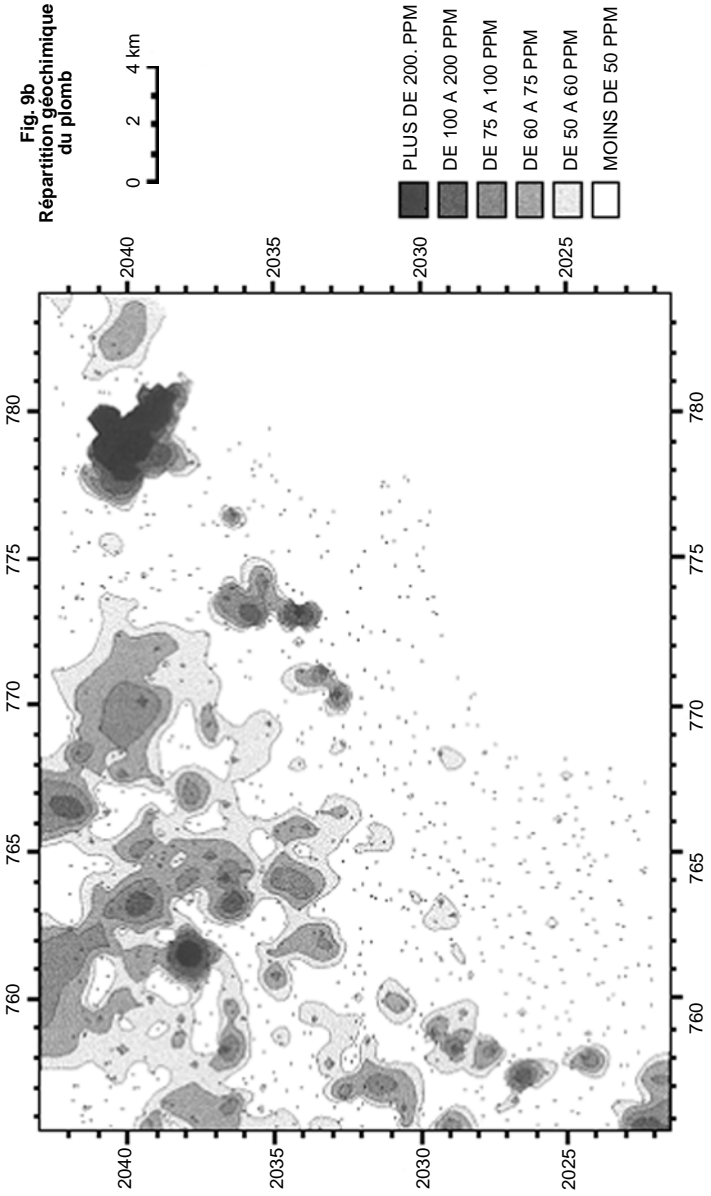


Fig. 9b
Répartition géochimique
du plomb



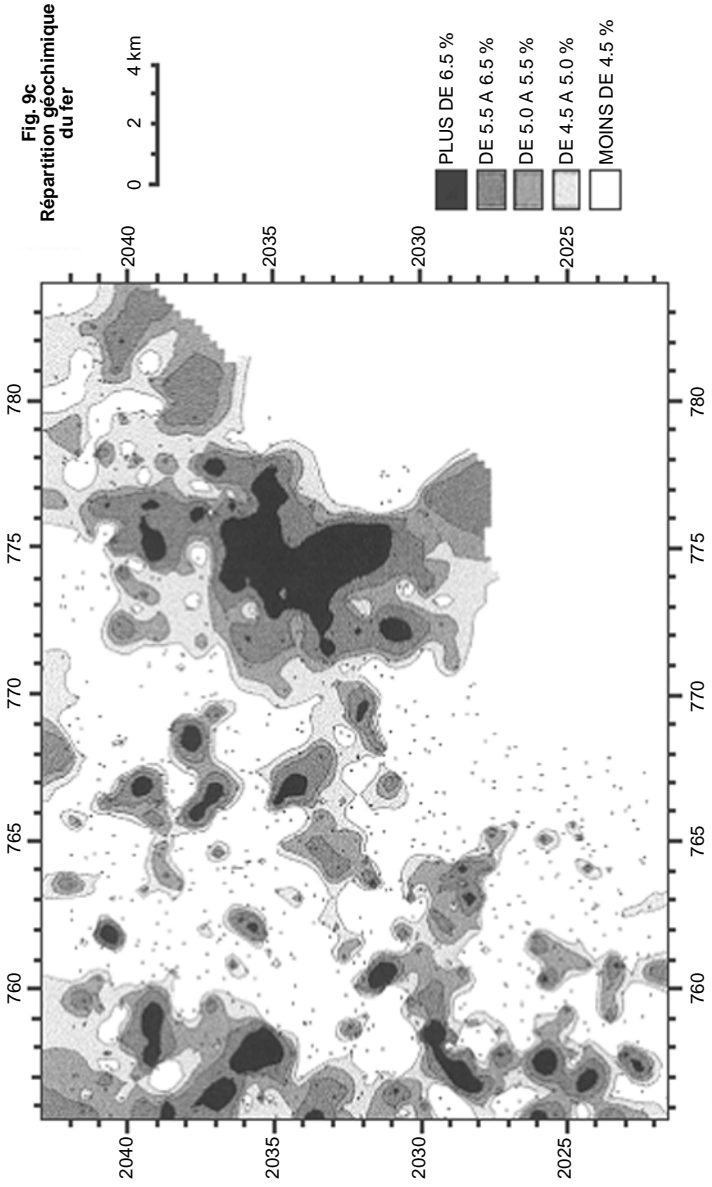
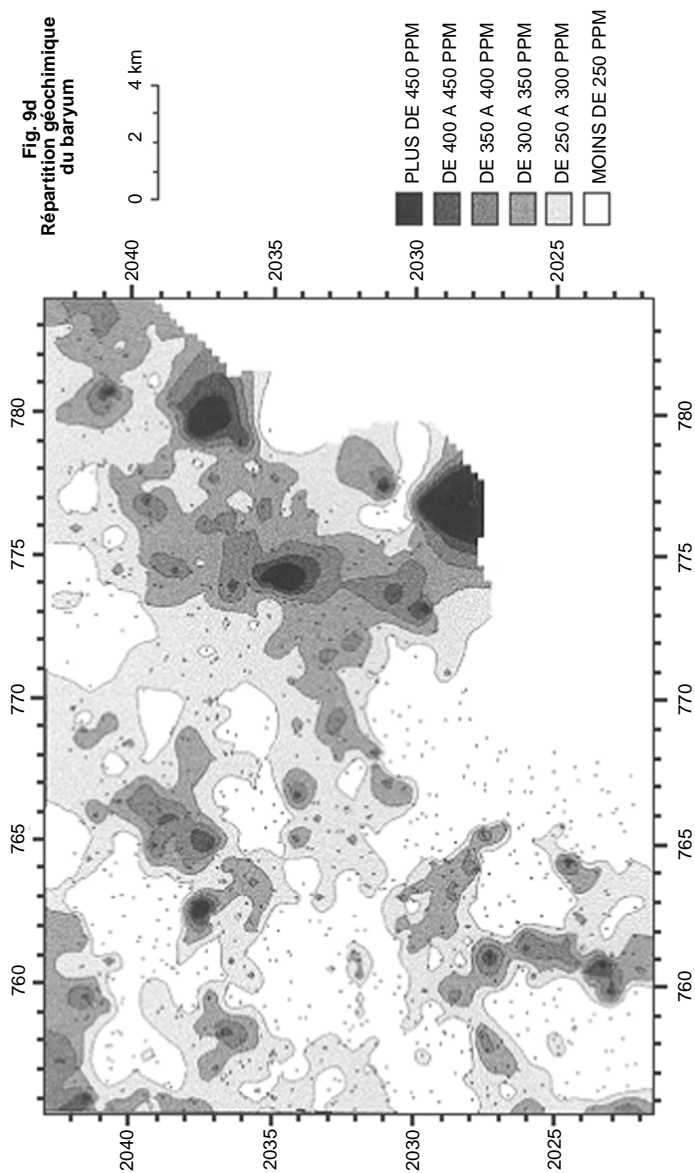


