

## AMPLEPUIS

La carte géologique à 1/50 000  
AMPLEPUIS est recouverte par les coupures suivantes  
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :  
à l'ouest : ROANNE (N° 158)  
à l'est : BOURG (N° 159)

Charlieu	Beaujeu	Belleville
Roanne	AMPLEPUIS	Villefranche
Feurs	Tarare	Lyon

# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

## AMPLEPUIS

par

H. SIDER, C. GAGNY, Y. KERRIEN, R. MOUTERDE, R. FLEURY



BRGM

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE  
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE  
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
AMPLEPUIS A 1/50 000**

**par**

**H. SIDER, Cl. GAGNY, Y. KERRIEN, R. MOUTERDE, R. FLEURY**

**1989**

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

– *pour la carte* : SIDER H., GAGNY C., MOUTERDE R., PAREL J.L., GUYOU A., KERRIEN Y., FLEURY R. (1988) – Carte géol. France (1/50 000), feuille AMPLEPUIS (673) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par SIDER H., GAGNY C., KERRIEN Y., MOUTERDE R., FLEURY R. (1989). 81 p.

– *pour la notice* : SIDER H., GAGNY C., KERRIEN Y., MOUTERDE R., FLEURY R. (1989) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille AMPLEPUIS (673) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 81 p. Carte géologique par SIDER H., GAGNY C., MOUTERDE R., PAREL J.L., GUYOU A., KERRIEN Y., FLEURY R. (1988).

© BRGM, 1989. 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 écrite préalable de l'Éditeur.

## SOMMAIRE

	Pages
<b>INTRODUCTION</b>	<b>5</b>
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	5
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>5</b>
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	5
<b>Socle d'âge paléozoïque inférieur</b>	5
<b>Silurien possible à Dévonien probable</b>	7
– <i>Série du Beaujolais</i>	7
<b>Formations viséennes</b>	23
– <i>Série de la Gresle</i>	23
– <i>Viséen moyen</i>	27
– <i>Série des Tufs anthracifères</i>	31
<b>Roches microgrenues à hypovolcaniques</b>	37
<b>Roches plutoniques</b>	39
<b>Roches filoniennes</b>	41
<i>SECONDAIRE</i>	41
<i>TERTIAIRE ET PLIO-QUATERNAIRE</i>	48
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES - QUATERNAIRE</i>	51
<b>TECTONIQUE</b>	<b>52</b>
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	<b>59</b>
<i>HYDROGRAPHIE - HYDROGÉOLOGIE</i>	59
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	60
<i>MATÉRIAUX DE CARRIÈRES</i>	64
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>74</b>
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	74
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	74
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	80
<b>AUTEURS</b>	<b>81</b>

## INTRODUCTION

### *PRÉSENTATION DE LA CARTE*

Pour sa plus large part, la carte Amplepuis, située sur la bordure orientale du Massif central, concerne les terrains cristallins et métamorphiques des monts du Beaujolais qui forment des croupes arrondies, boisées, culminant à 907 mètres au Chapelin dans la forêt de Préménoux. Le quart oriental de la feuille présente les restes faillés et morcelés de la couverture secondaire, Trias à Jurassique moyen, et un vaste glacis de piémont à faible pente vers l'Est, disséqué et compartimenté par les cours d'eau en collines semi-cylindriques orientées Ouest-Est. Ce sont les collines du Bas-Beaujolais, domaine de la vigne sur un sol superficiel de cailloutis polygénique. Limité par un accident dirigé vers le NNE, l'angle sud-est de la carte montre, d'Alix à Liergues, le flanc occidental du chaînon jurassique complexe qui de Belmont et Charnay (feuille Tarare) à La Chassagne et Pommiers (feuille Villefranche) constitue la limite avec le val de Saône et la Bresse.

### *CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE*

Pour les terrains paléozoïques et le socle gneissique, les levés et tracés géologiques ont été effectués dans le cadre d'une convention passée entre le service géologique national du BRGM et le professeur Cl. Gagny de l'université de Nancy 1. La cartographie de ces terrains a été réalisée pour l'essentiel :

- à partir des travaux de la thèse de l'université Nancy 1 de H. Sider, sous la direction scientifique de Cl. Gagny ;
- à partir des travaux de DEA de A. Godinot de l'université de Nancy ;
- avec la collaboration sur le terrain de P. Rémy et D. Adam.

Les terrains sédimentaires du Trias et du Jurassique ont été cartographiés par R. Mouterde, professeur aux facultés catholiques de Lyon, J.L. Parel et A. Guyou ingénieurs ISARA et par Y. Kerrien ingénieur au BRGM.

Pour les formations tertiaires, quaternaires et superficielles, les levés ont été assurés par R. Fleury et Y. Kerrien, ingénieurs-géologues au BRGM, qui ont implanté, suivi et interprété 15 sondages à but cartographique, profonds de 5 à 30 mètres, réalisés à la tarière par l'équipe-sondage BRGM.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### *PALÉOZOÏQUE*

#### **Socle d'âge paléozoïque inférieur (Cambro-Ordovicien probable)**

Le socle gneissique anté-acadien affleure peu sur la feuille Amplepuis à 1/50 000. Il forme principalement une lanière kilométrique orientée

NE-SW, en bordure sud-est des autres formations paléozoïques depuis Salles jusqu'au col du Châtoux. À l'Est, il est recouvert par les sédiments secondaires et tertiaires. Quelques écailles tectoniques, en position plus occidentale, sont intercalées dans les unités de la série du Beaujolais et soulignent les contacts anormaux de la tectonique tangentielle sudète (Gagny *et al.*, 1981). Plus au Sud, à partir de la vallée du Soanan, les gneiss se rattachent au groupe d'Affoux (Peterlongo, 1960) qui prend toute son extension sur la feuille Tarare à 1/50 000.

Macroscopiquement, ces formations présentent une foliation pouvant être reprise par une déformation mylonitique. Deux faciès principaux, non distingués cartographiquement, peuvent être observés. Il s'agit de gneiss œillés ou amygdalaires à grain grossier, de couleur rosée et des gneiss fins, gris, à litage minéralogique plus ou moins prononcé.

ζ. **Gneiss œillés ou amygdalaires.** Ils montrent une texture granolépido-blastique hétérogranulaire (variation du grain de 0,2 à 4 mm). Les yeux centimétriques sont des phénoblastes de feldspath potassique. Le fond est composé d'albite opacifiée, de feldspath potassique moiré, de quartz xénomorphe, auxquels s'ajoutent la muscovite et la biotite chloritisée subautomorphes. Le quartz engrené forme aussi des gouttes dans l'orthose et l'albite. Le grenat décrit par B.B. Zanga (1972) est accessoire avec l'apatite et le zircon. Affleurement-type : à l'Ouest du Rivolet, sur la RN 104 (x = 774,6 ; y = 114,3).

ζ. **Gneiss gris.** Ce sont des gneiss plagioclasiques bien orientés. Un changement de la proportion des phases minérales induit un litage défini par des niveaux quartzofeldspathiques et des niveaux plus riches en phyllites. La texture granolépido-blastique est fine, le grain variant de 0,1 à 2 mm.

La roche est formée d'un engrenement d'albite opacifiée, de quartz, de muscovite toujours abondante et de biotite chloritisée. Le grenat, quelques opaques, l'apatite, le zircon ainsi que l'épidote et la calcite rare sont présents. Affleurements-types : Nord de l'Espagne (x = 778,4 ; y = 116,9) ; substratum du calcaire du Gouget, feuille Tarare à 1/50 000 (x = 761,45 ; y = 97,60).

La texture de ces deux types de gneiss suggère l'existence de termes orthogneissiques (gneiss œillés) associés à des faciès paradérivés (gneiss gris). Les formations du socle montrent une paragenèse ancienne, au moins mésozonale par la présence de biotite  $\pm$  muscovite  $\pm$  grenat. Elles subissent une rétro-morphose dans le domaine épizonal et présentent actuellement une paragenèse de faciès schistes verts à albite  $\pm$  chlorite  $\pm$  muscovite  $\pm$  épidote.

Ces formations sont classiques dans une grande partie du Massif central-monts du Lyonnais - Auvergne - Limousin. Elles résultent du métamorphisme de type barrowien pouvant atteindre l'anatexie (base de l'amphibolite faciès) d'une épaisse série détritique intrudée par des granitoïdes cambro-ordoviciens. Ce métamorphisme est attribuable à la phase acadienne ou éovarisque de l'orogène hercynien, non datée dans le NE du Massif central,

et considérée comme siluro-dévonienne en Limousin (Bernard-Griffith *et al.*, 1977).

Le second événement rétomorphique qui affecte le groupe des gneiss chloriteux d'Affoux est attribuable à la phase bretonne qui s'est déroulée au Dévonien supérieur, postérieurement à la mise en place de la série du Beaujolais.

### **Silurien possible à Dévonien probable.**

#### **Série du Beaujolais**

La série du Beaujolais, orientée NE-SW, occupe une bande de 3 à 6 km de large, étudiée sur un peu plus d'une vingtaine de kilomètres de long, depuis le Sud de Tarare jusqu'à Vaux-en-Beaujolais (Sider et Ohnenstetter, 1986). Elle forme un rameau septentrional de la célèbre *série de la Brévenne* (Peterlongo, 1960).

Cette série regroupe d'abondants faciès constitués de termes plutoniques, hypovolcaniques et volcaniques dominant largement en volume des formations volcano-sédimentaires et sédimentaires associées.

La cartographie a permis de distinguer six unités principales dénommées unités des Ponts Tarrets, de Ternand-Cruizon, de Valsonne, de Saint-Vérand, du Callet et du complexe ophiolitique. Ces unités sont définies par leur association lithologique et peuvent subir une déformation et un métamorphisme dont les effets sont variables en fonction de la nature des roches considérées et de la position des unités dans le dispositif. Ces unités sont essentiellement limitées par des contacts anormaux sudètes (Gagny *et al.*, 1981).

#### **Unité des Ponts Tarrets**

Cette unité affleure sur 5 km<sup>2</sup> dans la zone de confluence du Soanan et de l'Azergues et n'a été reconnue que dans cette partie sud-est de la zone cartographiée. Quelques faciès d'ultrabasites rattachés à cette unité se situent aussi dans le Nord du triangle d'affleurements paléozoïques du Bois d'Oingt (x = 774,95 ; y = 106,25). Elle est largement recouverte par les sédiments mésozoïques.

Au Nord, elle est juxtaposée à l'unité de Saint-Vérand sans que la nature du contact puisse être précisée (contact intrusif des trondhjémites de Saint-Vérand ou contact anormal). Au Sud, elle reposerait sur le socle gneissique.

L'unité des Ponts Tarrets est formée d'un ensemble volcano-sédimentaire dans lequel deux groupes de formations sont distingués :

- vers la base se développe une première formation composée d'arkoses interstratifiées de niveaux grauwakeux subordonnés ;
- celle-ci est surmontée par une seconde formation composée de grauwackes de granulométrie variée. Cette dernière formation semble débiter par

un niveau contenant d'importants blocs de roches plutoniques ultrabasi-ques et basiques.

Cet ensemble volcano-sédimentaire est recoupé par des filons et des sills de quartz kératophyres qui sont bien développés dans les niveaux arkosi-ques. Ces filons sont comparables aux volcanites acides de l'unité du Callet.

Une schistosité N 120° à 140° E, à faible pendage Est, parallèle à la stratifi-cation se développe dans cette unité.

**SGA. Formation à dominante arkosique.** Affleurement-type : carrefour des Ponts Tarrets ( $x = 773,60$  ;  $y = 103,25$ ), pour arkose, grauwacke et quartz kératophyre.

Elle est présumée se situer à la base de l'unité et provient vraisemblable-ment du démantèlement du socle gneissique. Les clastes sont formés de quartz, albite, microcline et chlorite. Une composante volcanogène basique déduite des compositions chimiques (Lacroix, 1980) semble confirmée par l'existence de niveaux verts sombres grauwackeux interstratifiés dans cette formation.

**SG. Formation à dominante grauwackeuse.** Affleurement-type : carrefour D 13 - D 13 E ( $x = 771,95$  ;  $y = 102,60$ ).

La base de cette formation est riche en blocs de taille variable (5 cm - 60 m). La déformation générale de la série est peu pénétrative dans ces blocs. Il s'agit de serpentinite, de dunite à phlogopite, de werhlite, de cli-nopyroxénite, de hornblendite et de dolérites bréchifiées par des filonnets syénitiques. Ces blocs sont cimentés dans une matrice d'arénite, de déman-tèlement de ces roches basiques.

Ces caractères évoquent une formation olistolithique dérivant de la des-truction d'un complexe basique à ultrabasique non affleurant.

### ***Nature et répartition des olistolithes***

Les blocs disséminés dans les formations grauwackeuses des Ponts Tar-rets sont des roches plutoniques ultrabasiqes à caractère cumulatif. Les plus beaux affleurements se situent :

- au Sud du hameau de Bussy ( $x = 774,95$  ;  $y = 106,25$ ) où des dunites ser-pentinisées et des clinopyroxénites ont été récoltées dans les vignes ;
- sur la D 39 entre la vallée de l'Azergues et le Bois d'Oingt ( $x = 773,45$  ;  $y = 104,05$ ) où des blocs de dunite et de clinopyroxénite sont bien observables ;
- sur la route des Ponts Tarrets à Légny ( $x = 773,75$  ;  $y = 104,40$ ) où des werhlites à hornblende sont associées aux serpentinites ;
- des hornblendites sont visibles au carrefour des D 13 et D 13 E dans la val-lée du Soanan ( $x = 771,95$  ;  $y = 102,60$ ) ; sur la D 13 ( $x = 772,75$  ;  $y = 102,55$ ), des dunites serpentinisées à phlogopite affleurent également ;
- des dolérites massives sont associées aux hornblendites ; elles sont loca-lement bréchifiées par un matériel leucocrate rosé syénitique.

*Les dunites à phlogopite* (sur la D 13,  $x = 772,75$  ;  $y = 102,55$ ) sont des roches massives dont la couleur est variable :

- elles sont noires à reflets verdâtres et sillonnées de veines de serpentine vert clair ;
- elles peuvent être rouge brique à violacé veinées de blanc ou blanchâtres veinées de vert d'eau (analyse 1, tabl. 1).

La déformation les transforme en serpentinites schisteuses. Les textures sont malgré tout souvent observables. Ce sont principalement des hétéradcumulats.

L'olivine subautomorphe (2 à 4 mm) est malheureusement toujours transformée en un feutrage de serpentine qui se développe parfois en structure maillée. Dans certains cas, l'olivine est totalement pseudomorphosée en amas de carbonates granoblastiques. Le spinelle (0,5 à 1 mm) en grain automorphe a une composition de chromite. Il est auréolé par un liseré déchiqueté de magnétite.

Ces deux phases sont englobées par de la phlogopite pœcilitique à polychroïsme brun clair à incolore. Ce mica est très souvent en cours de transformation pour aboutir à une association à chlorite très pâle et magnétite. L'apatite intergranulaire apparaît accessoirement. Quelques sulfures sont dispersés.

*Les werhlites à amphibole* (route des Ponts Tarrets à Légny,  $x = 773,75$  ;  $y = 104,40$ ). Analyse 2, tabl. 1.

Dans ce faciès, l'olivine automorphe à subautomorphe de 1 à 5 mm est également totalement pseudomorphosée en serpentine. Le clinopyroxène est une phase hétéradcumulus relique très souvent morcellé au sein de larges plages d'amphibole pœcilitique. Il s'agit d'un diopside incolore très craquelé, souvent très opacifié. Quelques plages de phlogopite en voie de chloritisation sont disséminées avec une apatite en grains automorphes. L'amphibole vert pâle à incolore englobe les autres phases. Elle a une composition de magnésio-hornblende ou de hornblende édenitique.

*Les clinopyroxénites* (pierres volantes dans les vignes, Bussy,  $x = 774,95$  ;  $y = 106,25$ ). Ce sont des roches blanchâtres, à aspect nacré, très grossièrement saccharoïdes.

Le diopside incolore (0,5 à 1 cm), largement opacifié et craquelé, cristallise sous forme d'adcumulat. Les quelques interstices restants sont comblés par un feutrage chloriteux et de rares opaques.

*Les hornblendites* (carrefour D 13-D 13 E,  $x = 771,95$  ;  $y = 102,60$ ). Analyse 3, tabl. 1. Ce sont des roches noir verdâtre, à grain centimétrique, où le feldspath apparaît rosé. La texture est celle d'un hétéradcumulat.

