

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

CRAPONNE-SUR-ARZON

par

P. LEDRU, G. VITEL, J. MARCHAND
G. MAURIN, F. MERCIER, M. TURLAND
B. ETLICHER, J.M. DAUTRIA, J.M. LIOTARD

CRAPONNE-SUR-ARZON

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

St-Germain- Lembron	Arzac	Firminy
Brioude	CRAPONNE- SUR-ARZON	Monistrol- sur-Loire
Langeac	Le Puy	Yssingeaux



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,
DES POSTES ET TÉLÉCOMMUNICATIONS
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
CRAPONNE-SUR-ARZON À 1/50 000**

par

**P. LEDRU, G. VITEL, J. MARCHAND, G. MAURIN
F. MERCIER, M. TURLAND, B. ETLICHER, J.M. DAUTRIA,
J.M. LIOTARD**

1994

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

— *pour la carte* : LEDRU P., VITEL G., BEURRIER M., MARCHAND J., DALLAIN C., TURLAND M., ETLICHER B., DAUTRIA J.M., LIOTARD J.M. (1994). — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Craponne-sur-Arzon (767)**. Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Ledru *et al.* (1994), 74 p.

— *pour la notice* : LEDRU P., VITEL G., MARCHAND J., MAURIN G., MERCIER F., TURLAND M., ETLICHER B., DAUTRIA J.M., LIOTARD J.M. (1994) — 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).

© BRGM, 1994. 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 : 2-7159-1767-8

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ	5
ABSTRACT	5
INTRODUCTION	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	7
<i>CADRE GÉOLOGIQUE</i>	7
<i>PRÉSENTATION DES GRANDES UNITÉS GÉOLOGIQUES DE LA CARTE</i>	8
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	9
DESCRIPTION DES TERRAINS	10
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES ET GRANITIQUES</i>	10
Formations gneissiques	10
Formations plutoniques péri- et intravellaves	20
Formations granitiques du Velay	29
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	33
<i>FORMATIONS VOLCANIQUES</i>	35
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES</i>	39
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	41
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	45
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE DE LA BORDURE NORD-OUEST DU DÔME DU VELAY	55
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	58
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	58
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	60
<i>MATÉRIAUX DE CARRIÈRES</i>	66
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	66
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	66
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	70
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	74
AUTEURS	74
ANNEXES	
<i>ANALYSES CHIMIQUES - GÉOCHRONOLOGIE</i>	
<i>CARTES DE RÉPARTITION GÉOCHIMIQUE</i>	

RÉSUMÉ

La carte Craponne-sur-Arzon est localisée au contact de deux domaines géologiques majeurs du Massif central : (1) le complexe de nappes, constitué de gneiss méso- à catazonaux, qui témoigne de l'édification de la chaîne varisque au Dévonien et au Carbonifère ; et (2) le dôme granito-migmatitique du Velay, qui constitue un gigantesque complexe granitique mis en place à la fin du Carbonifère.

Le contact entre ces deux domaines est une structure N-S, à pendage élevé vers l'Ouest, qui marque aussi une limite géomorphologique, la partie orientale correspondant à un grand plateau entaillé par quelques rivières encaissées, dont la Loire.

Deux grandes périodes volcaniques au Miocène (entre 13 et 6 Ma) et au Plio-Quaternaire (entre 3 et 0,8 Ma) ont donné naissance à des édifices dont certains sont admirablement préservés.

ABSTRACT

The formation of the variscan belt is presently regarded as resulting of a continent-continent collision. The Velay granito-migmatitic dome is one of the hugest granitic massif of the french Massif Central and was developed during the post collisionnal stage. The development and the emplacement of this massif in its north western margin is presented.

The gneissic units

Two major gneissic units are distinguished :

— (1) The Upper Gneissic Unit composed of migmatitic gneisses mainly derived from pelites and grauwackes. At the base of this unit, a leptyno-amphibolitic complex dated from Early Paleozoic shows relics from an eclogitic/granulitic facies metamorphism.

The foliation S1-2, slightly dipping to the North, presents a stretching lineation striking N-S. The synfolial metamorphic paragenesis Si-Kya-Gt-Bi-Or is characteristic of the MP-HT stage of the retrograde evolution of deep crustal nappes. The contact with the Lower Gneissic Unit is a major thrust, continuing the thrust of the Haut-Allier.

— (2) The Lower Gneissic Unit is made up by orthogneisses and micaschists. HP relics are so far unknown in this unit. The orthogneiss (Arc de Fix) is derived from a porphyric metagranite dated at 528 Ma. The earliest synfolial paragenesis contains fibrous Si-Bi-Gt-Or and secondary Mu.

These two gneissic units are affected by two phases of deformation, posterior to this early tectonics :

– A phase of folding D3 with an E-W to NE-SW axial plane connected with southwards verging imbricate faults. A foliation containing chlorite, muscovite or biotite is superposed to S1-2.

– A phase of folding D4, striking N-S to NNE-SSW, with a subvertical associated crenulation. This direction is parallel to the Velay margin. This D4 phase is responsible of the folding of the foliation trajectory.

The perivellave granites

Two types of granites are intrusive in the LGU :

– (1) The La Chaise-Dieu porphyric granite intrudes the micaschists and is enclaved in the Velay granite. Small pods of granodiorites and vaugnerites are commonly associated. Kinematic criteria point out a southwards vergence of tectonics related to south verging imbricate faults or to senestral strike-slip faults striking NNE-SSW. In the host rocks, the contact metamorphism is shown by Bi-And-St-Gt. Its extension is limited and is synchronous of the S3 schistosity.

– (2) The two micas leucogranite (Guillaumanches) cross cut the La Chaise-Dieu granite and is affected by a very intense and flat foliation which shows a mineral lineation striking N-S to N30E°. The observed south verging kinematics is in a agreement with the deformation of the surrounding gneisses.

The trajectories of the foliations of these granites are flat and folded at the cartographic scale by D4. The mechanisms of emplacement and deformation imply that their emplacement occurred during D3. The associated metamorphism is characterized by the retromorphose of the early metamorphic assemblage of the gneissic units.

The Velay granitic massif

Four types of granitoids are distinguished :

– (1) The anatectic granites. These granites are heterogeneous, generally banded, with thin biotite alone, or with biotite-cordierite. The cordierite appears progressively eastwards. These granites show numerous and various enclaves and include large zones of porphyroid granites. These granites are supposed to be of the same generation of the massifs of La Chaise-Dieu, Tournon and Margeride, these two last being dated respectively between 340 and 320 Ma. However, the contacts with the migmatites are locally progressive and these granites can be emplaced during the anatexis.

– (2) An homogeneous coarse-grained leucocratic granite, with prismatic cordierite and large biotites.

– (3) An homogeneous dark granite, with submicrogranular mesostase and euhedral plagioclase.

– (4) A complex of dykes made up by leucogranites orientated N160° and by hololeucocrate aplopegmatoid granites.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La carte Craponne-sur-Arzon est localisée à la bordure nord-ouest du massif du Velay, dans le département de la Haute-Loire.

La partie occidentale, située dans le Livradois, a des reliefs assez contrastés en fonction de la nature des terrains (granites, gneiss et micaschistes). Les vallées de la Senouire et de la Dore, affluents de l'Allier, entaillent profondément le substratum. Leurs cours sont contrôlés par les grandes directions structurales. Il s'agit d'une région très boisée (essentiellement conifères) et les pâturages sont localisés dans les vallées. La Chaise-Dieu et Allègre sont les deux bourgades les plus importantes de cette partie occidentale.

La partie orientale constitue un plateau dont l'altitude moyenne est de 1 000 m. L'agriculture est tournée vers la culture de céréales et l'élevage de bovins. Le réseau hydrographique entaille profondément le plateau : vallées de la Loire et de ses affluents, l'Arzon et l'Ance. La ville de Craponne-sur-Arzon est localisée sur un point haut de ce vaste plateau, entre les vallées de l'Arzon et de l'Ance.

L'évolution tectonique récente du Velay est marquée par la présence d'édifices volcaniques de taille variable : cônes volcaniques d'Allègre (mont Bar), plateau volcanique de Saint-Julien-d'Ance, petits édifices de taille hectométrique répartis assez uniformément sur la carte.

CADRE GÉOLOGIQUE

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

À une échelle plus régionale, on retrouve les marques de cette dynamique globale. La carte Craponne-sur-Arzon est ainsi localisée au contact de deux domaines géologiques majeurs du Massif central :
– (1) 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 ;
– (2) le dôme granito-migmatitique du Velay, qui constitue un gigantesque dôme de plus de 6 000 km² (Dupraz et Didier, 1988).

Des cortèges plutoniques sont intrusifs ou enclavés dans ces deux domaines.

PRÉSENTATION DES GRANDES UNITÉS GÉOLOGIQUES DE LA CARTE

L'ensemble des nappes

Il est constitué de deux unités gneissiques affleurant dans la partie occidentale de la carte. Il comprend de haut en bas (Burg et Matte, 1978 ; Burg *et al.*, 1984 ; Ledru *et al.*, 1989) :

— l'unité supérieure des gneiss, composée de gneiss migmatitiques dérivés essentiellement de pélites et grauwackes, affleure dans le secteur nord-ouest de la carte. Un complexe leptyno-amphibolique rapporté au Paléozoïque inférieur (Ducrot *et al.*, 1983) est présent à la base de l'unité. Il contient des massifs écolitiques abondants sur la carte Brioude (Marchand, 1974 ; Lasnier, 1977 ; Lasnier et Marchand, 1982), rares sur les cartes Arlanc (Kornprobst, 1984) et Craponne. Ces reliques caractérisent l'enfouissement des séries lors d'une phase précoce de subduction néovarisque (Pin et Vielzeuf, 1983) ;

— l'unité inférieure des gneiss (groupe de la Senouire : Forestier, 1964) comprend des gneiss à biotite-sillimanite, des micaschistes incluant localement des péridotites serpentinisées, et l'orthogneiss de Fix, métagranite daté à 530 Ma (Rb/Sr : R'Kha Chaham *et al.*, 1990). Les micaschistes affleurent de part et d'autre de l'orthogneiss de Fix qui apparaît ainsi sous la forme d'un massif originellement intrusif. Aucune relique de métamorphisme écolitique n'est connue dans cette unité.

Ces deux unités gneissiques sont séparées par une surface de chevauchement majeure, qui constitue sur la carte Craponne le prolongement et la terminaison orientale du chevauchement du Haut-Allier (Burg et Matte, 1978).

Deux types de granites sont précoces et intrusifs dans l'unité inférieure des gneiss (Grivotte, 1985) :

— le granite porphyroïde type La Chaise-Dieu. Ce granite à feldspath potassique en mégacristaux constitue plusieurs massifs intrusifs dans les micaschistes ou « enclavés » dans le massif granitique du Velay. Le massif le plus important est situé à l'Ouest, centré sur La Chaise-Dieu. Ces massifs sont apparentés aux massifs de la Margeride et de Tournon, respectivement datés à 323 et 337 Ma (méthode Rb/Sr, roche totale : Couturié et Caen-Vachette, 1979 ; Batias et Duthou, 1979) ;

— le leucogranite à deux micas type Guillaumanches. Ce granite à cortège aplo-pegmatitique très développé est intrusif dans les micaschistes. Il recoupe clairement en plusieurs points le granite type La Chaise-Dieu (Forestier, 1964 ; Grivotte, 1985).

Le massif granito-migmatitique du Velay

Quatre types de granitoïdes sont présents dans cette partie du massif :

- les granites d'anatexie, rubanés, à fine biotite seule ou à biotite et cordiérite, riches en enclaves de différents types et incluant de larges panneaux de granite porphyroïde à grandes biotites apparenté au granite de La Chaise-Dieu ;
- un granite à gros grain, homogène, à cordiérite prismatique et à grandes biotites ;
- un granite tardif, intrusif dans les granites d'anatexie, sombre, à mésostase sub-microgrenue homogène, à plagioclase automorphe ;
- des granites hololeucocrates aplo-pegmatitiques intrusifs, de type filonien non déformé, mis en place au contact entre l'encaissant et le dôme du Velay ; et enfin des leucogranites en filons orientés généralement N160°E.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La première édition de la carte à 1/80 000 a été réalisée par M. Tournaire (1881) et revue notamment par A. Demay (1943). Les deux domaines décrits ci-dessus apparaissent clairement. Cette région a d'autre part fait l'objet des travaux de thèse de F.H. Forestier (1964) qui a défini précisément la lithologie des séries métamorphiques. Ces travaux étaient basés sur une conception purement zonéographique du métamorphisme. Les terrains gneissiques migmatitiques représentaient, dans la conception de l'époque, un socle précambrien impliqué dans de grands plis couchés. Toutefois, le développement des techniques de datation géochronologique a permis d'établir l'âge hercynien de l'évolution tectonique (Duthou, 1977). D'autre part, la caractérisation du métamorphisme haute pression sur les cartes voisines Brioude et Langeac (Marchand, 1974 ; Lasnier, 1977 ; Lasnier et Marchand, 1982) et la mise en évidence de grands chevauchements (Burg et Matte, 1978), ont conduit à abandonner cette conception au profit d'une interprétation en terme de collision.

Des études pétrostructurales ont été effectuées sur les granites porphyroïdes type La Chaise-Dieu (Grivotte, 1985) et sur les orthogneiss de l'arc de Fix (R'Kha Chaham, 1989).

Les levés de la carte Craponne ont été réalisés par les équipes suivantes :

- P. Ledru, M. Beurrier et C. Dallain (BRGM) ont levé les coupures 1-2 et 3-4 à 1/25 000 ;
- G. Vitel (université de Saint-Étienne) a couvert les coupures 5-6 et 7-8 ;

- J. Marchand (université de Nantes) a d'autre part fourni ses levés sur les micaschistes de la Senouire et l'orthogneiss de Fix sur la coupure 5-6;
- les formations superficielles ont été levées par ces auteurs, M. Turland (BRGM, Clermont-Ferrand) et B. Etlicher (université de Saint-Étienne);
- les formations volcaniques par J.M. Dautria et J.M. Liotard (université de Montpellier).

Les levés se sont déroulés entre 1987 et 1992 dans le cadre du projet de cartographie thématique Velay, associé au projet INSU « Dynamique et bilans de la Terre ». L'apport essentiel de la cartographie est une caractérisation fine 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 représenté de façon homogène sur les cartes à 1/80 000. La correspondance avec les distinctions faites sur les cartes Arlanc (Kornprost, 1984) et Lamastre (Briand *et al.*, 1979) est satisfaisante et permet de poursuivre de façon synthétique la cartographie du massif du Velay.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES ET GRANITIQUES

Formations gneissiques

Les deux unités gneissiques affleurant sur la carte sont séparées par une surface de chevauchement majeure. Si l'âge de l'unité inférieure est contraint par l'âge de l'orthogneiss de Fix (528 Ma), l'âge de l'unité supérieure n'est pas connu précisément (Protérozoïque supérieur à Paléozoïque inférieur). Pour cette raison, les unités seront décrites en fonction de leur position structurale et non de leur âge.

Unité supérieure des gneiss

Cette unité correspond à une formation anatectique paradérivée, très rétro-morphosée dans les conditions du faciès schistes verts. Des corps basiques à ultrabasiques affleurent de façon très discontinue avec, localement, des faciès leptynitiques associés. Ils constituent le prolongement du complexe leptyno-amphibolique cartographié à la base de l'unité supérieure des gneiss sur la carte Brioude.

ζM⁴. Gneiss anatectiques. Les gneiss anatectiques affleurent de façon très discontinue dans la partie nord-est de la carte. En l'absence de rivières entaillant profondément le plateau, les affleurements principaux sont d'anciennes petites carrières et en bord de route. Comme sur la carte Brioude, la transformation de ces roches en chloritoschistes est très poussée, et les véritables gneiss n'apparaissent que très ponctuellement en roche massive.

Les gneiss anatectiques dérivent essentiellement de pélites et de grauwackes. Il s'agit essentiellement de métatexites, les diatexites apparaissant en bouffées locales. La trame anatectique est marquée par les alternances de niveaux quartzo-feldspathiques et restitiques à biotite-sillimanite prismatique. La foliation est soulignée par les cristallisations orientées des minéraux. La fabrique est généralement intense et de type plano-linéaire.

La plupart des affleurements montrent des chloritoschistes, souvent très altérés, à reliques fréquentes de grenat et de sillimanite (affleurement-type : $x = 699$; $y = 340$). La transformation des migmatites en chloritoschistes se marque par le développement de lits chloriteux dans des zones de déformation intense. Les horizons quartzo-feldspathiques sont progressivement laminés, les feldspaths apparaissant en clastes moulés par la foliation.

λδ. **Complexe leptyno-amphibolique.** Ce complexe est composé essentiellement d'amphibolites et de gneiss amphibolitiques, à rares horizons de péridotite. Aucune relique de métamorphisme éclogitique n'a été découverte sur la carte Craponne.

Les amphiboles forment des corps étirés suivant la foliation générale des gneiss anatectiques. Les corps principaux apparaissent à la limite de la carte Arlanc ($x = 708$; $y = 340,5$) et au Sud de Condat ($x = 699$; $y = 338,5$). Ce dernier se marque par une forte anomalie en nickel détectée par les analyses de géochimie-sol réalisées dans le cadre de l'Inventaire minier.

Il s'agit d'amphibolites (hornblende verte à brune) fortement foliées et linées et de gneiss amphibolitiques à texture granoblastique, probablement dérivés de corps gabbroïques.

Des horizons de **péridotites serpentinisées** (π^1) sont localement observés. Ainsi, sur l'ancienne voie ferrée ($x = 702$; $y = 339$), un complexe leptyno-amphibolique d'une vingtaine de mètres de puissance présente plusieurs horizons de leptynites quartzo-feldspathiques, d'amphibolites et de roches noires constituées de bastite pseudomorphosant des orthopyroxènes et des reliques d'olivine, dans une matrice de serpentinite finement maillée, ainsi que des spinelles chromifères ferruginisés.

Unité inférieure des gneiss (groupe de la Senouire)

Les formations d'aspect micaschisteux qui affleurent en une gouttière méridienne à l'Ouest de la feuille, appartiennent au « groupe de la Senouire » (Forestier, 1964) et constituent, avec leurs homologues des vallées du Doulon et de la Desges, une partie de l'« unité inférieure des gneiss » du Haut-Allier.

Ces micaschistes résultent d'un métamorphisme prograde mésozonal associé à une phase plicative isoclinale P2 contemporaine de la mise

en place de la nappe de l'« unité supérieure des gneiss » qui les chevauche. Le plan de foliation est localement repris, en climat mésozonal, par une phase souple P3 (plis en chevrons et crénulations) bien exprimée, par exemple, au Sud de Josat.

Au Nord-Ouest de la feuille, on perçoit nettement l'influence du métamorphisme épizonal livradois (séricitisation et chloritisation statique et dynamique).

Dans le cadre de cette feuille, cette gouttière micaschisteuse est limitée au Nord et à l'Ouest (feuille Brioude) par le chevauchement du « groupe leptyno-amphibolique », et à l'Est, par les orthogneiss de l'« arc de Fix ». Son extension à l'affleurement est largement amputée par l'intrusion du granite de La Chaise-Dieu.

Le matériel originel est en grande majorité détritique. Sa nature est essentiellement pélitique mais les intercalations gréseuses ou grau-wackeuses sont fréquentes. Lorsque ces niveaux deviennent dominants, ils ont été représentés cartographiquement. Subordonnés au Nord-Ouest de la feuille (environs de La Chapelle-Geneste, forêt de Lamandie, forêt de Chamredonde), ces niveaux d'aspect leptynitique sont prédominants le long de la Senouire, surtout en aval de Saint-Pal.

Au contact avec les orthogneiss de Fix, les roches d'aspect micaschisteux sont, de toute évidence, d'origine diverse. Les contours cartographiques résultent d'un choix des auteurs qui privilégie l'aspect macroscopique de la roche. Dans l'ensemble micaschisteux coexistent, près des contacts avec l'orthogneiss, des alternances, en proportions variables, de niveaux pélitiques, de niveaux détritiques peu évolués (arkoses?) et de couloirs phyllonitisés d'orthogneiss.

ξ_a. **Micaschistes alumineux.** Bien représentées au Nord-Ouest et à l'extrême Sud-Ouest de la feuille, ces roches ont un aspect typique, à débit schisteux bien marqué. Leur patine de couleur rouille devient gris verdâtre au Sud-Ouest de Cistrières. Au contact sud-est du granite de La Chaise-Dieu, dans la vallée de la Senouire, le débit des roches est esquilleux et celles-ci prennent l'aspect compact de métacornéennes, sans qu'une minéralogie spécifique confirme l'influence réelle d'un métamorphisme de contact. C'est au contact nord-ouest du granite, et dans le champ filonien nord, que ce métamorphisme est le mieux caractérisé, à biotite-andalousite.

La nature et la succession des paragenèses observées sont très constantes dans l'ensemble de ces micaschistes. La foliation est déterminée par l'alternance inframillimétrique de lits quartzo-feldspathiques (dans lesquels le plagioclase, albitique, est accessoire et même souvent absent) et de lits micacés où biotite et muscovite sont associées en proportion égale. Le grenat syntectonique est constant et présente souvent un habitus « squelettique ». Le silicate d'alumine caractéristique de cette paragenèse est l'andalousite. On remarque que le minéral

accessoire le plus fréquent est le rutile en grains allongés dont l'orientation antérieure (S0 ?) est piégée par le grenat. La sillimanite, parfois prismatique, est assez fréquente; elle se développe aux dépens de l'andalousite, exceptionnellement au Nord, à proximité du chevauchement, ou de manière synchrone avec la biotite.

L'évolution métamorphique tardi- à post-phase 2 se traduit par le développement de staurotide à tendance automorphe, plus ou moins clairement associée à une muscovite II en grandes lattes sécantes sur la trame phylliteuse antérieure. Cette association pourrait résulter d'une réaction du type : silicate d'alumine + biotite + eau \rightarrow staurotide + muscovite + quartz.

Au Sud-Ouest de la feuille et au Nord, où la phase 3 est bien exprimée, on observe que la staurotide est orientée par cette phase.

La tourmaline apparaît localement de façon précoce (anté-sillimanite), et parfois en abondance (la Chassagne).

Près du contact avec le groupe leptyno-amphibolique (sous le plan de chevauchement), plusieurs échantillons ont montré l'existence de chloritoïde. Andalousite et staurotide sont alors absentes tandis que le graphite, accessoire, est bien représenté. Deux hypothèses, non exclusives, sont proposées pour expliquer la présence ponctuelle de ce minéral :

- il correspond à un climat de plus haute pression, induit localement par la proximité du chevauchement, et, en cela, il serait l'homologue du disthène décrit en même position sur la feuille Langeac;
- il est l'expression de la phase alumineuse dans un contexte chimique favorable (réducteur), comme pourrait en témoigner la présence de graphite associé.

Le développement statique de chlorite aux dépens de la biotite et du grenat, et d'amas sériciteux aux dépens des silicates alumineux, n'a été observé de façon significative qu'aux environs de Cistrières.

ξλ. **Micaschistes leptynitiques.** Ces roches grises, massives, d'aspect gneissique, à grain fin, alternent à toutes échelles avec les micaschistes pélitiques. Elles sont, en particulier, bien représentées dans la vallée de la Senouire. Leur minéralogie est peu variée. Le quartz est dominant, associé en proportion variable avec un plagioclase de composition An 15-25. Biotite et muscovite sont peu abondantes et en proportion sensiblement égale. Le grenat, en petits cristaux globuleux, est constant mais rare, les silicates d'alumine ne sont représentés que par de rares gerbes de fibrolite. Le minéral accessoire le plus répandu est le rutile en grains, qui peut évoluer en ilménite puis hématite.

Un niveau plurimétrique de **quartzites à graphite-magnétite** (χ_9) a été cartographié près de Clergeat, au Nord de Josat.

Rien dans les relations cristallisations-déformations ne laisse supposer que ces roches aient subi une évolution tectono-métamorphique différente des niveaux alumineux qui leur sont associés.

ξΥ. **Orthomicaschistes.** Ces roches ne sont pas aisément reconnaissables à l'œil nu car elles ressemblent aux micaschistes alumineux ; l'abondance de muscovite leur confère néanmoins une patine plus nacrée. Elles sont localisées au contact des orthogneiss de l'arc de Fix (Murs, Grandet, à l'Est du Mandaix et de Loubeyrat), et présentent à l'affleurement une alternance métrique à décimétrique de niveaux phylliteux dans lesquels prédomine la muscovite, et de niveaux massifs, plus feldspathiques, dont la structure œillée n'apparaît le plus souvent qu'au microscope.

Mis à part dans les zones très muscovitisées qui semblent correspondre à des couloirs de cisaillement, la roche est essentiellement quartzo-feldspathique. Le plagioclase (oligoclase) se présente en clastes relictuels limpides moulés par une matrice formée de quartz, de fins cristaux feldspathiques fortement séricitisés (feldspath potassique?) et de micas blancs. La biotite, en petits cristaux, est accessoire ; grenat et fibrolite sont constants mais rares. Le rutile ou ses dérivés opaques sont exceptionnels mais, en revanche, l'apatite est en proportion beaucoup plus importante que dans les micaschistes paradérivés.

δ¹¹. **Amphibolites (tufs basiques).** Les affleurements-types sont situés au Sud d'Allègre (en bordure de la D 40, sous la carrière de basalte exploitée au Ringue, et à Châteauneuf). La formation est représentée par une roche noire, finement litée, localement rubanée. La roche est constituée d'une mosaïque de cristaux équigranulaires de feldspath blanc et d'amphibole noire. Elle renferme par endroits de petites lentilles centimétriques pyroxéniques de couleur verte, à plus gros grain.

Cette formation est représentée par des niveaux de faible épaisseur (de l'ordre du décimètre) et de quelques dizaines de mètres d'extension latérale. Ces niveaux sont généralement boudinés et dispersés dans les micaschistes mobilisés de la Senouire. La plupart des affleurements connus sont répartis au Sud de la feuille, autour d'Allègre ; mais des pointements ont été trouvés au Nord de Moullys. Ces divers pointements semblent dessiner un alignement de direction NNW-SSE.

La roche présente une texture granoblastique. Elle contient essentiellement : du plagioclase andésine (An 38-40) qui peut former quelques grandes sections (2 à 3 mm) automorphes, maclées albite-péricline, toujours altérées au cœur ; une amphibole vert-brun subautomorphe ; et de nombreux granules de minéraux opaques (ilménite surtout) et de grains de sphène beige-brun clair, localement agglomérés. Le quartz est peu abondant et xénomorphe. Accessoirement, apparaissent l'apatite et de rares baguettes de biotite.

Les petites lentilles vertes contenues dans cette roche sont constituées de clinopyroxène magnésien incolore (diopside-salite) et de plagioclase assez calcique (labrador). Le pyroxène est parfois partiellement remplacé par l'amphibole vert-brun et le plagioclase altéré en séricite.