Fig. 9d
Répartition géochimique
du baryum



Le désépaississement de la croûte varisque se marque en outre par le développement de structures en extension entre 330 et 260 Ma (Burg *et al.*, 1994). Parmi celles-ci, la zone de cisaillement ductile du Pilat affleure dans l'angle nord-ouest de la carte, les minéraux symmétamorphes ayant un âge de refroidissement de 313 ± 6 Ma ($\text{Ar}^{39/40}$; Malavieille *et al.*, 1980). Une structure équivalente a été reconnue au sein des orthogneiss œillés affleurant sur la carte Annonay (Dallain, 1997), confirmant l'ampleur crustale de ce détachement.

DONNÉES DE PROSPECTION GÉOCHIMIQUE

Le BRGM a réalisé une campagne de prospection géochimique sur la carte Annonay dans le cadre de l'inventaire minier du territoire métropolitain. Les données extraites de la banque de données géochimiques, provenant des analyses de sédiments de ruisseau, ont permis de contrôler et localement d'extrapoler l'extension de certaines unités géologiques dont la signature géochimique est significative. À titre d'exemple, quatre planches réalisées et interprétées par L. Viallefond (BRGM) sont présentées (fig. 9).

Les répartitions du fer et du baryum (fig. 9a,b) sont assez similaires et correspondent globalement à une signature paradérivée des ensembles gneissiques et granitiques. Ainsi, les gneiss fins sombres à biotite, cordiérite et orthose de la bordure sud-ouest sont parfaitement identifiés, de même que les anatexites sombres à cordiérite et/ou sillimanite occupant la partie centre-est de la carte. Par contraste le complexe leptyno-gneissique du quart sud-ouest présente de très faibles teneurs de ces éléments.

La répartition du béryllium (fig. 9c) est très contrastée avec une limite assez nette au niveau de la faille NE-SW de la Déôme, les granites au nord présentant des teneurs supérieures à 4 ppm alors que les gneiss au sud de la faille en sont quasiment dépourvus. Une ride à fond Be très élevé (>14 ppm) est orientée N30 °E et se superpose localement à des pointements leucogranitiques dans un domaine qui affleure relativement mal. L'existence d'une structure cachée est ainsi suggérée. L'arsenic souligne par ailleurs une structure anormale sur toute la bordure ouest de la carte.

Le plomb (fig. 9d) montre une bonne corrélation régionale avec les zones riches en Be, localisé dans la partie à dominante granitique de la carte, au nord de la faille de la Déôme. Certaines de ces anomalies fortes correspondent à des minéralisations qui ont fait l'objet de travaux de recherche minière.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

RESSOURCES EN EAU

La feuille Annonay, s'étend, en parties à peu près égales, sur le bassin du Rhône (moitié est de la feuille) et sur le bassin de la Loire (moitié ouest de la feuille). La ligne de partage des eaux, qui court globalement N-S, se tient constamment à plus de 1 000 m d'altitude (point culminant : 1 387 m). Le versant est s'abaisse très rapidement par de profondes vallées (dont celle de la Cance) jusqu'à moins de 300 m aux environs d'Annonay en bordure est de la feuille. Le versant ouest forme, au contraire, un vaste plateau faiblement incliné vers l'ouest et d'une altitude comprise entre 1 000 et 900 m ; quelques vallées l'entaillent, dont celle de la Dunières qui s'abaisse, en bordure ouest de la feuille, à 730 m d'altitude. Cette feuille est en totalité occupée par des formations de socle cristallin (granite d'anatexie, migmatites, gneiss, leptynites, micaschistes) qui, hydrogéologiquement, ont un comportement assez uniforme : elles sont globalement pauvres en eau souterraine.

Pluviométrie, température

L'ensemble de la feuille, malgré son altitude élevée, reçoit des précipitations relativement modérées du fait d'une position d'abri, aussi bien vis-à-vis des précipitations méditerranéennes (à l'abri des Cévennes et du haut Vivarais) que vis-à-vis des précipitations océaniques.

Les postes pluviométriques situés sur la feuille ou à proximité donnent les hauteurs de précipitations moyennes annuelles ci-dessous (période 1951-1980, sauf mention contraire) :

- sur le versant du Rhône : Vocance (Ardèche, alt. : 515 m) : 865 mm ; Saint-Marcel-lès-Annonay (Ardèche alt. : 516 m) : 800 mm ; Saint-Sauveur-en-Rue (Loire, alt. : 790 m) : 1 001 mm ;
- sur le versant de la Loire : Dunières (Haute-Loire, alt. : 760 m, période 1951-1979) : 962 mm ; Saint-Julien-Molhesabate (Haute Loire alt. : 980 m, période 1954-1980) : 974 mm ; Tarentaise (Loire, hors feuille, à 1 km de son bord nord) (alt. : 1 000 m) 1 055 mm.