Dans ce faciès, l'amphibole devient une phase cumulus. Il s'agit d'une amphibole magnésio-hastingsitique brun à vert olive. Une recristallisation granoblastique parfois porphyroclastique conduit à l'apparition d'une magnésio-hornblende verte. Le plagioclase (An 26) en plages xénomorphes constitue la phase hétéradcumulus. Il est largement opacifié et séricitisé. L'apatite en grains trapus automorphes est incluse aussi bien dans le plagioclase que dans l'amphibole. Le sphène cristallise en position interstitielle.

*Les dolérites* (carrefour D 13-D 13 E, x = 771,95 ; y = 102,60). Analyse 4, tabl. 1. Ces roches ont un grain bien visible de 0,3 à 5 mm. La texture grano-blastique à tendance porphyroclastique n'oblitére que peu une texture magmatique relictuelle de type subophitique.

Les plagioclases subautomorphes ont une composition albitique. Ils contiennent de nombreux prismes de clinzoïsite. Ils sont englobés par un agrégat d'amphibole brun-vert de type magnésio-hornblende dérivant d'un clinopyroxène ou d'une amphibole primaire. Le sphène en grains grossiers est également présent.

### Unité de Ternand-Cruizon

Cette unité affleure d'une manière quasi continue sous forme d'une étroite bande tectonisée de quelques centaines de mètres au plus. Elle jalonne la base d'écaillés tectoniques composées de faciès appartenant aux unités du Callet et de Saint-Vérand, dont elle forme la semelle. Selon sa localisation, elle se superpose par contact anormal sur l'unité de Valsonne, sur les séries viséennes (Viséen moyen et supérieur) et sur l'unité du Callet.

Les formations regroupées dans cette unité appartiennent à deux ensembles distincts :

- une séquence paradérivée en position nord-ouest ;
- des schistes amphiboliques en position sud-est.

Aucune observation n'a permis de déterminer la chronologie entre la séquence paradérivée et les schistes amphiboliques. Les deux ensembles ont néanmoins subi une même évolution métamorphique et tectonique marquée par des plis isoclinaux dont les plans axiaux orientés N 70° à 90° E ont un pendage fort vers le Sud-Est, subparallèle à la schistosité. Un clivage de crénulation semble se développer postérieurement.

ζ<sup>11</sup>. **Séquence sédimentaire.** La séquence sédimentaire métamorphosée est composée de *chloritoschistes* et de *séricitoschistes* dans lesquels des amandes de quartz sont abondantes (parking de Ternand, x = 769,95 ; y = 107,30). Cette formation montre sur le terrain un aspect lustré qui a conduit A. Godinot (1980) à la dénommer série satinée.

Ces faciès sont composés d'une trame sériciteuse et chloriteuse orientée, à laquelle s'ajoutent le quartz, l'albite, l'épidote et le grenat, associés dans une texture lépidoblastique.

Des niveaux plus indurés siliceux sont formés de *quartzites* et de *psammites*. Plusieurs lentilles carbonatées s'organisent en chapelet depuis le Ferrat (x = 767,75 ; y = 105,00) au Sud-Ouest jusqu'à Vété (x = 773,30 ; y = 110,50) au Nord-Est. Les plus importantes correspondent aux buttes du Mont Jonc (petites carrières, x = 768,85 ; y = 106,60) et de Ternand (x = 770,05 ; y = 107,20) sur laquelle est installé un village pittoresque. Ces lentilles carbonatées sont formées de niveaux de *marbres* blancs saccharoïdes plus ou moins impurs. Ils contiennent en particulier du quartz détritique en petits grains. Des alternances calcaréo-marneuses sont visibles à Ternand sur le

chemin de ronde ( $x = 770,05$  ;  $y = 107,20$ ) et près de Vété ( $x = 773,30$  ;  $y = 110,50$ ) où des niveaux centimétriques à métriques de marbres blancs sont associés à des passées de calcschistes chloriteux et sériciteux.

Cette séquence sédimentaire est donc formée de faciès terrigènes (shales, psammites et quartzites) passant localement à des marnes et des calcaires. Elle est métamorphisée dans le faciès schistes verts et correspond vraisemblablement à des dépôts de plate-forme continentale.

**$\delta^{11}$ . Schistes amphiboliques.** Affleurement-type : bordure de la route D 106 au lieu-dit Pépy ( $x = 767,05$  ;  $y = 104,35$ ). Analyses chimiques 5 et 6, tabl. 1.

Les schistes amphiboliques sont toujours marqués par une schistosité. Un litage frustré est parfois révélé par la succession de passées millimétriques vert clair riches en épidote, et de passées vert sombre plus riches en amphiboles.

La texture de ces schistes amphiboliques est granonématoblastique. La paragenèse est formée d'albite, d'actinote passant à une hornblende actinolitique vert pâle à incolore, d'épidote (pistachite) ; de chlorite, sphène, leucoxène  $\pm$  opaques et quartz.

L'albite peut être sous forme de petits phénoclastes (0,5 mm) ou en petits cristaux xénomorphes. L'amphibole apparaît aussi en petits phénoclastes (1 mm) et constitue la trame fibreuse de la roche. L'épidote est dispersée en granules dans le fond et se développe abondamment dans des lits millimétriques. La chlorite est rare et se rencontre souvent associée à l'épidote. Le sphène, le leucoxène et les opaques en granules fins constituent fréquemment des trames orientées selon la foliation.

Ces schistes amphiboliques, dont la paragenèse est équilibrée dans le faciès schistes verts, montrent l'existence d'anciens phénocristaux maintenant transformés en actinote et albite rare. Ils représentent certainement d'anciennes laves basiques. La présence d'un litage souligné par les variations minéralogiques suggère que des tufs basiques peuvent également être présents.

## **Unité de Valsonne**

### **SK<sup>1</sup>. Grauwacke, quartz kératophyre et laves basiques en sills et dykes.**

Cette unité s'étend largement et appartient au groupe de Violay défini par J.M. Peterlongo (1960). Elle est recouverte en discordance par les sédiments détritiques du Viséen moyen. Les formations de cette unité sont surtout volcano-sédimentaires. Elles consistent en une succession de niveaux décimétriques à plurimétriques de grauwackes. La couleur de ces roches est beige à verdâtre. La granulométrie des clastes est hétérogène, allant des lutites aux rudites (mais inférieure à 5 mm). Les minéraux clastiques d'origine mixte (Lacroix, 1980) proviennent du démantèlement du socle gneissique et des unités volcanique et plutonique du Callet et de Saint-Vérand. Quelques niveaux de laves basiques peuvent être reconnus. Des sills et dykes de quartz kératophyre boudinés intrudent la séquence grauwackeuse. Ils sont

comparables à ceux qui se développent dans l'unité des Ponts Tarrets. Affleurements-types : carrière de la Baratonière (x = 762,30 ; y = 106,40) ; paroi rocheuse sur la D 13 à la sortie sud de Valsonne (x = 762,70 ; y = 106,85).

Les formations, équilibrées dans le faciès schistes verts, sont affectées par une schistosité subparallèle à la stratification. Cette schistosité passe d'une orientation N 30° à 40° E dans la zone de Valsonne à méridienne dans celle de la Chanellière. Les pendages faibles sont toujours Est.

### Unité de Saint-Vérand

Cette unité est composée de roches plutoniques à hypovolcaniques appartenant à une suite trondhjémitique, dont le plus grand massif est centré sur le village de Saint-Vérand. Ces formations se retrouvent au Sud-Ouest (feuille Feurs à 1/50 000) dans le massif de Chindo à proximité de la plaine de la Loire (Peterlongo, 1960 ; Lacroix, 1980).

Dans la zone cartographiée, cette unité magmatique s'étend sur une surface d'environ 30 km<sup>2</sup>. Elle est encadrée au NE et au SW par l'unité du Callet dont elle suit l'alignement. De la même façon que l'unité du Callet, l'unité de Saint-Vérand est généralement supportée par une semelle de schistes satinés appartenant à l'unité de Ternand-Cruizon. Plus à l'Est, sa base est jalonnée par des écailles de gneiss d'Affoux. Cependant, malgré les déplacements tangentiels enregistrés, cet enracinement intrusif de la suite leucocrate a pu être observé dans les schistes satinés et les gneiss. Ce fait implique l'autochtonie relative des plutonites par rapport à leur substratum (Beurrier *et al.*, 1980).

Les roches formant cette unité sont de rares diorites, des diorites quartziques proches de tonalites et des trondhjémites albitiques. Elles sont en association avec des faciès hypovolcaniques basiques. Deux types de relations acide-basique sont observées :

- les faciès acide bréchifient de larges panneaux de dolérites (que nous appellerons « dolérites incluses »). Ces brèches sont observables dans une carrière bordant la D 13 au Sud des Razes (x = 768,20 ; y = 103,40). Le contact entre le matériel acide et basique est soit anguleux, soit sinueux. Une pénécotemporanéité de mise en place est suggérée par ces observations ;
- les trondhjémites sont de plus recoupées par des filons de dolérites (affleurement-type à l'Est de la Cantinière, x = 770,90 ; y = 113,70) et de microferrodiorite (affleurement-type sur la crête au Sud de Pépy, x = 766,35 ; y = 103,60), plus tardifs (dolérites intrusives).

$\eta^{1-2}$ . **Diorite quartzique.** Elle affleure en petits massifs comme à proximité de Létra (x = 768,40 ; y = 109,97). La roche est affectée par une déformation protomylonitique qui laisse deviner la texture isogranulaire. Le plagioclase (4-5 mm) opacifié est de l'andésine. L'amphibole vert-brun à jaune (2-3 mm) montre des plages xénomorphes. Le quartz étiré commence à s'organiser en amandes à extinctions ondulantes. Oxydes ferrotitanés, sphène, chlorite et épidote sont disséminés dans le fond.

Les diorites quartziques à texture de compactage (analyse 7, tabl. 1) ont été observées dans la région du Châtoux ( $x = 772,60$  ;  $y = 112,4$ ). Dans ces faciès, le plagioclase (62-65 %), automorphe à subautomorphe est assez souvent opacifié. Il présente une texture à aspect cumulatif en rapport avec un compactage par accumulation mécanique. Quelques plages fraîches ont permis d'identifier à la microsonde un zonage normal à composition d'andésine-oligoclase (An 50-An 20) frangé par un liseré albitique. Les cœurs calciques sont largement séricitisés. L'amphibole automorphe à subautomorphe (8-10 %) se développe entre les cristaux plagioclasiques. Il s'agit d'une magnésio-hornblende vert-jaune localement chloritisée. La biotite apparaît en faible quantité (5-6 %) sous forme de petites lattes subautomorphes incluant du zircon. Elle est en cours de chloritisation. La titanomagnétite et l'ilménite coexistent en petits grains déchiquetés, l'allanite est accessoire.

Le quartz est systématiquement interstitiel et englobe de manière pœcilitique les minéraux précédents. Quelques variations de la taille du grain (0,5 à 3 mm) et du rapport ferromagnésien/plagioclase correspondent dans un échantillon à l'existence d'un litage centimétrique.

$\eta^1_a$ . **Trondhjémites albitiques** (analyses 8 et 9, tabl. 1). Des relations texturales identiques s'observent dans les faciès plus leucocrates où le plagioclase est une albite opacifiée, sans trace de zonage et incluant peu de séricite. L'amphibole disparaît dans ce faciès. La biotite altérée en chlorite est associée à des plages de pistachite granulaire. Les oxydes de Fe et Ti sont toujours présents. La quantité de quartz interstitiel tend à augmenter. Dans ce cas il s'agit de trondhjémites albitiques compactées. Les trondhjémites possèdent plusieurs autres textures hypidiomorphes.

La minéralogie équilibrée dans le faciès schistes verts est simple : quartz, albite (An 10-An 3), chlorite, pistachite, opaques. La taille du grain oscille entre 1 et 5 mm. La texture peut être granulaire banale, mais les plus courantes sont des textures granophyriques. L'albite est alors entourée d'une couronne pœcilitique marquée par la cristallisation symplectique de quartz et albite. Dans ces granophyres, le feldspath potassique apparaît. Il est xénomorphe et participe à la croissance granophyrique. Sa quantité est inégale selon les échantillons.

$\eta^1_a$ . **Hypovolcanites basiques**. *Type bréchifié* : les caractères sont comparables aux dolérites en blocs dans l'unité des Ponts Tarrets. *Type intrusif* : il s'agit de dolérites et de ferrodolérites allant jusqu'à des microferrodiorites albitiques. Ces faciès comparables aux dykes et sills intrusifs de l'unité du Callet sont sensiblement plus altérés.

## Unité du Callet

L'unité du Callet présente deux zones majeures d'affleurement situées au Nord-Est et au Sud-Ouest de la feuille.

Dans la zone nord, une répétition tectonique conduit à la reconnaissance de deux groupes principaux appartenant à cette unité. Le groupe occidental s'appuie vers l'Ouest sur les formations du Viséen moyen et supérieur par

des failles inverses. Celles-ci laissent apparaître localement le contact normal soulignant la transgression des formations sédimentaires viséennes sur l'unité du Callet. Le groupe oriental est le plus largement charrié vers le Nord-Ouest. La base du charriage est marquée par une semelle constituée de formations appartenant à l'unité de Ternand-Cruizon et par des copeaux réduits de socle gneissique. Ce groupe est bordé à l'Est par ces mêmes gneiss, eux-mêmes surmontés de termes rapportés au complexe ophiolitique.

Des relations similaires sont observables dans la zone sud vers Tarare, où le redoublement tectonique est par contre absent.

L'unité du Callet n'est pas déformée de manière notable dans la zone sud. Par contre, des déformations mylonitiques se développent en couloirs mylonitiques hectométriques dans la zone nord. Ces déformations se développent bien dans la région de « la Cantinière » ( $x = 769,95$  ;  $y = 114,35$ ) et « Vers Bœuf » ( $x = 769,35$  ;  $y = 116,80$ ).

L'unité du Callet est composée essentiellement de formations volcaniques et hypovolcaniques à répartition bimodale acide et basique, associées à une sédimentation subordonnée. Elle représente en ce sens une association « spilite - kéraatophyre », dite hercynotype bien que toutes les roches ne présentent pas les caractères de cet environnement.

**K<sup>1</sup>. Quartz kéraatophyres.** Le magmatisme de l'unité du Callet est caractérisé par la prépondérance de volcanites acides de type quartz kéraatophyre (analyse chimique 10, tabl. 1) sur des coulées et filons basiques représentant en moyenne un volume de 10 %.

Les quartz kéraatophyres forment une pile volcanique assez monotone. L'affleurement apparemment continu dans la montagne de Tarare permet d'estimer à 200-300 m l'épaisseur des volcanites dans cette région. Les formations associées sont composées de brèches volcaniques très souvent acides, monogéniques (zone pavillonnaire à proximité du lycée de Tarare,  $x = 765,40$  ;  $y = 103,70$ ). Quelques niveaux métriques de hyaloclastites sont localement interstratifiés, comme dans la carrière de Pontcharra (feuille Tarare) en bordure de la N 7 ( $x = 766,00$  ;  $y = 100,05$ ). Des passées décimétriques de tuffite séparent aussi les coulées de quartz kéraatophyre (même affleurement que les brèches acides monogéniques). Affleurement-type : ancienne carrière du Callet ( $x = 773,30$  ;  $y = 115,10$ ), carrière de Pontcharra ( $x = 766,00$  ;  $y = 100,05$ ).

Ces roches massives ont une dureté élevée et une cassure esquilleuse. La couleur à l'affleurement est très variable, beige, rose, violet, noir, vert, et donne à la roche un aspect versicolore. Leurs caractères mécaniques en font un matériau de choix pour la production de granulats exploités dans deux importantes carrières à Pontcharra-sur-Turdinne et au Nord de Vernay ( $x = 773,40$  ;  $y = 114,50$ ).

Les quartz kéraatophyres (carrière du Callet,  $x = 773,30$  ;  $y = 115,10$ ) ont une texture porphyrique. Les phénocristaux sont exclusivement formés de

plagioclase albitique allongé ou trapu. Des regroupements de quatre à cinq cristaux d'albite forment fréquemment des gloméroporphyes.

La mésostase est caractérisée par des textures variées. La plus courante est la texture microlitique plus ou moins fluidale. L'apparition de textures felsitique, sphérolitique ou microgranophyrique est certainement liée aux modes de mise en place : coulée d'épaisseur variable ou protrusion en dôme qui n'ont pas été mises en évidence sur le terrain.