Sur le chemin de Moullys à Saint-Léger (au Nord du décrochement senestre de Saint-Pal-de-Senouire), la roche a une structure planaire plus prononcée et sa texture est nématoblastique. Sa composition est à amphibole vert brunâtre, plagioclase (An 55-65 et An 75) associé à du quartz en mosaïque, grenats roses, arrondis, très poecilitiques, et minéraux opaques (ilménite et pyrite).

Ces formations amphiboliques peuvent dériver d'anciens tufs basiques intercalés dans la série de la Senouire.

ξM. Micaschistes de la Senouire mobilisés par l'anatexie vellave.

Une bande de micaschistes de la Senouire, orientée globalement N-S, est représentée sur la carte avec une surcharge indiquant le caractère mobilisé de ce groupe aux abords du Velay. La mobilisation se marque par un début de ségrégation de leucosomes, parallèlement à la foliation principale. Toutefois, le taux de fusion reste faible, l'épaisseur et le volume de ces leucosomes étant limités. Les caractères pétrographiques sont intermédiaires entre les micaschistes non mobilisés et les gneiss veinés migmatitiques : recristallisation de biotite-sillimanite à partir de la foliation gneissique, leucosome quartzo-feldspathique.

Mζ. Gneiss veinés migmatitiques. Les gneiss veinés migmatitiques affleurent en panneaux d'extension limitée dans les granites du Velay et suivant une bande N-S, à l'Est de Saint-Georges-Lagricol (4 à 5 km × 1 à 1,5 km). Les meilleurs points d'observation sont situés dans la vallée du Lembron, le long de la D 352 entre Saint-Georges-Lagricol et Saint-Julien-d'Ance. Le faciès-type est pris sur le parement est de la D 9, au Sud de Saint-Georges-Lagricol. À l'affleurement, la formation présente des alternances irrégulières de parties sombres gneissiques, de teinte gris-noir à patine brun rougeâtre (niveaux restitiques), et de niveaux clairs blanc jaunâtre, lenticulaires (veines granitiques).

La foliation de ces panneaux est subméridienne, avec des pendages faibles (15 à 40°) vers l'Ouest ou le Sud-Ouest. De grandes structures E-W sont également visibles, comme à l'Est de Bellevue-la-Montagne. Des microplis à axe plongeant faiblement vers l'Ouest déforment la foliation.

Le mélanosome (partie sombre) de ces roches hétérogènes a une texture granolépido- à lépidoblastique. La composition minéralogique est la suivante : quartz, plagioclase (oligoclase), biotite brun-rouge, sillimanite (fibrolite) fréquente. La sillimanite et la biotite moulent les grains de quartz ou de plagioclase et déterminent une nouvelle orientation planaire, oblique sur la foliation principale de la roche. De la muscovite secondaire et des minéraux accessoires (zircon, monazite, rutile,...) complètent la paragenèse, ainsi que du grenat en porphyroblastes plurimillimétriques souvent étirés dans la foliation.

Le leucosome (partie claire) a une texture grenue fine (aplitique) à large (pegmatitique). Il est composé de quartz, orthose finement

perthitique, plagioclase, biotite et parfois grenat (dans les filonnets sécants sur la foliation des gneiss). Des restites surmicacées centimétriques, à biotite-sillimanite, peuvent parsemer la trame granitoïdique, comme à la Naute (au Sud de Roche-en-Régnier).

Cette formation est donc généralement caractérisée par la persistance d'une trame gneissique continue (foliation à biotite-sillimanite) à valeur de restite. Les horizons clairs et concordants de matériel grenu quartzofeldspathique, qui peuvent atteindre 50 à 70 % en volume de la roche, constituent la partie fondue de la roche (métatexite). Lorsque la fusion (anatexie) est plus intense, les traces de la trame gneissique originelle ne sont quasiment plus conservées : la texture est devenue granoblastique (diatexite de Châteauneuf).

Des plis d'échelle décimétrique à pluridécamétrique déforment l'ensemble de la roche sans que le matériel anatectique granitoïde soit affecté par une schistosité. Ces plissements scellent donc la phase paroxysmale du phénomène anatectique, avec les granites à biotite et cordiérite qui occupent le cœur des anticlinaux. Par contre, des injections de granite tardi-migmatitique recoupent tous ces plis. Enfin, des failles normales décalent les horizons de gneiss veinés (Sud de la carrière du Ringue).

Les parties micaschisteuses et gneissiques de cette formation dérivent très probablement d'une ancienne série sédimentaire périto-grauwackeuse. Parmi les micaschistes, des éléments de la série de la Senouire sont encore identifiables (au Sud de Châteauneuf, à l'Est de Céaux-d'Allègre et au Nord, à Malvières et dans la vallée de la Dorette).

ζγ³. **Orthogneiss de Fix.** L'affleurement-type peut être pris au Nord-Ouest de Hierbettes, à l'Est de Saint-Pal-de-Senouire. La roche est de teinte claire. Elle présente une structure ocellée à foliation prononcée. Elle a une texture généralement porphyroblastique. Les feldspaths potassiques sont de taille pluricentimétrique et emballés dans une mésostase quartzofeldspathique à grain plus fin (0,25 à 0,5 mm). La structure de la roche est caractérisée par une orientation systématique des micas disposés à plat dans des lits sinueux plus ou moins continus, et par l'étirement du quartz en rubans. Les mégacristsaux de feldspath potassique (FK) sont généralement allongés parallèlement ou légèrement obliques par rapport à la foliation. Ils sont prolongés par des zones effilées qui leur confère l'aspect ocellé.

Cette formation affleure surtout dans le quart sud-ouest de la feuille où elle atteint une largeur de 5 à 6 km. Elle forme une bande qui s'effile vers le Nord où elle disparaît vers Malvières. Il en existe des récurrences d'extension notable entre Monlet et le lac de Malaguet, ainsi qu'entre Châteauneuf et Céaux-d'Allègre. À Auffour, il s'agit d'un petit affleurement « noyé » dans le granite, et de petits témoins subsistent encore vers la Redonde (au Nord de la D 134). L'orthogneiss

de Fix est en concordance structurale avec les micaschistes de la Senouire qui affleurent de part et d'autre.

La roche est composée de :

— quartz. En plages xénomorphes, aux contours lobés et dentelés, il forme des rubans mono- ou polycristallins dans la foliation et apparaît également en gouttelettes incluses dans les feldspaths ;

— feldspath potassique (FK). En macrocristaux perthitiques (films et taches maclées albite) et pœcilitiques (inclusions de biotite, plagioclase et muscovite), il constitue 40 à 45 % du volume de la roche. Le feldspath potassique mésostasique est de petite taille, de forme polygonale et n'est jamais maclé ; il ne possède que des perthites en film et jamais d'inclusions. La myrmékite, abondante dans cette roche (jusqu'à 5 % en volume), apparaît en bordure du FK ou dans la matrice ;

— plagioclase. En général moins abondant que le FK, le plagioclase primaire est représenté par des cristaux qui peuvent atteindre 1 cm et par des inclusions dans le FK. Il s'agit d'oligoclase zoné avec un cœur (An 25-28) séricitisé et une bordure limpide plus acide (An 13-15). Le plagioclase en inclusion dans le FK apparaît aussi en lattes automorphes de 0,5 à 2 mm, zonées, très séricitisées, à cœur d'oligoclase (An 14) et auréole limpide d'albite (An 9). Le plagioclase secondaire est plus acide ; il se présente en petits cristaux polygonaux (An 5-12) dans la matrice ou en remplacement du FK, sous forme d'albite à structure en échiquier ;

— biotite brune primaire. Une première génération de grande taille se présente en lamelles riches en inclusions d'apatite et de zircon à auréole pléochroïque ; son abondance est variable dans la roche (15 à 25 %) ; ces biotites sont déformées et orientées dans la foliation. Une seconde génération est représentée par de petits cristaux de taille inframillimétrique, issus d'une recristallisation des précédents.

— muscovite. En quantité variable, elle peut n'être qu'accessoire ou former l'essentiel des minéraux phylliteux. On distingue de la muscovite primaire qui forme de grandes lamelles automorphes en bordure des FK, ou en association étroite avec la biotite (elle est alors riche en inclusions d'ilménite et de rutile). La muscovite secondaire est développée dans les feldspaths, ou parfois en association symplectique avec le quartz.

Parmi les minéraux accessoires, on trouve : sillimanite assez rare, apatite abondante soit en cristaux trapus de 1 à 5 mm, subautomorphes, concentrés dans les lits de biotite, soit en éléments plus petits, inclus dans le quartz ou les feldspaths ; zircon fréquent, sphère rare lié à la biotite, rutile en exsolution dans la biotite, épидote en granules dans les plagioclases, ilménite.

L'orthogneiss est assez homogène à grande échelle mais montre des variations locales de faciès. Ainsi, au contact avec la série métamorphique de la Senouire (de Murs à Josat, sur la bordure sud-ouest), l'orthogneiss est plus sombre et à grain fin sur une bande large de 50 à 100 m. La couleur sombre est due à la réduction de la taille du grain dans des zones de déformation intense, ou à la texture

initiale microgrenue de certains faciès, notamment au toit de l'orthogneiss. La roche est riche en biotite et comporte des cristaux de FK, souvent automorphes, dont la taille est de 0,5 cm et dépasse rarement le centimètre; ils représentent 10 à 15 % du volume de la roche. La foliation, souvent discontinue, est marquée par l'orientation de petites lentilles centimétriques de biotite parallèlement à l'orientation des feldspaths potassiques qui sont étirés et tronçonnés.

À partir du contact et en se déplaçant vers l'intérieur de l'arc, on passe progressivement au faciès banal œillé.

En certains points, la quantité de phénocristaux augmente considérablement ($x = 705,9$; $y = 332,75$) conférant une couleur plus claire à la roche. L'orthogneiss est traversé de nombreux filons : pegmatites à grenat ou à tourmaline et grosses apatites, filons de granite clair à deux micas. Il est également percé par de petites masses de granite fin à biotite et de granodiorite très orientée.

Les analyses chimiques de l'orthogneiss sont présentées dans le tableau 1 (en annexe) : F1 à F4 et CD27 pour le faciès banal, F7 et F8 pour le faciès à grain fin. Ces données permettent d'établir que les orthogneiss dérivent d'un protolite composite constitué de leucogranites et monzogranites de nature hyperalumineuse ($Al_2O_3 = 13,9$ à $14,5$ %), riches en potassium ($K_2O = 4,4$ à $5,8$ %).

ζγ³M. Orthogneiss de Fix mobilisé par l'anatexie vellave. L'orthogneiss a subi l'influence de l'anatexie vellave, comme en témoigne la recristallisation statique de quartz en gouttelettes. Les effets de la granitisation vellave s'observent également sur le terrain, à son contact entre Neyravat et Estublat ainsi qu'à Châteauneuf, où il est partiellement granitisé au contact avec le faciès rubané à biotite du granite du Velay.

En divers endroits, l'orthogneiss œillé prend un aspect anatectique, marqué par la résorption des mégacristaux de feldspaths et la disparition des structures métamorphiques précoces. Cette anatexie (ou mobilisation) semble n'affecter que la partie orientale de l'arc de Fix en contact avec le Velay, à l'Est d'une ligne allant de Moullys au Nord à Sassac au Sud. La mobilisation peut néanmoins se manifester ponctuellement, loin de ce contact, sous forme de leucosomes orientés et plissés. Elle est inégalement répartie du Nord au Sud : absente dans la région de Malvières, elle n'apparaît vraiment qu'à partir de Sembadel pour se développer assez largement à la hauteur de Monlet et à l'Ouest d'Allègre. La limite de cette zone mobilisée a pu être tracée : elle coïncide avec l'apparition systématique de la sillimanite et la disparition de la muscovite. Elle a, de ce fait, valeur d'isograde.

La mobilisation se manifeste, d'une part, par la recristallisation des mégacristaux de FK, qui tendent à être peu à peu résorbés et intégrés à la matrice de la roche. D'autre part, la foliation marquée par les lits micacés, d'abord discontinue, s'estompe au profit de petites

lentilles résiduelles de biotite dont l'alignement rappelle la structure métamorphique initiale de la roche. Aux stades les plus avancés de la fusion, ces lentilles sont dispersées dans un fond quartzo-feldspathique à gros grain (3 à 10 mm).

Localement, de petits stocks de granite à structure rubanée sont individualisés, comme à Sarzols et en rive gauche du ruisseau de Cheneville au Sud, ou comme à Moullys, au Nord. La mobilisation est parfois plus discrète et non cartographiable, comme à Hierbettes ou à Grangeon (au Nord de Saint-Pal-de-Senouire). Elle se manifeste soit par de petits stocks décimétriques de granite à grain fin qui occupent des charnières de plis, soit par de petits niveaux (de 10 à 30 cm d'épaisseur) qui passent progressivement à un faciès moins mobilisé où les structures métamorphiques sont encore visibles.

Ces roches sont composées de quartz interstitiel qui corrode le plagioclase et le FK, plagioclase (albite-oligoclase) en grands cristaux subautomorphes, feldspath potassique, non maclé, perthitique et xénomorphe, biotite qui renferme des aiguilles de sillimanite, très abondante dans les espaces intergranulaires. La roche contient aussi des minéraux accessoires tels apatite, zircon, grenat et muscovite tardive.

À l'intérieur de cette bande, l'anatexie conduit à une homogénéisation progressive et croissante vers l'Est. Des leucosomes quartzo-feldspathiques s'individualisent d'abord dans les charnières de plis P3, puis la roche prend un aspect de granite où seuls quelques mégacristaux de FK sont préservés. Les structures métamorphiques disparaissent et la foliation ne persiste qu'à l'état de schlieren. L'analyse chimique de ce faciès mobilisé (FM24) est présentée dans le tableau 1.

MÇY. Orthogneiss migmatitiques. Le pétrotype a été défini à l'Est de Céaux-d'Allègre, dans le talus de la route D 134. Il s'agit d'une roche très claire, de couleur blanche à rose pâle, essentiellement quartzo-feldspathique, à structure rubanée avec de minces lits phylliteux (d'épaisseur inférieure au millimètre) et de sillimanite. Elle contient souvent, en outre, de petits grenats rouges qui se détachent sur le fond clair de la roche. Sa faible teneur en biotite indique son caractère leptynitique. Le faciès le plus répandu montre une foliation nette et porte généralement une linéation minérale, parfois soulignée par des nodules ou des aiguilles de sillimanite.

Cette formation n'atteint des dimensions cartographiables qu'au Sud d'Allègre et du mont Bar, où elle affleure entre Châteauneuf et Céaux-d'Allègre. De minces niveaux, non représentés car d'épaisseur pluridécimétrique, apparaissent également à l'intérieur de l'orthogneiss.

Le faciès-type est une roche à grain fin (0,5 à 1 mm), massive et très leucocrate (affleurement des Roches, Sud-Est de Châteauneuf). Les phyllites sont extrêmement rares et la foliation est soulignée par l'étiement des enclaves surmicacées à biotite-sillimanite. Le grenat, très abondant et visible à l'œil nu, peut atteindre 4 mm. La roche est

composée de 30 % quartz, 40 % de feldspath potassique, 24 % d'oligoclase, 2 % de sillimanite, 1,5 % de grenat, 1,5 % de muscovite et 1 % de biotite.

Un autre terme peu fréquent (pérototype également visible aux Roches), est une leptynite massive, brun-rose, à grain fin et à structure saccharoïde (rappelant celle d'une aplitite) où la biotite est dispersée. Elle a une orientation fruste, peu visible.

Enfin, la leptynite rubanée à grain moyen de la carrière située à 300 m à l'Est de Josat (bord de la D 21) a été prise comme exemple de niveau différencié dans l'orthogneiss classique. Elle pourrait ainsi représenter des filons aplitiques transformés. Sa composition minéralogique comprend : feldspath potassique qui forme l'essentiel de la matrice granoblastique de la roche et qui se présente également en mésocristaux (3 à 5 mm) recristallisés et étirés dans la foliation ; quartz développé en cristaux amiboïdes dans la matrice, sous forme de rubans épais et en lentilles recristallisées ; plagioclase (albite-oligoclase An 5 et An 11) très peu abondant, sous forme de petits cristaux dans la mésostase ; biotite et muscovite associées dans les lits qui déterminent la foliation ; grenat en petits cristaux globuleux (0,1 à 0,5 mm) ; accessoires : apatite, zircon et ilménite.

Des plis tardifs, dans des conditions de déformation encore ductile, sont concentrés dans des couloirs de déformation NNW-SSE (Est de Céaux-d'Allègre), NNE-SSW (au Nord de Bonharmes, par exemple), affectant à la fois la foliation du métagranite et les dykes pegmatitiques. Cette déformation s'est produite dans les conditions de stabilité et de la sillimanite.

Une analyse chimique de ce faciès leptynitique (L20) est présentée dans le tableau 1. La composition est dacitique, riche en alumine (14,7 %) et en potassium (7,2 %). Cette roche pourrait ainsi représenter un ancien filon aplo-pegmatitique, lié au cortège filonien originel de l'orthogneiss.

Formations plutoniques péri- et intravellaves

π^{1V} . **Péridotites serpentinisées intravellaves.** Deux occurrences, de taille hectométrique, de serpentinites sont connues, répertoriées par F.H. Forestier (1964) :

- l'affleurement de la Roche, au Sud de Sembadel-Gare, présente un allongement de 200 m environ selon une direction NNE-SSW ;
- l'affleurement de Theux, d'extension décamétrique, est situé dans le talus de la voie ferrée, 250 à 300 m au Nord du pont du chemin d'Aubisnaus.

La composition minéralogique de ces roches montrent de l'olivine (Fo 72-75) et de l'orthopyroxène à l'état relictuel. Ces minéraux reliques représentent la paragenèse primaire. La paragenèse secondaire

est essentiellement constituée de serpentine (développée au détriment de l'olivine), de chlorite incolore, de clino-amphibole magnésienne incolore et de minéraux opaques.

À la Roche, les péridotites montrent par endroits, dans la masse, des structures foliées d'orientation WNW-ESE. Ces structures pourraient correspondre à d'anciens litages magmatiques.

Roches basiques éruptives : syéno-diorites et diorites quartziques.

Ces roches de teinte grise, relativement homogène à l'échelle de l'affleurement, n'existent qu'en enclaves, le plus souvent sous forme d'essaims de boules de dimension métrique à pluridécamétrique. Dans cette famille sont rassemblés des types pétrographiques variés allant de roches à biotite et hornblende à des diorites quartziques à biotite. Les occurrences sont dispersées dans les diverses unités du secteur cartographié : dans les granites à biotite et cordiérite (lit de la Loire entre Vorey et Flaceyre, Sud-Est d'Eyravas) comme dans le granite à biotite (Vazelle, Chambeyrac) ou le granite porphyroïde (Combres), les gneiss migmatitiques (Caire) ou l'orthogneiss de Fix (Pubellier, Hierbes).

σγ. **Syéno-diorites (vaugnérites).** Parmi ces roches il faut distinguer, en fonction de leur composition minéralogique, les syéno-diorites de la partie orientale qui contiennent du pyroxène (Pubellier) ou de l'amphibole : sur la route de Bonneval (D 26 à hauteur de Maisonseule), dans les champs entre Chambonne et Almancé et à Champot (NNW de Bellevue); de celles à biotite seule qui occupent une position intravallée.

Le pétrotype à **amphibole** est celui de Champot : c'est une roche gris bleuté, largement grenue. Elle est constituée par des lamelles centimétriques de biotite qui dessinent une sorte de structure maillée. L'espace entre ces larges cristaux de micas est occupé par une pâte plus finement grenue, composée d'amphibole verte en baguettes et de granules de plagioclase blanc.

La vauugnérite de Bonneval, comme celle de Champot, montre une texture poëciloblastique à grands monocristaux de hornblende incluant des lamelles de biotite, du plagioclase en vermicules et des oxydes. Ces monocristaux sont emballés dans une matrice à hornblende automorphe et plagioclase. Le sphène est interstitiel, les oxydes sont inclus dans les amphiboles.

L'enclave de Combres dans le granite porphyroïde a une texture grenue, très orientée, à grain moyen (1 à 3 mm). Cette orientation résulte d'une importante déformation pénétrative associée à des surfaces de cisaillement près des contacts avec le granite porphyroïde. Un filon de granite porphyroïde sécant présente du sphène xénomorphe associé à de la biotite chloritisée, ainsi que de l'allanite zonée automorphe.

La roche est composée de :

- plagioclase (33,5 %) subautomorphe, zoné à cœur d'andésine (An 35-45) et bordure d'oligoclase (An 25); les plus grands cristaux sont poëcilitiques à inclusions de biotite, amphibole et apatite automorphes, alors que les petits plagioclases sont à cœur d'oligoclase (An 30);
- biotite (29 %) automorphe, brun-jaune, fréquemment greffée en épitaxie sur l'amphibole : la biotite est ainsi vraisemblablement primaire et contemporaine de l'amphibole (Sabatier, 1980);
- amphibole vert pâle automorphe (actinote) en cristaux aciculaires (2-3 mm);
- feldspath potassique (2,5 %), orthose très peu perthitique, en plages interstitielles, formant une fine bordure autour du plagioclase; des franges réactionnelles sont développées au contact biotite-FK, suivant les faces (001) du mica et les myrmékites;
- quartz, le plus souvent en plages polycristallines interstitielles; les cristaux ont des contours engrenés et une extinction roulante, ils contiennent en inclusion de l'apatite aciculaire; occasionnellement, des ocelles monocristallines de quartz cernées par la biotite et l'amphibole sont visibles : ce quartz pourrait être hérité et d'origine granitique.

Parmi les accessoires, le sphène est abondant, en cristaux automorphes; l'allanite zonée et maclée est fréquente; les cristaux d'apatite aciculaire sont particulièrement nombreux et le zircon est essentiellement présent dans les biotites.

Les analyses chimiques réalisées dans les syéno-diorites sont présentées dans le tableau 2.

L'injection de granite porphyroïde dans la vaugnérite de Combres indique la précocité de la mise en place de ces corps magnésio-potassiques. L'absence de bordure figée autour des corps de vaugnérites indiquerait une quasi-contemporanéité entre granite porphyroïde et vaugnérite, à l'instar de ce qui est connu dans le massif de la Margeride, plus au Sud (Couturié, 1977).

Pour les faciès à **biotite seule**, le pétrotype a été pris le long de la route D 103, à 1 km en amont du Chambon-de-Vorey. À cet endroit s'observent des fragments arrondis d'une roche gris sombre à structure grenue, sans orientation apparente, comme découpés par une masse granitique claire. Celle-ci contient de grandes biotites plurimillimétriques, à faciès en lame de couteau. L'affleurement représente un mélange magmatique qui résulte de la dislocation de la masse vaugnéritique.

η¹. Diorites quartziques. Ces roches apparaissent sous forme d'enclaves au sein des granites porphyroïdes intravellaves de Bonneval et Almancé (Grivotte, 1985) et constituent également un massif laccolitique à Saint-Jean-d'Aubrignoux, où il a été décrit par J. Kornprobst (1984). C'est dans une des carrières situées au Sud de cette dernière localité qu'est pris le pétrotype de cette formation.

Il s'agit d'une roche sombre à texture granolépidoïdique, où l'orientation fortement marquée est exprimée par des lits irréguliers de granulométrie différente.

Le plagioclase est la phase la plus abondante (environ 49 % en volume) : il est subautomorphe, nettement zoné (An 35 au cœur ; An 18 en bordure) et contient des gouttes de quartz recristallisé et de la biotite. La biotite (21 %), brun-rouge, se présente en amas de petits cristaux subautomorphes, riches en inclusions d'apatite et de zircon. Les autres minéraux sont xénomorphes, interstitiels : le quartz (environ 18 %) forme des plages composées de cristaux fortement engrenés à extinction roulante ; le feldspath potassique (11,4 %) est un microcline faiblement perthitique et pœcilitique (à inclusions de quartz, biotite et plagioclase).

La composition chimique de cette roche (Kornprobst, 1984) est celle d'une monzonite quartzique. Elle est interprétée comme un cumulat de phases précoces cristallisées dans un magma granitique.

L'enclave décrite par J.M. Grivotte (1985) dans le granite porphyroïde de Bonneval est plus riche en biotite (29 %) et en quartz (30 %) qui peut former des ocelles, mais avec une moindre teneur en feldspaths (35 % de plagioclase et 5 % de feldspath potassique). Les analyses chimiques de biotites sont présentées dans le tableau 3. L'enclave de Fontannes, dans le granite d'Almancé, contient essentiellement : plagioclase (53 %), biotite (27 %) et quartz (18 %) et peu de feldspath potassique (< 1 %) ; la présence d'allanite y est notable.

δV. Amphibolites intravellaves. Plusieurs affleurements d'amphibolites sont enclavés dans les granites migmatitiques. Ainsi au Chambon (Nord-Est de Vorey, sous le pont, au niveau de la Loire), une enclave métrique à foliation verticale affleure en plein cœur du granite hétérogène à biotite et cordiérite. Il s'agit d'une amphibolite à grenat où l'amphibole primaire est brunâtre. Une amphibole incolore est secondaire : elle constitue en effet des vermicules qui entourent les cristaux de grenat et sont inclus dans le plagioclase. Il s'agit là d'une auréole réactionnelle symplectique, traduisant une recristallisation statique. La biotite, assez rare, est blindée dans le grenat et paraît primaire. Le quartz constitue une mosaïque granoblastique avec le plagioclase et correspond à une recristallisation par recuit.

γ⁴. Granodiorites. Elles apparaissent surtout sous forme d'enclaves de taille métrique à décamétrique, aussi bien dans le granite porphyroïde de La Chaise-Dieu que dans le granite hétérogène à biotite et cordiérite. Ce sont des roches de teinte grise à gris-bleu. Ces enclaves peuvent atteindre quelques centaines de mètres (Sud de Saint-Pal-de-Senouire, Pendaras) et entre Roche-Noire et Gardes, au niveau de l'Arzon. Il en existe également à l'extrémité nord du massif de granite porphyroïde, près de La Chaise-Dieu (x = 706,05 ; y = 327,150 et x = 705,755 ; y = 327,55).

Les deux méga-enclaves de la partie sud du granite sont intrusives dans la série métamorphique encaissante (Saint-Pal-de-Senouire). Au barrage hydroélectrique, le passage du granite porphyroïde à la granodiorite se fait dans une zone transitionnelle d'une dizaine de centimètres (Grivotte, 1985). Ce mode de gisement pourrait en fait correspondre à un faciès de bordure du granite porphyroïde de type La Chaise-Dieu.

Au sein du granite hétérogène à biotite et cordiérite, la granodiorite constitue des essais d'enclaves arrondies. Ce type de gisement suggère un mélange magmatique et implique une antériorité de la granodiorite par rapport au granite hétérogène.