On peut retenir comme hauteurs moyennes annuelles de précipitations sur la feuille les valeurs suivantes pour des altitudes croissantes :

- versant du Rhône : de 750 à 1 200 mm d'Est en Ouest ;
- versant de la Loire : de 950 à 1 200 mm d'Ouest en Est.

La répartition saisonnière des précipitations est caractéristique d'un climat d'abri – l'hiver est la saison la plus sèche – avec des influences méditerranéennes et océaniques atténuées ; sur le versant de la Loire, l'automne est la saison la plus arrosée, suivie, de près, du printemps ; sur le versant du Rhône, l'été est aussi peu arrosé que l'hiver et l'automne est nettement plus arrosé que le printemps.

Deux stations complètes de Météo-France voisines de la feuille permettent d'évaluer la température moyenne annuelle (période 1951-1980) : Saint-Étienne (alt. ; 400 m) à 8 km au nord de la feuille : 10,2 °C, Le Puy-Chadrac (alt. ; 714 m) à 33 km à l'ouest de la feuille : 9,1 °C.

On peut retenir, comme température moyenne annuelle sur la feuille, les valeurs approximatives suivantes :

- 11 °C pour les parties les plus basses (Annonay) ;
- 8 °C à 1000 m d'altitude.

Les précipitations efficaces (part des précipitations susceptible de s'infiltrer jusqu'aux nappes souterraines), compte tenu des données climatiques et des évaluations faites pour les feuilles voisines, peuvent être comprises, en hauteur moyenne annuelle, entre 200 mm (valeur pour les parties les plus basses : Annonay) et 400 mm (valeur pour les parties les plus hautes).

Hydrologie

Plusieurs stations de jaugeage limnimétriques ont leur bassin versant entièrement ou en grande partie développé sur la feuille. On donne ci-dessous, pour chacune d'elles :

- la surface du bassin-versant en km² ;
- la période de calcul des moyennes ;
- le débit moyen annuel en l/s/km², ici dénommé Q ;
- le QMNA (débit moyen des mois les plus faibles de chaque année) en l/s/km² ;
- le rapport du QMNA sur le débit moyen annuel, ici dénommé R.

Le QMNA et le rapport R sont de bons indicateurs de l'importance globale des ressources en eau souterraine d'un bassin-versant (ressources vidangeables) ; plus ils sont élevés, plus ces ressources sont importantes.

Versant de la Loire

- la Dunières à Sainte-Sigolène (Vaubarlet) (Haute-Loire) :
 - 228 km² (bassin-versant sur la feuille pour plus de la moitié) ;
 - période : 1968-1994 ;
 - Q : 15,4 l/s/km² ;
 - QMNA moyen : 3,56 l/s/km² ;
 - R : 0,23.
- la Semène à Saint-Didier-en-Velay (le Crouzet) (Haute-Loire) (débits influencés : barrage de Saint-Genest-Malifaux) :
 - 134 km² (bassin-versant presque entièrement sur la feuille) ;
 - période : 1968-1994 ;
 - Q : 14,9 l/s/km² ;
 - QMNA moyen : 2,98 l/s/km² ;
 - R : 0,20.

- la Semène à Jonzieux (Loire) (débits influencés : barrage de Saint-Genest-Malifaux) :
 - 56 km² (bassin-versant entièrement sur la feuille) ;
 - période : 1977-1994 ;
 - Q : 16,1 l/s/km² ;
 - QMNA moyen : 4,05 l/s/km² ;
 - R : 0,25.
- l'Écotay à Marlhes (maison de l'eau) (Loire) :
 - 5,2 km² (bassin-versant entièrement sur la feuille) ;
 - période : 1978-1994 ;
 - Q : 22,1 l/s/km² ;
 - QMNA moyen : 5,19 l/s/km² ;
 - R : 0,23.
- le Furan au Bessat (Pas-de-Riot) (Loire) :
 - 11 km² (bassin-versant sur la feuille pour plus de la moitié) ;
 - période : 1977-1992 sauf 1985, 1986, 1987, 1988 et 1989 ;
 - Q : 16,1 l/s/km² ;
 - QMNA moyen : 5,55 l/s/km² ;
 - R : 0,34.

Versant du Rhône

- le Doux à Colombier-le-Vieux (Ardèche) :
 - 378 km² (bassin-versant totalement hors feuille : il s'étend plus au sud, sur les feuilles Saint-Agrève et Lamastre, mais est constitué en presque totalité des mêmes formations que celles qui occupent la feuille Annonay et peut être considéré comme représentatif, hydrogéologiquement et topographiquement, de la partie de la feuille s'écoulant vers le Rhône) ;
 - période : 1968-1993 ;
 - Q : 12,2 l/s/km² ;
 - QMNA moyen : 1,19 l/s/km² ;
 - R : 0,10.

Ressources en eau souterraine

En formation de socle cristallin, les ressources en eau souterraine sont contenues essentiellement dans les altérites, de type arène, qui confèrent à la roche d'origine une certaine porosité d'interstices (quelques pour cent de porosité efficace) ; la perméabilité reste cependant faible en général du fait de la présence de minéraux argileux. Dans la roche non altérée, l'eau ne peut circuler que dans les fissures à condition qu'elles soient ouvertes ce qui est en général le cas près de la surface mais rare en profondeur (au-delà de 50 à 100 m). Les eaux souterraines apparaissent en surface par de nombreuses sources à faible débit, conséquence de la mauvaise perméabilité, non seulement

des altérites, mais aussi des formations non altérées lorsqu'elles affleurent (leurs fissures restent espacées et de faible ouverture).

L'exploitation par forage de l'eau souterraine des socles peut se faire en atteignant des zones fracturées ; celles-ci jouent le rôle de drains pour le réservoir des arènes sus-jacentes. Les forages doivent être implantés avec soin, c'est-à-dire avec campagnes de mesures préalables (géophysique ou détection des gaz du sol) afin de repérer les zones fracturées ; en l'absence de ces mesures préalables, une recherche d'eau par forage en zone de socle est vouée à l'échec.