L'albite, en cristaux automorphes non zonés, est souvent limpide. Sa taille est comprise entre 0,5 et 3 mm. Son pourcentage modal varie de 15 à 25 %. L'albite forme aussi les microlites souvent finement dentelés ou fourchus. Le quartz n'apparaît que dans la mésostase, associé en mosaïque avec les feldspaths. Il se rencontre aussi sous l'aspect de petits cristaux xénomorphes d'environ 0,1 mm, et peut remplir de petites vacuoles. Le feldspath potassique ne se rencontre jamais en cristaux. Il forme le fond de la roche, engrené en petites taches xénomorphes avec le quartz et l'albite. La chlorite, en petites plaques xénomorphes, représente toujours des valeurs inférieures à 5 % de la roche. C'est une chlorite vert pâle à jaune, aux teintes de biréfringence basses parfois anormales (bleu Berlin). La pistachite en petits grains est fréquemment associée à l'albite et à la chlorite, ou dispersée dans la mésostase. Quelques rares oxydes de Fe et Ti et de la pyrite sont accessoires.

Les quartz kératophyres présentent donc une minéralogie dont la paragenèse à albite, chlorite et épidote est considérée par de nombreux auteurs comme de basse température.

Il convient de souligner que le quartz et l'orthose n'apparaissent jamais en phénocristaux.

**K<sup>1</sup> (1,2). Schiste, calcaire.** Ces faciès sédimentaires appartenant à l'unité de Callet sont observables principalement dans le groupe occidental de la zone nord. Cartographiquement, ils apparaissent plutôt vers la base de l'unité. La sédimentation est représentée par des schistes noirs en lentilles décamétriques à hectométriques intercalées dans la pile volcanique. Ces passées sont bien visibles sur la route forestière joignant Saint-Cyr-le-Châtoux à la Cantinière ( $x = 770,55$  ;  $y = 115,60$ ), au Nord du col de Pierre Plate ( $x = 771,35$  ;  $y = 121,40$ ), et à l'Ouest du Sotison ( $x = 772,55$  ;  $y = 119,70$ ). A proximité de ces dernières, la seule lentille carbonatée rencontrée dans cette unité se trouve associée à des volcanites acides au lieu-dit « la Marbrière » ( $x = 772,30$  ;  $y = 119,65$ ) et surmonte un copeau gneissique. Le calcaire de la Marbrière, recristallisé par métamorphisme de contact n'a, à notre connaissance, pas livré de faune permettant sa datation.

*Les schistes* : affleurement-type sur la route forestière de Saint-Cyr à la Cantinière ( $x = 770,55$  ;  $y = 115,60$ ). Ce sont des shales noirs à gris, très fins, à débit en frites ou en plaquettes. Ils sont formés d'un enchevêtrement frustement orienté de séricite, chlorite et minéraux argileux organisés en fins lits millimétriques. La roche est pigmentée de produits ferrugineux. Quelques grains arrondis de quartz détritique sont épars dans la roche. Localement, ces schistes sont affectés par des kink-bands centimétriques.

*Les calcaires* : affleurement-type au lieu dit « la Marbrière » (carrière abandonnée,  $x = 772,30$  ;  $y = 119,65$ ). La roche est blanche à grise, saccharoïde, veinée de filonnets de calcite. Cette lentille carbonatée est formée de calcite sparitique en cristaux engrenés et contenant quelques quartz détritiques. Les recristallisations dues à un métamorphisme thermique sont importantes et du grenat (non observé) a été décrit (Carrie, 1963 ; Zanga, 1972).

**K<sup>1</sup>(3). Lave basique.** Le magmatisme basique est caractérisé par deux types de gisements .

● **Des coulées de lave** (de 1 à 10 m) sont intercalées dans les quartz kéraphtophyres. Les intercalations basiques remanient parfois les quartz kéraphtophyres et forment des brèches volcaniques où des fragments de laves acides sont emballés dans une matrice basique (chemin vicinal CV 14 joignant la N7 à Saint-Marcel-l'Éclairé, notamment face à la piste de moto-cross, feuille Tarare à 1/50 000,  $x = 764,25$  ;  $y = 99,85$ ). Certains niveaux montrent une structure en tubes ou en boyaux évoquant une mise en place de type pahoehoe (même affleurement).

Ces laves possèdent toujours un caractère spilitique. Deux faciès peuvent être décrits :

– *spilite massive* (affleurement-type : les Crêts,  $x = 765,00$  ;  $y = 103,50$ ). Analyse chimique 11, tabl. 1. La roche a une texture aphyrique, mis à part de rares cristaux de diopside et des clastes albitiques (1 mm). La texture est microlitique, évoquant localement un mouvement fluidal. Les microlites d'albite zonée (An 3-10) ont un aspect squelettique ou fourchu. La matrice dévitrifiée est composée d'une trame de chlorite et de quartz incluant des grains d'augite, de la calcite et de l'épidote. Des vésicules inframillimétriques sont formées d'un assemblage à albite, augite, chlorite, amphibole et pumpellyite ;

– *spilite vacuolaire* (affleurement-type, face du moto-cross de Tarare,  $x = 764,25$  ;  $y = 99,85$ ). Cette lave montre une organisation en cordons allongés de 5 à 20 cm de diamètre, rappelant les structures en tube de type pahoehoe. Les cristaux, albite et olivine (?) transformée en talc sont rares. Il existe d'abondantes échardes chloriteuses et les vacuoles (1 à 5 mm) sont remplies par la chlorite, le quartz et la calcite.

● **Des dykes et des sills** à texture doléritique recoupent la séquence volcanique et sédimentaire. Leur proportion augmente vers le Sud-Est de l'unité. Il s'agit de dolérites et de ferrodolérites. Ces roches sont à grain fin, par fois porphyriques et ne présentent pas le caractère spilitique des laves :

– *les dolérites* (analyse 12, tabl. 1) ont une texture intergranulaire (au sommet du lieu-dit les Crêts,  $x = 765,00$  ;  $y = 103,50$ ). Les phénocristaux (1 à 5 mm) de plagioclase zoné (An 64-An 40) ont un cœur séricitisé indéterminable. Le fond est formé de lattes de plagioclase à basicité identique et de diopside inclus dans une trame chloriteuse. Des fantômes d'olivine (1 à 2 mm) transformée en chlorite sont présents ;

– *les ferrodolérites* (analyse 13, tabl. 1), à texture intersertale (sortie de Tarare RN 7,  $x = 764,7$  ;  $y = 100,90$ ) montrent un plagioclase zoné (An 50-An 23), incluant titanomagnétite et ilménite. Les ferromagnésiens sont des-

tabilisés en un assemblage à chlorite, actinote, calcite et épidote. Du quartz apparaît en position interstitielle.

### **Unité du complexe ophiolitique**

Cette unité est constituée d'une zone discontinue d'affleurement, de roches plutoniques et hypovolcaniques peu à pas déformées. Ces faciès surmontent tectoniquement le socle gneissique et apparaissent dans la partie orientale de la série du Beaujolais. Cette unité est malheureusement souvent recouverte par les assises sédimentaires secondaires et tertiaires.

**θ. Cumulats gabbroïques.** Les formations gabbroïques s'observent dans deux massifs : le massif du Rivolet et le massif de Terre Noire.

● **Le massif du Rivolet** affleure sur une superficie d'environ 0,25 km<sup>2</sup>. L'épaisseur minimum de ce corps plutonique est d'une centaine de mètres. Les faciès cumulatifs qui le composent se rapprochent fortement de ceux de la zone des euphotides dans les gabbros alpins (Ohnenstetter *et al.*, 1975). Ces gabbros sont grossièrement lités et sont caractérisés par une variation brutale de la taille du grain ainsi qu'un changement appréciable dans les proportions des phases minérales. Ceci conduit à la présence de quelques leucogabbros à grain fin montrant une lamination ignée bien développée.

La roche a une couleur sombre verdâtre, le plagioclase, souvent transparent sur cassure, a une patine blanchâtre qui facilite la visualisation des textures.

L'affleurement-type se situe à l'Est du Rivolet sur le chemin de la Fouillouse (x = 776,25 ; y = 114,10). De beaux échantillons de types pétrographiques variés peuvent se trouver dans les vignes sus-jacentes. Ils présentent des compositions minéralogiques associant principalement le plagioclase et le clinopyroxène. Les textures sont de type hétéradcumulat à mésocumulat. Le grain varie de 1 mm à 15 mm. Analyse 14, tabl. 1.

Le plagioclase est automorphe à subautomorphe. La composition déterminée à la microsonde est celle d'un labrador (An 68-An 64). Il constitue le minéral cumulus prépondérant.

Le clinopyroxène peut être subautomorphe à xénomorphe et maclé dans les faciès les plus grossiers. Il est aussi présent sous forme de larges plages pœcilitiques englobant un ou plusieurs plagioclases. Dans tous les cas, il tombe dans le champ du diopside et de l'endiopside.

L'olivine, peu abondante, n'a pas été retrouvée fraîche, sa présence est déduite de plages subautomorphes constituées de chlorite, d'amphibole fibreuse et d'opaque.

L'amphibole brune est limpide, toujours observable en petite quantité. Elle est xénomorphe, en position interstitielle. Sa composition est celle d'une hornblende hastingsitique magnésienne.

L'ilménite, en petits grains, est une phase accessoire interstitielle.

Dans les leucogabbros à lamination ignée (dans les vignes, à l'Est du Rivolet,  $x = 776,00$  ;  $y = 114,35$ ) le plagioclase évolue vers un labrador acide An 55, et l'amphibole brune interstitielle devient prépondérante aux dépens du clinopyroxène.

● **Le massif de Terre Noire** affleure assez mal sur une surface de  $0,2 \text{ km}^2$ . Il se situe plus au Sud dans « le triangle paléozoïque du Bois d'Oingt ». Il surmonte des gneiss et il est séparé des ultrabasites de l'unité des Ponts Tarrets par une écaille de schistes satinés. Ce massif contient des cumulats plus évolués que le massif du Rivolet. Des gabbrodiorites à hornblende et des ferrogabbrodiorites peuvent notamment s'observer. La couleur de ces roches est assez claire car le plagioclase est beige à saumoné contrairement à celui des euphotides. Ce contraste de couleur avec les ferromagnésiens et les oxydes permet d'observer le caractère cumulatif de cet ensemble sur le terrain.

Aucun affleurement frais n'existe, mais des pierres volantes sont échantillonnables dans les vignes, au Nord du lieu-dit Terre Noire ( $x = 775,20$  ;  $y = 106,00$ ). Ce sont des faciès à grains trapus dont la taille varie de 3 à 10 mm selon les échantillons. La texture se rapproche du type mésocumulat ou orthocumulat. Analyse 15, tabl. 1.

Le plagioclase en lattes subautomorphes a une composition à la limite du labrador et de l'andésine An 50, où des flots de séricite apparaissent ; il possède une couronne zonée d'andésine et plus souvent une auréole albitique. Certains cristaux sont parfois totalement albitiques et limpides.

Les opaques cristallisent simultanément avec le plagioclase. Ils sont importants puisqu'ils atteignent 10 % modal de la roche. Ils se développent en grains massifs, lobés parfois dendroïformes. Il s'agit d'oxydes de fer et titane formant un couple ilménite-titamomagnétite. Celle-ci montre fréquemment des exsolutions d'ilménite secondaire.

Le clinopyroxène est peu abondant et apparaît systématiquement en plages xénomorphes incolores interstitielles, il est visible aussi en petits fragments morcelés au sein de l'amphibole. Il a une composition à la limite du champ des salites et des augites riches en magnésium.

L'amphibole brune limpide est une hornblende hastingsitique magnésienne en quantité importante. Elle est en position interstitielle parfois pœcilitique. Elle inclut les oxydes et montre des contacts lobés avec certaines bordures plagioclasiques, l'apatite en petits prismes automorphes trapus inclus dans le plagioclase fait son apparition dans ce faciès.

Ces faciès sont recoupés par des filonnets centimétriques leucocrates d'albite présentant des contours sinueux. Le contact entre l'albite et l'encaissant devient localement plus diffus à l'approche de zones où le gabbro est bréchifié.

La texture granulaire de ces faciès est toujours fine, les cristaux ne dépassant pas 1 à 2 mm.

L'albite automorphe à subautomorphe est limpide. C'est la phase minérale majeure.

L'amphibole est elle aussi automorphe à subautomorphe. Elle possède

généralement deux zones concentriques distinctes. Le cœur est constitué d'une hornblende hastingsitique magnésienne brune auréolée par une ferro-hornblende vert sombre.

Quelques grains de quartz sont interstitiels. Les opaques sont absents ou très rares. La clinozoisite se développe en petits agrégats subautomorphes intergranulaires et plus rarement dans l'albite.

$d^{\theta}$ . **Dolérites massives et en filons.** Les formations hypovolcaniques se retrouvent dans deux zones.

● **Une zone située au Nord-Est de Tarare** (centrée sur le lieu-dit Chez Bardin,  $x = 765,75$  ;  $y = 102,25$ ) s'étend sur 2 km pour une largeur de 500 m. Elle est définie par des formations strictement basiques dont l'épaisseur apparente atteint au moins 80 m. Il s'agit de dolérites massives recoupées par un réseau filonien subvertical orienté N 120° à 130° E, composé de dolérites plus ou moins porphyriques. Cette écaille d'hypovolcanite repose sur une semelle de gneiss œillés du socle où les dykes recoupant les dolérites massives ne se retrouvent pas. Elle est juxtaposée par contact anormal aux quartz kératophyres de l'unité du Callet situés au Nord.

— *Les dolérites massives* (analyse 16, tabl. 1). Affleurement-type « Chez Bardin » ( $x = 765,60$  ;  $y = 102,50$ ) au Nord-Est de Tarare. Ces roches forment l'encaissant d'un réseau filonien doléritique. Elles ont un aspect sombre, verdâtre, ponctué de taches blanches correspondant à quelques phénocristaux de plagioclase.

La texture de ces dolérites massives est subophitique parfois à tendance intergranulaire, toujours faiblement porphyrique. Les phénocristaux de plagioclase de 1 à 2 mm sont très altérés, le cœur indéterminable est complètement séricitisé. Cette transformation laisse intacte une bordure limpide à zonage albitique direct net. Les analyses à la microsonde montrent une évolution depuis An 12 jusqu'à An 03.

La trame est constituée de lattes allongées de plagioclase automorphe à subautomorphe qui présente généralement le même aspect que les phénocristaux (cœur séricitisé et couronne d'albite zonée). Ces lattes sont englobées par un clinopyroxène xénomorphe légèrement pœcilitique. Il est limpide et montre des compositions de diopside. L'amphibole est une phase accessoire. C'est une magnésio-hornblende brune qui se développe en position interstitielle avec quelques grains d'ilménite squelettique frangés de leucoxène.

— *Les filons doléritiques* (analyse 17, tabl. 1). Affleurement-type : au Sud de chez Bardin dans les parcs à moutons : ( $x = 765,87$  ;  $y = 102,05$ ). Ces filons sont peu porphyriques. La texture est intergranulaire à intersertale et la finesse du grain confère parfois à la roche un aspect basaltique. Ces roches sont généralement complètement altérées et présentent un caractère plus évolué que les dolérites massives pour atteindre des compositions de ferro-basaltes.

Le plagioclase est systématiquement une albite limpide non zonée maclée albite. Il contient de la chlorite et très rarement quelques paillettes de séricite. Des fibres allongées d'apatite, de l'épidote et des granules de

sphène sont aussi inclus dans l'albite. Les lattes enchevêtrées de plagioclase laissent des interstices comblés par de l'actinote vert pâle et de la chlorite auxquelles se joignent de la magnétite, du sphène et de l'épidote en grains trapus. Le quartz apparaît en petites plages xénomorphes peu nombreuses. Aucune relique d'olivine n'a pu être décelée.

● **Au Nord de Montmelas**, un autre ensemble hypovolcanique, proche du socle gneissique, affleure au contact méridional du granite d'Odenas. Des *brèches magmatiques* sont présentes dans ce petit massif. Elles affleurent particulièrement bien dans une petite carrière au Sud du Paragard (x = 776,10 ; y = 117,10).

Les éléments de la brèche sont des roches mélanocrates. Il s'agit de fragments de dolérites à grain fin présentant des contours anguleux. Leur taille est décimétrique. Souvent les blocs sont peu déplacés, leurs bordures pouvant se raccorder. Ces brèches sont générées de manière rupturelle et n'ont pas subi de déplacement.

Le ciment de ces brèches n'est pas homogène. Dans certaines zones, des diorites claires en filons passent progressivement et sans contact de nature intrusive à une multitude de filonnets leucocrate de plagiogranite gris clair. Ce fait laisse supposer un phénomène de « filtre-pressé » qui entraîne la séparation d'un matériel à caractère cumulatif (composé de plagioclase et d'amphibole) d'un liquide résiduel enrichi en silice. Des dolérites massives sont aussi dans cette zone recoupées par des filons basaltiques porphyriques.