La texture de la granodiorite est grenue, à grain fin et orientée. La paragenèse comprend : quartz, plagioclase, FK, biotite, apatite et sphène. Le quartz (21 à 25 %) est interstitiel ou en plages polycristallines constituées de cristaux engrenés à extinction roulante ; des sous-joints sont parfois visibles. Le plagioclase (40 à 45 %) est automorphe, en petites lattes (0,4 à 0,5 mm) ; il est souvent zoné : cœur An 35 et bordure An 20-22. Le feldspath potassique (12 à 21 %) est interstitiel ; il est un peu perthitique et contient des inclusions de biotite et de quartz ; les myrmékites sont nombreuses. La biotite (12 à 22 %) brun-rouge, est en petits cristaux (de l'ordre du millimètre) qui ont tendance à former des amas de 5 à 6 individus, régulièrement répartis. Parmi les minéraux accessoires, l'apatite est abondante, la muscovite, rare, est secondaire et d'origine deutérique (provenant principalement de l'altération des plagioclases), le zircon est rare, le sphène est très abondant dans l'enclave de Saint-Pal-de-Senouire.

Granite porphyroïde et enclaves granodioritiques diffèrent peu du point de vue chimique (Grivotte, 1985). Les analyses chimiques réalisées dans la granodiorite sont présentées dans le tableau 4, les analyses de biotites dans le tableau 3.

$\rho\gamma\zeta^3$. **Granites porphyroïdes à biotite type La Chaise-Dieu.** Ce sont des roches de teinte assez claire, à structure grenue porphyroïde nettement orientée, caractérisées par des macrocristaux allongés de feldspath potassique rectangulaires, pluricentimétriques (jusqu'à 5 cm), maclés Carlsbad, qui forment 7 % du volume de la roche (Grivotte, 1985). Ces grands cristaux sont contenus dans une matrice à grain moyen (3 à 8 mm).

Ce type de granite forme un laccolite allongé selon une direction NNE-SSW sur une vingtaine de kilomètres de long et de 2 à 3 km de large au maximum. Il est penté vers le Nord-Ouest conformément à la série métamorphique encaissante. Il est affecté en son milieu par un décrochement senestre tardif NW-SE, d'importance régionale : la valeur du rejet affectant le granite est de l'ordre du kilomètre.

Minéralogiquement il est formé de : quartz (22 à 29 % en volume) en plages polycristallines à extinction onduleuse, sous-grains et nou-

veaux grains dans la matrice ; feldspath potassique (20 à 30 %) comprenant de l'orthose perthitique (en macrocristaux) et du microcline moiré xénomorphe dans la matrice ; plagioclases zonés de type oligoclase (An 29 au cœur, An 18 en bordure), de plus petits cristaux interstitiels plus acides (An 15-17) et d'albite tardive ; biotite (10 à 15 %) brun sombre en cristaux automorphes de 1 à 2 mm. La muscovite omniprésente, à caractère secondaire, est autant plus abondante que la roche est plus déformée sur les bordures du massif (à Valiop par exemple). De la chlorite, également secondaire, se développe au détriment de la biotite ou en remplissage de petites fractures. Les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon, le plus souvent en inclusions dans la biotite.

D'un point de vue textural ces granites sont caractérisés par de fréquentes myrmékites, un grand nombre d'inclusions minérales qui soulignent les faces de croissance des mégacristaux de feldspath potassique, et par du quartz en plages presque exclusivement globuleuses, ellipsoïdales. L'abondance des myrmékites indique une phase tardive dans un système à saturation d'eau (Hibbard, 1979).

Les analyses chimiques réalisées dans les granites porphyroïdes et les analyses de biotites sont présentées respectivement dans les tableaux 5 et 6.

Les granites type La Chaise-Dieu sont intrusifs dans les micaschistes de la série de la Senouire. Cette intrusion se fait en lames sur sa bordure orientale, un cortège de filons centimétriques à décimétriques se mettant en place subparallèlement à la foliation S1-2 des gneiss. De la tourmaline se développe préférentiellement dans les surfaces de foliation. Les granites sont régulièrement foliés, la structure contemporaine de la cristallisation du magma se marquant par la fabrique magmatique planaire des feldspaths et l'orientation des micas (Grivotte, 1985). Le métamorphisme de contact dans l'encaissant, à biotite-andalousite-staurotide-grenat, est synchrone à tardif des déformations associées. À proximité du contact occidental, des microplissements de la foliation S1-2 des gneiss s'accompagnent de la cristallisation de biotites en plan axial et en arc polygonal.

$\rho\gamma V^3$. **Granites porphyroïdes à biotite intravellaves.** Les affleurements de granites porphyroïdes situés à l'Ouest de Craponne, constituent de larges bandes d'orientation subméridienne qui s'étendent depuis Al-mancé jusqu'à Saint-Jean-d'Aubrigoux où elles s'infléchissent en direction N60°E. D'importants affleurements sont maintenant reconnus dans la partie orientale de la feuille, depuis Voirac au Nord jusqu'au secteur de Prades au Sud ; ainsi que dans la partie centro-méridionale, autour de Freycenet, au contact du granite tardi-migmatitique de Joux.

Ce faciès est caractérisé par des phénocristaux de feldspath potassique blanc de taille variable (1 à 5 cm), représentant moins de 10 %

du volume de la roche, et par de la biotite en lamelles de 2 à 3 cm, toujours plus abondante que dans le granite rubané à biotite.

Ces granites ont une orientation acquise au stade magmatique. Dans les sills (Chomelix, Bonneval), la déformation est parfois marquée par des textures protomylonitiques affectant le quartz qui se dispose en lentilles aplaties. Cependant, dans les cas plus courants, le quartz paraît avoir recristallisé de manière statique, postérieurement à ces déformations qui sont attribuées à la mise en place.

Ce type de granite est assez comparable à celui de La Chaise-Dieu sans être tout à fait semblable. Il comprend une paragenèse primaire faite d'une association à : quartz globuleux en amas polycristallins à extinction onduleuse ; macrocristaux d'orthose perthitique à inclusions de biotite, de plagioclase et de quartz, et de feldspath potassique en cristaux interstitiels ; plagioclase (An 33 au cœur, An 24 en bordure) subautomorphe, aux contours ourlés par un mince liseré d'albite limpide ; biotite, légèrement chloritisée, en paillettes automorphes de 1 mm qui soulignent la fluidalité magmatique. La mésostase est granodioritique, constituée de quartz et plagioclase dominants, de feldspath potassique et biotite en lamelles orientées. Apatite et zircon sont accessoires. La muscovite et la chlorite sont des phases secondaires fréquentes. De la sillimanite prismatique ou en loupes flexueuses apparaît sporadiquement.

Les analyses chimiques des granites porphyroïdes intravellaves et des biotites sont présentées respectivement dans les tableaux 5 et 6.

Les relations à l'affleurement entre granite porphyroïde et granite migmatitique à biotite sont complexes : absence de relations d'intrusion franches à bordure figée, fréquentes imbrications entre les deux faciès, alternance de passées subconcordantes des deux granites. La chronologie relative sera discutée dans le chapitre concernant l'évolution tectono-métamorphique.

γ_b^{2-3} . **Granites rubanés à biotite.** Le pétrotype a été pris à l'Est de Bellevue-la-Montagne sur la D 21 (Buges) et à Châteauneuf (au Sud d'Allègre). Il s'agit d'une roche à texture granoblastique, à grain moyen (2 à 3 mm), à structure planaire rubanée. Ce rubanement est marqué par des alternances irrégulières de lits quartzo-feldspathiques et biotitiques d'épaisseur irrégulière. Il est également souligné par des variations de la taille du grain, de la teneur en biotite et par des schlieren et septa riches en biotite (la Naute, Roche-en-Régner). Il est parfois déformé par des plis ouverts, sans schistosité associée, d'amplitude décimétrique à plurimétrique.

La formation ainsi définie constitue principalement une bande d'une dizaine de kilomètres de large qui forme la zone bordière du complexe vellave, à l'Est d'une ligne Châteauneuf—Monlet—lac de Malaguet—vallée de la Dorette. Mais elle forme également des massifs différenciés au sein du granite hétérogène à biotite-cordiérite (comme à l'Est de

Bellevue-la-Montagne en bordure occidentale de l'Arzon) et dans la partie orientale de la feuille (entre Saint-Julien-d'Ance et Saint-Maurice-de-Roche).

La composition minéralogique de cette roche révèle une paragenèse primaire à : quartz en sections xénomorphes ; plagioclase oligoclase automorphe ; feldspath potassique subautomorphe non maclé, dont certains cristaux atteignent ou dépassent le centimètre ; biotite brune en sections plurimillimétriques soit uniformément réparties, soit regroupées en petits amas ou nodules de 0,5 à 1 cm. De nombreuses inclusions d'apatite et de zircon sont concentrées dans la biotite. Une phase secondaire de cristallisation est composée de quartz interstitiel et de muscovite qui demeure très rare. De la sillimanite est localement présent (la Naute, Sud de Roche-en-Régnier), associée à du grenat toujours morcelé (Châteauneuf).

Les granites rubanés sont intrusifs dans les formations gneissiques (métapélitiques ou orthodérivées) situées sur la bordure occidentale du Velay. Ils recoupent clairement, en particulier à Châteauneuf, le litage des amphibolites contenues dans les paragneiss.

Les granites rubanés à biotite sont fréquemment associés aux granites porphyroïdes intravellaves (granites d'Almancé, de Voirac) ou périvellaves (granite de Bonneval). À Chomelix, au niveau de l'Arzon, leur étroite association en lames imbriquées de puissance hectométrique est particulièrement significative des liens génétiques qui unissent ces deux faciès. De plus, les caractéristiques pétrographiques des granites migmatitiques rubanés à biotite sont analogues à celles des granites porphyroïdes.

Les analyses de biotites sont présentées dans le tableau 7.

γ_{bm}^{2-3} **Granites rubanés à biotite-muscovite.** Au Sud-Ouest d'Allègre, en carrière, le long de la D 40, un granite rubané à biotite et muscovite est intercalé dans la masse des granites rubanés à biotite. Il s'agit d'une roche assez claire, à patine roussâtre. Le rubanement est marqué par des niveaux d'épaisseur pluricentimétriques, à texture granoblastique, séparés par de minces lits phylliteux.

Le quartz granulaire apparaît en amas polycristallins dont les éléments sont affectés par des cassures et montrent une extinction onduleuse. Le feldspath potassique est représenté par de petites tablettes subautomorphes de 4 à 5 mm d'orthose, souvent maclées Carlsbad ; quelques sections ont une microstructure graphique. Le plagioclase de type oligoclase, en sections subautomorphes, est largement prédominant sur l'orthose. La muscovite est en lamelles automorphes et primaire pour sa plus grande part. De la muscovite deutérique secondaire forme des prismes aciculaires insérés dans les clivages ou parallèles aux traces des plans de macle des plagioclases. Enfin, de nombreux grains d'anatase complètent la paragenèse, avec le zircon à auréole pléochroïque, dans les biotites.

L'association granite rubané clair à biotite et muscovite-granite migmatitique à biotite seule, rappelle l'association décrite par J. Kornprobst (1984) sur la feuille Arlanc, dans le sill différencié de Saint-Just—Medeyrolles.

γ_{bm}^{1-3} . **Leucogranites type Guillaumanches, à biotite-muscovite.** Situés au Nord de La Chaise-Dieu, les leucogranites à biotite et muscovite des Guillaumanches constituent un petit massif de 1 à 2 km de large, allongé NNE-SSW, qui se raccorde au Nord aux faciès clairs du sill de Saint-Just—Meyderolles (Andrieux *et al.*, 1980 ; Kornprobst, 1984).

Le faciès-type est une roche claire, parfois de teinte rosée, à grain moyen (3-4 mm). Localement ($x = 709,6$; $y = 339,5$), une réduction de taille du grain s'accompagne une orientation, très marquée. Cette orientation, planaire et linéaire près de La Chaise-Dieu, passe à une structuration fortement linéaire vers le Nord. De grandes muscovites (1 cm) manifestent une tendance à se disposer en zone autour de la linéation principalement marquée par des alignements de biotite et de quartz en chapelets.

Du Sud vers le Nord, la quantité de biotite augmente progressivement. Inversement, la quantité et l'importance des filons de pegmatite à grenat, tourmaline, et souvent apatite et béryl, augmente en s'approchant de La Chaise-Dieu.

Ce type de leucogranite est intrusif dans les micaschistes de la Senouire dont il contient de nombreux septa, parfois plurimétriques (exemple de la grande enclave de gneiss fin près de Lagrifolle: $x = 709,25$; $y = 339,25$). Il est manifestement postérieur aux granites type La Chaise-Dieu (Forestier, 1964), qu'il recoupe en plusieurs points (filon de la carrière nord de La Chaise-Dieu). De surcroît, tous les filons leucogranitiques, pegmatitiques et aplitiques, génétiquement liés au leucogranite, recoupent le granite porphyroïde au Nord. Le contact entre de gros filons de leucogranite et le granite porphyroïde de La Chaise-Dieu présente des bordures à grain plus fin. Près du contact avec le granite porphyroïde ($x = 706,95$; $y = 337,425$), on observe une greisenification du leucogranite.

La composition minéralogique est :

- quartz (27 à 35 %) en grands cristaux engrenés, peu nombreux, agencés en plages globuleuses ou en individus isolés. Les plages montrent des quartz à extinction onduleuse. Il existe également du quartz en petites « gouttes » incluses dans les autres minéraux excepté la biotite. Ces relations traduisent des processus réactionnels tardi-magmatiques liés à la percolation de phases fluides ;
- feldspath potassique subautomorphe à xénomorphe (25 à 35 %), perthitique (films et veines). Il contient de nombreuses petites inclusions de plagioclases, de quartz, de muscovite, généralement disposées de façon aléatoire. Il présente un moirage net dans les zones à texture orientée. Le développement de nombreuses myrmékites au contact

plagioclase-FK traduit un rééquilibrage tardif favorisé par les contraintes (Phillips et Carr, 1973; Barrière, 1977);

– plagioclase (18 à 30 %) automorphe bien que fortement corrodé par le quartz. D'une taille moyenne (4-5 mm), il montre un zonage normal continu assez discret (cœur An 20, bordure An 10-15);

– muscovite (5 à 13 %) se présentant sous deux habitus différents : soit liée à la biotite chloritisée et fréquemment déformée en « kink-bands », soit en grandes lattes automorphes ; dans ce cas, elle englobe totalement ou partiellement biotite, quartz, FK, plagioclase. Au contact du FK se développe une association symplectique muscovite et quartz qui détruit l'ordonnance de la muscovite, témoignant d'une réaction de type : feldspath potassique + eau \rightarrow muscovite + quartz ;

– biotite (3 à 5 %) en quantité variable, s'organisant en amas allongés discontinus. Dans les zones très déformées, sa transformation en chlorite est fréquente. Elle contient en inclusions de rares zircons, de l'apatite et aiguilles de rutiles provenant de sa déstabilisation en chlorite (exsudation de Ti) ;

– grenat apparemment stable, n'apparaissant qu'épisodiquement, par exemple près des contacts avec les filons. Les minéraux accessoires sont l'apatite, abondante, le zircon, la chlorite et l'épidote (dans les microfissures).

Enfin, il existe de nombreuses loupes surmicacées au sein du granite dont l'importance, en taille et en nombre, va croissant vers l'Est. Elles sont parfois associées à des xénoctaux arrondis de feldspath potassique à structure graphique.

Les analyses chimiques et les analyses de biotites sont présentées respectivement sur les tableaux 8 et 9.

Formations granitiques du Velay

La bordure occidentale du massif granito-migmatitique du Velay montre le large développement de granites migmatitiques hétérogènes, caractérisés par une forte teneur en enclaves, un rubanement plus ou moins marqué et l'apparition de la cordiérite dans la minéralogie des granites.

YMb. Granites migmatitiques hétérogènes à biotite. En se dirigeant vers l'Est, le rubanement du granite migmatitique à biotite devient moins régulier. Les surcharges orientées présentées sur la carte pour les granites rubanés permettent de souligner cette distinction essentiellement macroscopique. En effet, la composition minéralogique demeure la même que celle déjà décrite pour le pétrotype des granites migmatitiques rubanés.

Le pétrotype de cette roche est pris dans les falaises situées à la sortie nord de Bellevue-la-Montagne. Il s'agit d'une roche assez claire, à structure faiblement orientée. Son hétérogénéité est liée à la présence

d'enclaves gneissiques et surmicacées et à son caractère hétérogranulaire (taille du grain variant de 1 à 5 mm).

Dans le faciès-type, le quartz est xénomorphe, en sections arrondies ou anguleuses, à extinction roulante. Le feldspath potassique est de l'orthose en tablettes automorphes maclées Carlsbad ou en grandes sections subautomorphes, légèrement perthitiques, qui contiennent des inclusions de plagioclase, quartz et biotite. Le plagioclase, zoné (An 28 au cœur, An 17 sur le bord), est en lattes automorphes légèrement séricitisées, et renferme des grains de quartz et de biotite. La biotite brune est en lamelles effrangées et contient de fréquentes inclusions de zircon. L'apatite est présente en cristaux parfois volumineux.

Un faciès à grain fin (Aubignac) est particulièrement développé dans les zones de passage aux migmatites, comme vers la Breure et la Naute. Il se présente en bandes marquées par des alternances avec le granite à grain moyen. Cette organisation est particulièrement nette dans les falaises dominant l'Arzon, au Sud-Est de Chomelix.

Une variante de granite migmatitique à biotite est représentée par une roche assez largement grenue, à structure équante, iso- à hétérogranulaire, à grain moyen de taille variable (2 à 5 mm). En position intra-granite hétérogène à biotite et cordiérite, il affleure sur le pourtour du panneau de gneiss veinés et rubanés migmatiques de la vallée du Lembron.

Les granites à biotite sont fréquemment associés aux granites porphyroïdes intravellaves (granites d'Almancé, granite de Voirac) ou périclavés (granite de Bonneval), en massifs ou en lames de puissance hectométrique (à Chomelix). Localement, ils se chargent en enclaves pluricentimétriques à décimétriques de gneiss gris (château d'Arzon).

Le passage aux granites hétérogènes migmatitiques à biotite et cordiérite est progressif et se traduit par l'apparition de cordiérite en taches, nodules ou granules dans des zones plus leucocrates.

Υ_6^{2-3} . **Granites hétérogènes à biotite-cordiérite.** Le type de cette formation a été pris à Bellevue-la-Montagne et à Vorey. C'est une roche de teinte généralement assez claire, très hétérogène. Ce caractère hétérogène est dû aux variations de sa taille de grain (subpegmatitique à fin), des proportions relatives de biotite et de cordiérite qu'il contient, et de la quantité d'enclaves de schistes cristallins (gneiss rubanés, micaschistes, loupes surmicacées à biotite ou à biotite-sillimanite) qu'il renferme.

Les granites constituant cette formation affleurent largement dans la partie orientale de la feuille. Ils forment une bande subméridienne de 12 km de largeur au Sud à la hauteur de Vorey-sur-Arzon, à 5 km au Nord au niveau de Craonne. Il faut noter que les granites à cordiérite avec ou sans biotite occupent le cœur d'antiformes (d'échelle

déca- à hectométrique) dessinées par la foliation des panneaux de gneiss (vallée du Lembbron).

Au Sud de la feuille, à l'Est d'une ligne Dignac—Vorey, la formation granitique est particulièrement hétérogène par suite d'une surcharge en multiples petites enclaves micacées centimétriques (souvent à sillimanite) et de l'étroite imbrication des différents faciès granitiques (clair, à biotite-cordiérite homogène, ou à biotite seule). À l'Ouest, le granite apparaît plus homogène et relativement dépourvu d'enclaves (plateaux de Leyssac—Vermoyal et de Bellevue-la-Montagne).

Localement, les granites présentent une structure rubanée caractérisée par des alternances de niveaux clairs, plus riches en cordiérite et de niveaux sombres plus chargés en biotite (Sud de Roche-en-Régnier, Sud de Fournac, dans les falaises qui dominent l'Arzon à l'Est de Chomelix). Dans ces niveaux, la cordiérite se présente en cristaux prismatiques de taille plurimétrique.

La composition minéralogique montre la présence de : quartz en plages xénomorphes ou en gouttelettes incluses dans le plagioclase; feldspath potassique (FK) en cristaux à tendance pœcilitique, à inclusions de plagioclase et de quartz; plagioclase (oligoclase An 20-25) en cristaux trapus automorphes; biotite brun sombre en lamelles soit dispersées dans la matrice grenue, soit en amas; cordiérite en nodules plurimillimétriques à centimétriques, toujours très altérée (pinite). La muscovite secondaire, bien que rare, est toujours présente; apatite, zircon et monazite sont accessoires.

Les granites hétérogènes sont affectés, à un degré plus ou moins fort, par des déformations tardives qui se traduisent par une extinction onduleuse et par le développement de sous-grains dans le quartz, de macles de déformation dans le plagioclase et de bandes de pliage dans la biotite. Une phase quartzo-feldspathique finement cristallisée apparaît entre les grands cristaux de quartz xénomorphes et de feldspaths automorphes appartenant à l'association primaire.

Le passage granites hétérogènes-granites à biotite est graduel. Il est marqué par la disparition progressive de la cordiérite.

Les analyses de biotites sont reportées dans le tableau 10.

$n\gamma^2-3$. **Granites homogènes à biotite-cordiérite.** Ce faciès a été identifié au Nord-Est de la feuille, au Sud de Saint-Pal-de-Chalencon. Il s'agit d'un granite équant à grain grossier, à biotite plurimillimétrique et cordiérite prismatique. Le plagioclase est très automorphe. On remarque l'absence quasi totale d'enclave ou de résidu métamorphique dans ce granite.

Il s'agirait là d'une différenciation du granite hétérogène à cordiérite, comme le laisse supposer sa paragenèse magmatique identique, et ses relations vis-à-vis de l'encaissant semblables à celles du granite hétérogène.

γ². **Granites clairs à cordiérite.** Le faciès-type a été pris au Suc de Pératé, dans la carrière située au Nord-Ouest de Roche-en-Régnier, le long de la D 35. C'est une roche très claire, blanche ou rose pâle, riche en nodules vert sombre de cordiérite, de taille centimétrique. Les nodules sont irrégulièrement répartis dans une matrice grenue quartzo-feldspathique, pauvre en biotite.

Cette formation s'étend largement dans la partie orientale de la feuille où elle constitue une masse clairement différenciée, à limites nettes. Elle est intrusive dans les autres formations granitiques. Elle apparaît également sous la forme de filons au sein des diverses autres formations cristallines du complexe du Velay. En particulier, ce faciès clair est souvent développé au contact des gneiss veinés migmatitiques. Il apparaît également autour des enclaves de vaugnérites.

Le type le plus répandu est une roche homogène très claire, d'aspect granitique, constituée par une matrice formée de grains de quartz, de feldspaths millimétriques et de fines paillettes de biotite dispersées, et dans laquelle apparaissent des nodules centimétriques de cordiérite.

D'une part, ces granites forment des mobilisats qui se présentent :
– soit en veines ou filonnets d'épaisseur centimétrique, à limites diffuses autour des enclaves sombres de paragneiss ou de vaugnérites (le long de la D 103 en aval du Chambon), ou plus nettement discordantes sur la foliation des gneiss ou sur le rubanement des granites encaissants ;
– soit sous forme de lits massifs ou de filons-couches d'épaisseur pluridécimétrique à métrique, à orientation planaire soulignée par les prismes de cordiérite, subconcordants avec la foliation du granite hétérogène encaissant (sous le pont du Chambon). Les limites de ces bancs sont nettes, soulignées par de minces lits biotitiques.

D'autre part, ce granite constitue des filons différenciés au sein de la masse hétérogène du granite. Ces filons sont généralement orientés N10 à 30°E (Louis-Clapiers, Eyraval, Coutarel) ou N70°E (ruisseau de l'Enfer).

Le granitoïde clair peut être localement dépourvu de cordiérite. Il est alors caractérisé par la présence de petites biotites (0,5 à 1 mm) isolées et dispersées dans la matrice claire. Ce faciès est souvent cantonné au contact des enclaves de schistes cristallins, où il prend généralement une texture équante, saccharoïde, finement grenue (aplitique).

Les relations de ces granites avec les granites anatectiques environnants montrent qu'ils se sont mis en place relativement tardivement par rapport à cet encaissant : contacts francs, structures internes peu pénétratives,...

γ^3 . **Granites tardi-migmatitiques à biotite.** Ces granites, à mode de gisement en massifs à contours circonscrits ou en filons subverticaux, recourent nettement les roches encaissantes. En particulier, ils sont sécants sur le rubanement des granites à biotite et cordiérite. Deux massifs sont individualisés sur la carte.

Un massif affleure près du village de Mondoulioux. Il s'agit d'une roche à grain fin, très homogène, à teinte sombre due à la présence de biotite en quantité importante. L'extension de ce granite a été reconnue jusqu'à Arsac et Nolhac vers le Sud, un pointement étant localisé juste au Sud de Craponne-sur-Arzon. Les contours sont bien circonscrits. L'entaille de la route D 9 permet d'observer, au Rachat, les rapports de ce granite avec son encaissant. Ce contact est marqué par une bordure figée microgrenue, présentant une orientation minérale de biotites disposées parallèlement à ce contact, et sécante sur les structures des roches encaissantes. Dans le massif principal, le granite est peu structuré, équant, à grain fin. La texture est microgrenue à tendance porphyrique, à cristaux de plagioclases automorphes de 2 à 4 mm.

La composition minéralogique de ce granite montre des plagioclases zonés avec un cœur d'andésine (An 35) altéré en produits micacés (séricite) et une bordure oligoclasique (An 25) limpide. Ils sont contenus dans un fond microgrenu à base de quartz, feldspath potassique et plagioclase en cristaux allongés, et de biotite en petites lamelles trapues. Les minéraux accessoires comprennent apatite, zircon, oxydes, sulfure et monazite. La chlorite et la séricite se sont développées secondairement.

Le second massif affleure au Sud de la carte et notamment dans la carrière située au Nord-Est de Joux, en bordure de la D 21. Il diffère du précédent par son caractère hétérogranulaire : sa structure est microgrenue et subporphyrique par endroits. C'est une roche de teinte gris verdâtre en masse, ponctuée de petits cristaux feldspathiques de couleur vert-jaune et rosâtre due à l'altération météorique.

Ce granite contient des enclaves microgrenues sombres à contours lobés, non francs. Dans sa paragenèse, le granite comporte du plagioclase (oligoclase) subautomorphe altéré au cœur, à bordure limpide, du feldspath potassique perthitique (orthose maclé Carlsbad), de la biotite en lamelles isolées ou en nids à fréquentes inclusions d'apatite. La cordiérite est rare et constitue des cristaux subautomorphes ou petits nodules. De la muscovite apparaît aussi.