Sur le versant du Rhône de la feuille, compte tenu de la vigueur du relief, les altérites du socle ont vraisemblablement été totalement entraînées par l'érosion ; de ce fait, les ressources en eau souterraine doivent y être extrêmement faibles. Sur le versant de la Loire, le relief beaucoup moins tourmenté laisse penser que les altérites sont encore présentes et donc que les ressources en eau souterraine n'y sont pas négligeables. C'est aussi ce que laissent penser les données des stations de jaugeage : les 5 stations du versant de la Loire montrent des rapports R (QMNA sur débit annuel) compris entre 0,20 et 0,25 ce qui, en zone de socle, représente des valeurs relativement élevées. Par comparaison, la station mentionnée sur le versant du Rhône (le Doux à Colombier-le-Vieux) montre un rapport R de 0,10, valeur habituellement rencontrée en zone de socle dépourvu d'altérites.

Sur l'ensemble de la feuille, comme c'est le cas habituel en zone de socle, l'utilisation pour l'alimentation humaine des eaux souterraines se fait par captages de sources. Là où la population est peu importante – cas d'une grande partie de la feuille – ce type de captages suffit. Chaque commune a cependant recours à plusieurs captages pour satisfaire son alimentation et, lorsque la population est plus importante, des captages d'eau de surface ont été réalisés (prises en rivière ou en barrage-réservoir) ; ainsi, par exemple :

- Saint-Alban-d'Ay : 10 sources et une prise en eau de surface ;
- Vanosc : 2 sources et 2 prises en eau de surface ;
- Roiffieux : 3 sources ;
- Saint-Sauveur-en-Rue : 6 sources ;
- Saint-Genest-Malifaux : 13 sources et une prise en eau de surface ;
- Marlhès : 9 sources.

L'agglomération la plus importante de la feuille - Annonay (plus de 20 000 habitants) - est alimentée à partir de la retenue du barrage du Ternay sur la commune de Saint-Marcel-lès-Annonay (n° BSS : 769-4-X/0003), d'une contenance de 2,6 millions de mètres cubes. Cette retenue est très exposée à la pollution (activités touristiques).

L'eau des sources est peu minéralisée (souvent moins de 100 mg/l de minéralisation totale) et possède un pH acide. On donne ci-dessous, à titre d'exemple à partir des documents d'archives consultés, quelques données sur deux sources captées sur la feuille :

– source de Rousis à Saint-Julien-Vocance (769-6X-0003) ; analyse en juillet 1984 :

- dureté totale (TH) : 0,70 degré français
- pH en labo à 20 °C : 6,90
- conductivité en labo à 20 °C : 34,5 micro mhos/cm
- NO₃ : <1 mg/l
- résidu sec à 110°C : 36 mg/l, à 500°C : 19 mg/l

– source de Fond-du-Loup à Vocance (9-7X-0008) ; débit d'étiage : 120 m³/j (dans les années 1980) ; débit en 1932 : 150 l/mn, analyse en juillet 1984 :

- dureté totale (TH) : 0,70 degré français
- pH en labo à 20 °C : 6,65
- conductivité en labo à 20 °C : 34,5 micro mhos/cm
- NO₃ : <1 mg/l
- résidu sec à 110 °C : 33 mg/l, à 500 °C : 25 mg/l.

Quelques recherches d'eau ont été tentées par forage dans les alluvions des cours d'eau du versant du Rhône ; les résultats ont été irréguliers :

– à Annonay en 1975 au bord de la Cance (769-8X-00017) :

- profondeur du forage : 5,0 m
- niveau de statique de l'eau : 3,0 m/sol
- galets, graviers et arène de la surface au fond
- débit : 15 m³/h

– à Villevocance en 1982 au bord de la Cance (769-8X-00018) :

- profondeur du forage : 8,5 m
- niveau de statique de l'eau : 1,85 m/sol
- blocs de granite de la surface à 3,5 m puis granite altéré jusqu'au fond
- débit : 1,38 m³/h

– à Annonay en 1989 au bord de la Cance (769-8X-00019) :

- profondeur du forage : 8,5 m
- niveau de statique de l'eau : 5,3 m/sol
- galets et blocs de granite de la surface au fond
- débit : 170 l/h.

Eaux thermo-minérales

L'inventaire national des sources d'eau thermo-minérale n'en indique aucune sur le territoire de la feuille.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Les principales caractéristiques des gîtes et indices minéraux répertoriés sur le territoire de la feuille sont présentées en annexe (tabl. 7).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire de sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au Service géologique régional Auvergne, 222-224 bd Gustave-Flaubert, 63000 Clermont-Ferrand (pour le département de la Haute-Loire), soit au SGR Rhône-Alpes, 29 bd du 11 Novembre, B.P. 2059, 69616 Villeurbanne cedex (pour la Loire et l'Ardèche), ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

BIBLIOGRAPHIE

- AIT SAADI D. (1968) - Étude géologique des terrains cristallins de la région de Maclas, Loire (Massif central français). Doc. lab. géol. fac. sci., Lyon, n° 26, p. 81-123.
- AUTRAN A., COGNÉ 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. 26^e cong. géol. int. (Paris), colloque C 61 : « Géologie de l'Europe », p. 90-111.
- BARD J.P., BURG J.P., MATTE P., RIBEIRO A. (1980) - La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. 26^e congr. géol. intern. (Paris), colloque C6 : « Géologie de l'Europe », p. 233-246.
- BERTRAN P., COUTARD J.P., FRANCOU B., OZOUF J.C., TEXIER J.P. (1992) - Données nouvelles sur l'origine du litage des grèzes : implications paléoclimatiques. *Géographie physique et Quaternaire*. T. 46, n° 1, p.97-112.
- BRIAND B. (1978) - Métamorphisme inverse et chevauchement de type « himalayen » dans la série de la vallée du Lot (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 286, p. 729-731.
- 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.
- BURG J.P., VAN DEN DRIESSCHE J., BRUN J.P. (1994) - Syn-to post-thickening extension in the Variscan Belt of western Europe: modes and structural consequences. *Géologie de la France*, 3, p. 33-50.