### **Métamorphisme de la série du Beaujolais**

Deux événements métamorphiques majeurs se superposent dans la série du Beaujolais.

Un *métamorphisme régional dynamothermal* apparaît dans les formations schistosées des unités de Ternand-Cruizon, des Ponts Tarrets et de Valsonne. Dans les unités du Callet, de Saint-Vérand et du complexe ophiolitique, ce métamorphisme est lié à des zones de déformation mylonitique hectométriques.

Les roches sont équilibrées dans le faciès schistes verts, avec une paragenèse à albite, chlorite, actinote, épidote, sphène, calcite. Il atteint parfois le faciès amphibolite à albite-épidote.

Ce métamorphisme se surimpose dans les roches magmatiques à un *métamorphisme hydrothermal statique* comparable à un « métamorphisme de ride ». Ce dernier présente un gradient vertical fonction du niveau structural originel et possède en plus un gradient d'intensité dans le développement des phases minérales secondaires.

C'est dans les roches magmatiques basiques de l'unité du Callet et du complexe ophiolitique que l'on peut apprécier le mieux ces phénomènes : — au niveau structural profond, représenté par les gabbros, la paragenèse est fissurale (faible intensité), à albite, chlorite, actinote, clinzoïsite, zoïsite ;

**Tableau 1 – Analyses chimiques des magmatites de la série du Beaujolais.**

n°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
ANALYSE	B32	82.63	82.61	B13	ANALYSE	E16	4G	8N	E113	124G	9A	E3	11Y	82.60	82.62	E7	E4	E99
SiO <sub>2</sub>	38,12	46,04	47,74	51,67	SiO <sub>2</sub>	45,10	45,96	63,50	66,90	70,58	73,47	51,90	48,91	48,55	50,28	48,40	51,38	50,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,76	2,84	10,97	13,84	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,00	12,25	15,26	14,60	14,38	12,89	15,70	16,93	13,98	16,45	15,10	16,39	14,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,25	9,56	9,05	8,72	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,10	14,62	5,69	4,90	2,93	2,91	8,90	5,89	14,12	8,10	13,30	8,08	12,80
MnO	0,12	0,17	0,13	0,16	MnO	0,30	0,19	0,04	0,10	0,03	0,04	0,30	0,07	0,21	0,09	0,20	0,18	0,20
MgO	36,01	27,12	12,59	8,53	MgO	5,70	6,55	2,47	1,60	2,76	0,74	6,00	10,00	5,58	6,64	5,20	6,43	4,90
CaO	0,89	5,43	11,38	8,68	CaO	10,40	13,96	2,11	1,90	0,29	0,28	6,70	11,28	6,83	8,57	5,20	8,04	5,30
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,24	1,74	3,24	Na <sub>2</sub> O	3,30	1,95	4,80	6,70	5,49	3,61	6,80	2,53	4,19	3,48	7,00	3,97	3,00
K <sub>2</sub> O	0,05	0,09	1,13	1,58	K <sub>2</sub> O	0,70	0,43	2,14	0,40	1,26	3,62	0,20	0,98	0,70	2,08	0,30	1,27	1,60
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,35	1,22	1,04	TiO <sub>2</sub>	3,20	2,94	0,94	0,70	0,43	0,27	0,90	0,41	3,58	1,47	2,90	1,26	3,20
P.F.	11,94	7,33	3,36	2,30	P.F.	1,90	0,93	2,31	1,80	1,45	1,27	2,40	2,65	1,92	2,43	2,10	2,29	3,20
NiO	0,24	0,36	0	0	TOTAL	99,70	99,78	99,26	99,60	99,60	99,10	99,80	99,55	99,66	99,59	99,70	99,29	99,70
Cr <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,49	0,27	0	0	X	767,05	772,90	772,60	766,25	770,90	773,70	765,00	776,50	775,20	765,60	765,87	765,00	764,70
TOTAL	99,99	99,80	99,31	99,76	Y	104,35	116,30	112,40	103,45	113,70	115,10	103,50	114,20	106,00	102,50	102,05	103,50	100,90
X	772,75	773,75	771,95	771,95														
Y	102,55	104,40	102,60	102,60														

Analyses 1 à 4 : olistolites de l'unité des Ponts Tarrets

1 : dunite serpentinisée à phlogopite

2 : werhélite à amphibole

3 : hornblendite

4 : dolérite

Analyses 5 et 6 : schistes amphiboliques, unité de Ternand-Cruizon

Analyses 7 à 9 : suite trondhjémitique, unité de St-Vérand

7 : tonalite (diorite quartzique) à texture compactée

8 : trondhjémite albitique

9 : granophyre albitique

Analyses 10 à 13 : unité du Callet

10 : quartz kéraatophyre

11 : spillite massive à pyroxène

12 : dolérite intrusive

13 : ferrodolérite

Analyses 14 à 17 : unité du complexe ophiolitique

14 : gabbro euphotide

15 : ferrogabbro

16 : dolérite massive

17 : filon de ferrodolérite

- au niveau structural intermédiaire, représenté par la zone hypovolcanique, l'intensité est forte. Seul, le pyroxène est quelquefois préservé. La paragenèse est à albite, chlorite, actinote, pistachite  $\pm$  clinozoïsite, sphène ;
- au niveau structural élevé, dans la zone volcanique, les filons sont bien préservés, à plagioclase et pyroxène magmatique, alors que les laves sont spilitiques à pyroxène ou non. L'albite, la chlorite, la pumpellyite, le talc, la calcite et la pistachite forment une paragenèse de très bas degré.

Ces transformations sont compatibles avec l'existence de circuits convectifs hydrothermaux liés aux intrusions magmatiques. Elles sont caractérisées par une évolution depuis un métamorphisme de bas degré (faciès schistes verts) jusqu'à un métamorphisme de très bas degré (zone à pumpellyite).

*Nota.* Il paraît difficile, dans l'état actuel des connaissances de cerner la part du métamorphisme régional et du métamorphisme hydrothermal dans la rétomorphose des gneiss d'Affoux.

### **Caractère géochimique des magmatites de la série du Beaujolais. Site géotectonique**

Les caractères géochimiques de ce complexe volcano-plutonique sont depuis longtemps discutés (Peterlongo, 1960). Anciennement considéré comme une lignée calco-alkaline associée à des tholéiites subordonnées (Fontelles, 1968), il est maintenant défini comme une suite bimodale liée à un fractionnement à affinité tholéiitique (Piboule *et al.*, 1982). Dans le Beaujolais, les données de pétrologie, de géochimie et de minéralogie (fig. 1 et 2 ; Sider et Ohnenstetter, 1986) confirment la prédominance d'un magmatisme basique présentant les caractères des ophiolites proches des tholéiites abyssales. Ce magmatisme basique s'enrichit en fer et en titane grâce au fractionnement de minéraux formant des gabbros cumulats. Il est associé à d'abondants magmas acides continentaux probablement issus en grande partie d'une fusion crustale (trondhjémites albitiques de Saint-Vérand et quartz-kératophyres du Callet). La présence d'olistolites de cumulats ultrabasiques ayant des affinités avec les complexes alcalins de type Alaska a également été reconnue. Enfin les schistes amphiboliques de l'unité de Ternand-Cruizon représentent des laves alcalines à transitionnelles.

Ce magmatisme se développerait dans une zone de distention de la croûte continentale. La déchirure de cette croûte permettrait la montée de magmas basiques, conduisant à la formation de petits bassins à fond de type océanique (fig. 3). En terme de tectonique des plaques, un site de bassin marginal ensialique peut être envisagé.

### **Antériorité des séries du Beaujolais et de la Brévenne par rapport aux formations dévono-dinantiennes**

L'attribution d'un âge siluro-dévonien à ces séries tenues jusqu'ici pour dévono-dinantiennes a été proposé (Sider *et al.*, 1986) sur la base d'arguments structuraux, métamorphiques et pétrologiques. Ces séries ont en effet subi une déformation et un métamorphisme présentant un gradient général du NW au SE (de l'anchizone à la mésozone) rapporté à la phase bre-

tonne fini-dévonienne. Cet événement n'apparaît pas dans les formations des séries de l'Aix et de la Gresle, marquant le début du cycle carbonifère. La seule série équivalente connue au Nord-Ouest serait la série de la Chaveronerie (Rubiello, 1980) considérée comme le « socle » de la série de la Gresle (feuille Roanne).

Au plan pétrologique, ces séries sont comparables à celles des bassins siluro-dévonien de Saint-Georges-sur-Loire et du Massif armoricain, situées en bordure nord de la structuration acadienne.

### Formations viséennes

L'ensemble carbonifère du faisceau de la Loire peut se subdiviser en trois épisodes concernant les périodes du Viséen inférieur, du Viséen moyen et du Viséen supérieur.

Sur la feuille Amplepuis à 1/50 000, les formations rapportées à ces trois épisodes ne sont pas toutes représentées, ou n'affleurent que sur des surfaces restreintes. Afin de pouvoir appréhender le continuum géologique, les données concernant certaines formations seront reprises des travaux de J. Bertaux et M.F. Rubiello (1981), Cl. Gagny (1981) et J.M. Leistel (1984).

Les formations rapportées au Viséen inférieur appartiennent à deux grandes séries régionales. La *série de l'Aix*, feuilles Noirétable et Feurs à 1/50 000 (appellation de J.M. Leistel, 1984, p. 39-112) et la *série de la Gresle*, feuille Roanne à 1/50 000 (Bertaux *et al.*, 1978 ; Bertaux et Rubiello, 1981 ; Gagny, 1981). Le lambeau du Gouget, feuille Tarare à 1/50 000 (Lacroix, 1980), est aussi à rattacher à cet épisode.

La série de l'Aix affleure au Sud-Ouest du faisceau de la Loire (cf. cartouche) et représente la base du Carbonifère dans l'axe de la structure. Depuis le début du siècle cette série a été décrite sous l'appellation de « cornes vertes du Plateau d'Urfé » (Michel-Lévy, 1908 ; Jung et Vachias, 1937 ; Tournonias, 1965) ou de complexe andésitique (Jung *et al.*, 1939 ; Echavarri, 1966).

La série de l'Aix est formée d'une alternance de roches sédimentaires (pélites, grès, conglomérats et rares niveaux calcaires) et de volcanites basiques à intermédiaires (basaltes et andésites souvent spilitiques).

Depuis les travaux de synthèse du 26<sup>e</sup> congrès (Bébié *et al.*, 1980), le caractère calco-alcalin des volcanites de cette série est admis sur la base d'analogies avec la série de la Somme dans le Morvan. Les travaux de J.M. Leistel et J. Bébié (1982) et J.M. Leistel (1984) confirment la nature calco-alcaline des volcanites de la série de l'Aix sur des arguments pétrologiques, minéralogiques et géochimiques.

#### Viséen inférieur probable. Série de la Gresle

La série de la Gresle affleure principalement au Nord de la feuille Roanne

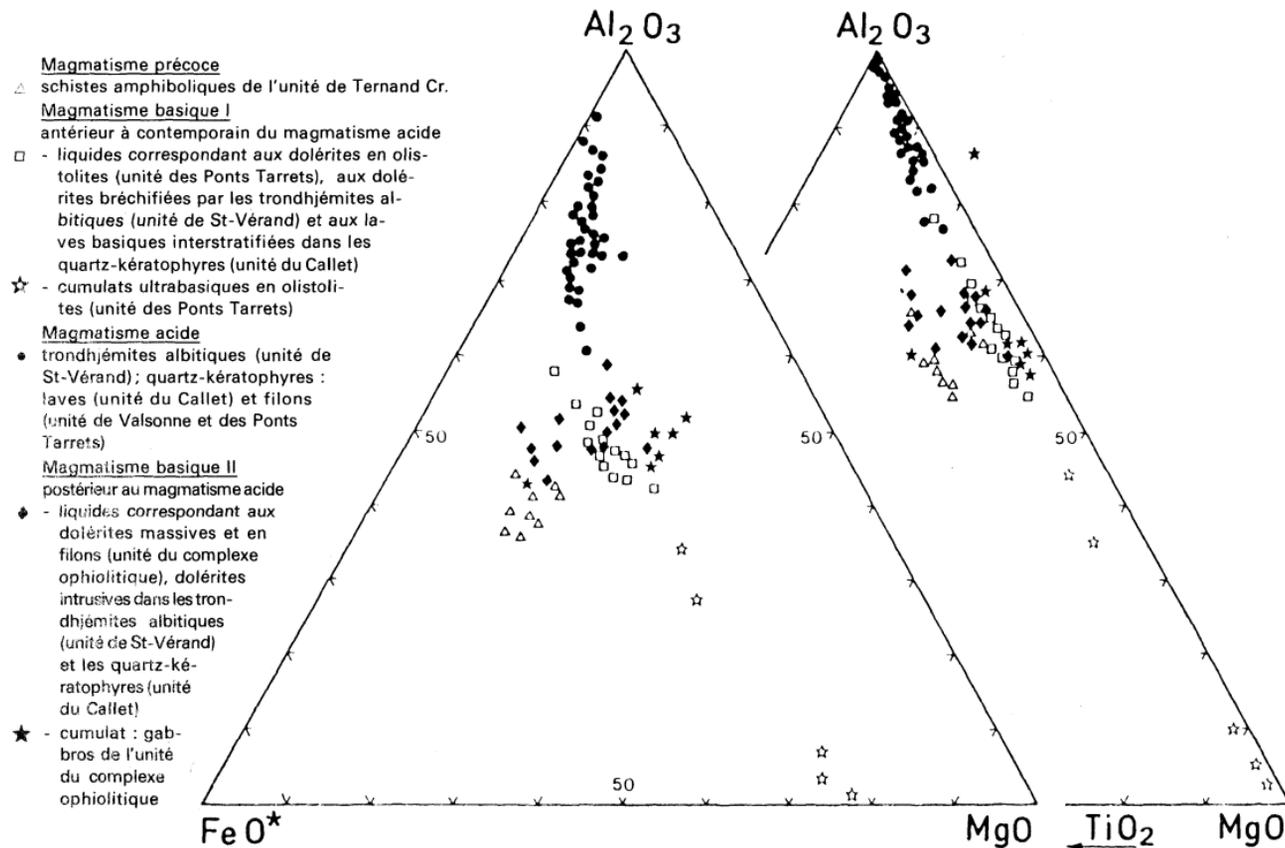
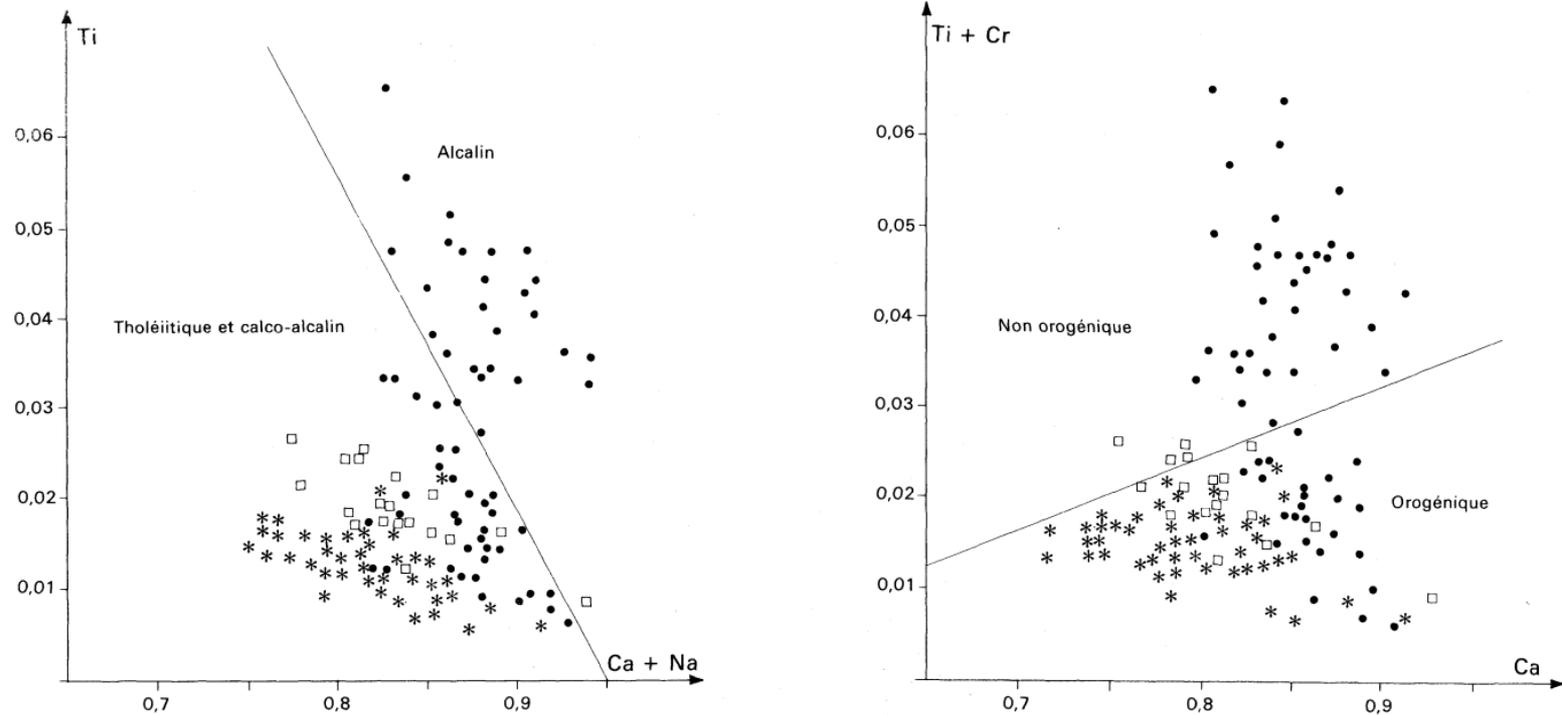
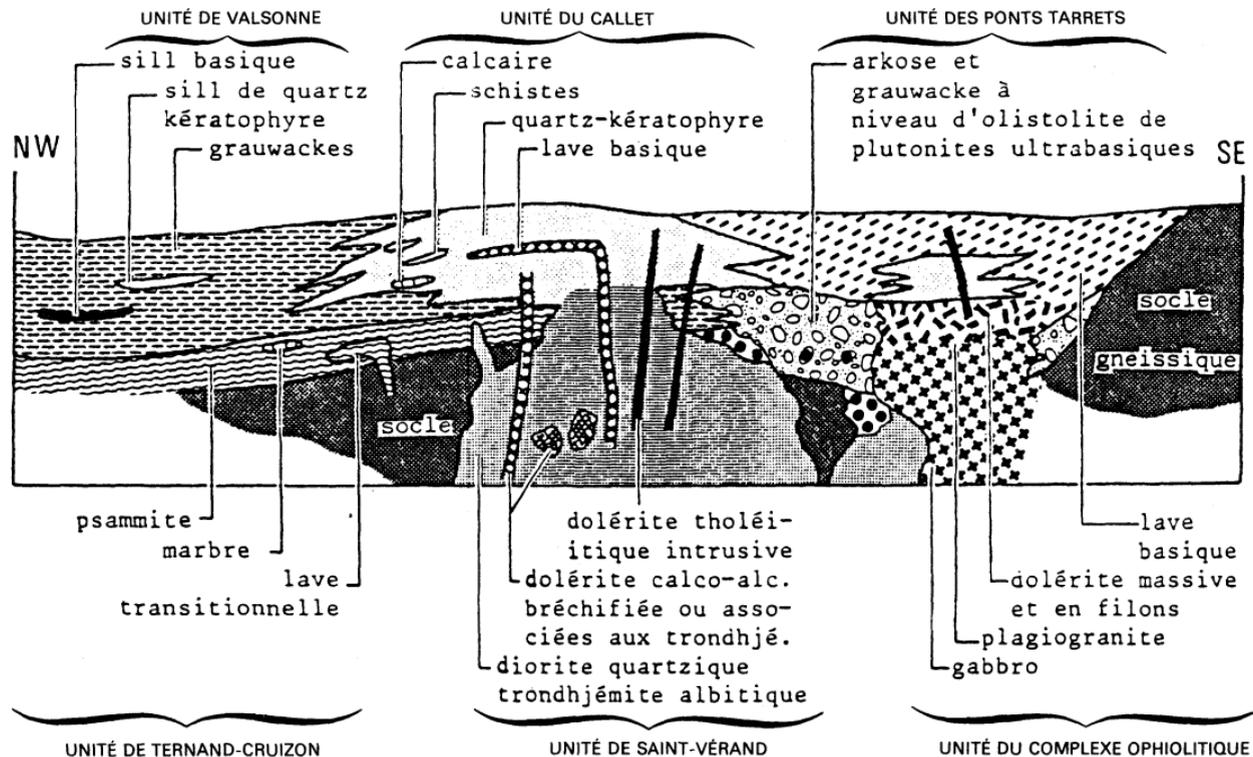