ROCHES FILONIENNES

γ^1 . **Leucogranites.** Ce type de granite constitue des filons de puissance décamétrique et d'extension hectométrique à plurikilométrique. Ces filons sont particulièrement abondants au Sud et à l'Est de Craponne-sur-Arzon où ils montrent une orientation moyenne N160°E. Le réseau

filonien se poursuit au Sud jusqu'à Janabrier où les filons ont des orientations N10-20°E. Ces filons se retrouvent, avec leurs caractéristiques directionnelles, à l'Est de Vorey et à l'Est de Morlet, à l'exception toutefois d'un filon de l'Ardenèze (Est de Vorey) orienté N35°E. Dans l'angle nord-est de la feuille, une direction N120-130°E a été observée.

Ces roches d'aspect homogène ont une structure équante à grain fin (1 à 2 mm). Du point de vue pétrographique, ce sont des granites à deux micas (biotite et muscovite) à feldspaths alcalins : il s'agit de plagioclase de type albitique (An 3-5) et de microcline perthitique. Les feldspaths sont en général xénomorphes. Les micas sont en lamelles subautomorphes, avec de la muscovite relativement abondante et de la biotite en plus faibles proportions (< 5 %).

Leur mode de gisement en filons sécants sur toutes les autres formations traduit clairement leur caractère intrusif.

P. Aplo-pegmatites. Des ensembles de filons sécants, non déformés, de granites hololeucocrates aplo-pegmatoïdes, recourent fréquemment le complexe granitique et anatectique.

Bien qu'ils soient parfois subconcordants, la mise en place de ces matériaux est postérieure à la phase paroxysmale de déformation plicative du bâti. Ces pegmatites recourent clairement les granites porphyroïdes (dans le secteur du ruisseau de Prades). Leur volume est difficile à estimer. Ils sont surtout abondants à la bordure ouest du Velay où ils forment un véritable réseau filonien, avec des filons de puissance métrique à plurimétrique. La même observation peut être faite à l'Ouest de l'Arzon (secteur de Champvert à Combarel) où ces filons sont étroitement associés à des pegmatites qui recourent les granites hétérogènes à biotite et cordiérite.

Ces roches montrent une texture xénomorphe grenue, à quartz, FK, plagioclase. Le quartz en gouttelettes corrode les feldspaths ; la biotite en fines lamelles tardives est fréquente ; le grenat et/ou la cordiérite sont plus rares ; la sillimanite peut subsister. Accessoires : zircon, apatite.

Les zones de contact entre les granites du Velay et l'orthogneiss de Fix sont injectées de pegmatites et d'aprites, très souvent à grenats. Ce cortège est particulièrement développé dans le secteur de la Dorette, à l'Est du massif des Guillaumanches. Les injections filoniennes jalonnent le contact vers le Sud, comme à Varennes. D'autres injections se situent à l'intérieur de l'orthogneiss mobilisé, comme à l'Est de Pouzouls et de Varennes.

Q. Quartz. Les filons de quartz, généralement blancs, sont localisés essentiellement dans la partie sud de la carte, au Nord de Céaux-d'Allègre et de Peymarie. Ils y affleurent en crêtes, sur une épaisseur de quelques mètres, et pour l'un d'eux sur plus d'un kilomètre. Ils

recoupent les granites et se sont mis en place le long de fractures NW-SE. Ils sont souvent minéralisés en barytine.

FORMATIONS VOLCANIQUES

Le volcanisme de la feuille Craponne-sur-Arzon est à rattacher à la province volcanique du Velay. Bien que peu important au point de vue volume de lave émise, il est extrêmement intéressant par la diversité des types pétrographiques rencontrés (des basaltes *l.s.* aux phonolites) et des âges de mise en place. Les datations réalisées dans le cadre du levé de cette feuille montrent en effet une large gamme d'âges s'étalant de 13,2 à 0,8 Ma et qui correspond à la durée globale d'activité du Velay. Un grand nombre de types morphologiques sont, par ailleurs, représentés sur cette carte : cônes stromboliens et coulées en inversion de relief ou non, lacs de lave correspondant au remplissage de cratère d'explosion et témoignant d'une importante activité phréatomagmatique, necks et dykes.

Les roches volcaniques de cette région appartiennent à la série alcaline. On y rencontre surtout des termes peu ou pas différenciés (basaltes au sens large). Les basaltes au sens pétrographique strict du terme ne sont pas représentés sur cette feuille : toutes les roches volcaniques ayant un aspect de « basalte à l'œil nu » (texture microcristalline, couleur gris foncé ou noire, présence de phénocristaux d'olivine et/ou de clinopyroxène), sont en fait des laves plus sous-saturées en silice que les basaltes, et il s'agit pétrographiquement soit de néphélinites, soit de basanites. Quelques rares termes plus différenciés (hawaiites), voire même fortement différenciés (mugéarites et phonolites) sont cependant présents dans la partie orientale de la feuille. Les analyses chimiques originales du tableau 11 donnent un aperçu de la relative homogénéité de cette série.

No; Np. Néphélinites à olivine; néphélinites à pyroxène. Ces laves sont rares sur cette feuille. Elles se caractérisent chimiquement par de faibles teneurs en silice ($\text{SiO}_2 < 43 \%$) et de fortes teneurs en alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 5 \%$), se traduisant par des proportions de néphéline normative (Ne norm.) supérieures à 15 % et des valeurs d'indice de différenciation (I.D.) inférieures à 35 (*cf.* tableau 11). Les textures sont systématiquement de type microlitique-porphyrrique avec des proportions de phénocristaux comprises entre 10 et 20 %. D'un point de vue minéralogique, deux paragenèses peuvent être distinguées :

— la première associe des phénocristaux d'olivine, des microcristaux d'augite titanifère, d'olivine, d'oxydes ferrotitanés et des phases interstitielles (néphéline, andésine et feldspath potassique). L'échantillon CR17 (coulée du mont Bar) en est un exemple type. Cette paragenèse définit une néphélinite à olivine selon la terminologie de M.J. Le Bas (1987). Chimiquement et minéralogiquement, ces néphélinites sont

très proches des basanites. Seules les teneurs en Ne norm. permettent en fait de les distinguer ;

— la deuxième paragenèse est plus rare et se caractérise par des phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène fortement zoné (cœur vert de ferri-salite sodique et bordure d'augite titanifère), d'apatite chargée en micro-inclusions fluides et d'oxydes ferrotitanés (éch. CR43 et CR63). La mésostase est constituée de microcristaux d'olivine, d'augite titanifère, de plagioclase et d'oxydes ferrotitanés ; les phases interstitielles sont représentées par la néphéline, le feldspath potassique et la biotite. Il s'agit dans ce cas d'une néphéline à pyroxène (Le Bas, 1987). On notera la présence de leucite normative dans l'échantillon CR63.

β¹. Basanites. Ce sont les roches volcaniques les plus représentées sur cette feuille. Leur sous-saturation en silice est inférieure à celle des néphélines et se traduit par des teneurs en Ne norm. comprises entre 5 et 15 % et des valeurs de I.D. inférieures à 35. Les textures sont variables et on distingue, par ordre d'abondance, des textures microlitiques-porphyriques, aphanitiques et doléritiques, ces dernières étant essentiellement représentées dans les intrusions (éch. CR36, neck du Suc d'Eyravas, par exemple).

L'olivine est la phase phénocristalline la plus abondante dans toutes ces roches. L'augite titanifère apparaît dans la plupart des cas sous forme de phénocristaux mais toujours en quantité inférieure à l'olivine. La mésostase est constituée de microcristaux d'olivine, d'augite, de plagioclase (labrador) et d'oxydes ferrotitanés. Les phases interstitielles sont représentées par le plagioclase, le feldspath potassique et la néphéline.

L'échantillon CR7b (coulée de la vallée de la Senouire) est un exemple type de basanite. Quelques échantillons se distinguent par la présence d'un verre brun qui se substitue alors aux phases interstitielles.

H. Hawaiiites. Elles se définissent par un enrichissement en SiO₂ par rapport aux basanites, se traduisant par des valeurs de I.D. comprises entre 35 et 50 (voir tableau 11). Au vu des analyses chimiques et des lames minces, ce groupe de roches, par ailleurs peu représenté sur la carte, s'avère hétérogène. Schématiquement, on peut distinguer deux types :

— le premier se rapproche des basanites par sa texture, sa minéralogie, ses teneurs en Ne norm. et ses faibles valeurs de I.D. (I.D. < 40) (éch. CR1 et CR52) ;

— le second montre des textures très variables, microlitiques faiblement porphyriques (à phénocristaux d'augite, d'amphibole déstabilisée et d'oxydes ferrotitanés où l'olivine n'apparaît qu'en microcristaux) à doléritiques (éch. CR55), et des valeurs de I.D. supérieures à 40 (éch. CR38, CR53 et CR55). Les proportions de Ne norm. dans ce second type de roches varient de 0 à 12 %.

α M. **Mugéarites.** Il s'agit de laves différenciées, enrichies en SiO_2 et en alcalins, dont les valeurs de I.D. sont par définition comprises entre 50 et 65. Seulement deux pointements de ce type de laves ont été reconnus sur la feuille, à proximité du hameau de Malivernas (éch. CR47).

La lave présente une texture microlitique-porphyrique. Parmi les phénocristaux, et par ordre d'abondance, on distingue : de l'amphibole brune entourée d'une bordure réactionnelle d'oxydes ferrotitanés ; du clinopyroxène vert (augite à tendance aegyrienne), à zonation complexe (cœurs fréquemment résorbés), et qui parfois est associé à des microphénocristaux d'apatite chargés de micro-inclusions fluides ; du feldspath zoné à cœur de plagioclase (An 30) et bordure sodipotassique ; des oxydes ferrotitanés ; et enfin quelques rares olivines qui, le plus souvent, réagissent avec la mésostase. Celle-ci est constituée de plagioclase, de clinopyroxène vert, d'oxydes ferrotitanés et de feldspath sodipotassique interstitiel.

Φ . **Phonolites.** Ce sont des laves de couleur claire, les plus riches en SiO_2 , Na_2O et K_2O (I.D. > 80) de la lignée alcaline sous-saturée. Elles sont classiquement considérées comme des produits ultimes de la différenciation de cette lignée. Sur cette feuille, les phonolites appartiennent à un complexe unique (Roche-en-Régner, carrière Roche du Diable).

La texture de ces phonolites est trachytique, fortement porphyrique. On y observe des phénocristaux d'anorthose, de sphène, d'apatite et d'amphibole brune complètement résorbée et auréolée d'aegyryne. Dans la mésostase, on rencontre du feldspath sodipotassique, de l'augite aegyrienne, de la néphéline, des opaques, de l'apatite et du zircon.

st. Projections stromboliennes. Leur accumulation constitue les appareils volcaniques correspondant aux points d'émission basanitiques et néphélinitiques les plus récents. Les carrières entaillées dans les flancs de ces édifices (par exemple, les exploitations de pouzzolane du Pinet et de Courbières sur le flanc sud-est du mont Bar) permettent d'observer la structure de ces dépôts. Il s'agit de formations grossièrement stratifiées, faiblement granoclassées, essentiellement constituées de fragments de basalte scoriacé. La taille de ces fragments est très variable (cendres, lapillis, blocs). Des bombes en fuseau et en galette, typiquement associées au dynamisme strombolien, sont présentes dans la plupart des cas. Ces projections sont soit de couleur rouge (partie centrale des appareils volcaniques), soit de couleur noire (périphérie des appareils). Dans de nombreux cas, ces projections contiennent des enclaves de roches du substratum cristallin partiellement fondu (buchite), et/ou de roches ultrabasiques mantelliques. Des mégacristaux de pyroxène et d'amphibole sont relativement fréquents.

Les enclaves ultrabasiques et les mégacristaux sont particulièrement abondants dans ces projections stromboliennes récentes (mont Bar,

carrière de Courbière, par exemple) et dans les laves de remplissage cratérique (volcan de Ringue). Les enclaves ultrabasiques sont de trois types : péridotitique, pyroxénitique et amphibolitique.

Les péridotites sont le plus largement représentées. Les enclaves peuvent atteindre 20 cm de diamètre (carrière de Ringue). Ce sont des lherzolites (olivine, + enstatite, + diopside chromifère, + spinelle) ou des harzburgites (olivine, + enstatite, + spinelle) à texture de tectonite fortement recristallisée (texture essentiellement granuloblastique, à grain relativement grossier en raison d'un recuit statique important). Ces enclaves, équilibrées dans le faciès à spinelles, proviennent de profondeurs comprises entre 30 et 70 km. Dans le cadre du modèle diapirique proposé par P. Coisy et A. Nicolas (1978), ces péridotites représenteraient la partie supérieure d'un diapir mantellique dont la mise en place serait associée à l'activité du point chaud du Massif central. En plus des minéraux précédents, 30 % environ des enclaves contiennent une amphibole brun clair (pargasite). La présence de cette phase hydroxylée secondaire témoigne de l'existence d'un manteau supérieur « enrichi » à l'aplomb de cette région. Cet enrichissement est d'origine métasomatique. Ce métasomatisme, vraisemblablement contemporain de l'activité volcanique, est lié à la percolation de fluides associés à l'injection des magmas basaltiques au sein du manteau péridotitique.

Les pyroxénites sont beaucoup plus rares que les péridotites et il s'agit soit de clinopyroxénites à olivine (Al-Ti augite, + olivine, + oxydes ferrotitanés, ± kaersutite), soit de clinopyroxénites *s.s.* (Al-Ti augite, + oxydes ferrotitanés, ± kaersutite). Elles sont fréquemment associées à des amphibolites de type kaersutite (kaersutite, + oxydes ferrotitanés, ± olivine, ± Al-Ti augite). Les textures des pyroxénites et des amphibolites sont typiquement de type cumulatif (ad- à méso-cumulat). Ces roches correspondent à des ségrégats ayant fractionné à partir de liquides basaltiques au sein d'un réseau filonien intramantellique. Exceptionnellement on rencontre, dans quelques échantillons de néphélinites à pyroxènes, des enclaves millimétriques de pyroxénites alcalines (salite ferrisodique, + apatite riche en micro-inclusions fluides, + opaques, ± néphéline), pétrographiquement assimilables à des melteigites. Les mégacristaux sont relativement rares. Leur taille est modeste (millimétrique à centimétrique) et on les rencontre aussi bien dans les projections, en cristaux isolés, que dans certaines laves basaltiques (coulées de la Chaud et du Replat, neck de Chamontet, lac de lave de Lagarde) où ils ont alors valeur de xénocristaux. Dans ce dernier cas, ils sont systématiquement entourés d'une auréole réactionnelle. Ces mégacristaux sont généralement considérés comme ayant cristallisé en conditions infracrustales ou supramantelliques à partir de liquides magmatiques de composition comparable à celle de leur lave hôte. Ce sont soit des clinopyroxènes noirs riches en Al et Ti (augite salitique), soit des amphiboles brun foncé riches en K et Ti (kaersutite).

ph. Projections phréatomagmatiques. Il s'agit de projections stratifiées, parfois à granoclassement inverse, où alternent régulièrement des niveaux (centimétriques à décimétriques) constitués essentiellement d'éléments du substratum, et des niveaux riches en éléments basaltiques (lapillis vitreux polygonaux, bombes en « chou-fleur ») et parfois aussi en enclaves ultrabasiques. Elles résultent des cycles d'éruptions liés à une interaction entre une colonne magmatique et une nappe phréatique, cycles d'éruptions qui peuvent conduire à la formation, dans certains cas, de cratères d'explosion (maars). Ces projections représentent systématiquement les stades initiaux des éruptions. On peut donc les rencontrer soit en semelle des projections stromboliennes (volcan du Pérou, par exemple), soit en placages sur les flancs internes d'anciens cratères d'explosion remplis de lave (volcan de Mons) (*cf.* « Conditions de formation des entités géologiques »).

br. Brèches basaltiques phréatomagmatiques de Saint-Maurice-de-Roche. À l'extrémité sud-est du Suc de Roussille, des terrassements étendus permettent d'observer, sur 3 à 5 m de haut, des tufs grossiers roux à jaunâtres, chaotiques, sans stratification, essentiellement constitués d'éléments basaltiques, quelques uns très gros (1 m environ) mais généralement de taille comprise entre 5 et 15 cm, présentant parfois l'aspect de bombes. Quelques éléments de granite épars sont aussi présents, ainsi que des lentilles argileuses très inclinées. La matrice, abondante, est jaunâtre à rousse. En un point, on observe une couche de 50 cm, très pentée, de tuf à lapillis. Les sédiments argilo-sableux apparaissent à l'Est du terrassement. Au Sud-Ouest de ce gisement, la petite route voisine recoupe une étroite dorsale de basalte (dyke?), subméridienne, flanquée à l'Est de projections graveleuses (lapillis), et se poursuit vers l'Est dans les sédiments argilo-sableux que les tufs semblent surmonter. Cet affleurement pourrait, d'après J. Mergoil (comm. pers.), se situer pratiquement dans l'appareil volcanique.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

Les terrains sédimentaires sur cette carte constituent l'extrémité septentrionale du bassin de l'Emblavès qui s'étend sur les feuilles 1/50 000 Le Puy, Yssingaux et Monistrol. Plus au Nord, à une dizaine de kilomètres, le petit bassin de Saint-Julien-d'Ance, à l'Est de ce village, présente des dépôts semblables, localement épais. À la base, les argiles de Rosières, attribuées au Ludien, se caractérisent par leur pauvreté en sables, leur dominante illitique et l'abondance de nodules carbonatés parfois disposés en pédotubules. Représentées au Sud des Terrasses sur la feuille Le Puy, elles affleurent encore à l'Ouest du Poux mais n'ont pas été vues sur la feuille Craponne. Nous admettons donc que tous les dépôts tertiaires de cette feuille correspondent aux dépôts supérieurs de l'Emblavès, attribués au Stampien inférieur (Sannoisien).

g1. Stampien inférieur (Sannoisien). Dépôts supérieurs sablo-argileux de l'Emblavès. Dénommés « Sables de Retournac » sur la feuille Monistrol à 1/80 000, ces dépôts sont à rapprocher des « Sables de la Laussonne » du bassin du Puy.

Il s'agit de sédiments argilo-sableux, souvent monotones, sans stratification notable, qui passent sans discontinuité des sables argileux aux argiles sableuses. La granulométrie de la composante sableuse varie de même, jamais très fine, plus ou moins hétérométrique, parfois grossière mais rarement jusqu'aux graviers. Les indurations en grès sont exceptionnelles, notées seulement près de Bourrienne (Saint-Julien-d'Ance). Les graviers et cailloutis émoussés, observés localement, paraissent provenir de la contamination par des formations superficielles (concentration en base de colluvions, voire résidus alluviaux comme à Bourrienne). Les teintes tendent souvent vers le vert-bleu, le gris bleuâtre, le gris-vert. Les dépôts les plus pâles sont très argileux, peu ou finement sableux. Le caractère bariolé n'est pas très fréquent, généralement en roux, parfois en rouge violacé comme à Laroux où cette teinte envahit localement toute la masse.

Dans tous les cas, les affaissements tectoniques ont permis la conservation des dépôts, parfois le long d'étroites banquettes plaquées contre des escarpements de faille. Aux environs de Laroux, le phénomène se répète suivant une disposition en escalier déterminant une série de replats morphologiques qui ont souvent conservé des sédiments, eux-mêmes recouverts d'arènes colluvionnées. Les sédiments n'apparaissent que grâce aux terrassements, talus de route, chemins creux, quelques ravins. Près de Roche-en-Régnier et surtout de Saint-Julien-d'Ance, il s'agit de petits bassins d'effondrement conservant des sédiments épais. Près d'Aunac (coin sud-est de la carte), les dépôts oligocènes, bien développés, se rattachent à ceux des feuilles Yssingeaux et Monistrol-sur-Loire, protégés par le Suc Echacause, basaltique.

Au voisinage des reliefs volcaniques, le complexe colluvial périglaciaire qui leur est lié vient s'étaler largement sur les pentes où le substrat argileux a facilité sa progression. Les dépôts argileux s'enracinent dans le socle granitique, à la base des dépôts et/ou à proximité des failles, par l'intermédiaire d'une zone de transition épaisse de quelques mètres où le granite encore reconnaissable, arénisé, passe à des faciès plus ou moins argilisés bleuâtres et comporte des veines, passages ou poches d'un matériel argilo-sableux complètement détruit, bleu-vert, comparable aux sédiments sus-jacents (bien visibles près de Laroux). Parfois ces faciès de transition sont seuls conservés.

*A*¹. **Arènes anciennes évoluées.** Ces formations existent principalement dans le bassin oligocène de Saint-Julien-d'Ance, prolongeant vers le NNW, le long de la faille principale, les sédiments bien caractérisés de ce bassin.

Des parcelles labourées ou en herbe occupent en totalité la surface de ce témoin, ne permettant que des observations superficielles (quel-

ques décimètres au maximum dans des fossés). Aux environs de Tauriac, on observe des arènes brunes plus ou moins terreuses, uniformes, dépourvues de cailloutis granitiques à distance des affleurements (faille); localement en limite orientale (Nord-Est de Tauriac), les fossés sont creusés dans une arène silto-argileuse gris-brun un peu bleuâtre, mais nulle part le moindre indice de sédiment sablo-argileux verdâtre caractéristique de l'Oligocène ne peut être vu, malgré la situation en prolongement du bassin de Saint-Julien-d'Ance. À l'origine de cette formation, plusieurs hypothèses sont possibles :

- remaniement à faible distance et dépôt d'arènes synchrones des dépôts de Saint-Julien-d'Ance;
- remaniement et dépôt plus tardif d'arènes évoluées, directement sur le granite ou sur des sédiments oligocènes masqués;
- arènes évoluées plus ou moins autochtones, qui pourraient alors représenter un paléosol anté-sédimentaire.

D'autres arènes évoluées ne sont pas représentées sur la carte. Lors d'une campagne de recherche de matériaux argileux pour digues (Caillol et Turland, 1976, inédit), l'étude morphologique a mis en évidence plusieurs petits bassins tectoniques, le principal étant celui de Sermoulis (Nord-Est de Sauvessanges). Aucun d'entre eux ne montre de sédiments sablo-argileux, mais seulement des colluvions d'arènes terreuses. À Sermoulis, ces colluvions sont compactes, terreuses, brun-rouge à nuance verdâtre, un peu micacées, à nombreux éléments d'arène et quelques cailloux de granite parfois totalement arénisés. Au voisinage : absence de quartz résiduels, de sédiments ou d'alluvions; le granite qui affleure localement est toujours extrêmement fissuré, ocre.

Ce type de remplissage évoque des colluvionnements anciens.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Les formations superficielles sont très répandues sur l'ensemble de la carte, et masquent largement la roche en place, surtout sur les plateaux. Cependant, leur épaisseur, surtout sur les roches granitiques et métamorphiques, est éminemment variable, même sur de courtes distances, rendant la cartographie délicate.

Il convient de distinguer nettement les formations d'altération (notées *A*) qui n'ont subi aucun déplacement et ont conservé l'architecture de la roche, des formations déplacées, quel que soit le processus responsable de leur mobilisation, et qui ont été rassemblées sous la notation *C*. Ces dépôts sont nettement différenciés du matériel alluvial mis en place par un réseau hydrographique organisé et noté *F*.

De nombreuses coupes permettent d'observer la superposition de diverses formations superficielles telles arènes déplacées sur arènes en place, dispositif général en altitude. Dans ce cas, seule la formation la plus représentative, affleurant généralement en surface, a pu être cartographiée.

Matériel d'altération

\mathcal{A}^2 ; \mathcal{A}^3 . **Arènes granitiques profondes; arènes granitiques superficielles.** Il s'agit de formations d'arènes à structure conservée, dont le degré d'évolution géochimique est très variable d'un point à un autre. Ce sont des formations sableuses ou sablo-argileuses. Toutes les transitions existent avec la roche saine.

Le spectre granulométrique est à dominante sableuse (60 à 80 %), associée à une fraction limoneuse (7-20 %) et argileuse (3-5 %). Le spectre minéralogique des sables est assez comparable à celui de la roche-mère, les grains polyminéraux représentant au moins le tiers du total, mais parfois bien davantage.

Le couvert d'arène superficielle est irrégulier et mince en général. N'ont été cartographiés sous l'indice \mathcal{A}^2 que les affleurements les plus épais et les plus continus.

Des panneaux d'arènes profondes (« arènes pénétrantes ») jalonnent les nombreux accidents structuraux. Ils ont été figurés partout où leur observation est possible (\mathcal{A}^3).

Formations colluviales et de versant

$\mathcal{A}R$. **Complexes des arènes remaniées.** Les arènes remaniées résultent de la mobilisation des formations d'altération sur les pentes, par divers processus, le plus souvent en milieu périglaciaire. L'épaisseur de ces complexes d'arènes déplacées peut atteindre plusieurs mètres et plusieurs niveaux y sont reconnaissables :

- au sommet, une arène sablo-limoneuse à gros blocs sains ou peu altérés;
- un ou plusieurs niveaux d'arènes remaniées à blocs, séparés par des lignes de cailloux. Les blocs et les cailloux y sont plus petits, parfois oxydés; la matrice est plus compacte, bien que le taux d'argile y reste très modéré. Une structuration d'origine périglaciaire y est révélée par la présence de coiffes limoneuses sur la face supérieure des blocs et des grains de sable. Cette structuration est imputable à la glace de ségrégation et est responsable de l'existence d'un écoulement au toit de cette formation. Ces niveaux doivent être interprétés comme des paléosols périglaciaires;
- une arène fauchée, présentant des lits argileux oxydés s'enracinant à l'amont dans le prolongement des diaclases, et des lits limoneux issus de la migration sélective des particules sous l'action de l'eau ou de la pénétration du front de gel;
- l'arène en place, à structure conservée.

Un ou plusieurs de ces niveaux peuvent manquer en fonction des conditions locales. Les coupes les plus complètes s'observent au bas des versants aux altitudes élevées.

L'ensemble de ces complexes se développe inégalement sur la feuille. À basse altitude, ils sont localisés dans les vallons et les superpositions sont simples. À haute altitude, ils se généralisent surtout au Nord-Ouest de la feuille, annonçant les séquences des monts du Forez.

Ces dépôts ne sont pas datés avec précision, mais ils ne peuvent être imputés en totalité à la seule période wurmienne, au moins pour les plus complexes d'entre eux.

CF. Formations remaniées de fonds de vallon. Des arènes granitiques solifluées depuis les versants comblent les fonds des vallons élémentaires. Ces formations sont minces, ne dépassant pas 2 à 4 m, et minéralogiquement peu évoluées. Elles doivent être imputées aux glaciations quaternaires le plus souvent. À dominante sableuse, elles peuvent comprendre une fraction limoneuse non négligeable et quelques cailloux. Parfois riches en matière organique issue du remaniement de sols et en charbons de bois, elles doivent être alors interprétées comme un colluvionnement holocène lié à l'activité humaine.