- BURG J.P., VANDERHAEGHE O. (1993) - Structures and way-up criteria in migmatites, with application to the Velay dome (French Massif central). *J. Struct. Geol.*, 15, p. 1293-1301.
- CAEN-VACHETTE M., COUTURIÉ J.P., DIDIER J. (1982) - Âge radiométrique des granites anatectiques et tardimigmatitiques du Velay (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 294, p.135-138.
- CHANTRAINE J., AUTRAN A., CAVELIER C. *et al.* (1996) - Carte géologique de la France à l'échelle du millionième (6^e éd.). Orléans : BRGM.
- CHENEVOY M. (1964) - Le massif cristallin du Mont Pilat (Massif central) : quelques problèmes et résultats. 89^e congr. soc. savantes (Saint-Étienne), t. 1, p. 131-142.
- CHENEVOY M. (1964b) - Précisions nouvelles sur les terrains métamorphiques du Mont Pilat (Massif central) et leur histoire cristallogénétique. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), VI, p. 55-63.
- CHENEVOY M. (1966) - Les roches microgrenues des environs de Véranne (Loire). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, LXI, n° 278, p. 141-152.
- CHENEVOY M. (1967) - Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille Saint-Étienne et notice explicative. Paris : Service de la carte géologique de la France.
- CHENEVOY M. (1973) - Les terrains cristallins du Vivarais : quelques problèmes et résultats. 98^e Congr. soc. savantes (Saint-Étienne), t. 1, p. 425-434.
- CHENEVOY M., LOCHON P. (1987) - L'anatexie des métagranites de la Série métamorphique du Vivarais occidental (Massif central français) : un exemple de fusion partielle avec restite quartzreuse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 304, p. 1233-1237.
- CHENEVOY M., RAVIER J. (1968) - Extension des séries cristallophylliennes à andalousite-cordiérite et à disthène-staurotide dans les Cévennes septentrionales et médianes. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), X, p. 613-617.
- CHÈVREMONT P., ROSSI P. (1986) - Proposition pour une actualisation de la représentation cartographique du plutonisme acide et du plutonisme intermédiaire à basique associé. Rapport BRGM 86 SGN 538 GEO, 23 p.
- COSTA S., LARDEAUX J.M., MALUSKY H. (1989) - ³⁹Ar/⁴⁰Ar dating in the Monts du Lyonnais area (French Massif Central): An uplifted complex in a collisional context. *Terra Cognita*, p. 265.
- COSTA S., MALUSKY H., LARDEAUX J.-M. (1993) - ⁴⁰Ar/³⁹Ar chronology of Variscan tectono-metamorphic events in an exhumed crustal nappe: the Monts du Lyonnais complex (Massif central, France). *Chemical geology (Isotope Geoscience Section)*, 105, p. 339-359.
- DALLAIN (1997) - Cartographie et analyse structurale des granitoïdes du Velay (MCF). Thèse doct. univ. Rennes, 323 p.

- DAVOINE P. (1976) - Contribution à l'étude pétrologique et géochimique des leptynites (cas du Massif central français). Thèse, univ. Lyon-1, 320 p.
- DEMAY A. (1948) - Tectonique anté-stéphanienne du Massif central. Mém. expl. Carte géol. Fr., Paris.
- DIDIER J., EL MOURAOUHA A., FERNANDEZ A. (1987) - Microtextures de refusion dans le granite migmatitique du Velay autour de la diorite du Peyron près de Burzet (Ardèche, Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 304, II, p. 1227-1232.
- DIDIER J., LAMEYRE J. (1969) - Association de granites et de diorites quartziques au Peyron près de Burzet, Ardèche (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 268, p. 1368-1371.
- DUPRAZ J., DIDIER J. (1988) - Le complexe anatectique du Velay (Massif central français) : structure d'ensemble et évolution géologique. *Géologie de la France*, 4, p. 73-87.
- DUTHOU J.L. (1977) - Chronologie Rb/Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque, relations avec le métamorphisme : le Nord Limousin. *Ann. fac. sci. univ. Clermont-Ferrand*, n° 63, 290 p.
- DUTHOU J.L., CHENEVOY M., GAY M. (1994) - Âge Rb/Sr, Dévonien moyen, des migmatites à cordiérite du Lyonnais (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 319, p. 791-796.
- ETLICHER B. (1986) - Les massifs du Forez, du Pilat et du Vivarais: régionalisation et dynamique des héritages glaciaires et périglaciaires en moyenne montagne cristalline. *Études foréziennes* ; Saint-Étienne. 687 p.
- ETLICHER B., LAUTRIDOU J.P. (1998) - Gélifraction expérimentale d'arènes de roches cristallines : bilan d'essais de longue durée. Periglacial and permafrost processes. Wiley. n° 9, 16 p. (sous presse).
- FRANCOU B. (1989) - La stratogénèse des formations de pente soumises à l'action du gel. *Bull. de l'association fr. étude du Quaternaire*. T. 40, n° 4, p. 185-200.
- GARDIEN V., LARDEAUX J.M. (1991) - Découvertes d'éclogites dans la synforme de Maclas : extension de l'unité supérieure des gneiss à l'Est du Massif central. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 312, p. 61-68.
- GARDIEN V., LARDEAUX J.M., LEDRU P., ALLEMAND P., GUILLOT S. (1997) - Metamorphism during late orogenic extension: insights from the French Variscan belt. *Bull. Soc. geol. Fr.*, 168, p. 271-286.
- GAY M., BRIAND B., CHENEVOY M., PIBOULE M. (1982) - Évolution structurale de la série métamorphique du Vivarais oriental (Massif central). *Bull. BRGM*, 2, p. 219-232.
- GODARD A. (1978) - Les problèmes posés par l'association arènes déplacées et formations limoneuses à blocs, sur les versants cristallins des massifs anciens. *Bulletin du Centre de géomorphologie du CNRS*, Caen. N° 24, p. 3-25.