Fig. 1 - Comparaison des quatre principales suites magmatiques de la série du Beaujolais, placées dans les diagrammes  $Al_2O_3-FeO^*-MgO$  (M. BESSON et M. FONTEILLES, 1974), et  $Al_2O_3-TiO_2-MgO$  (d'après J. BEBIEN et al., 1980)



**Fig. 2 - Clinopyroxènes des séries du Beaujolais (ronds noirs), de la Somme (étoiles) et de l'Aix (carrés) dans les diagrammes discriminants de J. LETERRIER et al., (1982). Les clinopyroxènes de la série du Beaujolais se distinguent par leur enrichissement net en Ti et Cr, comparable à l'évolution de ce minéral dans les ophiolites de type I. Les clinopyroxènes des séries de la Somme et de l'Aix montrent une affinité orogénique calco-alcaline. Analyses d'après : H. SIDER et M. OHNENSTETTER (1986) pour la série du Beaujolais; J. DELFOUR et al., (1983) pour la série de la Somme; J.-M. LEISTEL (1984) pour la série de l'Aix**



**Fig. 3 - Coupe synthétique interprétative de l'organisation des unités lithologiques de la série du Beaujolais et de la chronologie relative de mise en place des magmatismes acides et basiques**  
*(in H. SIDER et M. OHNENSTETTER, 1986)*

(cf. cartouche), c'est-à-dire sur la bordure nord du faisceau de la Loire (Bertaux et Rubiello, 1981 ; Gagny, 1981). Elle se poursuit dans l'angle nord-ouest de la carte Amplepuis, où des schistes rapportés à cette série forment ses affleurements les plus orientaux.

Comme la série de l'Aix, la série de la Gresle est formée de faciès sédimentaires et de volcanites associées. Les roches magmatiques sont subordonnées et sont cantonnées à la base de la série, à proximité du substratum constitué par la série de la Chaveronderie (considérée comme un équivalent des séries de la Brévenne et du Beaujolais ; Sider *et al.*, 1986). Il s'agit de coulées et de filons de laves basiques à acides. Ces derniers recoupent le substratum de la Chaveronderie, cet enracinement attestant d'une autochtonie de la série de la Gresle par rapport aux formations antécarbonifères.

h2aS. **Schistes** ; h2aG. **Grès et quartzites**. La série débute par un conglomérat affleurant à l'Armont ( $x = 744$  ;  $y = 118,8$ ) sur la feuille Roanne. Il a valeur de conglomérat de base. Ce faciès est composé de galets ovoïdes de nature gréseuse inclus dans une matrice schisteuse.

Les formations les plus abondantes sont des schistes et des grès de couleur brune, gris sombre ou vert foncé ( $x = 754,45$  ;  $y = 120,20$ ). Les schistes sont des pélites formées d'une trame phylliteuse incluant de petits quartz. Ils sont parfois noduleux. Les grès sont des arénites. Les grains de quartz arrondis ou faiblement anguleux sont cimentés par la chlorite et la calcite.

Des niveaux de grauwackes ont été décrits sur la feuille Roanne, mais n'affleurent plus sur la feuille Amplepuis.

Les volcanites et hypovolcanites ont un mode de gisement souvent difficile à préciser, mais M.F. Rubiello (*in* : Bertaux et Rubiello, 1981) a pu caractériser des coulées et des filons. Le magmatisme de la série de la Gresle est défini par une suite assez continue de roches spilitiques de type basaltique à andésitique, de kératophyres et de quartz kératophyres.

## **Viséen moyen**

Le Viséen moyen est caractérisé par une série sédimentaire dans laquelle de petits pointements basaltiques ont été observés.

La série sédimentaire du Viséen moyen est cartographiquement subdivisée en deux unités séparées géographiquement par les Tufs anthracifères (cf. cartouche). Elle affleure d'une part au Sud-Est où elle est appelée *unité de Tarare*, d'autre part au Nord-Ouest où elle est appelée *unité de Montagny*. Au Sud-Ouest, dans le Forez, cette série sédimentaire ne se retrouve plus qu'en petits lambeaux calcaires isolés (calcaire d'Oddes par exemple, feuille Feurs à 1/50 000 ( $x = 729,60$  ;  $y = 95,15$ ) (Mamet, 1968 ; Hocquelllet, 1979 ; Leistel, 1984).

### **● Unité de Tarare**

Sur la feuille Amplepuis, cette unité est discordante sur la série du Beau-

jolais. Elle est composée d'une succession de faciès détritiques, dont les termes extrêmes peuvent être des lutites et des conglomérats à éléments parfois pluridécimétriques. Dans cette unité, des calcaires se rencontrent localement sur la feuille Feurs, vers Bussière et Néronde. Des datations sur faunes (Gigot, *in* : Lacroix, 1980) permettent d'attribuer respectivement au V1b-V2a et au V2b-V3a, la base et le sommet des niveaux carbonatés observés dans la carrière du Colombet (feuille Feurs à 1/50 000,  $x = 748,75$  ;  $y = 95,25$ ).

h2b. **Conglomérats.** Affleurement-type : col de la Croix Paquet ( $x = 763,25$  ;  $y = 104,00$ ). Ces conglomérats se présentent en bancs décimétriques à plurimétriques intercalés à tous les niveaux de la formation détritique. Il s'agit de poudingues passant à des micropoudingues. Les galets arrondis très mal classés ont des tailles de 2 cm à plus de 50 cm. Ils sont inclus dans une matrice arénitique. Les galets polygéniques sont composés de quartzite blancs, de calcaires cristallins blancs, de schistes, d'éléments volcaniques basiques appartenant aux séries antérieures et d'éléments intraformationnels schisto-gréseux et basaltiques.

h2b. **Siltites et arénites.** Affleurement-type :  $x = 763,35$  ;  $y = 108,20$ . A l'affleurement, ce sont des roches brun verdâtre à gris en alternance de niveaux décimétriques à plurimétriques. La granulométrie de ces roches détritiques varie des lutites aux arénites. Le granoclassement est peu visible. Les minéraux clastiques sont formés de quartz et de feldspath en moindre quantité. Ils sont cimentés dans une matrice chloriteuse et sériciteuse parfois carbonatée.

### ● **Unité de Montagny**

Cette unité affleure essentiellement sur la carte Roanne à 1/50 000 (M.F. Rubiello, *in* : Bertaux et Rubiello, 1981), comme la série de la Gresle sur laquelle elle est discordante. Elle devient subordonnée dans la portion nord-ouest de la feuille Amplepuis. Il s'agit d'une plate-forme carbonatée, surmontée de quelques niveaux de conglomérats associés à des arénites et siltites. Ces faciès détritiques sont en tout point comparables à ceux de l'unité de Tarare. Ils peuvent être directement transgressifs sur le substratum dans la partie nord des cartes Roanne et Amplepuis (au Nord de Saint-Vincent-de-Reins par exemple).

h2b. **Calcaires.** Ils affleurent bien sûr la RN 504 entre Thizy et Montagny (par exemple en  $x = 748,00$  ;  $y = 116,20$ ). Il s'agit d'une roche de couleur noire, veinée de calcite. Des articles de tiges de crinoïdes, des fragments de brachiopodes et de lamellibranches peuvent être abondants dans un ciment micritique. Une très légère composante détritique (quartz, feldspath) peut également être notée. Les calcaires forment des bancs décimétriques à métriques séparés par des horizons marneux.

La faune et la microfaune des calcaires de l'unité de Montagny ont permis d'établir un âge viséen moyen V2b pour cette unité et, pour les lambeaux calcaires du Forez, (M. Lys, *in* : Echavari, 1966 ; Mamet, 1968 ; M. Lys et A. Pelhate, *in* : Bertaux et Rubiello, 1981).

Les formations détritiques et calcaires de la série sédimentaire du Viséen moyen sont discordantes sur les séries antérieures. Une organisation paléogéographique se dégage, avec des faciès détritiques abondants au Sud et une plate-forme carbonatée au Nord. Ceci évoque le passage d'un milieu continental fluvial à décharges conglomératiques sporadiques à une plate-forme littorale peu profonde.

h2bβ. **Basalte.** Dans les formations sédimentaires du Viséen moyen des pointements volcaniques basiques ont été reconnus. Ce volcanisme constitue, malgré son volume apparent subordonné, un témoin de la continuité de l'activité magmatique à cette époque. Si les volumes observés sont faibles, l'extension géographique de ce volcanisme est importante puisqu'il est reconnu de la Montagne bourbonnaise au Nord du Beaujolais. Ce volcanisme est notamment signalé par M. Hocquellet (1979) et J.M. Leistel (1984) sur la feuille Feurs (basalte associé à la lentille calcaire d'Oddes,  $x = 729,60$  ;  $y = 95,15$ ), par M.F. Rubiello (1981) sur la feuille Roanne (basaltes de Combres,  $x = 749,70$  ;  $y = 116,00$  et de la Chopine,  $x = 748,00$  ;  $y = 116,00$ ), et par E. M'ba (1982) sur la feuille Beaujeu (basalte de Charuge). Enfin ces volcanites ont été observées lors de nos levés géologiques pour la feuille Amplepuis à 1/50 000 (le Jarret,  $x = 763,35$  ;  $y = 105,00$  ; La Cantuba,  $x = 762,60$  ;  $y = 103,42$ ).

Les coulées basiques présentent apparemment des dimensions modestes. Leur puissance ne dépasse pas deux à trois mètres avec une extension à l'affleurement de quelques dizaines de mètres. Elles peuvent être massives, mais possèdent plus souvent une texture vacuolaire. Des débits en pillow-lavas ont été observés à Combre et à la Chopine, feuille Roanne (M. F. Rubiello, *in* : Bertaux et Rubiello, 1981), où le volcanisme est associé à des niveaux calcaires. Dans cette zone, des pyroclastites d'aspect scoriacé ont également été rencontrées. Les coulées de laves basiques ont subi des transformations de basse température dont l'intensité est toujours très forte.

Ce sont des roches brun verdâtre à gris, souvent marquées par de nombreuses vacuoles blanchâtres.

Microscopiquement, ces laves ont une texture porphyrique. La mésostase est constituée d'une trame microlitique intersertale à trachytique plus ou moins lâche, et d'un verre finement recristallisé. Analyses 18 à 20, tabl. 2.

Les phénocristaux sont des ferromagnésiens, à habitus automorphe, quasiment toujours altérés. Ils sont parfois groupés en gloméroporphyrés et ont une taille moyenne millimétrique atteignant 2 à 3 mm.

L'olivine (jusqu'à 20 % de la roche) est reconnaissable à sa morphologie. Elle est totalement pseudomorphosée par une mosaïque granulaire de calcite ou un assemblage à quartz-chlorite-minéraux argileux, selon les échantillons.