L'épandage suballuvial de Roche-en-Régnier occupe une large dépression plane, suspendue à 310 m environ au-dessus de la Loire actuelle, atteinte par le ravin régressif du petit ruisseau de Flaceleyre. Cette dépression, développée essentiellement sur les dépôts sablo-argileux de l'Oligocène, se poursuit au Nord-Est sur le granite altéré sans que sa morphologie se modifie. Hors de l'entaille du ruisseau, les dépôts sont rarement visibles : arène brunâtre silto-argileuse en surface, seule ou associée à un cailloutis granitique peu évolué, de taille et d'abondance variables (observés sur 0,30-0,70 m d'épaisseur sur le chemin de Passalat au stade de Roche-en-Régnier). L'entaille du ruisseau permet d'observer en rive droite, à 200 m au Sud de Prassalat, en contrebas du replat latéral, cet épandage sur 1,50 m reposant sur des blocs volcaniques à patine claire. De la base au sommet, on trouve des cailloutis (gros graviers) dans une matrice silteuse roux-brun, homogène, peu ou pas stratifiée, sur environ 0,50 m, puis des sables silto-argileux bleuâtres à éléments d'arène.

D'autres blocs volcaniques reposent au-dessus de ces dépôts. La présence de blocs sur le replat latéral devient spectaculaire en rive gauche, un peu en aval, notamment où, gros et abondants, ils constituent presque un « clapier » (le terme « clapier » désigne dans la région une « rivière de pierre », un tablier de blocs). Le dépôt de cet épandage suballuvial serait donc relativement ancien, antérieur aux derniers colluvionnements périglaciaires.

C Φ /Y ; C Φ /g₁. Colluvions à blocs de phonolite sur substrat reconnu. Ces formations n'apparaissent qu'autour de Roche-en-Régnier en prolongement de la feuille Monistrol-sur-Loire. Sur les flancs de la montagne de Miaune, les dépôts de l'Oligocène sont presque toujours masqués par des colluvions phonolitiques mises en place sous conditions périglaciaires, essentiellement par gélifluxion sur ces dépôts plus ou moins fluants. Au Nord de Flaceleyre, ces colluvions enva-

hissent aussi le haut des pentes granitiques. Relativement fines sur le replat au Sud de la D 35, partout ailleurs elles montrent essentiellement des blocs, parfois très gros, associés à une matrice terreuse, localement organisés en « clapiers » relativement calibrés et à disposition redressée. Vers le versant sud-ouest de la montagne, on rencontre par endroits des blocs très gros (pluri- à décamétriques) et de grandes masses gélifractées pour lesquelles il n'est pas toujours possible d'affirmer s'ils appartiennent à des gisements en place ou à des masses glissées. C'est notamment le cas de plusieurs témoins au Sud-Est de Roche-en-Régnier, représentés comme affleurants. Le flanc ouest de la montagne de Miaune présente une morphologie plus simple, une pente plus douce et régulière, avec des colluvions phonolitiques souvent à blocs épars, apparemment peu épaisses, où les terrassements atteignent le substrat sablo-argileux (mis à jour sous 1,5 m de colluvions au Sud-Est du Bois, vers 910 m d'altitude, sur la feuille 1/50 000 Monistrol-sur-Loire).

La mise en place de ces dépôts est expliquée par un processus de gélifluxion périglaciaire. Ces dépôts d'âge indifférencié ne doivent pas être imputés à la seule glaciation wurmienne. Ils sont l'équivalent, sur ce matériel, des arènes remaniées à blocs.

Eφ. « **Clapiers** » **phonolitiques**. Un seul éboulis a été observé à Miaune dans la partie sud-est de cette coupure, mais la notation a été conservée par souci d'homogénéité avec la feuille voisine (Monistrol). Il s'agit d'une formation à gros blocs, à structure « openwork » due à la gélifraction quaternaire (wurmienne), qui encercle les reliefs phonolitiques.

Eβ. « **Clapier** » **basaltique de Bourrienne**. Peu étendus sur cette coupure, les éboulis correspondent à des formations morainiques wurmiennes, limitées à la vallée de l'Ance (clapier de Bourrienne). Sans matrice en surface, ces éboulis forment de vastes tabliers de blocs enchevêtrés, animés d'un mouvement de fluage en masse sur le versant. Le débitage des blocs résulte de l'action du gel sur la corniche basaltique.

Cβ. **Coulées démantelées *in situ* et colluvions volcaniques**. Sont regroupés sous cette rubrique : (1) les formations constituées de blocs basaltiques (décimétriques à plurimétriques) partiellement emballés dans le sol, qui recouvrent certaines buttes et plateaux (plateau du Chausse, Freycenet) et qui correspondent vraisemblablement à d'anciennes coulées démantelées par l'érosion ; (2) les éboulis d'origine gravitaire, non remaniés, qui sont fréquents au pied des buttes basaltiques ; et (3) des dépôts de bas de pente de talweg, alimentés par les formations volcaniques et plus ou moins remaniés. Ils sont particulièrement fréquents sur les flancs et à la base des édifices stromboliens et des coulées en forte inversion de relief, et ils peuvent même, dans certains cas, recouvrir complètement les coulées issues de ces édifices (coulée du mont Bauray, par exemple).

Jy. Épandage de matériaux granitiques (cône de déjection de Laroux). Aux environs de Laroux, les terrains tertiaires sont recouverts d'un épandage de matériaux granitiques déposés au débouché du ravin des Pinchodes, à l'Est. En l'absence de fouilles notables, seuls des matériaux terreux riches en arène sont visibles, semblant localement surmonter un cailloutis granitique dense, altéré. Le terrassement du pavillon voisin avait mis à jour un cailloutis usé dont il ne reste qu'un bloc de granite allongé, émoussé, de 60 cm environ. L'épaisseur de cet épandage est sans doute réduit à 1 ou 2 m. Il apparaît à la manière d'une terrasse alluviale peu élevée par rapport au ruisseau qui le longe maintenant au Sud-Ouest.

Nappes alluviales

FyL. Alluvions wurmiennes de la Loire. La basse terrasse affleure dans la région de Vorey à 7-8 m au-dessus du lit du fleuve. Elle se raccorde aux terrasses, beaucoup plus étendues, de l'Emblavès, sur la feuille Le Puy.

FzL. Alluvions du lit majeur de la Loire recouvertes par les crues. Elles sont composées de galets grossiers bien roulés avec des blocs démesurés remaniés lors des grandes crues. Des bancs de sable sont interstratifiés. Ces alluvions sont remaniées à mesure du développement des méandres.

Fz; FzT. Alluvions actuelles et subactuelles, souvent tourbeuses. Les remplissages des fonds de vallon mêlent souvent des apports latéraux d'arènes aux alluvions proprement dites. Peu épaisses, elles n'ont été notées comme telles que lorsque les apports longitudinaux sont indiscutables. En altitude, une évolution tourbeuse se manifeste fréquemment en surface.

Matériel organique

T. Tourbes. Seules les tourbières véritables ont été notées. Plusieurs, dont celles du mont Bar, ont fait l'objet d'analyses palynologiques montrant que le début du remplissage remonte au Boréal.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

FORMATIONS DU SOCLE HERCYNIEN

Quatre grandes entités constituent les terrains affleurant sur la carte Craponne-sur-Arzon. Ces entités débordent très largement de la carte et les données régionales permettent de les différencier précisément.

Unité inférieure des gneiss

Elle est composée de terrains sédimentaires, pélitiques et argilo-silteux, dont l'âge est généralement rapporté au Protérozoïque supé-

rieur et Paléozoïque inférieur (Autran et Cogné, 1980; Ledru *et al.*, 1994). Leur milieu de dépôt paraît être un domaine épicontinental, les faciès volcaniques étant dans ce secteur très rares (amphibolites d'Allègre dérivant probablement de tufs basiques). L'orthogneiss de Fix dérive d'un granite porphyroïde d'âge cambrien (528 Ma : R'Kha Chaham *et al.*, 1990). Il s'agit d'un granite alumino-potassique, classiquement interprété comme témoignant des derniers événements tectoniques d'âge protérozoïque supérieur. Plusieurs arguments plaident en faveur d'une position originellement intrusive de ce granite dans les sédiments de la série de la Senouire :

- près du contact, le faciès du granite est à grain fin, et un champ filonien au toit et à la base du corps est probable compte tenu de l'alternance des micaschistes et des gneiss orthodérivés ;
- dans le secteur sud-ouest, des cristaux d'andalousite antéschisteux témoignent d'un métamorphisme thermique antérieur à la structuration synchrone du métamorphisme régional, que l'on peut attribuer à l'intrusion originelle ;
- il n'existe pas d'accident majeur ou de discordance stratigraphique au toit de ce métagranite.

Le caractère intrusif originel de ce granite indique donc un âge anté-Cambrien moyen pour les sédiments de la Senouire. Cet âge est en accord avec l'âge des sédiments situés en position structurale équivalente à Marvejols où ils sont antérieurs à 548 Ma, âge de l'intrusion d'une diorite quartzique (Pin, 1981).

Unité supérieure des gneiss

Reposant structurellement au-dessus de l'unité inférieure des gneiss par une surface de chevauchement majeur, cette unité allochtone est constituée de matériaux variés dont il est difficile de déterminer les sites initiaux de dépôt ou de mise en place. Il est en effet probable qu'à la faveur des déplacements et des déformations successives, les phénomènes d'imbrication tectonique ont été très intenses.

Les corps basiques et ultrabasiques (métapéridotites, métagabbros et amphibolites) témoignent d'une participation mantellique qui, suivant les auteurs, est rattachée à une large océanisation (Matte, 1986) ou à des zones de rift intraplaque. L'âge de mise en place des protolites n'est déterminé que ponctuellement dans le Haut-Allier, vers 500 Ma. Ces âges seraient ainsi à relier à la période distensive cambro-ordovicienne connue dans la chaîne varisque.

Les métasédiments qui affleurent sur la carte sont trop rétro-morphosés lors du métamorphisme livradois pour pouvoir être interprétés en terme de paléogéographie. Régionalement, ils sont classiquement attribués à des sédiments qui combleraient les bassins océaniques ou marginaux.

Formations plutoniques péri- et intravellaves

Les granites précoces périvellaves, et notamment le granite type La Chaise-Dieu, se mettent en place au Carbonifère, essentiellement dans l'unité inférieure des gneiss. Il s'agit de magmas mis en place après l'épaississement crustal majeur lié au chevauchement de l'unité supérieure des gneiss. Ces granites et granodiorites sont associés fréquemment à des intrusions vaugnéritiques et ont probablement une source profonde.

Du point de vue chimique, les granites porphyroïdes sont des monzogranites ($\text{SiO}_2 = 66,8$ à $71,8$ %), à caractère alumineux ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 15,1$ à $17,0$ %) et potassique prononcé ($\text{K}_2\text{O} = 4,5 \pm 0,5$ %).

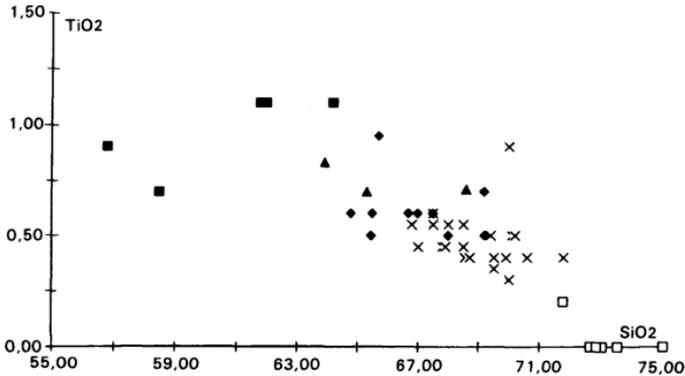
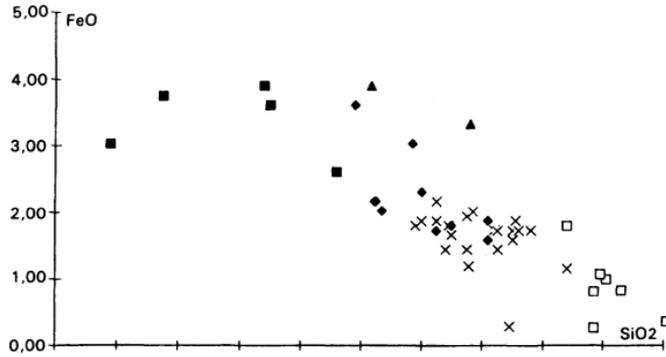
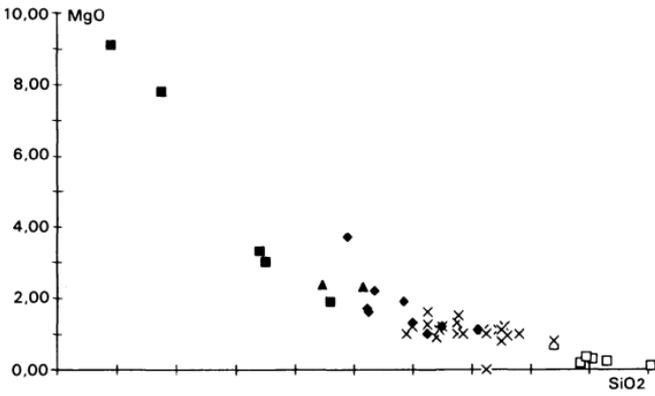
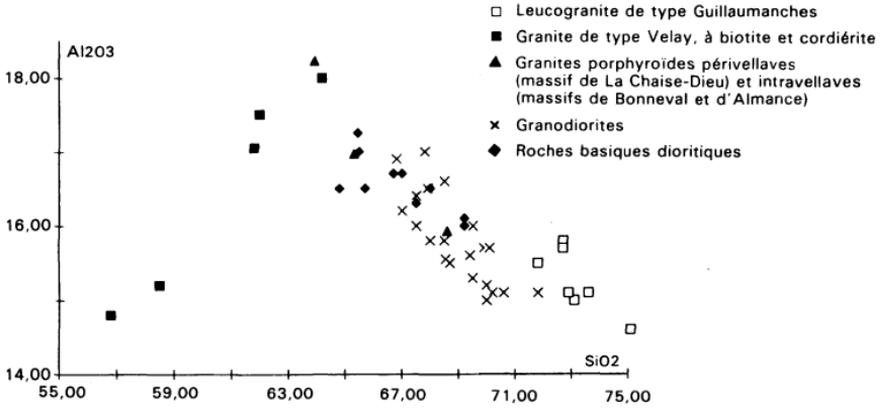
L'ensemble granites porphyroïdes et granodiorites présente une tendance calco-alcaline (*s.l.*) à caractère alumineux, comme le montre le diagramme des minéraux caractéristiques. Leurs caractéristiques géochimiques (majeurs et traces) témoignent de leur appartenance à la série subalcaline potassique (Grivotte, 1985).

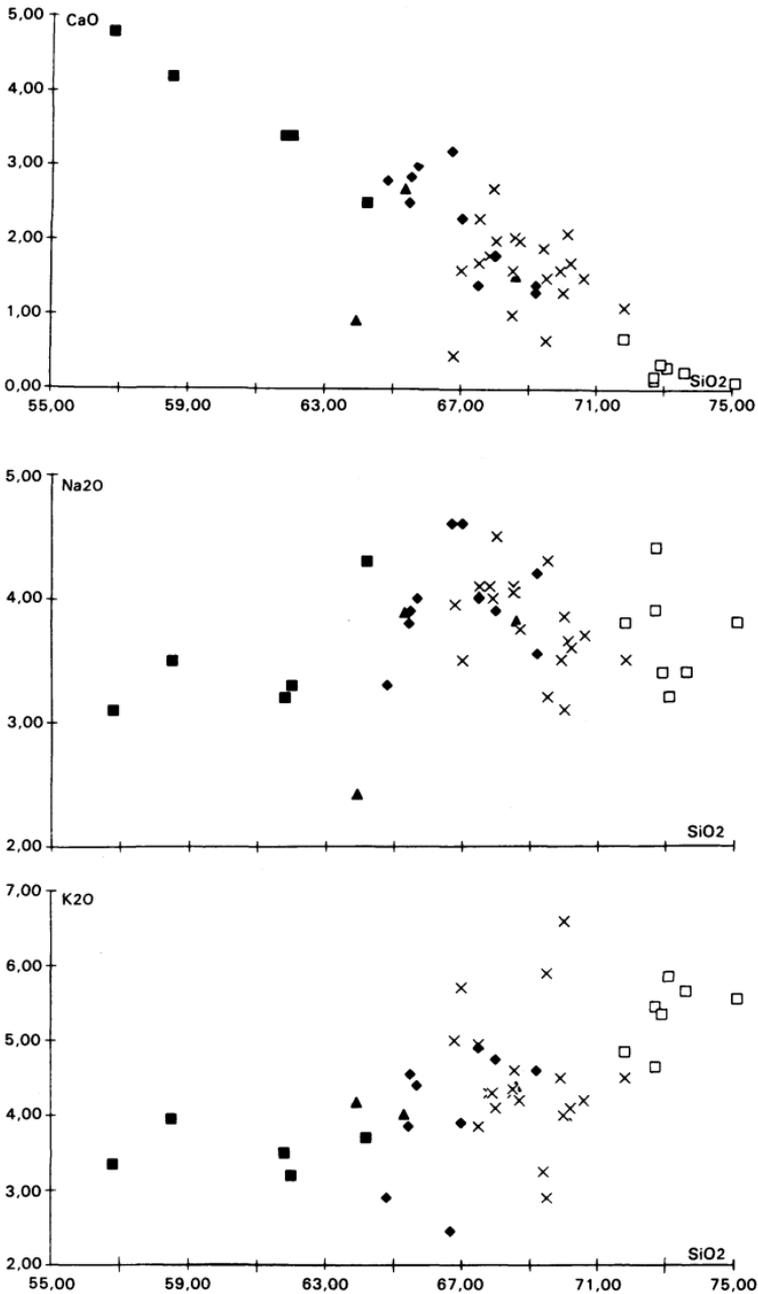
Le pointage de la composition minéralogique des biotites des granites porphyroïdes et des granodiorites dans le diagramme discriminant de H. Nachit *et al.* (1985) permet de rattacher cet ensemble aux séries alumino-potassiques, plus particulièrement au type Guéret défini par P. Rossi et P. Chèvremont (1987). Les différents termes de la série magmatique dessinent une évolution continue depuis un ensemble basique (diorite quartzique) jusqu'à un pôle acide (leucogranite de type Guillaumanches). Cette évolution est illustrée par les diagrammes de Harker (fig. 1). Des corrélations négatives sont observées pour les teneurs en Al_2O_3 , MgO , FeO , TiO_2 et CaO , et positives pour K_2O .

Les chimismes voisins des granodiorites et du granite porphyroïde montrent que ces roches semblent provenir de la même source. Les enclaves représenteraient, dans cette hypothèse, une phase précoce davantage contaminée par un magma basique. Mais les granodiorites pourraient également représenter un magma issu de la cristallisation fractionnée du granite. Cependant, l'absence de texture cumulative dans ces enclaves ne milite pas en faveur de cette hypothèse (Grivotte, 1985).

Les syéno-diorites (vaugnérites) sont génétiquement liées au granite porphyroïde. Elles ont un caractère magnésien et potassique, classique pour ce genre de roches, avec cependant des teneurs en SiO_2 assez élevées.

L'enclave d'Almancé, à teneur élevée en CaO (7,5 %) possède tous les caractères chimiques d'une vaugnérite du Velay (Sabatier, 1984) mais diffère notablement de celles de La Chaise-Dieu. Contrairement aux vaugnérites de l'Est du Velay, les vaugnérites de cette partie occidentale sont associées à un granite qui n'a pas un caractère magnésio-potassique particulièrement marqué.





Les différents termes de la série magmatique de La Chaise-Dieu dessinent une évolution continue depuis un ensemble basique (représenté par les roches à composition dioritique) jusqu'à un pôle acide (représenté par le leucogranite de type Guillaumanches). Elle se traduit par une diminution des teneurs en Al₂O₃, MgO, FeO, TiO₂ et CaO (corrélations négatives) et une augmentation du K₂O (corrélations positives) qui illustrent la différenciation. La teneur en Na₂O n'est pas vraiment significative (nuage de points); on notera toutefois que les roches les moins différenciées (les plus basiques) présentent les plus basses valeurs en cet élément.

Fig. 1 - Composition chimique des granitoïdes de la feuille Craonne-sur-Arzon (diagrammes oxydes/silice de Harker)

Formations granitiques du Velay

Les granites du Velay résultent de la fusion crustale de terrains para- et orthodérivés, migmatisation intervenue entre 330 et 300 Ma. 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, permet de caractériser un ensemble alumino-potassique comparable au type Guéret. La source crustale de ces granites est indiquée par de nombreuses observations :

- caractère hyperalumineux du magmatisme ;
- abondance de restites de fusion des pélites et d'orthoigneiss ;
- abondance d'enclaves de roches métamorphiques paradérivées (mé-tapérites) et orthodérivées (granites, granodiorites, vagnérites, 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 élevés (298 ± 8 Ma, $R_i = 0,7147$: Caen-Vachette *et al.*, 1982).

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 (environ 15 km), comme en témoignent certaines enclaves à reliques granulitiques (Montel, 1985 ; Vitel, 1986).

Les granites tardi-migmatitiques ont des compositions de monzogranite. La chimie des biotites montre une affinité calco-alcaline. Leur mode de gisement circonscrit et leurs contacts francs et sécants avec leur encaissant (bordure figée et xénolites anguleux), prouvent leur mise en place tardive dans des granites migmatitiques déjà largement consolidés. Ils présentent localement une texture microgrenue qui peut être attribuée à une mise en place hypovolcanique. Ce type de granite est censé représenter les termes ultimes de la fusion, vellave, dans des conditions de haute température (5-6 kbar, 800°C : Montel *et al.*, 1986).

FORMATIONS VOLCANIQUES

D'après les datations effectuées dans le cadre du levé de cette feuille (voir tableau 11), et par comparaison avec l'histoire volcanique du Velay, on peut distinguer deux périodes d'activité : la première d'âge miocène, la seconde d'âge plio-quadernaire.

L'activité miocène

Localisée dans la partie orientale de la carte, cette activité, qui semble s'être développée entre 13 et 6 Ma, est synchrone de l'activité du Velay oriental (*cf.* notice de la carte à 1/100 000 du Velay). Les

formes volcaniques correspondantes sont représentées par des dykes, des necks et des coulées en inversion de relief.

Entre 13 et 11 Ma, les laves qui se mettent en place se regroupent chimiquement en une série de différenciation conduisant des néphélinites à pyroxène et des basanites, aux hawaiiites (dykes du Triolaire), aux mugéarites (neck de Malivernas) et aux phonolites (neck de Roche-en-Régnier, intrusion complexe de la Roche du Diable se prolongeant à l'Est, sur la feuille Monistrol, par un dôme-coulée). On notera que cette phonolite est à la fois l'une des plus septentrionales et des plus anciennes (13,3 Ma) de la province volcanique du Velay.

L'activité miocène se termine vraisemblablement vers 6 Ma par l'épanchement de coulées de basanite (coulée de Saint-Julien-d'Ance). Les cônes stromboliens correspondant aux points d'émission de ces basanites ont été entièrement érodés, à l'exception de celui à l'origine de la coulée de Saint-Julien-d'Ance (cône du bois de Coin), qui subsiste sous la forme d'un croissant de projections démantelées au-dessus des villages de Prades et de Montré.

L'activité plio-quadernaire

Cette phase d'activité peut être rattachée à celle du Velay occidental (Devès; cf. notices des cartes Cayres et Langeac à 1/50 000). Les laves émises sont exclusivement de nature basanitique ou néphélinitique (néphélinite à olivine). Les formations les plus anciennes (environ 3 Ma) se rencontrent plutôt dans la partie centrale de la carte et correspondent à des intrusions (necks, dykes) et des « lacs de lave » (volcans de Ringue, de Mons,...) témoignant d'une importante activité phréatomagmatique durant cette période.

Ces lacs de lave apparaissent comme des buttes subcirculaires légèrement en relief par rapport à la topographie environnante. Les carrières qui les entaillent (volcan de Mons, par exemple) permettent d'en observer la structure. Ils résultent du remplissage par la lave basaltique d'un cratère d'explosion entaillant le substratum. La lave s'y est accumulée sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur et est affectée par une prismation radiale divergente vers le bas. La partie supérieure de ces anciens volcans (anneau de projections phréatomagmatiques, voire stromboliennes) a été complètement érodée et seuls subsistent quelques placages de projections à pendage centripète, conservés sur les parois internes du cratère et protégés de l'érosion par la lave. Une coupe schématique synthétique de ces structures (inspirée des coupes de diatrèmes du Livradois : Berthelay et Camus, 1980) est proposée (fig. 2).