- LA ROCHE H. (de) (1974) - Geochemical characters of metamorphic domains: survival and testimony of their premetamorphic history. *Sci. Terre*, Nancy, XIX, n° 2, p. 101-117.
- LAFON J.M. (1986) - Géochronologie U/Pb appliquée à deux segments du Massif central : le Rouergue oriental et le Limousin central. Thèse, Montpellier, 152 p.
- LAGARDE J.L., DALLAIN C., LEDRU P., COURRIOUX G. (1994) - Deformation localization with laterally expanding anatectic granites: Hercynian granites of the Velay, french Massif central. *J. Struct. Geol.*, 16, p. 839-852.
- LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.M., FLOC'H J.P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) - Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), V, 3, p. 605-618.
- LEDRU P., AUTRAN A., SANTALLIER D. (1994a) - Lithostratigraphy of variscan terranes in the French Massif Central. A basis for paleogeographical reconstruction. *In: J. D. Keppie (ed.) «Pre-Mesozoic geology in France and related areas, Berlin: Springer Verlag», p. 276-288.*
- LEDRU P., COSTA S., ECHTLER H. (1994b) - Structure. *In Pre-Mesozoic geology in France and related areas, Berlin: Springer Verlag, p. 305-323.*
- LEDRU P., VITEL G., BEURRIER M., MARCHAND J., DALLAIN C., TURLAND M., ETLICHER B., DAUTRIA J.M., LIOTARD J.M. (1994c) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Craponne-sur-Arzon (767). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Ledru *et al.* (1994), 74 p.
- LEDRU P., VITEL G., MARCHAND J., MAURIN G., MERCIER F., TURLAND M., ETLICHER B., DAUTRIA J.M., LIOTARD J.M. (1994d) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Craponne-sur-Arzon (767). Orléans : BRGM, 74 p. Carte géologique par P. Ledru *et al.* (1994).
- LEGROS J.P. (1975) - Origine et évolution des accumulations litées argileuses dans les arènes cristallines des régions tempérées humides. Cas du Mont-Pilat, bordure orientale du Massif central. *C. R Académie des Sciences Sér. D. Paris. T. 281, n° 23, p. 1817-1820.*
- LOCHON P. (1985) - Les métaleucogranites du Haut Vivarais et leur environnement : évolution et implications géodynamiques. Thèse 3^e cycle, univ. Lyon-1, 221 p.
- MALAVIEILLE J., GUIHOT P., COSTA S., LARDEAUX J.M., GARDIEN V. (1990) - Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St-Etienne upper Carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177, p. 139-149.
- MASMEJEAN B. (1987) - Le complexe granito-anatectique sombre du Vivarais et les granites intrusifs associés : pétrologie et signification géodynamique. Thèse univ. Lyon-1, 210 p.

- MATTE P. (1986) - Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, p. 329-374.
- 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.
- MOUGEOT R., RESPAUT J.P., LEDRU P., MARIGNAC C. (1997) - U-Pb chronology on accessory minerals of the Velay anatectic dome (French Massif Central). *Eur. J. Mineral*, 9, p. 141-156.
- PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G. (1984) - Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, p. 956-983.
- PIBOULE M., BRIAND B. (1985) - Geochemistry of eclogites and associated rocks of the southeastern area of the French Massif central: origin of the protoliths. *Chemical Geology*, 50, p. 189-199.
- PIN C. (1981) - Old inherited zircons in two synkinematic variscan granitoids: the «granite du Pinet» and the «orthogneiss de Marvejols» (Southern Massif Central). *Neues 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.
- R'KHA CHAHAM K., COUTURIÉ J.P., DUTHOU, J.L., FERNANDEZ A., VITEL G. (1990) - L'orthogneiss œillé de l'arc de Fix : un nouveau témoin d'âge cambrien d'un magmatisme hyperalumineux dans le Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 311, II, p. 845-850.
- REY P., BURG J.P., CASEY M. (1997) - The Scandinavian Caledonides and their relationship to the Variscan belt. In J.P. Burg, M. Ford (eds): «Orogeny Through Time». *Geological Society*, Spec. Publ. 121, p. 179-200.
- SAHUC S. (1977) - Les granites et anatexites sombres du versant sud du Pilat (Massif central français) et leur couverture métamorphique claire. Thèse 3^e cycle, univ. Lyon-1, 172 p.
- SERRANO J.J. (1979) - Gisements et pétrologie des faciès anatectiques et granitiques du substratum de la Série métamorphique du Pilat (Massif central français). Thèse 3^e cycle, univ. Lyon-1, 147 p.
- TAYLOR R.S., McLENNAN S.M. (1985) - The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Sci. Publ., London: 312 p.
- TUTUSAUS J.P. (1979) - L'horizon leptyno-amphibolite de la série métamorphique du Vivarais oriental. Thèse 3^e cycle, univ. Lyon-1, 273 p.
- VAN VLIET-LANOË B., VALADAS B. (1983) - A propos des formations déplacées des versants cristallins des massifs anciens : le rôle de la glace de ségrégation dans la dynamique. *Bull. de l'association fr. étude du Quaternaire*. T.16, n° 4, p. 153-160.

- VEYRET Y. (1981) - Modelés et formations glaciaires dans le Massif central français : problèmes de distribution et de limites dans un milieu de moyenne montagne. Thèse, publ. Université de Lille III, 783 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.
- WILLIAMSON B.J., DOWNES H., THIRLWALL M.F. (1992 - The relationship between crustal magmatic underplating and granite genesis: an example from the Velay granite complex, Massif Central, France. *Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sciences*, 83, p. 235-245.

AUTEURS

M. CHENEVOY (université Lyon-1) : description des terrains.

P. LEDRU, J.L. FEYBESSE (BRGM, Orléans) : introduction, description des terrains *p.p.*, conditions de formation des entités géologiques, évolution tectono-métamorphique, synthèse géodynamique régionale.

B. ETLICHER (université Jean-Monnet, Saint-Étienne) : formations superficielles et quaternaires.

D. JAUFFRET (BRGM, Dijon) : ressources en eau.

Coordination : P. LEDRU

Présentation au CCGF : 17 mars 1994

Acceptation de la carte et de la notice : 18 juin 1998

Impression de la carte : 1998

Impression de la notice : 1999

ANNEXES

ANALYSES CHIMIQUES

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	39,77	44,31	46,33	50,99	51,16	54,18
Al ₂ O ₃	1,32	20,32	17,04	18,49	7,24	1,97
Fe ₂ O ₃	5,63	1,68	1,60	1,57	1,84	1,23
FeO	2,73	2,87	3,77	5,20	6,54	4,88
MgO	36,19	11,17	13,88	7,96	17,68	32,05
MnO	0,18	0,09	0,10	0,12	0,19	0,22
CaO	0,80	11,95	12,20	9,60	10,68	1,82
Na ₂ O	0,04	2,00	2,30	2,50	0,80	0,11
K ₂ O	0,02	1,92	0,64	1,30	0,17	0,02
TiO ₂	0,01	0,23	0,27	0,33	0,50	0,29
P ₂ O ₅	0,01	0,24	0,00	0,08	0,04	0,01
Perte au feu	11,15	2,24	1,01	1,00	1,60	1,62
TOTAL	97,85	99,02	99,14	99,23	98,44	98,40

Tableau 1 - Compositions chimiques moyennes de divers termes mafiques et ultramafiques du complexe hétérogène d'Éteize (Tutusaus, 1979)

- 1 : serpentinite harzburgitique à olivine et enstatite (Suc de Clava : 781 - 337) ;
 2 et 3 : métagabbros à hornblende pargasitique (781,9 - 337,4) ;
 4 : amphibolite feldspathique (781,6 - 337,8) ;
 5 : amphibolo-pyroxénite à hornblende pargasitique (781,9 - 337,5) ;
 6 : orthopyroxénolite à enstatite (Suc de Clava : 781 - 337).