Le pyroxène peut atteindre 15 % du pourcentage modal. Les cristaux de clinopyroxène sont parfois conservés, associés à des pseudomorphoses d'olivines. Ils présentent un cœur pléochroïque vert pâle auréolé d'une couronne incolore et peuvent être remplacés par de la calcite et de la chlorite. La

**Tableau 2 - Analyses chimiques des volcanites carbonifères.**

n°	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	
ANALYSE	E45	E78	E124	ANALYSE	E21	E1	E25	E105	E19	E106	E84
SiO2	45,89	57,90	58,10	SiO2	65,20	69,40	65,10	65,90	77,10	62,00	69,60
Al2O3	11,63	15,90	16,50	Al2O3	15,70	15,70	15,90	15,70	13,19	16,10	14,80
Fe2O3	7,89	8,80	6,10	Fe2O3	4,30	2,30	3,70	3,70	1,12	4,60	2,70
MnO	0,18	0,20	0,10	MnO	0,10	0,10	0,10	0,10	0,02	0,10	0,10
MgO	9,46	4,80	3,70	MgO	1,30	1,10	1,80	1,50	0,47	2,50	1,10
CaO	7,85	2,10	1,80	CaO	1,90	0,90	2,90	1,90	0,05	2,00	1,00
Na2O	0,35	3,80	2,20	Na2O	3,10	3,30	3,60	3,00	0,09	3,20	3,50
K2O	3,76	2,50	5,90	K2O	4,90	4,20	4,40	4,20	4,79	5,60	5,30
TiO2	1,17	1,20	0,90	TiO2	0,60	0,30	0,60	0,50	0,21	0,80	0,40
H2O	5,27	1,80	3,80	P.F.	2,30	2,20	1,70	2,70	2,37	2,80	1,50
CO2	4,80	0	0	TOTAL	99,40	99,40	99,80	99,20	99,41	99,70	100,00
TOTAL	98,25	98,80	99,10	Rb	0	0	0	0	0	0	240
X	748,00	762,60	763,35	Ba	951	569	749	847	328	1 293	583
Y	116,60	103,42	105,00	Sr	268	206	343	291	25	348	262
				X	769,95	762,02	756,05	764,70	765,50	755,18	759,80
				Y	108,10	107,60	104,55	112,85	107,80	117,15	116,50

Analyses 18 à 20 : volcanisme basaltique du Viséen moyen

18 : lave vacuolaire à calcite, feuille Roanne

19 : lave à vacuoles à quartz

20 : lave massive à clinopyroxène

Analyses 21 à 27 : volcanisme de la série des Tufs anthracifères

21 à 25 : unité de Brou

21 et 22 : laves finement porphyriques

23 : tuf fiammé à amphibole

24 : lave porphyrique

25 : ignimbrite rose

26 : unité de Neaux, tuf pyroclastique

27 : unité Picard, ignimbrite « Tuf Picard »

(Rb, Ba, Sr, en p.p.m)

mésostase est constituée de microlites feldspathiques à contours dentelés. Il s'agit soit d'albite, soit de feldspath potassique parfois intimement imbriqués. Ces microlites sont noyés dans un fond finement cristallisé où se développent la calcite, la chlorite, le feldspath potassique, le quartz et des ponctuations de produits ferrugineux. Quelques cubes de pyrite sont épars dans la roche.

D'abondantes vacuoles (de 1 mm à 1 cm) ovoïdes ou sphériques caractérisent ces laves. Elles peuvent former jusqu'à 25% du volume de la roche. Leur remplissage est fréquemment constitué d'un seul minéral, essentiellement de la calcite, mais parfois aussi de la chlorite à biréfringence anormale bleu Berlin, ou du quartz. Dans certaines vacuoles, la chlorite, la calcite et le quartz se succèdent dans un assemblage centripète.

Les transformations que les volcanites et les pyroclastites ont subies sont marquées par :

- une carbonatation et une chloritisation intense avec absence d'épidote et d'actinote ;
- la présence de microlites d'albite et de feldspath potassique.

Ces transformations suggèrent une paragenèse de spilites potassiques pour ces roches (comme certaines spilites du Pelvoux ; Vatin-Perignon *et al.*, 1974). Ces faciès présentent d'étroites ressemblances avec les laves et les schalsteins de la région de Lahn (Lehman, 1974) (différentes cependant en ce qui concerne le fer, le titane et le magnésium) qui permettent de les rapprocher des weilburgites.

### **Viséen supérieur. Série des Tufs anthracifères**

Le magmatisme acide du Viséen supérieur, avec ses différentes expressions volcaniques, représente la surface affleurante la plus importante du faisceau de la Loire. L. Gruner (1857) regroupe ces formations sous l'appellation de « grès anthracifères » et c'est Alb. Michel-Lévy (1908) qui met en évidence leur nature essentiellement volcanique en les qualifiant de tufs porphyriques. Dans le lambeau de l'Ardoisière, M. Chichery (1938) découvre une faune à *Productus* et une flore dans des assises schisteuses situées vers la base des volcanites, et attribue cette formation au Viséen supérieur. Puis J. Jung *et al.* (1939) proposent l'appellation désormais classique de « série des Tufs anthracifères » pour cet ensemble regroupant des faciès volcaniques prédominants associés à des faciès sédimentaires (conglomérat, schistes et grès accompagnant des intercalations sporadiques d'anthracite exploitées jusqu'au début du siècle).

Cette série est étudiée en détail dans sa partie la plus occidentale (Bernard-Griffith, 1965 ; Echavarri, 1966 ; Blanc, 1968 ; Hocquet, 1979). Des datations Rb/Sr effectuées par Y. Vialette (1973) confirment dans le lambeau de l'Ardoisière l'âge viséen supérieur des volcanites :  $325 \pm 5$  Ma sur roche totale, 328 et 321 Ma sur biotite. Les volcanites des Combrailles (Bazot, 1970) sont également rapportées au Viséen supérieur, mais les premières émissions peuvent se produire au Viséen moyen. Néanmoins, aucune datation chronologique n'a été réalisée sur ces formations à l'Est de

la Loire et, en accord avec G. Vennat (1982), aucune argumentation définitive ne fixe la fin de l'activité magmatique qui pourrait se prolonger durant le Namurien.

Une synthèse de la succession lithostratigraphique a été réalisée dans la région de Roanne, à la suite des levés cartographiques de la feuille (Bertaux *et al.*, 1978 ; Bertaux et Rubiello, 1981 ; Gagny, 1981). Les distinctions établies sont actuellement partiellement révisées (Sider *et al.*, 1985). Régionalement, les volcanites composant la série des Tufs anthracifères peuvent être regroupées en quatre unités lithologiques. (cf. cartouche) :

– *l'unité de Brou*, au Sud-Est, est formée de laves rhyolitiques, d'une ignimbrite rose, et de tufs fiammés rhyodacitiques. Les faciès constituant cette unité se distinguent par l'absence ou la rareté de l'orthose en phénocristaux ;

– *l'unité de Neaux*, au Nord, débute par un conglomérat de base. Celui-ci passe à des tufs pyroclastiques rhyodacitiques à orthose exprimée en phénocristaux (ensemble des tufs communs de J. Bertaux et M.F. Rubiello, 1981) ;

– *l'unité Picard*, dans la partie centrale, est constituée d'une formation ignimbritique rhyolitique (à orthose) très monotone, dénommée Tuf Picard par M.F. Rubiello (1981). Au Sud-Ouest, dans le Forez, l'intrusion granophyrique de Boën-sur-Lignon, localisée dans l'axe des formations effusives, est considérée comme l'équivalent hypovolcanique de la nappe ignimbritique (Leistel et Gagny, 1984 ; Leistel, 1984) ;

– *l'unité de Villerest*, au Nord-Ouest, est formée des laves de l'Isable, de Fond et de Villerest, définies par J. Bertaux (*in* : Bertaux et Rubiello, 1981). Ces laves latitiques à rhyolitiques contiennent d'abondantes orthoses.

Les relations des différentes unités ont permis de proposer une chronologie relative de mise en place, débutant par les formations de l'unité de Brou, puis de l'unité de Neaux et enfin des unités Picard et de Villerest (sans chronologie précisée pour ces deux dernières unités).

Sur la feuille Amplepuis, seules trois des quatre unités définies affleurent. Il s'agit des unités de Brou, Picard et de Neaux. Seules les deux premières unités sont correctement représentées, mais l'unité de Neaux, d'extension importante sur la feuille Roanne, n'occupe plus qu'une faible surface au Nord-Ouest de la feuille.

### ● **Unité de Brou**

Cette unité constitue la bordure méridionale de la série des Tufs anthracifères, où les volcanites reposent en discordance sur les formations détritiques de l'unité de Tarare (rapportée au Viséen moyen). Plusieurs faciès se distinguent par leur mode d'épanchement. Il s'agit principalement de laves et de tufs fiammés, et plus localement, dans la forêt de Brou, d'une ignimbrite.

Les observations de terrain montrent que les laves se développent surtout vers la base de l'unité et qu'elles sont surmontées par les tufs fiammés. Dans la zone de la forêt de Brou, une formation ignimbritique particulière, de

quelques dizaines de mètres d'épaisseur, s'intercale entre les laves et les tufs fiammés.

Au sein des volcanites, des remaniements intraformationnels provoquent l'apparition de brèches à matrice lavique (par exemple sur la RN 7,  $x = 757,55$  ;  $y = 101,50$ ) ou de conglomérats à galets de volcanites emballés dans un ciment tuffacé ( $x = 726,25$  ;  $y = 108,35$ ). Des niveaux de grès et d'arkoses anthracifères ont également été observés à l'Ouest de Sainte-Paule ( $x = 771,70$  ;  $y = 109,50$ ).

**h<sub>2c/p</sub>R. Ignimbrite rose.** Un faciès de rhyolite ignimbritique (tabl. 2, analyse 25) à tendance alcaline s'observe dans la forêt de Brou, selon une orientation parallèle au ruisseau de Dième (affleurement-type :  $x = 766,70$  ;  $y = 105,00$ ). La roche est rosée à crème, à aspect crayeux quand elle est altérée.

La phase porphyrique est constituée d'orthose, d'albite (parfois absente), de quartz amiboïdes, et de biotite transformée en phengite. La mésostase a une texture vitroclastique eutaxitique. Elle contient des fiammes aphanitiques grises et de nombreuses lithophyses à texture axiolitique formées de quartz et chlorite fibroradiés.

A la base de cet horizon ignimbritique, une brèche à éléments lithiques remanie des blocs anguleux de schistes et de laves appartenant à la même unité.

**h<sub>2cf</sub>. Lave.** Les laves (à composition rhyolitique, analyses 21 et 22, tabl. 2) forment des coulées localisées vers la base de l'unité. Elles pourront s'observer sur la RN7 ( $x = 757,35$  ;  $y = 102,05$ ), au Nord de Valsonne ( $x = 762,02$  ;  $y = 107,60$ ) et dans la carrière du Petit Paris (RN 485,  $x = 769,95$  ;  $y = 108,10$ ).

Macroscopiquement, la roche est massive, de couleur grise à verte, parfois violacée. Une fluidalité planaire, enregistrée par les minéraux, marque assez nettement le plan d'écoulement. Celui-ci est aussi marqué par des rubanements blancs et verts millimétriques (par exemple au lieu-dit le Savatel,  $x = 765,50$  ;  $y = 104,25$ ).

Au microscope, ces laves sont finement porphyriques. Les cristaux automorphes ont une taille millimétrique et forment 30 à 35 % de la roche. Il s'agit de plagioclase et de biotite. Le plagioclase (20 %), selon les échantillons, présente des compositions d'andésine - oligoclase ou d'albite. Il est souvent envahi par la séricite et plus rarement par la calcite. La biotite (10 à 15 %) est totalement altérée en chlorite avec laquelle un mica blanc apparaît. Les opaques ou le leucoxène d'exsudation peuvent être abondants. La calcite se développe dans les clivages.

La mésostase quartzo-feldspathique felsitique contient de l'orthose. Les opaques, l'apatite et le zircon sont accessoires.

*Faciès particulier* : des faciès de laves porphyriques (analyse 25, tabl. 2) sombres à grain grossier affleurent sur la bordure nord de l'unité : la Joannas ( $x = 764,70$  ;  $y = 112,85$ ). Le plagioclase atteignant An 35 (6 mm) est sérici-

tisé. Dans certains échantillons, il s'agit d'albite. La biotite est transformée en chlorite, pistachite, opaque, rutile (sagénite) et mica blanc. Le quartz apparaît dans ce faciès en faible quantité (7%). Il a des formes arrondies ou amiboïdes.

Les contours de ces formations n'ont pas pu être établis. Il pourrait s'agir de protrusion ou de dôme plutôt que de coulées.

*h<sub>2c</sub>ff*. **Tuf fiammé.** Les tufs fiammés (à composition rhyodacitique, analyse 23, tabl. 2) qui surmontent en général les laves se rencontrent dans toute l'unité. Du Sud-Ouest au Nord-Est, ils s'observent à la Moissonière (affleurement-type dans une carrière 400 m au Nord de la N7, x = 756,05 ; y = 104,05), dans la forêt de Brou, au Nord de Chamelet, dans la forêt de la Pyramide. La fluidalité planaire d'écoulement (bel exemple dans la carrière de la Moissonière) de ces tufs est surtout marquée par la présence de fiammes (centimétriques à décimétriques) sombres dans une roche massive verdâtre.

Ces roches sont porphyriques, et contiennent environ 50 % de phénocristaux baignant dans une mésostase quartzofeldspathique felsitique. Les phénocristaux sont subautomorphes ou brisés.

Le plagioclase (25 à 30 %) est souvent zoné. Il s'agit d'andésine-oligoclase (An 35-An 25) atteignant 3 mm, localement séricitisé. La biotite (14 à 18 %) est remplacée par des assemblages de basse température : chlorite ± amandes de calcite ± opaque ou chlorite ± mica blanc ± pistachite et rutile. L'amphibole brun clair à vert pâle (3 %) a été reconnue dans ce faciès. Il s'agit d'une hornblende magnésienne souvent fraîche, parfois marquée d'un début de transformation en chlorite. Le quartz (1 à 5 %) se présente en échar-des ou en cristaux amiboïdes.

Les fiammes ont un fond plus grossier et la même minéralogie. Elles contiennent quelques zircons et de l'allanite.

### ● **Unité de Neaux**

Cette unité (définie sur la feuille Roanne à 1/50 000 ; Bertaux *et al.*, 1978) occupe une petite surface au Nord-Ouest de la carte Amplepuis. Sur la carte Roanne, les formations appartenant à cette unité ont aussi été appelées « tufs communs » (Bertaux et Rubiello, 1981).

*h<sub>2c</sub>ff* N. **Brèche volcanique polygénique.** Cette unité débute par un puissant niveau de conglomérat. Sur la feuille Amplepuis, ce faciès est caractérisé par des brèches polygéniques à ciment tufacé sombre (affleurement type : Saint-Vincent-de-Reins, relais TV, x = 757,55 ; y = 121,65). Les éléments millimétriques à décimétriques, pour la plupart anguleux, sont composés de laves et d'ignimbrite rose, dont les caractères pétrographiques rappellent ceux des faciès de l'unité de Brou et de faciès détritiques (pélites, quartzites,...) arrachés au substratum. Latéralement, ces brèches peuvent passer à un poudingue où les éléments analogues à ceux décrits dans les brèches sont inclus dans un ciment détritique grauwakeux. Il a valeur de conglomérat de base de l'unité, discordante sur la plate-forme carbonatée de l'unité de Montagny (Viséen moyen).

*Nota* : le fait que les galets contenus dans ce conglomérat soient comparables aux volcanites de l'unité de Brou suggère une mise en place postérieure de l'unité de Neaux, bien qu'aucune relation directe de terrain n'ai pu être établie.

*h2c* *tfN*. **Tuf à cristaux.** Les volcanites de l'unité de Neaux sont des pyroclastites (tufs soudés) rhyodacitiques (analyse 26, tabl. 2) gris-bleu à vert foncé ( $x = 755,20$  ;  $y = 117,15$ ). Elles sont riches en cristaux brisés (46-55 %). Ils sont constitués de quartz (4-6 %), d'orthose (4-11 %), de plagioclase séricitisé à la limite oligoclase - andésine (22-29 %), de biotite chloritisée (12-15 %). Un minéral ferromagnésien trapu, déstabilisé en chlorite et calcite (pyroxène probable ou amphibole ?) est sporadique.

Le grenat est aussi représenté dans ces faciès. Dans une étude détaillée sur ce minéral, J. Bertaux (1982) a montré que les grenats avaient une valeur de xénocristaux, restites témoins de la participation d'un produit de fusion anatectique du socle métamorphique dans la composition du magmatisme de la série des Tufs anthracifères.

### ● **Unité du « Tuf Picard »**

*h2c* *p*. **Ignimbrite.** Cette unité volcanique est constituée d'un faciès très monotone d'ignimbrite rhyolitique dénommée Tuf Picard. L'extension de ce puissant édifice ignimbritique est considérable. Il a en effet été reconnu depuis les gorges de la Loire vers le Sud-Ouest (à la limite des feuilles Feurs et Roanne) jusqu'à la feuille Beaujeu au Nord-Est. Cette formation traverse en diagonale les feuilles Amplepuis et Roanne sur une longueur de plus de 40 km pour une largeur variant de 5 à 9 km.

Le Tuf Picard, défini par J. Bertaux *et al.* (1978) puis par M.F. Rubiello (1981), tire son nom de la carrière Picard située en bordure de la N7 ( $x = 747,8$  ;  $y = 106,7$ ), à proximité de Saint-Symphorien-de-Lay. Ses contours cartographiques coïncident approximativement avec le faciès de « microgrinite en nappe » des cartes géologiques Roanne et Bourg à 1/80 000.

Affleurements-types : rocade d'Amplepuis ( $x = 753,90$  ;  $y = 110,90$ ) ; Pin Bouchain N7 ( $x = 754,00$  ;  $y = 103,95$ ). Analyse 27, tabl. 2.