La dernière phase d'activité est uniquement représentée dans la moitié occidentale de la carte. Elle se manifeste sous la forme de petits édifices stromboliens monogéniques ayant émis une coulée unique de basanite ou de néphélinite à olivine. Certains appareils sont déjà largement érodés et réduits, comme dans le cas du volcan de

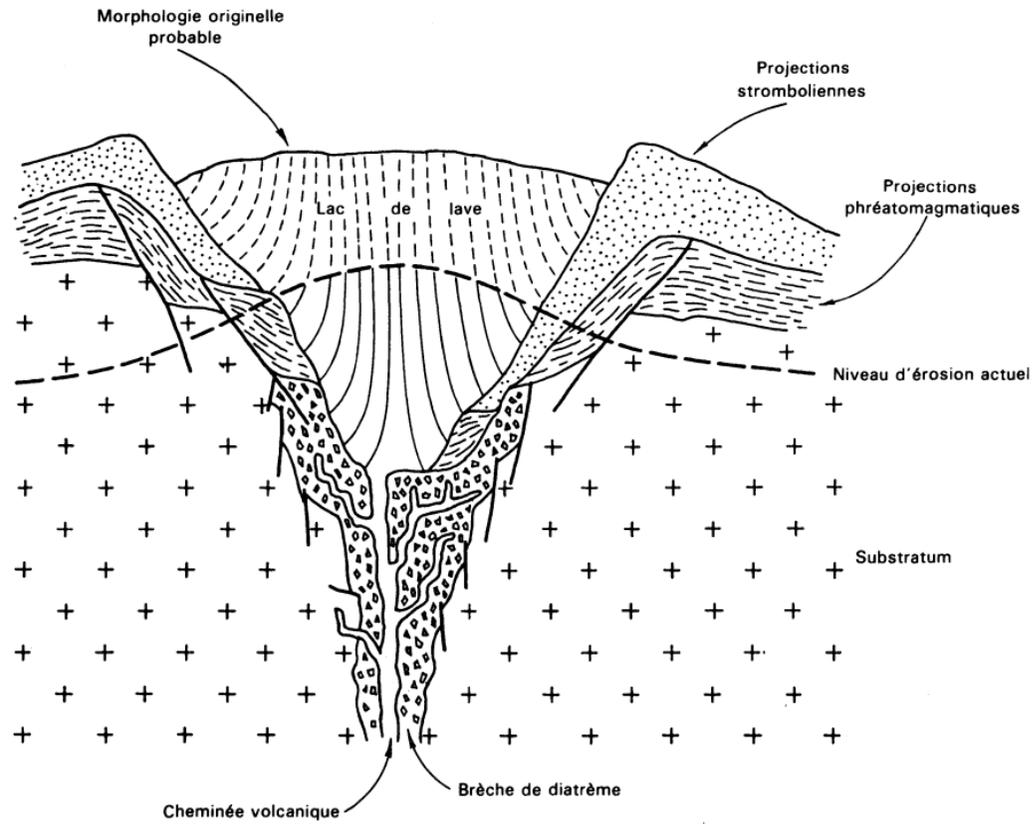


Fig. 2 - Coupe schématique synthétique du remplissage d'un volcan plio-quaternaire

Peymarie, à un croissant de projections démantelées. Les appareils les plus récents ont pratiquement leurs formes coniques originelles (cône régulier du mont Bar, cônes égueulés du mont Baury et du Pérou). En fonction de la topographie, les coulées associées se sont étalées au pied des cônes (région d'Allègre) ou bien ont été chenalisées par la vallée de la Senouire et de ses affluents (coulée du Pérou). Dans ce dernier cas, en raison de la relative étroitesse de la vallée et d'éventuels barrages structuraux, l'épaisseur de la coulée peut atteindre plusieurs dizaines de mètres (sous le château de la Tourette, par exemple) et deux niveaux se distinguent alors au sein de cette coulée : un niveau supérieur à prismation anarchique (entablement) constitué de basanite riche en verre, et un niveau inférieur à prismation régulière et verticale (colonnade) constitué de lave dépourvue de verre. Si l'on se réfère à l'âge établi pour le mont Bar (0,8 Ma), cette dernière phase d'activité est d'âge pléistocène moyen et donc contemporaine des dernières manifestations volcaniques du Devès.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE DE LA BORDURE NORD-OUEST DU DÔME DU VELAY

ANALYSE DE LA DÉFORMATION RÉGIONALE

Le schéma structural et la coupe géologique présentent les grandes unités lithotectoniques et les trajectoires de déformation finie des terrains affleurants. À l'échelle régionale, les terrains se disposent en lanières orientées globalement NE-SW à E-W, à pendage NW ou N, les parties les plus profondes affleurant dans le quart sud-ouest, vers le cœur du massif granito-migmatitique du Velay. La forme générale en dôme de ce granite se trouve donc illustrée sur sa marge nord-occidentale.

Les trajectoires de déformation des séries gneissiques, des granites périvellaves et des granites migmatitiques du Velay sont plissées à l'échelle régionale par des plis ouverts orientés globalement N-S, parallèles à la bordure du massif du Velay. Une succession d'antiformes et synformes, de longueur d'onde kilométrique, affecte ainsi toutes les unités géologiques à l'exception des granites tardi-migmatitiques.

Le secteur étudié est finalement fracturé par de grands accidents : failles senestres NW-SE (faille de Berbezit), failles dextres NE-SW et failles N-S.

Les terrains gneissiques

La foliation S1-S2 des terrains gneissiques est une structure composite acquise durant un métamorphisme de faciès amphibolites (métamorphisme barrovien). Son orientation est approximativement E-W, avec un pendage variant de 30 à 60° vers le Nord. La linéation minérale d'étirement L1-2 est proche de N-S. Le chevauchement est parallèle aux trajectoires de foliations et il n'existe pas de discordance

structurale entre les unités supérieure et inférieure des gneiss. La juxtaposition de ces deux unités apparaît ainsi comme un phénomène tectonique précoce.

Des zones d'écaillages à vergence S, attribuées à la phase 3, affectent les unités gneissiques dans la partie septentrionale de la carte. Une schistosité S3 et une linéation d'étirement L3 se développent à proximité de ces écaillages, localement en plans axiaux de plis E-W déversés vers le Sud. Le métamorphisme contemporain de cette phase est de faciès schistes verts et corrélé au métamorphisme régional livradois (Forestier, 1964; Koné, 1985). À proximité du granite de type La Chaise-Dieu, la biotite, la staurotide et l'andalousite apparaissent en minéraux syn- à postschisteux (S3), en plan axiaux de plis E-W à N60°E de la foliation composite S1-2. Les trajectoires de S3 tendent ainsi à se paralléliser au contact de l'intrusion.

La foliation des gneiss est replissée en larges plis 4, parallèles à la bordure du dôme du Velay. Des microplis sont fréquemment observés dans les orthogneiss mobilisés par l'anatexie vellave. Les flancs ouest de ces plis sont localement affectés par des zones de cisaillement fortement pentées vers l'Ouest, en extension.

Les intrusions granitiques précoces (granites périvellaves)

Les granites de type La Chaise-Dieu et Guillaumanches, ainsi que les corps situés dans le Velay, sont affectés par une foliation pénétrative acquise à l'état plastique lors de leur mise en place. Il s'agit d'une structure marquée par la fabrique minéralogique planaire ou planolinéaire des biotites et/ou muscovites, des feldspaths et du quartz. Des zones d'écaillages à vergence S sont particulièrement marquées à la base de ces intrusions et sont responsables de la mise en place en feuillets des granites. Ainsi, dans le leucogranite de type Guillaumanches, la fabrique linéaire orientée N-S est localement dominante, alors qu'à l'Ouest de La Chaise-Dieu, le granite forme des alternances d'injections centimétriques à métriques dans les surfaces structurales S1-2.

Compte tenu :

- des caractères structuraux et cinématiques identiques de ces zones d'écaillages et des structures associées (S3-L3) dans les séries gneissiques et dans les granites périvellaves ;
 - du métamorphisme de contact synchrone du développement de S3 à proximité des granites ;
 - de la morphologie en laccolite des massifs et des intrusions en lames et feuillets à la base de ces corps ;
 - des plis parallèles au contact des granites type La Chaise-Dieu ;
 - du replissement général des foliations des gneiss et des granites porphyroïdes par la dernière phase de plissement 4, parallèle à la bordure du dôme du Velay ;
- la mise en place des granites périvellaves doit être considérée comme synchrone d'une tectonique régionale en écaillage à vergence S. Cette

tectonique est postérieure au chevauchement de l'unité supérieure des gneiss qui est anté-350 Ma (Ledru *et al.*, 1989) et antérieure à la migmatisation vellave datée vers 300 Ma (Caen-Vachette *et al.*, 1982). L'âge absolu des granites syntectoniques est inconnu. Ils sont classiquement corrélés avec les granites porphyroïdes de Margeride datés entre 325 et 314 Ma (Rb/Sr; Couturié et Caen-Vachette, 1979) et de Tournon à 336 Ma (Rb/Sr; Batias et Duthou, 1979). Leur mise en place intervient donc durant la période néovarisque et correspond à une reprise tectonique importante de l'empilement des nappes de la période médiovarisque.

Les granites du Velay

La foliation observée dans les granites migmatitiques est marquée par un rubanement minéralogique synchrone d'une migmatisation. Les niveaux quartzo-feldspathiques alternent avec des niveaux restitiques à biotite-sillimanite. Les déformations plastiques sont rares et la structuration est acquise dans un régime de déformation en aplatissement, les linéations d'étirement étant rarement exprimées. Les enclaves (restites et resisters) peuvent être aplaties dans le rubanement.

Cette foliation apparaît plissée à l'échelle cartographique et de l'affleurement, traduisant un raccourcissement tardif lié à la mise en place finale des intrusions du Velay. Les granites à cordiérite homogènes, tardi-migmatitiques, ne possèdent pas de structure pénétrative en dehors de leur bordure. L'orientation statistique des fabriques minérales (biotite et feldspath pour les faciès porphyriques) est sub-parallèle aux bordures des massifs (granite clair à cordiérite, granite de Mondoulioux).

ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE ET PLUTONIQUE

Les ensembles gneissiques présentent une évolution métamorphique plurifaciale et structurale polyphasée. L'évolution métamorphique HP de la période éovarisque (450-400 Ma) n'est préservée qu'à l'état de reliques dans l'unité supérieure, sur les feuilles voisines Brioude et Arlanc. Le métamorphisme barrovien majeur est attribuée à la tectonique collisionnelle de la période médiovarisque (400-350 Ma), responsable du chevauchement de l'unité supérieure des gneiss sur l'unité inférieure des gneiss (phase D1-D2). Une troisième phase tectonique (D3), rapportée à la période néovarisque (350-300 Ma), est marquée par une rétomorphose des unités gneissiques dans un climat métamorphique schistes verts (muscovite-chlorite-séricite) et par un métamorphisme de contact lié à la mise en place des granites périvellaves. Cette phase est corrélée au métamorphisme Livradois.

Le métamorphisme lié à la dynamique du Velay se manifeste, à l'échelle du dôme, par des phénomènes structuraux et magmatiques variés. Ainsi, sur la carte Craponne, l'orthogneiss de Fix apparaît mobilisé jusqu'à près de 5 km de la bordure du Velay. Cette mobili-

sation se marque par un recuit bien visible au niveau des cristaux de quartz et par des bouffées diffuses de leucosomes (métatexite). Vers Céaux-d'Allègre, il s'agit alors d'une véritable migmatite, la trame gneissique disparaissant dans les liquides granitiques (diatexite). Les micaschistes conservent mieux leur texture primitive dans les panneaux enclavés dans les granites migmatitiques, la fusion apparaissant lit par lit (métatexite).

La bordure occidentale du Velay est soulignée par l'intrusion d'un granite migmatitique rubané dans les séries gneissiques, incluant des massifs de granites porphyroïdes. Plusieurs affleurements indiquent que l'intrusion de ceux-ci est précoce à synchrone de la formation de ces granites migmatitiques (absence de contacts francs, bordures floues, existence de faciès porphyriques dans les granites migmatitiques,...). Ces observations impliquent que le début de la fusion vellave est intervenu durant la phase tectonique 3 dans les séries gneissiques sources des granites migmatitiques.

Les phénomènes de refusion des migmatites, tels qu'ils peuvent être observés plus au Sud du Velay (cartes Burzet, Privas et Lamastre), caractéristiques du développement de liquides hololeucocrates à cordiérite en cocarde, sont assez rares. Le granite clair à cordiérite pourrait toutefois correspondre à ce stade de l'évolution de la migmatisation vellave. Ils constituerait un terme granitique très évolué, extrait de la refusion d'une zone profonde et mis en place dans cette zone périphérique du dôme du Velay.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

RESSOURCES EN EAU

Pluviométrie, température et potentiel d'écoulement

La pluviométrie moyenne annuelle, pour la période de 1969 à 1988, calculée à partir des moyennes établies sur les stations d'Allègre, Chomelix et La Chaise-Dieu par France-Météo (centre départemental du Puy) est respectivement de 890, 814 et 870 mm.

La température moyenne annuelle, sur la même période, s'établit à 9,1°C à Allègre.

La pluviométrie efficace moyenne annuelle, calculée suivant la méthode de Turc (pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle) et qui indique le potentiel d'écoulement total (somme du ruissellement et de l'infiltration), est comprise entre 300 et 100 mm, les hautes valeurs concernent la moitié ouest de la carte où l'altitude se situe vers 1 000 m.

Hydrographie

La feuille Craponne est entaillée par des vallées orientées N-S. Le réseau hydrographique comprend la Senouire et la Dorette qui alimentent l'Allier et la Borne, et l'Arzon et l'Ance qui vont à la Loire. Ces cours d'eau, ici proches de leur source, ont un régime semi-torrentiel.

La qualité de ces eaux est bonne à excellente, excepté pour un petit affluent de l'Ance (ruisseau des Galandres), la Borne au niveau d'Allègre et la Loire au niveau de Vorey, dont la qualité est médiocre.

Plusieurs plans d'eau : lac de Malaguet, étang du Breuil et plan d'eau de la Tour, sont établis au niveau de Félines et de La Chaise-Dieu.

Ressources en eau souterraine

- Les **terrains granitiques et métamorphiques** occupent une place prépondérante de la feuille Craponne. Ils sont recouverts d'une frange d'altération superficielle qui atteint 1 à 3 m, sans jamais dépasser 6 m d'épaisseur sur les plateaux élevés. C'est cette couche d'arène qui joue le rôle de réservoir. La disposition vallonnée du relief limite et fragmente les bassins-versants d'alimentation de chaque émergence, de sorte que l'on se trouve en présence de multiples points d'eau à faible débit unitaire. Les sources, captées par drains, ont des débits de quelques litres/minute à 30, voire 80 l/mn.

Ce sont des eaux faiblement minéralisées, à pH acide. Leur qualité bactériologique dépend de l'environnement, encore bien protégé, généralement en zone boisée.

- Les **terrains volcaniques** sont très peu représentés, mais ils jouent un rôle essentiel dans l'hydrogéologie de la Haute-Loire.

Les sources sous-basaltiques émergent à l'interface roches volcaniques perméables-granite imperméable, c'est-à-dire en général à la même altitude, comme au mont Bar à Allègre, par exemple.

Les eaux sont en général peu minéralisées, bien que nettement plus minéralisées que les sources granitiques, et à pH neutre. Cette ressource est très vulnérable à la pollution car la perméabilité des basaltes est grande, mais les sources conservent néanmoins un grand intérêt car la région est encore très peu touchée par la pollution agricole et industrielle.

- La **nappe alluviale de l'Arzon**, au niveau de Vorez, à environ 6 km en amont du confluent avec la Loire, est sollicitée pour l'alimentation en eau. La terrasse alluviale de 1,5 m d'épaisseur de sables et blocs, ne s'étend cependant que sur 300 m de long sur 50 m de large.

Ressources en eau minérale

Trois sites ont fait l'objet d'exploitation d'eau minérale :

- à Cistrières, la source de la Charlette est une eau ferrugineuse, gazeuse et froide;
- à Sembadel, la source Richard est une eau bicarbonatée calcique et magnésienne, carbogazeuse et légèrement ferrugineuse (minéralisation totale 0,9 g/l) et froide 7°C. Embouteillée jusqu'en 1927, elle produit par écoulement naturel 2 l/mn, mais n'est plus fréquentée que par les promeneurs;
- sur les communes de Félines et Bonneval, plusieurs sources et forages ont jadis été exploités. Ce sont les sources Ancienne, Séraphine et Ligonie. Elles sont aussi connues sous le nom des sources de La Souchère-les-Bains.

D'autres sources (Genebrier, Radioactive, Camille) et d'autres points d'eau sont identifiés dans le vallon de la Dorette, mais ne sont pas minéralisés.

La source Ancienne est un forage de 28 m de profondeur, réalisé en 1900 dans les gneiss.

La source Séraphine, captée en fond de galerie à quelques dizaines de mètres de la précédente, dans une brèche de faille gneissique, a été autorisée par arrêté ministériel du 1^{er} juillet 1910 et révoquée le 12 juin 1932.

La source Ligonie, située à proximité de la Dorette à 100 m en contrebas des précédentes, est un captage sommaire. Autorisée par arrêté ministériel du 10/07/1909, elle a été suspendue le 14/06/1933 à la suite de son inexploitation. Actuellement subsiste une buvette en granite, constituant un édifice architecturalement intéressant.

Ces trois sources produisent actuellement une eau très gazeuse (99,3 % de CO₂, 0,5 % d'azote, 0,01 % d'argon), faiblement minéralisée de type bicarbonaté sodique et calcique, ferrugineuse et froide. Leur débit en écoulement naturel est actuellement de quelques litres/minute.

Des projets de reprise d'exploitation sont à l'étude.

GÎTES MINÉRAUX

Les ressources sont variées et comprennent :

- des ressources énergétiques, avec essentiellement l'uranium qui a fait l'objet de plusieurs petites exploitations jusqu'en 1978;
- des ressources minérales de type filonien dont certaines ont été exploitées dans la première moitié du siècle.

Les indices sont très nombreux.

Ressources énergétiques

Historique des travaux pour uranium

En 1912, J. Demarty découvre à Dimengeal, les premiers indices de la Haute-Loire.

De 1954 à 1961, plusieurs sociétés mènent une prospection systématique. Plus de 80 indices sont découverts. La RESS notamment travaille sur le secteur de Jullianges où elle effectue quelques petits travaux miniers à Jorat (puits de 7 m) et aux Mias (le Mont : puits de 15 m, 2 galeries). Plus au Sud, elle exploite à Ligonzac (5 tU à 6 %) et surtout aux Driots (40 tU à 1,6 %). D'importants travaux, infructueux, sont également réalisés à Solignac. La SMAC prospecte pour sa part la région de La Chaise-Dieu—Saint Pal-de-Senouire.

De 1961 à 1964, la CFMU est seule à poursuivre l'exploration autour de La Chaise-Dieu ; elle effectue également des sondages à Voirac.

En 1964, la division Forez du CEA réalise une importante campagne radiométrique et découvre de nouveaux indices. Une prospection détaillée est réalisée dans la région de La Chaise-Dieu entre 1971 et 1975. Elle débouchera sur l'exploitation du gisement des Prades (environ 50 tU).

Parallèlement, de 1974 à 1978, la CIM reprend les recherches sur les secteurs de Jullianges et Valprivas.

De 1981 à 1987, la COGEMA travaille les extensions possibles du gisement des Prades et effectue de nombreux sondages, notamment sur le secteur du Got. En 1985 et 1986, la prospection est étendue à tout le Velay (radiométrie autoportée, géochimie-eau et alluvions). CFM effectue également quelques reconnaissances de 1984 à 1986.

En 1989, les campagnes géophysiques et les sondages effectués sur le secteur de Jullianges par COGEMA clôturent une importante activité.

Indices*

Les indices de La Chaise-Dieu : les Chaloux, les Prades, les Guilaumanches et la Tour, s'alignent suivant une direction SSW-NNE en liaison avec des intrusions leucogranitiques dans le granite porphyroïde de type La Chaise-Dieu. À Prades, où 15 indices sont connus on a exploité un gîte de contact (Prades III) entre les gneiss-micaschistes et le leucogranite sous-jacent. Ce contact est marqué par une faille NNE à minéralisation discontinue. La minéralisation est liée à

* d'après L. Cariou (1964).

des croisements de structures NW-SE et W-E qui recoupernt indifféremment les gneiss et les granites.

Les autres indices se répartissent de façon homogène sur la moitié est de la feuille, deux d'entre eux ont fait l'objet d'une exploitation.

— Driots : structures complexes qui s'articulent autour d'une faille majeure N-S qui est stérile. Minéralisation superficielle à autunite, uranocircite et chalcopite passant à une association pechblende-pyrite en profondeur.

— Ligonzac : brèche plus ou moins silicifiée minéralisée en coffinite, autunite et gummité en surface et passant à une association pechblende-pyrite en profondeur.

Ressources minérales

Indices filoniens

Les indices filoniens se localisent dans la moitié sud de la feuille (33 indices de barytine et 7 de fluorine) où ils s'organisent et se regroupent en plusieurs domaines en fonction de la nature géologique de l'encaissant mais surtout de la structuration générale du secteur.

• Dans sa partie sud-ouest, le granite porphyroïde de type La Chaise-Dieu est séparé des orthogneiss de l'arc de Fix par une bande SW-NE de micaschistes de l'unité inférieure. Cinq indices sont répertoriés :

— la Dérochade (ou Vauzelle), sur la D 4 au niveau de la confluence du ruisseau N-S et de la Senouire. Système filonien complexe quartzo-barytique encaissé dans le granite porphyroïde et s'enrichissant en plomb avec la profondeur. Filon kilométrique E-W de 0,80 m de puissance moyenne, qui a fait l'objet de diverses petites exploitations (filon Baron). D'autres filons-croiseurs N-S de part et d'autre du ravin n'ont jamais été travaillés (filon Sainte-Barbe) ;

— la Rimonde, entre Sauvayer et Chabestrat. Encaissé dans les micaschistes, ce filon quartzo-fluoro-barytique de direction NNW-SSE a fait l'objet d'un essai d'exploitation ;

— trois filons de barytine à galène de direction N-S à NE-SW sont signalés dans les orthogneiss de Fix :

- Viillard, 500 m au Nord-Est du hameau sur le chemin de Grandet. Filon siliceux reconnu au début du siècle ;
- Grandet, au Sud-Ouest du hameau, vieilles galeries à flanc de coteau ;
- l'Arbre, à 250 m à l'ESE du hameau, anciennes fouilles sur la route de la chapelle Bertin.

• À l'extrémité sud-ouest de la carte, les micaschistes et les orthogneiss sont séparés par un accident décrochant senestre à NNW-SSE. Quatre indices de fluorine s'alignent suivant cette direction :

— la Tourette, au Sud-Est du château entre la D 21 et la Senouire. Filon de fluorine et barytine de direction N130° exploité à ciel ouvert, et galeries montrant la poursuite de la structure sous les basaltes de Josat ;

— la Combe, à mi-distance entre Josat et Pouzols. Filon N-S de fluorine violette exploité au début du siècle ;

— Viallé-Vieille, entre le hameau et le ruisseau à l'Ouest. Filon fluorobarytique W-E sur plus de 500 m, qui se poursuit jusqu'au filon de Jax sur la feuille Le Puy ;

— Loubeyrat. Filon NW-SE de fluorine et barytine dont la position a été précisée par des travaux récents COGEMA.

L'indice d'arsenic de Pouzols se situe aussi à proximité de la faille. Cinq filons de quartz à mispickel avaient fait l'objet de travaux de recherche au début du siècle et l'or avait été décelé. Les travaux COGEMA ont confirmé la nature aurifère du mispickel.

● La faille de Clersange, NW-SE à rejeu senestre, se poursuit vers le Sud-Est par un faisceau de failles parallèles. Elles sont recoupées par des rejeux senestres à N170°. Cette structuration cassante est jalonnée d'indices filoniens de directions diverses.

Au Nord-Ouest (région de Saint-Pal-de-Sénouire) :

— Monlimard, sur la D 561 vers Pissis. On recoupe 6 filons de quartz à barytine avec fluorine et galène accessoires, dans les granites. De 1 à 6 m de puissance, certains affleurent sur 500 m. Deux d'entre eux ont fait l'objet d'exploitations par puits et galeries ;

— Clersanges, entre Lamotte et Clersanges à l'Ouest de la D 4, dans les granites. Filon de quartz SW-NE à barytine et fluorine bien séparées avec galène ;

— Saint-Léger, 200 m au Nord du hameau abandonné. Filon de barytine NW-SE dans les gneiss ; petite exploitation ;

— Hierbettes, 350 m à l'Est du hameau. Filon W-E de barytine massive légèrement ocre, dans les gneiss ;

— Saint-Pal-de-Sénouire, à la sortie est du village. Filon W-E de barytine massive crêtée, dans le granite ;

— Valiop, 300 m au Nord. Filonnet de barytine W-E, sur le côté ouest de la route seulement ;

— Chomet, 400 m au Nord-Ouest. Indice de plomb matérialisé par un alignement W-E de volantes de quartz à galène, avec traces d'oxydes de plomb de fluorine et barytine sur 300 m ;

— bois de Suc, à 600 m au Sud de Varennes. Filon barytique de direction W-E, dans les granites. Cet indice isolé se situe sur la faille de Clersanges.

L'indice des Salettes constitue une exception en se situant en dehors de la structuration précédemment décrite. Ce filon de barytine, avec quartz, galène, blende, mispickel, covelline et fluorine, à une direction N153° et une extension kilométrique. Il a fait l'objet d'une exploitation au début du siècle.

Au Sud-Est :

- Chardas, dans la carrière de Salle au Sud du hameau. Filon quartzo-barytique SW-NE à traces de galène et de mispickel, dans du granite; 400 m au Sud, volantes de barytine à galène;
- Langlade. Au Sud du hameau on a reconnu, sur plus de 600 m, deux filons quartzo-barytiques à N 140° et parallèles, à fluorine verte et violette et galène dans la silice. Les sondages ne montrent pas d'enracinement;
- Céaux-d'Allègre, au Nord-Ouest jusqu'au château d'eau. Filon discontinu de quartz à barytine à N130°, dans le granite;
- Duminiac, de part et d'autre du hameau. Alignement NW-SE de blocs de quartz à fluorine et barytine, dans les granites du Velay;
- la Redonde (ou les Vialles). Recoupé par la D 134 à 800 m au Sud-Ouest du hameau, le filon de direction N115° est une brèche quartzo-baryto-fluorée où la fluorine verte ou violette est en cocardes ou en filonnets rubanés; galène et pyromorphite sont présents. Des travaux miniers de reconnaissance ont été réalisés.

● La faille senestre à N170° de Soufleix est aussi jalonnée par cinq indices :

- Estables et Clogarant sont deux indices de plomb;
- Soufleix, le Mazel et Joux sont des filons de barytine, de direction SW-NE à W-E, minéralisés en galène, d'extension kilométrique. Au Joux il y a trois structures parallèles, la galène est argentifère et la blende est germanifère. La plupart de ces structures ont été reconnues par sondages.

● Les granites du Velay couvrent le tiers oriental de la feuille.

Au Sud ils renferment 12 indices filoniens de barytine-fluorine dont certains se poursuivent sur la feuille Le Puy (le Poux). Seuls les indices de Chambeyron et de Gamou ont fait l'objet de travaux miniers de reconnaissance au début du siècle.

Dans la partie nord, la toponymie (Argentière, bois de l'Or) et les anciennes haldes du ruisseau de la Gouise, identifiées par J. Demarty, confirment la présence d'une activité minière de l'antiquité jusqu'à l'époque carolingienne :

- Refourgan. 150 m à l'Ouest de la ferme, filon de quartz NNW-SSE reconnu sur 1,5 km par géophysique et géochimie, et de puissance métrique. La minéralisation est variée : Pb, Cu, Sb, Zn, Ag et Au, mais les teneurs sont marginales. L'or trouvé par J. Demarty a été confirmé par le BRGM;
- bois de l'Or. Le filon, recoupé par la D 44, a aussi fait l'objet de travaux antiques et d'un essai de reprise au début du siècle. La structure et la minéralisation sont comparables à ceux de Refourgan.

● On notera aussi la présence de deux indices de béryllium :

- La Chaise-Dieu, au Sud de Baffour, dans des filons aplitiques à grenats, tourmaline et béryl à proximité d'un leucogranite;

— le Roure, indice dans des faciès albitisés de filons de leucogranites.
Ces indices se situent à proximité d'indices d'uranium.

• Les travaux de l'Inventaire ont montré à l'Ouest une anomalie Au-As qui s'étend sur la feuille Brioude et correspond à l'unité inférieure des gneiss. La structuration N170°SW est soulignée par de la monazite.

Données de prospection géochimique réalisée dans le cadre de l'Inventaire des ressources minérales

Le BRGM a procédé à l'inventaire des ressources minérales en réalisant une campagne de prospection géochimique sur la carte Craponne-sur-Arzon. Les documents mis à disposition 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 sont présentées en annexe.