	1	2	3	4	5
SiO ₂	69,53	64,41	67,47	66,11	69,19
Al ₂ O ₃	14,50	16,57	15,54	16,47	15,62
Fe ₂ O ₃	4,87	5,85	6,38	4,95	3,14
MnO	0,08	0,07	0,08	0,07	0,05
MgO	2,02	2,39	1,95	2,00	1,19
CaO	1,46	1,22	0,90	1,20	1,30
Na ₂ O	3,15	2,67	1,91	2,73	3,34
K ₂ O	2,49	3,84	3,23	3,71	4,34
TiO ₂	0,82	0,82	0,80	0,66	0,45
P ₂ O ₅	0,14	0,24	0,12	0,19	0,20
H ₂ O ⁺	0,87	1,49	1,44	1,57	0,87
H ₂ O ⁻	0,24	0,39	0,21	0,20	0,28
TOTAL	100,17	99,96	100,03	99,86	99,97

Tableau 2 - Compositions chimiques moyennes de divers termes de la lignée sombre (Masjejean, 1987)

- 1 : gneiss fin à biotite, cordiérite et orthose (n = 9) ;
 2 : gneiss hétérogène à cordiérite et orthose (n = 14) ;
 3 : anatexite schisteuse à cordiérite et/ou sillimanite (n = 12) ;
 4 : anatexite grenue à cordiérite (n = 23) ;
 5 : monzogranodiorite hétérogène à cordiérite (n = 10).

ANALYSES CHIMIQUES (suite)

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	75,19	74,79	74,51	75,41	74,99	70,95
Al ₂ O ₃	13,01	13,34	13,12	13,19	15,84	15,10
Fe ₂ O ₃	1,59	1,49	1,99	1,44	1,14	1,77
MnO	0,03	0,04	0,03	0,03	0,05	0,03
MgO	0,22	0,21	0,25	0,20	0,19	0,67
CaO	0,54	0,60	0,59	0,45	0,66	1,17
Na ₂ O	2,99	3,08	2,90	3,10	3,40	3,14
K ₂ O	4,94	5,03	5,16	4,94	4,32	5,51
TiO ₂	0,15	0,16	0,17	0,12	0,11	0,33
P ₂ O ₅	0,28	0,26	0,25	0,21	0,14	0,26
H ₂ O ⁺	0,68	0,68	0,71	0,70	0,55	0,87
H ₂ O ⁻	0,20	0,19	0,15	0,16	0,10	0,11
TOTAL	99,82	99,87	99,83	99,95	99,49	99,91

Tableau 3 - Compositions chimiques moyennes de divers termes de la lignée claire (Lochon, 1985 ; Serrano, 1979)

- 1 : gneiss leptynitique lité à sillimanite (n = 10) ;
 2 : gneiss leptynitique à rubans quartzeux (n = 5) ;
 3 : leptynite œillée à sillimanite (n = 7) ;
 4 : anatexite à sillimanite et grenat (n = 6) ;
 5 : anatexite à cordiérite (n = 2) ;
 6 : leucogranite monzonitique hétérogène à cordiérite (n = 10).

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	70,17	70,86	71,65	70,05	73,89	74,18
Al ₂ O ₃	14,64	15,15	14,70	15,10	14,50	13,86
Fe ₂ O ₃	2,03	1,20	1,56	1,82	1,53	1,84
MnO	0,03	0,02	0,03	0,04	0,08	0,06
MgO	0,59	0,37	0,44	0,84	0,14	0,34
CaO	1,03	0,78	0,60	1,71	0,67	0,67
Na ₂ O	3,18	2,54	2,76	3,71	3,80	3,80
K ₂ O	6,51	8,23	6,20	4,43	4,36	5,25
TiO ₂	0,34	0,17	0,23	0,26	0,17	0,25
P ₂ O ₅	0,40	0,34	0,20	0,14	0,08	0,06
H ₂ O ⁺	0,47	0,40	0,93	0,95	0,52	0,54
H ₂ O ⁻	0,05	0,05	0,12	0,14	0,10	0,15
TOTAL	99,44	100,10	99,42	99,19	99,84	101,00

Tableau 4 - Compositions chimiques de divers leucogranites.

- 1 et 2 : leucogranites en filons dans les granitoïdes microgrenus (le Moulinon ; 774,4 - 339,1) ;
 3 : leucogranite monzonitique à cordiérite (le Bruand : 767,5 - 332,6) ;
 4 : leucogranite monzonitique à biotite (la Célarière : 765,1 - 340,7) ;
 5 : leucogranite à deux micas filonien (Graix : 772,9 - 336,7) ;
 6 : leucogranite à deux micas en massif (Saint-Julien-Molin-Molette : 773,3 - 337,7).

Analyses 1 et 2 : P. Capiez, laboratoire de pétrographie, université Lyon-1 ; analyses 3 et 4, *in* Serrano, 1979 ; analyses 5 et 6 : *in* Sahuc, 1977.

ANALYSES CHIMIQUES (suite)

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	59,25	61,80	63,78	64,94	65,87	66,86	68,12	68,97
Al ₂ O ₃	16,05	15,55	15,51	15,38	15,61	15,37	15,15	15,07
Fe ₂ O ₃	6,55	7,15	5,76	5,30	4,53	3,96	3,63	3,35
MnO	0,10	0,10	0,08	0,06	0,06	0,06	0,04	0,03
MgO	4,95	2,50	2,11	1,70	2,21	2,10	1,15	0,97
CaO	2,85	2,40	2,79	2,14	2,21	1,67	1,36	1,22
Na ₂ O	3,45	3,70	3,24	2,96	2,92	3,12	3,08	2,57
K ₂ O	4,25	5,60	4,50	4,68	4,38	4,28	5,33	5,54
TiO ₂	1,00	0,65	1,29	1,17	0,94	0,76	0,76	0,69
P ₂ O ₅	0,50	0,50	0,47	0,49	0,36	0,29	0,43	0,45
H ₂ O ⁺	1,00	0,95	0,52	1,12	0,76	1,06	0,89	0,73
H ₂ O ⁻	0,30	0,25	0,06	0,13	0,14	0,06	0,08	0,07
TOTAL	100,2 5	101,1 5	100,1 1	100,0 7	99,99	99,59	100,0 2	99,66

Tableau 5 - Compositions chimiques des granitoïdes microgenus porphyriques.