Sur le terrain cette roche a une patine gris bleuté à beige. Lorsqu'elle est fraîche, elle a un aspect bicolore (bleuté et rosé) marqué par la présence d'enclaves homogènes centimétriques à pluridécimétriques de teinte rose. La granulométrie des phénocristaux et des clastes, qui constituent de 48 à 56 % de la roche, est assez grossière (3 à 6 mm).

En lame mince, la roche possède une texture largement porphyrique. Le fond felsitique finement recristallisé laisse malgré tout percevoir une texture vitroclastique soulignée par les ponctuations d'opaques. Les phénocristaux sont systématiquement formés de quartz, feldspath potassique, plagioclase et biotite chloritisée.

Le quartz (9-14 %) forme des cristaux de 1 à 4 mm. Il peut s'agir de phéno-

clastes en échardes aux arêtes vives, mais surtout de cristaux globuleux aux contours sinueux montrant souvent de larges golfes de corrosion ou des lacunes de croissance. Il est fracturé par de petites veines remplies de séricite et de calcite.

Le feldspath potassique (10-12 %) se présente en cristaux subautomorphes (2-6 mm) parfois brisés mais aussi aux contours arrondis comme le quartz. Il est opacifié par des trainées noirâtres à brunes et contient assez souvent des plages de calcite, plus épisodiquement quelques paillettes de séricite. Lorsqu'il est fracturé, chlorite et calcite se développent dans les fissures. Dans certains échantillons, il est bordé d'une couronne de plagioclase acide (oligoclase). Le plagioclase peut envahir le cristal.

Le plagioclase (18-24 %) est automorphe à subautomorphe, avec des tailles comprises entre 1 et 5 mm. Il constitue aussi une fraction clastique plus fine. Il s'agit d'un oligoclase à composition stable (An 25-An 30), envahi de séricite uniformément répartie dans le cristal. Il peut être également destabilisé en albite. La calcite participe plus rarement à la paragenèse secondaire.

La biotite chloritisée (6-10 %), en lattes de 1 à 4 mm, a parfois des formes flexueuses liées à la torsion dans l'écoulement ou à l'emboutissage avec d'autres phénocristaux. Toujours chloritisée, elle montre, dans les clivages, des amandes de calcite et de carbonates de Fe et Mg associés à du leucoxène et des opaques d'exsudation. La biotite inclut des cristaux automorphes d'apatite et de zircon qui se retrouvent aussi en accessoires dans la mésostase.

La mésostase est finement cristallisée. Le quartz, le feldspath potassique et l'albite constituent une trame felsitique. La texture vitroclastique apparaît en lumière polarisée grâce à une pigmentation ferrugineuse soulignant les vitroclastes. Des lithophyses millimétriques étirées ou ovoïdes, montrent une cristallisation géodique de quartz, feldspath alcalin, calcite et chlorite.

Deux types d'enclaves sont distingués :

- les enclaves énallogènes, millimétriques à pluricentimétriques, sont polygéniques (pélites, laves basiques, gneiss) ;
- les enclaves homogènes, aphanitiques ou porphyriques.

Les enclaves homogènes aphanitiques ont rarement une taille supérieure à quelques centimètres. Leur couleur est gris-vert, rose ou noire. Quelques clastes de quartz, orthose, plagioclase et biotite sont disséminés dans une mésostase felsitique.

Les enclaves homogènes porphyriques possèdent une minéralogie comparable à la matrice ignimbritique. Les phénocristaux d'orthose et de quartz sont souvent fragmentés par deux systèmes de fentes thermiques. Le premier système est cicatrisé par la mésostase, le second par la chlorite et la calcite. Le fond est constitué d'un engrenement de plages xénomorphes quartzo-feldspathiques. Des textures granophyriques s'y rencontrent également.

Ce type d'enclave est interprété comme provenant d'une carapace en voie de consolidation située dans une zone haute de la chambre magmatique, et

fragmentée lors de l'explosion (Bertaux et Rubiello, 1981 ; Gagny, 1981). La présence de ces enclaves à texture parfois granophyrique est un des arguments avancés par J.M. Leistel et Cl. Gagny, (1984) pour établir la parenté de l'ignimbrite et du granophyre de Boën-sur-Lignon (Leistel, 1984, p. 129-184).

Deux types de débits thermiques (Rubiello et Gagny, 1979 ; Bertaux et Rubiello, 1981) ont été reconnus. Il s'agit soit d'une prismation hexagonale (exemple à côté du château de Pramenoux,  $x = 765,10$  ;  $y = 119,95$ ), soit d'un débit en sphéroïdes de diamètre d'ordre décimétrique (exemple sur la RN 504 au Nord de Cublize,  $x = 758,68$  ;  $y = 116,25$ ). L'exemple type reste malgré tout la carrière Picard (feuille Roanne,  $x = 747,80$  ;  $y = 106,70$ ). Un débit en diaclases orthogonales s'observe plus couramment et peut se surimposer aux deux premiers débits décrits.

### **Roches microgrenues à hypovolcaniques d'âge viséen supérieur à post-viséen**

**v<sup>2</sup>. Lamprophyres : vogésite et kersantite.** Ces corps filoniens montrent deux types de faciès distincts par leurs caractères pétrographiques.

– *Vogésites* (analyse 32, tabl. 3). Quelques rares filons métriques de vogésites recoupent les formations sédimentaires du Viséen moyen au Sud de Dième. Ils n'ont jamais été observés intrusifs dans la série des Tufs anthracifères ou les granites postérieurs. Ils pourraient donc être intraviséens comme certains lamprophyres du Morvan daté à  $333,5 \pm 0,7$  Ma (méthode K-Ar sur biotite ; Bello et Zimmermann, 1983). Affleurement-type : ruisseau de Dième,  $x = 760,65$  ;  $y = 108,25$

La roche est fraîche. Les cristaux d'amphibole aciculaire à trapue s'organisent selon une fluidalité magmatique. Les cristaux (0.1-2 mm) sont en majorité constitué d'amphibole brune zonée (20%), magnésiohastingsite au cœur et hornblende tchermakitique vers la bordure. Ce minéral est accompagné de diopside automorphe trapu (2%) et de phlogopite titanifère (1%). Le plagioclase rare en gros microlites automorphes atteint des compositions de labrador (An 60). Il forme la mésostase avec le feldspath potassique. Le quartz xénomorphe se trouve en globules arrondis. Il est accessoire avec la pyrite. L'altération, assez faible, fait apparaître la chlorite, la calcite et rarement l'épidote.

– *Kersantites*. Des filons de kersantites, d'une puissance pluridécimétrique à métrique, sont par contre abondants. Ils sont postérieurs à toutes les autres formations paléozoïques qu'ils recoupent indifféremment selon des directions conjuguées moyennes N 30°E et N 150°E. Affleurement-type :  $x = 760,55$  ;  $y = 110,00$

Ces lamprophyres gris à noir, montrent une altération en boue. Ils sont fréquemment vacuolaires. Leur minéralogie actuelle est d'origine secondaire. Le plagioclase séricitisé ou envahi de carbonates peut être accompagné d'orthose dans la mésostase. Il forme peu de cristaux automorphes. La biotite souvent chloritisée, est associée à un autre minéral ferromagnésien (clinopyroxène ou olivine) déstabilisé en chlorite et calcite. Le quartz globulaire est sporadique.

$\mu\gamma^P$ - $\mu\gamma$ . **Microgranites monzonitiques à biotite en stock et en réseau filonien.** Les microgranites recoupent les formations paléozoïques de la feuille Amplepuis à 1/50 000, depuis le socle gneissique jusqu'aux granites rouges. J. Bertaux et Cl. Gagny (1978) ont montré, grâce au critère d'éponte mobile, que la mise en place de certains filons est pénécotemporaine de l'émission des volcanites des différentes unités de la série des Tufs anthracifères. Certains filons, qui recoupent les granites rouges du Carbonifère supérieur, attestent d'une continuité de cet hypovolcanisme pendant cette période, sans modification apparente de la minéralogie et de la composition de la roche. Affleurement-type : rocade d'Amplepuis, x = 753,90 ; y = 110,90. Analyses 29 et 30, tabl.3

**Tableau 3 - Analyses chimiques des hypovolcanites et des granites carbonifères.**

n°	28	29	30	31	32	33	34
ANALYSE	E74	E36	E103	3H	E86	B61	B64
SiO <sub>2</sub>	62,47	69,70	69,30	77,05	56,30	70,00	71,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,08	14,80	14,20	12,44	14,70	14,40	14,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,07	2,00	2,40	0,47	7,20	2,40	2,52
MnO	0,10	0	0	0,01	0,10	0,07	0,06
MgO	2,96	1,00	1,00	0,16	6,60	1,66	1,43
CaO	3,61	1,20	1,20	0,15	5,20	1,16	0,87
Na <sub>2</sub> O	2,52	3,90	3,60	2,38	2,60	2,69	3,10
K <sub>2</sub> O	5,64	4,90	4,50	5,48	4,10	5,28	4,81
TiO <sub>2</sub>	1,01	0,30	0,40	0,12	1,00	0,43	0,46
P.F.	1,08	1,90	2,30	1,16	2,20	1,60	1,00
TOTAL	99,54	99,70	98,90	99,42	100,00	99,69	100,20
X	761,70	775,39	765,50	734,00	760,55		
Y	101,88	122,18	123,25	107,80	108,45		

Analyses 28 à 32 : hypovolcanisme

28 : microgranite à deux pyroxènes

29 : microgranite porphyrique intrusif dans le granite de Fleurie

30 : microgranite porphyrique intrusif dans le Tuf Picard

31 : microalaskite porphyrique

32 : vogésite

Analyses 33 et 34 : granite de Fleurie (d'après J.Y. Peyrel, 1982).

Les microgranites présentent un faciès-type de couleur gris rosé à rouge brique et sont toujours largement porphyriques. Les phénocristaux, formés d'orthose, de plagioclase, de quartz et de biotite ont des tailles atteignant respectivement 40-10-8 et 5 mm. La biotite peut être chloritisée et contient apatite, zircon et leucoxène. Le plagioclase est un oligoclase zoné, atteignant des compositions d'andésine. Le quartz se développe en cristaux automorphes bipyramidés, avec des golfes de corrosion plus ou moins marqués. Toutes ces phases minérales peuvent être englobées par le feldspath potassique automorphe. La mésostase est microgrenue, parfois à tendance granophyrique ou sphérolitique. Elle est formée d'un engrènement quartzo-feldspathique, accompagné d'opagues, chlorite, calcite, allanite, apatite et épidote.

Autre faciès : à l'Ouest de Tarare, affleure un microgranite dont le gisement en stocks laisse apparaître des panneaux d'encaissant. Ce faciès gris à gris rosé est faiblement porphyrique. Les phénocristaux sont peu abondants, et rarement supérieurs à 5 mm. Le plagioclase albitisé et la biotite chloritisée sont ubiquistes, le quartz est rare en petits cristaux arrondis ou lobés, l'orthose est quasiment inexistant. Affleurement-type : voie ferrée, à l'Ouest de Tarare (x = 760,25 ; y = 102,25).

*Cas particulier* : un microgranite à pyroxène (analyse n° 28, tabl. 3) affleure au lieu-dit Bel Air (x = 761,70 ; y = 101,88, feuille Tarare à 1/50 000). La bordure, peu altérée, montre des cristaux formés d'orthopyroxène, de clinopyroxène, de phlogopite et de labrador zoné dans une trame microlitique et un fond quartzo-feldspathique. Ce faciès, exceptionnel sur la feuille Amplepuis, est plus courant dans la structure circulaire de microgranite (Bertaux, 1979) mise en évidence sur la feuille Roanne à 1/50 000. Cl. Gagny (1981) montre une évolution minéralogique (portant notamment sur la présence, puis la disparition du pyroxène) et géochimique des filons du bord vers le centre de cette structure, liée à une chronologie de mise en place.

$\mu\gamma^1$ . **Micro-alaskite porphyrique.** Au plan régional, ces roches ont été dénommées microgranites filoniens jusqu'en 1981 (Bertaux et Rubiello, 1981). Cl. Gagny (1981) donne leur désignation correcte au plan pétrographique en les appelant micro-alaskites porphyriques (analyse 31, tabl. 3).

La roche est rose à rouge brique, microgrenue porphyrique. Fréquemment, les quartz sont les seuls minéraux visibles à l'œil, les feldspaths se confondant avec le fond. Les phénocristaux d'orthose, d'albite, de quartz à golfes de corrosion et de biotite altérée en chlorite et phengite atteignent respectivement 20-10-8 et 4 mm. Le fond a une texture très finement isogranulaire. Affleurement-type : x = 760,75 ; y = 109,50.

L'âge de ces faciès n'est pas connu. Il est au moins postérieur au microgranite porphyrique qu'il recoupe et pourrait être carbonifère supérieur à permien.

Sur la feuille Amplepuis, ces faciès s'organisent en une seule structure filonienne orientée N 15 °E, recoupant l'unité Picard et l'unité de Neaux de la série des Tufs anthracifères, en s'interrompant brutalement au Sud Ouest de Valsonne. Cette structure filonienne est indépendante de celles composées de microgranites porphyriques. L'attitude de ces filons, de direction moyenne N 30 °E oblique sur l'orientation générale de cette structure (N 15 °E), semble indiquer une mise en place dans un système de fentes de tension en échelon.

### **Roches plutoniques d'âge carbonifère**

$\gamma^{2M}$ . **Granite d'Odenas (au Nord) et granite de Saint-Laurent-de-Chamousset (au Sud) : granite porphyroïde à biotite.** Les granites présents sur la feuille Amplepuis à 1/50 000 appartiennent au cortège des granites

rouges hercyniens (Didier et Lameyre, 1971), localisés dans le Nord du massif central.

Il s'agit :

- au Nord Est, de la bordure du massif de Fleurie—Odenas, situé dans la partie orientale de la feuille Beaujeu ;
- au Sud, de l'extrémité du massif de Saint-Laurent-de-Chamousset, affleurant essentiellement sur la feuille Tarare.

L'âge de ces granites peut être déduit indirectement. Ils sont intrusifs dans les formations du socle (gneiss d'Affoux, série de la Brévenne et série du Beaujolais) et les formations des séries viséennes (notamment sur la feuille Beaujeu). Un métamorphisme thermique et hydrothermal lié à ces intrusions, affecte les ensembles précédemment cités. Ce métamorphisme se développe aussi entre les deux massifs, le long de structures tectoniques engageant les volcanites du Viséen supérieur. Une continuité non affleurante entre les massifs de Fleurie—Odenas et de Saint-Laurent-de-Chamousset dont l'intrusion est guidée par ces structures est alors probable. Leur mise en place se produit donc postérieurement aux formations du Viséen supérieur et aux événements tectoniques qu'elles subissent.

Ces deux massifs sont également comparables au granite du Mayet-de-Montagne, appartenant au horst de la Montagne bourbonnaise, à l'Ouest de la plaine de la Loire. Les datations absolues actuellement disponibles, ne portent que sur ce dernier massif (310-315 Ma sur biotite, Vialette, 1962 ;  $297 \pm 8$  Ma sur roche totale, Didier et Peyrel, 1980). Ces résultats indiquent une mise en place au Carbonifère supérieur (Westphalien-Stéphanien ?) en accord avec la géologie régionale.

Le principal faciès affleurant est un granite porphyroïde à biotite de couleur gris clair et rosé, souvent fortement arénisé. Affleurement-type : carrière du Pont Mathivet,  $x = 778,10$  ;  $y = 120,05$ . Analyses 33 et 34, tabl. 3.

Les mégacristaux sont formés de feldspath potassique automorphe rose à rouge, maclé Carlsbad et atteignant 4 à 5 cm. La diminution de la taille et de la quantité de ces phénocristaux conduit à l'apparition d'un faciès hétérogranulaire, généralement leucocrate, vers le Sud de Montrichard ( $x = 773,00$  ;  $y = 117,25$ ).

Le quartz est xénomorphe, en plages souvent engrenées. Le feldspath potassique, lorsqu'il est automorphe, inclut biotite et plagioclase. Il se trouve aussi en sections subautomorphes dans le fond. Le plagioclase subautomorphe montre une zonation normale de l'andésine à l'oligoclase. Il peut être envahi de séricite. La biotite très brune, se répartit en cristaux isolés, et plus rarement en agrégats associés à de l'amphibole. Elle est couramment chloritisée. L'amphibole verte est sporadique, mais son importance est souvent sous estimée par l'altération en chlorite et calcite qu'elle subit. Il s'agit d'une hornblende actinolitique ou d'une actinote (Peyrel, 1982). Les minéraux accessoires sont composés de sphène en section losangique, d'apatite, d'oxydes ferrotitanés, de zircon et plus rarement de sulfures associés aux agrégats ferromagnésiens.