La planche 1 présente la répartition de l'arsenic. Les teneurs les plus élevées sont localisées sur la bordure occidentale du granite porphyroïde à biotite de type La Chaise-Dieu. Elles peuvent être corrélées à des fractures NNE-SSW affectant le granite et, dans le coin nord-ouest de la carte, à la zone de cisaillement séparant les unités inférieure et supérieure des gneiss. Des teneurs moyennes sont notées à l'Est de l'orthogneiss de Fix, dans la moitié nord de la carte à proximité de massifs de granite porphyroïde.

La planche 2 présente la répartition du béryllium. Le leucogranite de type Guillaumanches et les filons de leucogranite intravellaves présentent les teneurs les plus élevées. L'orientation globalement N-S de ce champ filonien apparaît clairement dans la partie droite de la planche. Le granite porphyroïde de type La Chaise-Dieu présente des teneurs moyennes sur sa bordure et on remarque que la chute de ces teneurs correspond exactement à la limite occidentale d'extension cartographique du granite.

La planche 3 présente la répartition du bore. Les teneurs sont groupées suivant des directions structurales : la faille NW-SE de Saint-Pal-de-Senouire, les failles NNE-SSW de la vallée de la Dorette, les failles localisés dans le coin sud-est de la carte. On remarque que des filons de quartz et de leucogranite sont localisés dans ces structures.

La planche 4 présente la répartition du nickel. Les teneurs les plus élevées sont localisées dans les édifices volcaniques tertiaires : Collat à l'Ouest, mont Bar près d'Allègre, Peymarie au Sud et coulées de Saint-Julien-d'Ance à l'Est. On remarque une teneur élevée en nickel au niveau du complexe leptyno-amphibolique de Condat, au sein de l'unité supérieure des gneiss. Le granite porphyroïde de La Chaise-Dieu et l'orthogneiss de Fix apparaissent bien en négatif, avec des teneurs inférieures à 15 ppm.

MATÉRIAUX DE CARRIÈRES

Près de Roche-en-Régnier, au Sud-Est, la SAMIN (groupe St-Gobain) exploite un puissant gisement de phonolite situé au Sud-Ouest de la montagne de Miaune. Il s'agit d'une roche massive, verdâtre, sombre à la cassure, peu porphyrique (phénocristaux petits et peu abondants) dans une pâte vitreuse avec microcristaux. Sa composition chimique est remarquablement homogène : 60 % SiO_2 , 21 %, Al_2O_3 , 8,5 % Na_2O , 6 % K_2O , 2,2 % Fe_2O_3 . Elle intervient dans l'industrie chimique comme porteur d'alumine et d'alcalis. Ses principaux usages sont la verrerie et ses dérivés (verre, céramique, isolation, laine de verre...). La teneur en fer conduit à des verres sombres, peu recherchés. Parallèlement, une petite utilisation en pierre sombre ornementale est maintenant tentée, mais la fracturation du gisement ne permet de fabriquer que de petites plaques (20-40 cm). Le tonnage extrait annuellement atteint 60 000 t. Les réserves sont très importantes.

À Prassalat (commune de Roche-en-Régnier), des témoins oculaires certifient l'existence d'une tuilerie artisanale dont l'activité aurait cessé vers la guerre de 1914-1918. Leurs indications ont permis de retrouver le lieu d'extraction, peu dégradé, ayant excavé de 1,5 à 2 m le replat dominant le ruisseau sur sa rive gauche. Les matériaux utilisés ne sont pas visibles.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

Des affleurements caractéristiques des formations et des phénomènes géologiques du socle, du volcanisme et des formations superficielles sont présentés. Parcourir cet itinéraire permettra d'avoir un premier aperçu de la géologie régionale. Les points d'observation remarquables sont pointés sur le schéma de la figure 3 (en pages centrales).

Socle hercynien

L'abbaye de La Chaise-Dieu est bâtie sur des affleurements de granite porphyroïde type La Chaise-Dieu (1). L'abondance des cristaux centimétriques de feldspath potassique et leur orientation statistique peuvent être observées sur les roches situées à gauche du parvis de l'abbaye. À noter que l'abbaye a été construite au XIV^e siècle, avec des matériaux issus du leucogranite de type Guillaumanches extraits de carrières situées au Nord-Est de La Chaise-Dieu, carrières aujourd'hui cachées par le couvert forestier.

En rayonnant autour de La Chaise-Dieu, les paysages sont admirables et plusieurs points permettent de faire des observations remarquables :

— vers l'Ouest, sur la D 499, le granite porphyroïde et un faciès granodioritique ont été exploités dans la carrière de la Pénide (2). La structure orientée, parallèle au contact entre ces deux massifs, est parfaitement visible. En poursuivant la D 499 vers le Nord-Ouest, on recoupe des gneiss migmatitiques rétromorphosés en chloritoschistes (3). L'ancienne voie ferrée permet de recouper un affleurement du complexe leptyno-amphibolique à hauteur de Chatonnet (4);

— vers le Nord, sur la D 906, un arrêt dans la carrière située à 1 km environ du centre de La Chaise-Dieu, permet de voir un pointement de leucogranite avec son cortège filonien pegmatitique (5). Cette carrière fut exploitée pour l'uranium. En poursuivant vers le Nord, la D 906 recoupe le toit du leucogranite de type Guillaumanches. Le bas-côté de la route permet de voir les lames de leucogranites et leur cortège filonien, localement riche en tourmaline, alterner avec des panneaux de micaschistes (6);

— vers l'Est, la D 20 conduit vers la vallée de la Dorette. De Bonneval, vers le Nord, la D 13 descend la vallée de la Dorette. On observe sur plusieurs kilomètres les intrusions en lames des granites porphyroïdes, des leucogranites et des aplo-pegmatites dans les micaschistes du groupe de la Senouire (7). La proximité de la bordure occidentale du massif granitique du Velay explique la présence de mobilisats migmatitiques dans ces micaschistes. La complexité de ces intrusions et de la structuration des unités gneissiques peut être illustrée et étudiée, moyennant une marche un peu sportive en sous-bois, et particulièrement dans le ruisseau prenant sa source près du Bouton et passant juste au Nord du Poux (8);

— vers le Sud, la D 4 conduit dans la direction de Saint-Pal-de-Senouire à une zone d'affleurement dans les micaschistes du groupe de la Senouire à hauteur du Grangeon, où le contact avec les orthogneiss de Fix est visible dans le bas-côté de la route (9). Quelques filons de granites sont intrusifs dans la foliation des gneiss.

Le village de Saint-Pal-de-Senouire est édifié sur des affleurements de l'orthogneiss de Fix. Une promenade le long de la D 4, au pied du village, permet d'observer le découpage complexe par faille de cet orthogneiss, en contact avec les micaschistes dans lesquels des filons de granites sont injectés (10). Un massif de granodiorite est visible face au village, au Sud de la D 4.

Pour se diriger vers le massif du Velay, la D 22, de Saint-Pal-de-Senouire à Sembadel permet de recouper l'orthogneiss de Fix. Les affleurements sont nombreux et de bonne qualité en bord de route (11). L'orthogneiss à biotite et muscovite a son aspect œillé typique lié à la présence de cristaux centimétriques de feldspath potassique, moulés par la foliation. L'origine orthodérivée de ce gneiss est claire, le matériel initial étant un granite porphyroïde daté du Cambrien (530 Ma). La foliation est affectée par de nombreux plis d'amplitude et de longueur d'onde métrique, et par des zones de cisaillement traduisant souvent un étirement dans les flancs de plis.

À l'entrée de Sembadel-Gare, une petite route descend vers le Sud et mène à la ferme de la Roche. À l'Est de la ferme, un massif ultrabasique affleure sur plusieurs centaines de mètres (12). Des structures rubanées sont visibles, correspondant probablement à un ancien litage magmatique. La D 13 est rejointe à Sembadel-Gare.

La ville d'Allègre est en partie construite sur les flancs du mont Bar, volcan dont la morphologie est bien conservée. La carrière en bordure de la D 40, au Sud d'Allègre, permet de voir un autre centre d'émission volcanique et d'observer dans le bas-côté des niveaux métriques sombres lenticulaires et boudinés, représentant d'anciens horizons de tufs volcaniques basiques (13). Un peu plus au Sud, dans la direction du Mallet, une carrière est ouverte dans le granite rubané à biotite, qui présente une partie différenciée à biotite-muscovite (14).

Au Sud d'Allègre, à l'extrémité méridionale du village de Château-neuf, les granites rubanés à biotite affleurent au-dessus de la voie ferrée (15). La structure rubanée est marquée par l'alternance de niveaux quartzo-feldspathiques et riches en biotite.

Sur la D 13, en direction du Puy, à 2 km d'Allègre, la D 134 mène au village de Céaux-d'Allègre. À la sortie du village, le talus de la route a été profondément retaillé et on observe l'orthogneiss migmatitique dérivé de l'orthogneiss de Fix (16). La minéralogie est quartzo-feldspathique, avec un peu de biotite, mais on trouve également des grenats abondants et des amandes à sillimanite. Quelques panneaux de paragneiss sont présents.

La coupe se poursuit vers le Nord-Est par la D 134 puis par la D 211 et enfin, à droite après le village de Juchet, par la D 21. Après Joux, une carrière est ouverte dans le granite tardi-migmatitique à biotite (17). Le granite est hétérogranulaire, à texture microgrenue et subporphyrique à phénocristaux de feldspath. Des enclaves microgrenues sombres sont abondantes.

À Bellevue-la-Montagne, la D 1 mène à Chomelix. L'Arzon coule à l'Est du village dans un défilé qui recoupe un sill de granite porphyroïde à biotite intravellave, associé à des passées de granite rubané à biotite (18). Les effets de la migmatisation vellave se marquent par le développement de cordiérite en taches vertes amiboïdes sur la structure planaire.

La partie sud-est de la carte est recoupée par la vallée de la Loire. C'est dans ce secteur que les roches affleurantes peuvent être considérées comme représentatives de la partie centrale du massif du Velay. En retournant de Chomelix, à l'entrée de Bellevue-la-Montagne, la D 21 rejoint les gorges de l'Arzon. Les parois du défilé de l'Arzon permettent d'observer le type banal du granite du Velay, hétérogène, à enclaves abondantes (19).

À Vorey, la D 103 longe la vallée de la Loire. Juste avant le carrefour avec la D 29, une syéno-diorite affleure dans le bas-côté de la route (20). Cette roche gris sombre à biotite est enclavée dans une roche granitique très claire à cordiérite. Cette association de magma magnésio-potassique et de liquides hololeucocrates est typique dans le massif du Velay et reste problématique.

De très beaux affleurements de granite hétérogène à biotite et cordiérite sont visibles au Chambon (Vorey), sous le pont qui enjambe la Loire et au niveau du tunnel de la D 103 (21). La cordiérite est en abondance, orientée suivant le rubanement général de la roche. Les enclaves sont de nature variée : gneiss veinés, vaugnérîtes, amphibolo-pyroxénites à grenat, loupes surmicacées à biotite et sillimanite.

Sur le chemin de retour vers Vorey, la D 29 mène à Roche-en-Régner. La carrière située sur la D 35 au Suc de Pératé, vers l'Ouest, montre des granites clairs à cordiérite (22). La roche est hololeucrate, homogène et dépourvue d'enclaves, à grosses cordiérites couleur vert bouteille en nodules.

Terrains sédimentaires et volcaniques

À l'Est de Saint-Julien-d'Ance, la D 352 permet une série d'observations intéressantes. Passée l'aire aménagée de Bourrienne face au clavier basaltique wurmien, elle s'engage dans les sédiments tertiaires peu visibles puis, après le virage à gauche, entaille pendant 250 m des tufs de maar passant à des faciès surtseyens (J. Mergoil, comm. pers.). Le Tertiaire réapparaît ensuite brièvement dans le fossé jusqu'au croisement d'un chemin vicinal vers le Sud, à partir duquel la route s'enfonce dans les basaltes du dyke de Triolaire. Les sédiments tertiaires sont largement visibles dans le talus du chemin (non carrossable) qui recoupe la D 29 au Nord de Triolaire (23) : sables argileux souvent grossiers, verdâtres, panachés de roux ou bariolés de rouge violacé, sans stratification notable.

La feuille Craponne-sur-Arzon contient quelques sites volcaniques remarquables. Nous proposons un classement de ces sites en fonction de leur intérêt pédagogique : (*) intéressant ; (**) très intéressant ; (***) exceptionnel.

Cônes stromboliens. Cône régulier monogénique à cratère central : volcan du mont Bar (24***) (0,8 Ma) ; deux carrières en entaillent le flanc sud-est (Pinet, Courbières) et permettent une observation idéale de projections stromboliennes.

Cônes monogéniques égueulés : volcan du mont Baurly (25*), dont la coulée est entièrement recouverte par des colluvions ; volcan du Pérou (26*), dont l'activité initiale est phréatomagmatique et qui correspond vraisemblablement au point d'émission de la coulée de la Senouire ; volcan de Peymarie (27*), en partie démantelé par l'érosion.

Coulées. Coulées de vallée : coulée basanitique pléistocène de la vallée de la Senouire (**28*****); une très bonne observation de cette coulée s'effectuera le long de la route permettant d'accéder au château de la Tourette depuis la D 4.

Coulée en inversion de relief : coulée basanitique miocène de Saint-Julien-d'Ance (**29*****) (6,5 Ma) et son surprenant couloir d'éboulis wurmien (Bourrienne).

Lacs de lave. Volcans de Ringue (**30*****), du Chausse (**31***) (3,1 Ma), de Mons (**32*****), de la Garde (**33****) (près Argentières); dans tous les cas des carrières entaillent ces volcans et permettent d'en observer la structure.

Necks et dykes. Neck hawaïitique des Chanauds (**34****) (près Chambilhac), neck mugéaritique de Malivernas (**35*****) (11,3 Ma), neck basanitique du Suc d'Eyravas (**34****), neck phonolitique de Rochéen-Régnier (**37****) (13,3 Ma). Dyke basanitique du Suc de Roussille (**38****), dyke hawaïitique de Triolaire (**39***) (13,2 Ma).

BIBLIOGRAPHIE

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. In J. Cogné et M. Slansky (éds) « Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens » 26^e congr. géol. int., coll. C6, Paris 1980. *Ann. Soc. géol. Nord*, XCIX, p. 90-111.

ANDRIEUX P., KORNPORST J., HARMAND C. (1980) — Les granitoïdes de Saint-Just et Medeyrolles (Puy-de-Dôme) : un sill différencié sur la bordure occidentale du massif du Velay. 8^e réun. ann. sci. Terre, Marseille, p. 9.

BARRIÈRE M. (1977) — Le complexe de Ploumanac'h (Massif armoricain). Thèse État, univ. Bretagne occidentale (Brest), 253 p.

BATIAS P., DUTHOU J.L. (1979) — Âge viséen supérieur du granite porphyroïde de Vienne—Tournon (Massif central français). 7^e réun. ann. sci. Terre, Lyon, p. 34.

BERTHELAY J.C., CAMUS G. (1980) — Necks à prismation en gerbe et phréatomagmatisme dans le Livradois occidental (Massif central français). *Rev. géogr. phys. géol. dynam.*, vol. 22, fasc. 2, p. 101-107.

BRIAND B., CHENEVOY M., MERGOIL J., FÉRAUD J. (1979) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Lamastre (817). Orléans : BRGM, 25 p.

- 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., LEYRELOUP A., MARCHAND J., MATTE P. (1984) — Inverted metamorphic zonation and large-scale thrusting in the Variscan belt : an example in the French Massif Central. In D.H.W. Hutton and D.J. Sanderson (eds) : « Variscan tectonics of the North-Atlantic region ». *Geol. Soc.*, Spec. Publ. 14, p. 47-61.
- 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.
- COISY P., NICOLAS A. (1978) — Structure et géodynamique du manteau supérieur sous le Massif central (France) d'après l'étude des enclaves des basaltes. *Bull. minéral.*, 101, p. 424-436.
- COUTURIÉ J.P. (1977) — Le massif granitique de la Margeride (Massif central français). *Ann. fac. sci. univ. Clermont-Ferrand*, 62, 320 p.
- COUTURIÉ J.P., CAEN-VACHETTE M. (1979) — Âge namurien d'un laccolite granitique différencié par gravité : le granite de la Margeride (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 289, p. 449-452.
- DEMAY A. (1943) — 2^e édition de la carte géologique de Monistrol (1/80 000).
- DEMAY A. (1948) — Tectonique anté-stéphanienne du Massif central. Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France, Paris, 259 p.
- DUCROT J., LANCELOT J.R., MARCHAND J. (1983) — Datation U-Pb sur zircons de l'éclogite de La Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 18, p. 97-113.
- 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 grani-toïdes d'un segment de la chaîne varisque. Relations avec le métamorphisme : le nord Limousin. *Ann. fac. sci. univ. Clermont-Ferrand*, 63, fasc. 30, 290 p.
- FORESTIER F.H. (1964) — Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du Haut-Allier (Massif central français). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 271, tome LIX, 281 p.

GRIVOTTE J.M. (1985) — Les granites de la région de La Chaise-Dieu (Haute-Loire). Étude pétrologique et structurale. Thèse 3^e cycle, Clermond-Ferrand, 224 p.

HIBBARD M.J. (1979) — Myrmekite as a marker between preaqueous and postaqueous phase saturation in granitic systems. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 90, p. 1047-1062.

HODGES S. (1991) — Petrogenesis of phonolitic rocks of Velay oriental (France). PhD, Oxford University, 207 p.

KONÉ M. (1985) — Mise en évidence de cisaillements ductiles et décrochants dans le sud Livradois (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 301, II, 3, p. 189-193.

KORNPROBST J. (1984) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Arlanc (743). Orléans : BRGM, 47 p.

LASNIER B. (1977) — Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif central français (Haut-Allier). Les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. Thèse État, Nantes, 315 p.

LASNIER B., MARCHAND J. (1982) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Brioude (766). Orléans : BRGM, 68 p.

LE BAS M.J. (1987) — Nephelinites and carbonatites. In J.G. Fitton and B.G.J. Upton (eds) : « Alkaline Igneous Rocks ». *Geol. Society*, Special Publication 30, p. 53-83.

LEDRU P., AUTRAN A., SANTALLIER D. (1994) — Lithostratigraphy of Variscan terranes in the French Massif Central : A basis for paleogeographical reconstruction. In J.D. Keppie (ed.) : « Pre-Mesozoic geology in France and related areas ». Springer-Verlag, p. 276-288.

LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.M., LEROUGE G., FLOC'H J.P., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) — Où sont les nappes du Massif central français? *Bull. Soc. Géol. Fr.* (8), V, 3, p. 605-618.

MARCHAND J. (1974) — Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif central français (Haut-Allier). Les termes acides. Thèse 3^e cycle, Nantes, 207 p.

MATTE P. (1986) — Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, p. 329-374.

MONTEL J.M. (1985) — Xénolites peralumineux dans les dolérites du Peyron, en Velay (Massif central français). Indications sur l'évolution de la croûte profonde tardihercynienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 301, 9, p. 615-620.

MONTEL J.M., WEBER C., BARBEY P., PICHAVANT M. (1986) — Thermobarométrie du domaine anatectique du Velay (Massif central français) et conditions de genèse des granites tardi-migmatitiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 302, p. 647-652.

NACHIT H., RAZAFIMAHEFA N., STUSSI J.M., CARRON J.P. (1985) — Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 301, 11, p. 813-818.

PHILLIPS E.R., CARR G.R. (1973) — Myrmekite associated with alkali feldspar megacryst in felsic rocks from New South Wales. *Lithos*, 6, p. 245-260.

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., VIELZEUF D. (1983) — Granulites and related rocks in Variscan median Europe : a dualistic interpretation. *Tectonophysics*, 93, p. 47-74.

R'KHA CHAHAM K. (1989) — Étude pétrologique et structurale de l'ensemble orthogneissique de l'arc de Fix (M.C.F.). Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 183 p.

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.

ROSSI P., CHÈVREMONT P. (1987) — Classification des associations magmatiques granitoïdes. *Géochronique*, 21, p. 14-18.

SABATIER H. (1980) — Vaugnérites et granites : une association particulière de roches grenues acides et basiques. *Bull. minéral.*, 103, p. 507-522.

SABATIER H. (1984) — Vaugnérites et granites magnésiens dans le Massif central français : une association particulière de roches grenues acides et basiques. Thèse État, Paris, 590 p.

TOURNAIRE M. (1881) — Carte géologique de la Haute-Loire (1/80 000).

VITEL G. (1985) — La transition faciès granulite-faciès amphibolite dans les enclaves basiques du Velay. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 300, 9, p. 407-412.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille 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, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée en 1991 par :

P. LEDRU (BRGM), G. VITEL (univ. Saint-Étienne) : formations granitiques et métamorphiques ;

J. MARCHAND (univ. Nantes) : formations métamorphiques ;

G. MAURIN (BRGM) : gîtes minéraux ;

F. MERCIER (BRGM) : ressources en eau ;

M. TURLAND (BRGM), B. ETLICHER (univ. Saint-Étienne) : formations sédimentaires et superficielles, matériaux de carrières ;

J.M. DAURIAT, J.M. LIOTARD (univ. Montpellier) : formations volcaniques.

Coordination : P. LEDRU.

Présentation au CCGF : 20 mars 1991.

Acceptation de la carte et de la notice : 17 juin 1993.

Impression de la carte : 1994.

Impression de la notice : décembre 1994.

ANNEXES

ANALYSES CHIMIQUES-GÉOCHRONOLOGIE

Roches métamorphiques et granitiques : coordonnées des points de prélèvements des échantillons (tabl. 1 à 5, tabl. 8)

* série CD : analyses effectuées par spectrophotométrie de flamme au département de géologie de l'université de Clermont-Ferrand (in Grivotte, 1985).

* série F : analyses effectuées au département de géologie de l'université de Clermont-Ferrand (in R'Kha Chahamn, 1989).

* série BW : analyses effectuées par fluorescence X sur spectromètre Philips PW1400 de l'université de Londres (Royal Holloway and Bedford New College) (in PhD B. Williamson, 1991).

	X	Y		X	Y
CD1	700,625	328,275	CD31	700,100	332,725
CD2	700,825	328,675	CD32	706,100	336,950
CD3	703,125	330,275	CD33	703,025	336,550
CD4	699,375	324,675	CD34	705,475	337,200
CD5	702,700	335,200	CD35	704,050	332,725
CD6	705,150	335,425	CD36	710,700	329,000
CD7	708,450	334,650	CD37	708,850	334,100
CD9	705,475	337,200	CD38	711,200	339,775
CD10	700,950	326,600	CD39	709,500	335,050
CD11	704,375	338,200	CD40	711,200	339,775
CD12	708,175	331,800	CD41	713,375	332,800
CD13	706,950	337,325	CD42	712,750	334,800
CD14	705,450	337,325	CD43	713,100	333,750
CD15	705,500	337,575	CD44	711,475	334,800
CD16	705,600	337,725	CD45	715,850	340,550
CD17	705,775	337,725	CD46	702,700	328,650
CD18	707,350	338,250	CD47	712,550	331,625
CD19	707,300	339,000	F1	717,700	274,600
CD20	709,000	339,225	F2	717,700	274,666
CD21	706,950	337,325	F3	700,400	324,225
CD22	706,100	336,950	F4	700,400	324,225
CD23	703,425	329,275	F7	703,810	329,475
CD24	701,300	327,125	F8	701,670	326,200
CD25	701,300	327,125	L20	700,400	324,225
CD26	703,700	329,250	FM24	704,800	324,900
CD27	705,775	332,575	BW24	725,100	323,600
CD28	704,075	332,550	BW39	719,550	325,500
CD29	702,700	328,650	BW49	722,800	325,300
CD30	702,700	328,650			

Roches volcaniques : lieu de provenance des échantillons (tabl. 11). CR7b, coulée de la Senouire (lambeau de Josat); CR63, lac de lave de la Garde, NE d'Argentières (carrière); CR57, coulée de St-Julien-d'Ance (prélèvement au Sud de Bourrienne); CR58, lambeau de coulée de Fraisse-la-Côte; CR35, neck des Roches (NE de Champvert); CR25, coulée du Pérou (W de Collat); CR42, Suc de Combres; CR59, neck du Chaumontet (E du Sap); CR29, dyke des Fages (SE de Josat); CR41, dyke du Suc de Roussille (W de St-Maurice-de-Roche); CR24, dykes de Pouzols (S de Josat); CR17, coulée du mont Bar (carrière au N de Pinet); CR54, lac de lave de Mons au S de St-Georges-Lagricol (carrière); CR36, neck du Suc d'Eyravas; CR15, intrusion dans les projections du mont Baurly (table d'orientation d'Allègre); CR3, lac de lave du Chausse, NNW d'Allègre (carrière); CR39, intrusion du Montat (S de St-Pierre-du-Champ); CR52, neck de Montpeyroux (carrière); CR1, lac de lave de Ringue, SW d'Allègre (carrière est); CR53, neck de Chambilhac, E de St-Pierre-du-Champ (carrière); CR38, neck au NW de Layssac (carrière abandonnée); CR55, intrusion du Triolaire (E de Saint-Julien-d'Ance); CR47, neck de Malivernas (E de St-Pierre-du-Champ).

Les 23 premières analyses ont été effectuées par I.C.P. optique, au laboratoire de pétrologie magmatique, faculté des sciences et techniques St-Jérôme, Marseille. L'analyse et l'âge de la phonolite (méthode K-Ar) de Roche-en-Régnier sont extraits de la thèse de S. Hodges (1991). Les autres datations ont toutes été effectuées (méthode K-Ar) par J.M. Cantagrel (laboratoire de géochronologie, CNRS, Clermont-Ferrand).

Tableau 1 — Orthogneiss de Fix

	F1	F2	F3	F4	F7	F8	L20	FM24	CD27
SiO ₂	72,20	71,70	69,32	71,45	67,89	69,39	72,61	71,73	72,80
Al ₂ O ₃	14,40	14,45	14,82	14,39	14,27	14,01	14,74	13,83	13,90
Fe ₂ O ₃	0,85	0,65	2,41	2,10	3,51	3,08	0,89	1,68	0,73
FeO	1,76	1,76							0,87
MgO	0,75	0,73	0,56	0,41	1,02	0,84	0,01	0,27	0,37
CaO	1,10	1,00	0,84	0,70	0,81	1,07	0,28	0,42	0,80
Na ₂ O	3,70	3,40	3,77	3,64	3,26	4,22	2,75	3,31	3,00
K ₂ O	4,37	4,73	4,73	4,88	4,03	3,66	7,21	4,36	5,80
TiO ₂	0,40	0,40	0,29	0,25	0,45	0,37	0,05	0,15	0,30
P ₂ O ₅			0,30	0,28	0,21	0,23	0,20	0,20	
MnO	0,05	0,04	0,04	0,03	0,05	0,06	0,02	0,03	0,01
H ₂ O ⁺	0,97	1,17	1,08	0,68	1,12	0,78	0,72	1,48	0,77
H ₂ O ⁻	0,08	0,15	0,20	0,14	0,50	0,20	0,24	0,12	
Total	100,63	99,88	98,36	98,90	97,22	97,91	99,74	97,58	99,35
Ba	660	650	972	528	518	447	229	554	485
Rb	95	161	188	168	174	194	195	131	135
Sr	94	95	126	99	97	108	59	108	105

F1 à F4, CD27 : faciès œillé commun; F7, F8 : faciès micro-œillé de bordure; L20 : leptynite; FM24 : faciès mobilisé.