1 : Véranne, feuille Saint-Étienne (782,3 - 334,9) ;

2 : Nurieux, feuille Saint-Étienne (780,9 - 342,8) ;

3 : le Moulinon-Est (774,3 - 339,1) ;

4 : la Branche (780,5 - 341,3) ;

5 : Pierre-Morte (774,7 - 339,7) ;

6 : La Combe (774,3 - 339) ;

7 : Combenoire-Nord (779,5 - 340,4) ;

8 : Le Mont (776,4 - 338,3).

Analyses 1 et 2 *in* Chenevoy, 1966 ; analyses 3 à 8 : P. Capiez, laboratoire de pétrographie, université Lyon-1.

ANALYSES CHIMIQUES (suite)

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	69,02	66,63	66,61	68,81	70,90	65,78
Al ₂ O ₃	15,23	15,22	16,30	15,32	14,60	15,14
Fe ₂ O ₃	3,02	4,88	4,50	3,64	2,76	5,44
MnO	0,04	0,06	0,08	0,04	0,05	0,10
MgO	1,23	1,24	1,82	1,12	0,78	1,38
CaO	1,25	1,83	1,05	1,36	1,11	1,84
Na ₂ O	3,47	3,09	2,86	3,10	2,89	3,23
K ₂ O	4,88	4,79	4,26	4,49	5,36	4,49
TiO ₂	0,51	0,87	0,62	0,60	0,44	1,03
P ₂ O ₅	0,21	0,35	0,12	0,34	0,19	0,15
H ₂ O ⁺	0,69	0,59	1,64	0,78	0,62	0,82
H ₂ O ⁻	0,14	0,12	0,19	0,11	0,16	0,15
TOTAL	99,69	99,67	100,05	99,71	99,86	99,55

Tableau 6 - Compositions chimiques moyennes de divers granites monzonitiques.

1 et 2 : granites à biotite et cordiérite dans le complexe granito-anatectique sombre (1 : n = 8) et les formations claires (2 : n = 7) ;

3 : granite à cordiérite prismatique (n = 4) ;

4 : granite à biotite schisteux de Chantecocu (782,3 - 336,6) ;

5 et 6 : granites à tablettes d'orthose dans le complexe granito-anatectique sombre (5 : n = 7) et le complexe leptyno-gneissique (Charousse : 769,6 - 325,6).

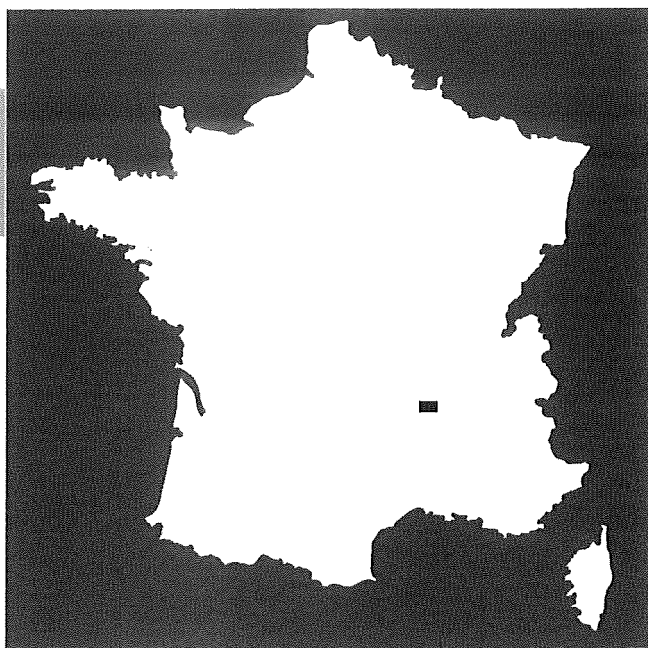
Compositions 1, 2, 3 et 5 *in* Masméjean, 1987 ;

analyses 4 et 6 : P. Capiez, laboratoire de pétrographie, université Lyon-1.

GITES ET INDICES MINERAUX

Indice BSS	Commune	Nature	Paragenèse
1-4001	Marlhes	Gîte (Pb)	Galène, pyrite, uranium, blende, barytine
1-4002	Marlhes	Indice	Blende, barytine
4-4001	Colombier	Gîte (Pb)	Galène, blende, chalcopryrite, barytine
4-4002	Champdieu	Gîte (Pb, Zn)	Galène, blende, chalcopryrite, barytine, oxydes Fe
4-4003	Brossaine	Indice	Galène, blende, barytine, fluorine
4-4004	Saint-Juien-Molin-Molette	Gîte (Pb)	Galène, blende, pyrite, barytine
4-4005	Thélis-la-Combe	Gîte (Pb, F)	Fluorine, galène, blende, pyrite
4-4006	Savas	Gîte (Zn)	Blende, pyrite, fluorine, galène, barytine
4-4007	Savas	Indice	Galène, blende
4-4008	Saint-Appolinard	Gîte (Pb)	Galène, blende, pyrite
4-4009	Saint-Appolinard	Gîte (Pb)	Galène, blende, pyrite
4-4010	Bourg-Argental	Indice	Galène
4-4011	Bourg-Argental	Gîte (Pb)	Galène
4-4012	Brossaine	Gîte (Pb, Zn)	Galène, blende
4-4013	Savas	Gîte (Pb, Zn, Ba)	Galène, blende, barytine
5-4001	Dunières	Indice	Pechblende, blende, pyrite, galène, chalcopryrite
7-4001	Burdignes	Indice	Galène

Tableau 7 – Gîtes et indices minéraux répertoriés dans la Banque des données du sous-sol (BSS) pour la feuille Annonay.



ANNONAY

La carte géologique à 1/50 000
ANNONAY est recouverte par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'Ouest : MONISTROL (N°176)
à l'Est : SAINT-ÉTIENNE (N°177)

Firminy	St-Étienne	Vienne
Monistrol-sur-Loire	ANNONAY	Serrières
Yssingeaux	St-Agrève	Tournon