Tableau 2 — Diorites, vaugnérites, granites type Velay

	CD42	CD43	CD29	CD30	CD44	CD45	111-5	BW24	BW39	BW49
SiO ₂	49,30	47,60	58,50	56,80	61,80	62,00	64,20	63,93	65,32	68,90
Al ₂ O ₃	14,70	19,20	15,20	14,80	17,05	17,50	18,00	18,23	16,97	15,93
Fe ₂ O ₃	4,49	4,47	1,54	3,44	0,87	1,29	1,13	6,99	4,07	3,68
FeO	4,33	5,79	3,75	3,03	3,90	3,61	2,61			
MgO	10,60	5,80	7,80	9,10	3,30	3,00	1,90	2,37	2,31	1,05
CaO	7,50	8,55	4,20	4,80	3,40	3,40	2,50	0,92	2,69	1,53
Na ₂ O	2,60	3,00	3,50	3,10	3,20	3,30	4,30	2,42	3,89	3,82
K ₂ O	3,00	2,60	3,95	3,35	3,50	3,20	3,70	4,18	4,02	4,39
TiO ₂	1,50	2,10	0,70	0,90	1,10	1,10	1,10	0,83	0,70	0,71
P ₂ O ₅								0,14	0,29	0,40
MnO	0,13	0,12	0,08	0,09	0,07	0,06	0,05	0,11	0,07	0,05
H ₂ O ⁺	1,17	0,91	1,00	0,70	0,57	1,04	0,38			
H ₂ O ⁻	0,31	0,29	0,19	0,19	0,27	0,22	0,69			
Total	99,63	110,43	100,41	100,30	99,03	99,72	100,56	100,13	110,31	110,17
Ba	1520	845	775	530	1275	1400		557	626	692
Rb	110	105	145	160	235	185		206	256	192
Sr	1040	1065	575	590	565	1120		153	378	193
Li	75	105	55	65	90	105				

Diorites : CD42, 43; vaugnérites : CD29, 30, 44, 45 et 111-5; granites type Velay : BW24, 39, 49.

Tableau 3 — Biotites des enclaves basiques (diorites, granodiorites)

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	36,68	36,97	37,20	37,37	36,72	36,47	36,38
Al ₂ O ₃	19,57	20,07	20,00	16,19	16,31	18,57	18,24
TiO ₂	1,82	2,02	1,69	3,37	3,45	4,12	3,90
MgO	12,72	12,10	12,26	12,93	12,47	11,22	10,91
FeO	15,07	15,12	14,78	16,26	16,70	15,85	18,23
MnO	0,18	0,25	0,10	0,31	0,06	0,12	0,07
CaO	0,02	0,07	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,12	0,11	0,05	0,21	0,16	0,16	0,18
K ₂ O	9,76	10,08	10,09	9,37	9,18	9,47	8,98
H ₂ O	4,05	4,09	4,07	4,03	3,98	4,04	4,04
Total	99,99	100,88	100,27	100,10	99,03	100,02	100,93
Si	5,419	5,422	5,470	5,558	5,524	5,408	5,395
Al	3,409	3,469	3,469	2,839	2,892	3,245	3,188
Ti	0,202	0,223	0,187	0,377	0,390	0,460	0,435
Mg	2,800	2,645	2,686	2,867	2,796	2,481	2,412
Fe	1,862	1,855	1,817	2,023	2,101	1,965	2,262
Mn	0,022	0,031	0,012	0,039	0,008	0,015	0,009
Ca	0,004	0,012	0,007	0,010	0,000	0,000	0,000
Na	0,034	0,031	0,016	0,060	0,046	0,462	0,050
K	1,839	1,886	1,892	1,771	1,761	1,1791	1,699
OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Total	17,592	17,592	17,574	17,556	17,543	17,518	17,826
	17,5915	17,5915	17,5735	17,5559	17,5428	17,5178	17,826
FM	0,402	0,416	0,405	0,418	0,430	0,4444	0,485

Bonneval : 1 à 3; l'Arzon : 4,5; Aubignac : 6,7.

Tableau 4 — Granodiorites

	CD16	CD22	CD23	CD24	CD25	CD26	CD28	CD35	CD40	CD46
SiO ₂	68,00	65,50	69,20	65,45	66,70	67,50	67,00	69,20	64,80	65,70
Al ₂ O ₃	16,50	17,00	16,10	17,26	16,70	16,30	16,70	16,00	16,50	16,50
Fe ₂ O ₃	0,79	0,89	0,84	0,99	0,74	0,78	0,94	0,71	1,14	1,15
FeO	1,81	2,17	1,59	2,17	3,03	1,73	2,31	1,88	3,61	2,03
MgO	1,20	1,60	1,10	1,70	1,90	1,00	1,30	1,10	3,70	2,20
CaO	1,80	2,85	1,40	2,50	3,20	1,40	2,30	1,30	2,80	3,00
Na ₂ O	3,90	3,90	4,20	3,80	4,60	4,00	4,60	3,55	3,30	4,00
K ₂ O	4,75	4,55	4,60	3,85	2,45	4,90	3,90	4,60	2,90	4,40
TiO ₂	0,50	0,60	0,50	0,60	0,60	0,60	0,60	0,70	0,60	0,95
MnO	0,03	0,04	0,04	0,04	0,40	0,03	0,04	0,03	0,09	0,03
H ₂ O ⁺	0,41	0,35	0,68	0,73	0,51	1,06	0,71	0,92	0,77	0,55
H ₂ O ⁻	0,08	0,15	0,12	0,12			0,08	0,34	0,30	
Total	99,77	99,60	100,37	99,11	100,47	99,30	100,48	100,33	100,51	100,51
Ba	595	655	575	630	215	670	690	720	100	1115
Li	100	105	85	75	75	70	90	85	80	40
Rb	210	185	210	175	140	195	200	225	205	130
Sr	360	620	390	460	360	350	430	375	310	520

Tableau 5 — Granites porphyroïdes

	CD1	CD2	CD3	CD4	CD5	CD6	CD8	CD9	CD10	CD11	CD12
SiO ₂	68,50	67,80	66,80	69,50	67,90	71,80	68,55	67,50	67,50	68,00	69,40
Al ₂ O ₃	16,60	17,00	16,90	15,30	16,50	15,10	15,55	16,40	16,00	15,80	15,60
Fe ₂ O ₃	0,69	0,54	0,99	0,79	0,79	0,91	1,70	0,91	0,59	0,95	0,77
FeO	1,95	1,45	1,81	1,45	1,81	1,16	1,20	1,88	2,17	1,67	1,74
MgO	1,30	0,90	1,00	0,00	11,10	0,80	1,50	1,25	1,60	1,20	1,10
CaO	1,00	1,80	0,45	0,65	2,70	1,10	2,05	2,30	1,70	2,00	1,90
Na ₂ O	4,10	4,10	3,95	3,20	4,00	3,50	4,05	4,05	4,10	4,50	
K ₂ O	4,30	4,30	5,00	5,90	4,30	4,50	4,60	3,85	4,95	4,10	3,25
TiO ₂	0,45	0,45	0,55	0,35	0,45	0,40	0,40	0,55	0,60	0,55	0,50
MnO	0,04	0,04	0,04	0,02	0,04	0,02	0,05	0,03	0,02	0,03	0,05
H ₂ O ⁺	1,14	0,62	1,45	1,12	0,59	0,81	0,70	0,65	1,16	0,70	0,72
H ₂ O ⁻	0,10	0,11	0,16	0,06	0,01	0,27	0,15	0,22	0,27	0,18	0,18
Total	100,17	99,11	99,10	99,14	100,19	100,37	99,90	99,59	100,61	99,28	99,71
Ba	555,00	360,00	700,00	710,00	525,00	335,00		490,00	630,00	545,00	495,00
Li	60,00	110,00	105,00	45,00	75,00	70,00		115,00	80,00	85,00	55,00
Rb	195,00	200,00	210,00	260,00	185,00	215,00		185,00	215,00	195,00	150,00
Sr	370,00	345,00	230,00	210,00	385,00	215,00		385,00	470,00	375,00	340,00

La Chaise-Dieu : CD1 à 12.

Tableau 5 — Granites porphyroïdes (suite)

	CD13	CD31	CD32	CD33	CD36	CD37	CD38	CD39	CD41	CD47
SiO ₂	68,50	69,90	70,10	70,60	68,70	69,50	67,00	70,00	70,20	70,00
Al ₂ O ₃	15,80	15,70	15,70	15,10	15,50	16,00	16,20	15,20	15,10	15,00
Fe ₂ O ₃	0,89	2,38	0,91	0,58	0,96	1,08	1,01	1,08	0,58	0,74
FeO	1,45	0,29	1,88	1,73	2,02	1,73	1,88	1,73	1,73	1,59
MgO	1,00	1,10	1,20	1,00	1,00	1,00	1,20	1,10	0,95	0,79
CaO	1,60	1,60	2,10	1,50	2,00	1,50	1,60	1,30	1,70	1,30
Na ₂ O	4,05	3,50	3,65	3,70	3,75	4,30	3,50	3,85	3,60	3,10
K ₂ O	4,35	4,50	4,00	4,20	4,20	2,90	5,70	4,00	4,10	6,60
TiO ₂	0,55	0,40	0,50	0,40	0,40	0,40	0,45	0,30	0,50	0,90
MnO	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,06	0,07	0,07		0,02
H ₂ O ⁺	0,70	0,71	0,43	0,57	0,51	0,73	0,60	0,69	0,41	0,40
H ₂ O ⁻	0,23	0,30	0,20	0,24	0,12	0,23	0,39	0,21	0,17	
Total	99,19	100,43	100,71	99,66	99,21	99,43	99,60	99,53	99,04	100,44
Ba	510	580	535	440	585	380	1060	160	680	765
Li	95	90	110	75	65	60	60	60	45	40
Rb	220	205	185	195	180	125	185	165	155	210
Sr	330	350	395	300	380	335	370	250	365	495

La Chaise-Dieu : CD13, CD31 à 33; Bonneval : CD36 à 39; Almance : CD41, CD47.

Tableau 6 — Biotites des granites porphyroïdes périvellaves et intravellaves

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	36,41	38,07	37,90	37,07	35,87	35,05	35,87	35,27	35,36	35,68
Al ₂ O ₃	18,65	15,89	16,05	18,62	19,55	19,45	19,08	20,16	18,21	19,76
TiO ₂	3,41	2,90	3,17	2,82	3,42	3,48	3,34	3,59	3,09	3,90
MgO	8,50	13,21	13,27	8,78	8,66	9,08	8,40	7,91	8,68	7,91
FeO	18,50	16,03	16,16	19,46	18,47	18,65	18,68	18,47	20,28	19,24
MnO	0,37	0,18	0,16	0,11	0,20	0,31	0,18	0,27	0,17	0,15
CaO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
Na ₂ O	10,26	10,16	9,91	9,79	9,88	9,77	9,91	10,16	9,94	9,57
K ₂ O	10,26	10,16	9,91	9,79	9,88	9,77	9,91	10,16	9,94	9,57
H ₂ O	3,98	4,04	4,05	4,01	3,99	3/97	3,96	3,97	3,92	3,99
Total	100,24	100,55	100,69	100,78	100,23	99,99	99,55	99,96	99,70	100,35
Si	5,482	5,642	5,606	5,542	5,386	5,295	5,433	5,324	5,400	5,358
Al	3,309	2,777	2,799	3,282	3,460	3,462	3,403	3,586	3,276	3,498
Ti	0,386	0,324	0,352	0,317	0,387	0,396	0,381	0,408	0,355	0,440
Mg	1,908	2,919	2,926	1,958	1,938	2,044	1,897	1,779	1,976	1,770
Fe	2,329	1,987	1,999	2,433	2,320	2,356	2,367	2,332	2,590	2,417
Mn	0,047	0,022	0,021	0,014	0,026	0,040	0,023	0,034	0,022	0,019
Ca	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000
Na	0,048	0,021	0,006	0,028	0,055	0,067	0,039	0,046	0,013	0,045
K	1,970	1,922	1,869	1,897	1,893	1,883	1,914	1,956	1,936	1,833
OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Total	17,479	17,612	17,576	17,474	17,465	17,543	17,456	17,467	17,571	17,379
FM	0,555	0,408	0,408	0,556	0,548	0,540	0,557	0,571	0,569	0,579

Périvellaves : La Chaise-Dieu, avec biotite dans la mésostase (1 à 4). Intravellaves : Chornelix (5 à 6); Bonneval (7 à 8); Almance (9 à 10).

Tableau 7 — Micas des granites rubanés et équants

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	35,99	36,73	36,73	36,52	46,61	35,27	35,61	36,41	36,34
Al ₂ O ₃	18,10	17,81	19,34	19,76	34,44	18,85	18,48	18,50	18,71
TiO ₂	3,74	4,11	3,17	3,44	1,33	4,46	4,04	3,76	3,07
MgO	9,59	9,65	8,58	8,20	1,14	8,69	8,69	8,15	8,22
FeO	18,20	17,41	18,62	18,35	1,33	18,70	19,63	17,53	18,06
MnO	0,12	0,18	0,22	0,26	0,00	0,10	0,03	0,02	0,20
CaO	,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01
Na ₂ O	0,54	0,17	0,20	0,22	0,58	0,14	0,28	0,11	0,00
K ₂ O	10,06	9,71	9,46	9,66	10,48	9,65	9,50	9,95	9,66
H ₂ O	3,98	3,99	4,01	4,01	4,53	3,96	3,97	3,94	3,93
Total	100,34	99,79	100,33	100,42	100,46	99,8 3	100,24	98,37	98,20
Si	5,415	5,510	5,489	5,454	6,170	5,331	5,375	5,539	5,546
Al	3,209	3,149	3,407	3,478	5,373	3,358	3,287	3,316	3,365
Ti	0,423	0,463	0,357	0,386	0,133	0,507	0,458	0,430	0,353
Mg	2,150	2,157	1,912	1,826	1,224	1,957	1,956	1,849	1,870
Fe	2,290	2,185	2,327	2,292	0,147	2,364	2,477	2,230	2,305
Mn	0,015	0,023	0,028	0,032	0,000	0,013	0,003	0,023	0,026
Ca	0,002	0,004	0,000	0,000	0,002	0,001	0,002	0,000	0,001
Na	0,157	0,051	0,058	0,064	0,149	0,042	0,081	0,034	0,000
K	1,931	1,858	1,803	1,840	1,769	1,861	1,828	1,930	1,880
OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Total	17,592	17,400	17,380	17,372	16,968	17,433	17,467	17,350	17,346
FM	0,5173	0,5058	0,5518	0,5601	0,3957	0,5484	0,5591	0,5493	0,5543

Rubanés : Châteauneuf (biotite : 1 à 4; muscovite : 5)

Équants : Surgère (6, 7); Grangeon (8, 9).

Tableau 8 — Leucogranites de type Guillaumanches

	CD14	CD15	CD17	CD18	CD19	CD20	CD21
SiO ₂	72,70	72,70	75,10	73,10	72,90	71,80	73,60
Al ₂ O ₃	15,80	15,70	14,60	15,00	15,10	15,50	15,10
Fe ₂ O ₃	0,30	0,90	0,40	0,38	0,80	0,71	0,57
FeO				0,65	0,36	1,16	0,30
MgO	0,13	0,18	0,10	0,30	0,35	0,68	0,24
CaO	0,70	0,60	0,50	0,75	0,72	0,97	0,55
Na ₂ O	4,40	3,90	3,80	3,20	3,40	3,80	3,40
K ₂ O	4,65	5,45	5,55	5,85	5,35	4,85	5,65
TiO ₂						0,20	
MnO		0,10		0,01	0,02	0,05	
H ₂ O ⁺	0,60	0,70	0,05	0,73	0,81	0,73	0,80
H ₂ O ⁻	0,19	0,15	0,21	0,25	0,01	0,13	0,19
Total	99,47	100,29	100,76	100,22	99,82	100,58	100,40
Ba	315	295	310	260	280	410	190
Li	30	35	25	130	145	165	85
Rb	210	240	195	310	300	280	310
Sr	170	95	120	95	90	90	70

Tableau 9 — Micas des leucogranites

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	45,28	35,53	35,12	34,88	47,12	34,59	35,02
Al ₂ O ₃	36,28	19,65	20,03	19,87	35,15	19,38	19,08
TiO ₂	0,78	2,83	2,32	2,60	0,15	3,92	3,68
MgO	0,65	5,88	6,09	6,05	0,78	5,74	5,75
FeO	1,07	21,95	21,87	22,27	1,35	22,25	22,78
MnO	0,00	0,38	0,51	0,44	0,02	0,40	0,43
CaO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Na ₂ O	0,67	0,00	0,03	0,09	0,42	0,18	0,06
K ₂ O	10,90	9,50	9,55	9,50	10,54	9,65	9,34
H ₂ O	4,51	3,91	3,90	3,89	4,52	3,90	3,90
Total	100,14	99,64	99,42	99,60	100,05	100,01	100,05
Si	6,020	5,445	5,401	5,368	6,243	5,315	5,376
Al	5,685	3,549	3,631	3,603	5,489	3,510	3,452
Ti	0,078	0,326	0,268	0,301	0,015	0,453	0,425
Mg	0,128	1,343	1,396	1,387	0,153	1,314	1,315
Fe	0,119	2,813	2,812	2,866	0,150	2,860	2,924
Mn	0,000	0,049	0,066	0,057	0,003	0,053	0,056
Ca	0,000	0,001	0,001	0,003	0,000	0,000	0,001
Na	0,172	0,000	0,009	0,028	0,108	0,054	0,019
K	1,849	1,856	1,873	1,864	1,891	1,891	1,828
OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Total	16,052	17,381	17,456	17,475	16,051	17,449	17,396
FM	0,483	0,681	0,673	0,678	0,498	0,689	0,694

Guillaumanches : 1 à 4; Feuil : 5 à 7.

Tableau 10 — Granites à biotite et cordiérite type Velay

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	35,41	35,49	34,83	34,76	35,28	36,53	37,00	34,86	35,71
Al ₂ O ₃	17,07	19,29	18,99	19,28	18,49	17,75	18,05	18,37	17,85
TiO ₂	4,23	4,23	3,83	4,07	3,95	3,47	3,77	4,40	4,32
MgO	7,78	7,59	6,56	6,16	6,47	10,07	10,00	6,95	6,99
FeO	21,38	22,11	22,04	21,46	22,00	17,42	17,26	21,69	21,59
MnO	0,25	,34	0,22	0,22	0,06	0,27	0,05	0,23	0,24
CaO	0,05	0,00	0,00	0,06	0,02	0,00	0,06	0,02	0,01
Na ₂ O	0,20	0,22	0,18	0,00	0,24	0,26	0,21	0,33	0,20
K ₂ O	9,74	9,58	9,25	9,68	9,47	9,60	9,44	9,27	9,70
H ₂ O	3,91	3,93	3,91	3,90	3,91	3,97	3,97	3,92	3,94
Total	100,02	102,78	99,81	99,59	99,89	99,34	99,81	100,04	100,55
Si	5,425	5,410	5,341	5,334	5,403	5,507	5,5526	5,333	5,432
Al	3,083	3,105	3,433	3,487	3,338	3,154	3,177	3,312	3,200
Ti	0,487	0,485	0,441	0,470	0,455	0,393	0,423	0,506	0,495
Mg	1,776	1,723	1,499	1,408	1,476	2,263	2,226	1,586	1,584
Fe	2,739	2,818	2,827	2,755	2,817	2,196	2,156	2,775	2,746
Mn	0,032	0,044	0,28	0,029	0,008	,006	0,006	0,030	0,031
Ca	0,009	0,000	0,000	0,010	0,004	0,000	0,010	0,003	0,220
Na	0,059	0,065	0,053	0,000	0,070	0,077	0,062	0,099	0,060
K	1,904	1,862	1,810	1,895	1,850	1,847	1,799	1,809	1,882
OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Total	17,513	17,511	17,431	17,387	17,420	17,442	17,385	17,452	17,649
FM	0,610	0,624	0,056	0,664	0,657	0,497	0,496	0,639	0,637

Chaba : 1, 2; Neyreneuf : 3 à 5; Bellevue-la-Montagne : 6 à 9.

Tableau 11 — Roches volcaniques

Échantillon	CR7b basanite	CR63 néphéline	CR57 basanite	CR58 basanite	CR35 néphéline	CR25 néphéline	CR42 basanite	CR59 néphéline	CR29 basanite	CR41 basanite	CR24 néphéline	CR17 néphéline
SiO ₂	42,05	62,62	43,38	43,53	42,59	43,35	43,92	43,49	43,89	44,65	43,32	43,42
Al ₂ O ₃	13,17	12,13	13,89	12,92	13,09	13,45	14,50	13,55	12,81	14,32	14,74	12,99
Fe ₂ O ₃	12,49	10,19	10,08	9,84	12,79	12,57	12,14	10,21	12,36	12,08	12,4	11,96
MnO	0,19	0,23	0,18	0,18	0,2	0,2	0,17	0,2	0,19	0,18	0,2	0,2
MgO	10,19	8,59	8,36	7,26	11,51	10,34	8,76	7,02	11,48	8,96	9,8	10,74
CaO	11,4	14,25	12,29	13,04	10,02	10,58	10,04	13,14	9,78	10,03	10,3	10,28
Na ₂ O	3,44	3,56	3,32	3,9	3,98	3,86	3,41	3,82	3,75	3,6	3,96	4,29
K ₂ O	1,03	1,58	1,75	1,1	1,61	1,64	1,4	1,69	1,69	1,13	1,82	1,78
TiO ₂	2,98	2,95	3,46	3,3	2,76	2,94	2,8	3,07	3,02	2,72	2,81	2,37
P ₂ O ₅	0,78	1,05	0,78	0,79	0,86	0,8	0,6	1,18	0,78	0,67	0,81	0,88
L.O.I.	2,36	3,06	2,54	3,04	0,79	0,71	2,49	2,86	0,59	2,65	0,7	0,75
Total	100,08	100,21	100,03	98,9	100,2	100,44	100,23	100,23	100,34	100,99	99,86	99,66

Tableau 11 — Roches volcaniques (suite)

Échantillon	CR54 basanite	CR36 basanite	CR15 basanite	CR3 basanite	CR39 basanite	CR52 hawaïite	CR1 hawaïite	CR53 hawaïite	CR38 hawaïite	CR55 hawaïite	CR47 mugéarite	Roche du Diable phonolite
SiO ₂	43,17	44,02	43,21	44,36	43,21	43,52	45,5	48,13	44,37	45,7	48,79	58,89
Al ₂ O ₃	14,33	15,19	14,36	14,2	13,25	15,32	14,02	14,45	15,09	14,92	16,5	21,24
Fe ₂ O ₃	13,36	11,45	12,83	12,07	14,11	13,17	12,51	13,1	12,26	11,28	9,65	2,26
MnO	0,2	0,18	0,2	0,18	0,22	0,21	0,18	0,17	0,2	0,2	0,18	0,22
MgO	7,77	7,73	8,53	8,8	8,81	5,38	8,65	6,11	4,55	4,45	4,32	0,1
CaO	10,14	9,37	9,59	10,06	9,16	9,34	9,49	8,15	8,21	8,45	6,56	1,26
Na ₂ O	3,71	2,81	4,15	4,06	3,86	4,08	4,47	3,51	5,14	4,43	4,41	9
K ₂ O	2,1	2,42	1,71	1,88	2,16	1,42	2,1	1,88	1,43	2,2	3,11	6,18
TiO ₂	3,27	2,92	2,83	2,98	3,01	3,45	2,65	2,94	3,4	3,04	2,49	0,27
P ₂ O ₅	0,98	0,61	0,88	0,86	1,01	1,05	0,94	0,76	0,97	0,98	0,51	0,03
L.O.I.	2,32	3,3	1,32	1,04	1,91	3	0,69	1,92	5,12	4,63	3,45	
Total	101,35	100	99,61	100,49	100,71	99,94	101,2	101,12	100,74	100,28	99,97	99,54

Tableau 11 — Roches volcaniques (suite)

Échantillon	CR54 basanite	CR36 basanite	CR15 basanite	CR3 basanite	CR39 basanite	CR52 hawaïite	CR1 hawaïite	CR53 hawaïite	CR38 hawaïite	CR55 hawaïite	CR47 mugéarite	Roche du Diable phonolite
Norme CIPW												
CR	12,7	14,9	10,4	11,3	13,1	8,8	12,5	11,3	8,9	13,7	19,2	36,7
AB	7,3	11,4	9,3	9,2	8,3	19,4	10,8	29,4	24	23	27	37,7
AN	16,6	22,7	16	15,2	12,8	20,1	12,1	18,5	14,7	15,1	16,8	
NE	13,4	7,3	14,6	13,9	13,6	9	14,8	0,5	11,9	9	6,5	20,3
Mg-DI	14,7	11,9	14,5	16,6	14,1	9,7	15,7	8,4	9,7	10,2	6,5	0,5
Fe-DI	8,4	5,8	7,6	7,6	8	7,7	8	6,2	8,2	8,3	4,8	
WOL												2,2
AC												1,2
FO	9,1	10,2	10,6	10,2	11,2	6,7	10,1	8,2	5,2	4,9	5,8	
FA	6,6	6,3	7	5,9	8	6,7	6,5	7,6	5,6	5	5,3	
MT	2,6	2,3	2,5	2,3	2,7	2,6	2,4	2,5	2,5	2,3	1,9	
IL	6,3	5,8	5,5	5,8	5,9	6,8	5,1	5,7	6,8	6,1	4,9	
HEM												2
AP	2,4	1,5	2,1	2,1	2,5	2,6	2,2	1,8	2,4	2,5	1,3	0,1
I.D.	33,4	33,6	34,2	34,4	35	37,2	38	41,2	44,8	45,7	52,7	94,7
[Mg]	0,57	0,61	0,6	0,62	0,59	0,48	0,61	0,52	0,46	0,47	0,5	
Na ₂ O/K ₂ O	1,77	1,16	2,43	2,16	1,79	2,87	2,13	1,87	3,59	2,01	1,42	1,46
Âge (Ma)				3,12 ± 0,08						13,2 ± 0,4	11,25 ± 0,2	13,3 ± 0,2