Le granite est recoupé par des filons composés :

- d'aplites isogranulaires leucocrates de puissance pluricentimétrique à métrique. Elles sont orientées N 140 °E ;
- de microgranites porphyriques équivalents de ceux qui intrudent l'encaissant du granite depuis le Viséen supérieur ;
- de filonnets de quartz bréchifiant le granite. Celui-ci est recoupé par des filons quartzeux plurimétriques (filon Est-Ouest de Cherves,  $x = 776,10$  ;  $y = 124,85$ , feuille Beaujeu à 1/50 000).

### Roches filoniennes

Q. **Filons de quartz.** Les filons de quartz généralement blancs, bréchiques et de basse température sont installés sur quelques mètres de large et parfois plusieurs km de long dans les fractures tardi-hercyniennes orientées NW-SE. Recoupant toutes les unités paléozoïques, leur mise en place serait fin Carbonifère avec des réactivations au Trias.

### SECONDAIRE

t. **Trias.** Bien que le Trias s'y manifeste par de très nombreux affleurements, le périmètre de cette feuille ne permet pas d'établir une stratigraphie de l'étage, ces affleurements étant discontinus, limités, n'offrant nulle part une coupe continue entre les repères du socle et de l'Hettangien.

Le plus souvent l'étage figure sur la carte sous la notation t, Trias indifférencié, soit qu'il s'agisse d'affleurements de grès dont la position dans la série ne peut être précisée, soit qu'il s'agisse de secteurs où la présence de l'étage est attestée par un sol sableux, rougêatre ou rosé, sans véritable affleurement.

A Montmelas et au Vivier c'est en référence à la stratigraphie établie par L. Courel dans les Monts d'Or lyonnais et à son analyse de la coupe située face à l'usine Lafarge dans la vallée de l'Azergues (au Sud, feuille Tarare) que l'on a établi la distinction suivante.

t3-6. **Muschelkalk. Grès inférieurs et dolomie rose.** L'élément le plus caractéristique est une dolomie fine, d'un rose vif carminé taché de noir par des mouchetures ou des imprégnations rameuses d'oxyde de manganèse. Cette dolomie, dont l'épaisseur totale va de 4 à 8 mètres, est en bancs massifs, parfois criblés de grosses vacuoles.

Elle peut se charger en grains de quartz et tous les intermédiaires se rencontrent de la dolomie pure au grès, parfois grossier, à ciment rose dolomitique et traces de gypse. De beaux affleurements de la roche sont visibles en plusieurs points notamment au Sud-Ouest de Cogny, au Sud du ruisseau le Morgon en  $x = 775,270$  ;  $y = 111,420$  et en  $x = 774,700$  ;  $y = 111,520$ .

Sous la dolomie existent des grès dont les niveaux supérieurs sont très

cimentés et forment des bancs alors que l'horizon sous-jacent est formé d'un ensemble sans structure de grès rose ou blanc, généralement fin, peu cimenté donc peu cohérent, s'altérant facilement en sable bouillant. De fines intercalations de marnes vertes ou lie-de-vin et de dolomie jaune peuvent s'y rencontrer.

Au Vivier, à l'Ouest de Denicé, un conglomérat, brèche à éléments de socle et de quartz et ciment gréseux, semble constituer l'extrême base de la série triasique en transgression sur le socle. Le ciment gréseux est silicifié et contient des grains de quartz souvent typiques des roches volcaniques, des feldspaths très altérés et des galets de tuf volcanique.

Le faciès des dolomies roses et leur position dans la série permet de les assimiler à la formation des « calcaires roses de la Font-Poivre » des Monts d'Or lyonnais qui sont fossilifères et ont livré des lamellibranches (dont *Myophoria goldfussi*), des dents de poisson et des foraminifères (*Nodosaria*, *Dentalina*). L'étude de cette faune et des pollens également présents dans ces couches ont conduit L. Courel, grâce à des comparaisons régionales, à attribuer un âge Muschelkalk supérieur (= Ladinien supérieur) aux calcaires roses de la Font-Poivre.

17-8. **Keuper. Marnes bariolées et grès supérieurs.** Les dolomies sont surmontées de marnes versicolores, épaisses d'une dizaine de mètres, de teintes lie-de-vin et verte dominante, mais aussi, parfois, jaunâtre ou grise. Ces marnes sont sèches, plus ou moins indurées, silteuses par intercalations et renferment des passées de grès dolomitique et de dolomie jaune, les traces de gypse y sont fréquentes. Elles sont bien visibles immédiatement à l'Ouest et au Sud de Montmelas.

Au-dessus viennent des grès (= Grès supérieur du Lyonnais), feldspathiques à ciment carbonaté et localement ferrugineux avec passées conglomératiques et galets de quartz. Leur stratification est irrégulière, souvent entrecroisée. Les bancs de grès s'érodent facilement en boules mamelonnées, d'où le nom qui leur est donné de « grès en chou-fleur » (Thoral 1952) : des exemples sont bien visibles aux alentours de Montmelas.

Au sein des Grès supérieurs on a observé, sur le territoire de la commune de Cogny, de belles, surfaces présentant des ripple-marks exagérés par des figures de charge (load-cast) parfois ramifiées.

Cet ensemble marnes et grès est attribué au Keuper mais aucun fossile n'a jamais permis une datation directe. Il n'est pas non plus possible de donner une épaisseur à la série triasique ni de définir les variations de faciès qu'elle peut présenter, bien qu'il soit probable que, localement, elle soit envahie et dominée par les faciès gréseux.

19. **Rhétien. Argiles verdâtres et grises, plaquettes grésocalcaires, dolomie jaune.** Aucune coupe complète permettant d'étudier la série rhétienne n'est visible, aussi celle-ci est souvent difficile à caractériser. Cependant deux coupes partielles observées au cours de terrassement d'une maison près du cimetière de Moiré et dans une large excavation au Sud de ce village, à Lanfert, ont fourni quelques données.

Ce sous-étage est constitué par un ensemble d'argiles, de grès et de calcaires dont les variations d'épaisseur paraissent importantes. Parfois, il semble que l'étage soit entièrement sous un faciès gréseux, différent de celui des Grès supérieurs du Keuper.

A la base, des grès blancs, tendres, homogènes, autrefois exploités, ont été repérés dans une excavation au Sud de Moiré. Au-dessus reposent des bancs de grès fins de couleur rosé à ciment argilo-calcaire et de grès assez durs à grain très fin et à ciment calcaire de couleur beige. Ces grès présentent une forte porosité. Des grès rose pâle contenant de nombreux feldspaths, altérés, des calcaires dolomitiques caverneux et des calcaires compacts ont été aussi observés dans la partie inférieure.

Les niveaux supérieurs sont marqués par une alternance de niveaux d'argile verte et lie-de-vin (illite caractérisée à la Chana au Sud-Est de Moiré) et de bancs décimétriques de calcaire dolomitique compact ou caverneux beige, semblables à ceux repérés dans la partie inférieure. Ces calcaires très caractéristiques par leur aspect moiré sur les sections fraîches, dû aux clivages courbes des cristaux de calcite ankéritique, contiennent souvent des passées noirâtres dûes à l'oxyde de manganèse.

Un autre faciès caractéristique est celui des plaquettes calcaréo-gréseuses contenant quelques lamellibranches, tels *Rhetavicula contorta* récoltée aux environs de Cogny (Dumortier, 1864) et à l'Ouest de Moiré par nous-mêmes et celui des grès à bone-beds de dents de poisson observés dans les vignes de la même commune.

## 11-2. Hettangien

**Hettangien inférieur.** La base de l'étage, formée de marnes ocreuses, n'a été observée qu'en quelques points (La Ratière). Les premiers niveaux caractéristiques sont des calcaires micritiques de teinte gris clair et patine blanchâtre, bioturbés et à stylolithes, se présentant en bancs dissymétriques à surface ondulée. Ils sont connus sous le nom de *choin bâtard* ; leur épaisseur ne dépasse généralement pas 5 m, mais ils paraissent plus développés au Bois d'Oingt et dans le compartiment isolé de Sainte-Paule. La faune est formée essentiellement de lamellibranches et de gastéropodes. Localement (le Montessuis, x = 775,75 ; y = 111,25 ; cf. Vitry, 1982, p. 26), le choin bâtard peut-être surmonté d'un niveau de calcaire fin à gastéropodes (0,30 m).

La partie moyenne (« niveau à *Chlamys* »), bien développée (4 à 5 m) dans le secteur d'Oingt et de Theizé mais généralement réduite à moins de 2 m, paraît présenter des faciès variés passant latéralement de l'un à l'autre :

- calcaires ocres bioclastiques à tendance oolithique plus ou moins affirmée ; les bancs des niveaux supérieurs sont marqués par l'abondance de débris coquillers passant localement à une lumachelle (*Cardinia* sp., *Pentacrinus* sp., *Plagiostoma valoniensis*) ;
- calcaires franchement oolithiques beige clair ;
- calcaires à polypiers, formant de petits récifs observés à Sainte-Paule ;
- lits de marnes vertes ;

– bancs minces de calcaire gris clair sublithographiques, de type laminite.

Une surface perforée ou ferrugineuse termine cet ensemble calcaire qui est à ranger entièrement dans la zone à Planorbis.

L'Hettangien moyen (zone à Liasicus) paraît manquer dans toute la région.

**Hettangien supérieur** (zone à Angulata). La partie supérieure de l'étage est constituée de calcaires argileux blanchâtres, irréguliers à grains très fins, renfermant des nodules fissurés disposés en lits. Ces bancs tendres sont séparés par d'importants lits de marnes grises. Cet ensemble présente une épaisseur de 1 à 3 m. De bons affleurements de ces niveaux supérieurs, aux environs d'Oingt (La Tabilière) et à l'Ouest de Theizé (Rapetour), ont fourni *Diademopsis serialis*. Sur la carte voisine (Tarare) a été recueillie dans la partie supérieure *Schlotheimia angulata*, ammonite plus fréquente dans l'Hettangien supérieur du Mont d'Or lyonnais.

### 3-5. Sinémurien—Carixien.

**Sinémurien inférieur. Calcaires à grains de quartz.** La zone de passage de l'Hettangien au Sinémurien a été observée en de nombreux points (Ouest de Theizé, Cruix, Nord d'Oingt, Sainte-Paule, Legny, terrain de sports du Bois d'Oingt).

La base (1 à 2 m) est formée de quelques bancs de calcaire de teinte claire de 15 à 25 cm, tantôt micritique, tantôt légèrement cristallin, pouvant contenir quelques grains de quartz. Au-dessus viennent, des bancs épais de calcaire à grains de quartz alternant avec des grès à ciment calcaire ou ferrugineux (3 à 6 m). De rares fossiles, huîtres ou gryphées, ont été observés ainsi qu'un exemplaire de *Coroniceras rotiforme* (Nord d'Oingt).

Une ancienne carrière à Combefort, en limite des communes du Bois d'Oingt et d'Oingt, a révélé la présence, au-dessus de l'ensemble, de calcaires lenticulaires très gréseux, contenant de gros grains de quartz puis de bancs à cardinies. Tantôt ces coquilles de cardinies sont abondantes dans deux ou trois bancs (Combefort) comme au Mont d'Or lyonnais où elles dominent dans un seul banc (La Barollière). Tantôt elles sont présentes sur un ou deux mètres dans les premiers bancs de calcaire à gryphées (Sud de Theizé, Dalbepierre au Nord-Ouest d'Oingt).

**Partie moyenne du Sinémurien. Calcaires à gryphées.** Au-dessus, se développent sur une dizaine de mètres, les bancs de calcaire à gryphées (*Gryphaea arcuata*, *Gryphaea rhodanensis*) ; ce sont des bancs peu épais (10 à 30 cm), à surface ondulée de calcaire gris-bleu, et très bioclastique renfermant de très nombreuses gryphées, alternant parfois avec des bancs moins fossilifères. Le calcaire peut prendre une teinte jaune et une patine brune par altération ; celle-ci est plus importante en Beaujolais qu'au Mont d'Or en raison des très nombreuses failles et fractures.

Aux gryphées sont associés des pectinidés (*Chlamys textorius*), des brachiopodes (*Spiriferina walcotti*), des bélemnites (*B. acutus*) et des ammoni-

tes des genres *Coroniceras*, *Arietites*, *Pararnioceras*, *Arnioceras*, *Asteroceras* (gr. *suevicum*), *Aegasteroceras*, qui indiquent les zones à Bucklandi, *Semicostatum* et *Obtusum*.

Des nodules phosphatés sont fréquents dans la partie supérieure des calcaires à gryphées.

**Partie supérieure du Sinémurien.** Elle est formée par 2,50 à 5 mètres de calcaires jaunâtres, mal stratifiés, en bancs noduleux avec intercalations schistoïdes et nodules phosphatés blanchâtres; Les gryphées sont moins nombreuses, plus larges et de plus grande taille (*Gryphaea cymbium*). Brachiopodes, pectinidés et *Belemnites acutus* sont relativement fréquents. Les ammonites sont rares.

L'épaisseur totale du Sinémurien est de l'ordre de 18 à 20 m ; elle est plus importante à Denicé sous le château de Malval (25 m).

**Carixien.** Bien qu'il s'agisse d'une formation d'une faible épaisseur (5 m environ), des affleurements naturels et des coupes partielles observées lors de terrassements ont permis de découvrir, à la base, des bancs de calcaire assez épais, à ciment compact, grossier, de teinte bleue ou jaune selon l'altération, plus marneux que celui du Sinémurien. Les gryphées (*Gryphaea cymbium*) sont dispersées. Cet ensemble correspond au *Carixien inférieur*.

Le *Carixien supérieur* peu épais (1 à 2 m) comprend :

- un calcaire à grain fin, beige clair, plus dur que les bancs inférieurs, alternant avec des lits marneux plus épais ;
- des calcaires argileux brun-roux à rougeâtres, très ocreux et des argilites indurées ;
- des calcaires argileux gris terne.

Des niveaux calcaires rouges et ocre-jaune à bélemnites et présentant des encroûtements ferrugineux s'intercalent aux calcaires. Les bélemnites y sont très abondantes. Ces couches ont livré : *Aegoceras* sp., *Lytoceras* sp., *Liparoceras* sp.

Ces couches ont été observées à plusieurs reprises près de la route reliant Theizé à Oingt ainsi qu'au Sud de Theizé sur la route départementale 19.

## 16. Domérien.

16a. **Domérien inférieur. Marnes grises.** Le Domérien inférieur est représenté par une épaisse série marneuse (50 à 60 m) gris-beige. Celle-ci est facilement identifiable morphologiquement, mais souvent masquée par les éboulis des calcaires sus-jacents (Domérien supérieur ou Aalénien). Aucune coupe complète de cette série n'a été observée mais plusieurs affleurements ont été étudiés, au Marquison, Nord-Ouest de Theizé, dans les terrassements d'une maison au Sud de Theizé. Les meilleurs affleurements sont ceux de l'entaille creusée lors de la construction du réservoir à l'Ouest immédiat de Saint-Roch, hameau situé à l'Ouest de Ville-sur-Jarnioux et de la carrière de la briquetterie de Dalbepierre, à l'Ouest du bourg

d'Oingt, toujours exploitée. Ce sont des marnes grises très finement mica-cées, coupées de petits niveaux de marno-calcaires noduleux. Les échantillons prélevés dans ce dernier affleurement ont fourni des macrofossiles : *Protogrammoceras instabile*, *Amaltheus margaritatus*, *Belemnites umbilicatus*, *Hastites clavatus*, et des foraminifères : *Fronicularia sulcata*, *Marginulina prima*, *Dentalina primaeva*, *Marginulina sp.*, *Marginulina speciosa*, *Astacolus cf. dubia* (déterminations C. Ruget).

l6b. **Domérien supérieur. Calcaire roux spathique à débris.** Il est formé par un calcaire crinoïdique de couleur rougeâtre à jaune d'or, riche en débris de lamellibranches, qui peut atteindre une dizaine de mètre d'épaisseur, se marquant bien alors dans la topographie. Sa lithologie le fait souvent confondre avec les calcaires à entroques de l'Aalénien. *Pleuroceras spinatum* a été récolté sur la dorsale au Sud d'Oingt.

Il semble que le passage du Domérien inférieur argileux aux calcaires du Domérien supérieur se fait par une alternance de bancs de calcaires et de marnes.

Le Domérien supérieur est probablement affecté de variations importantes de faciès et d'épaisseur. En effet, au Vivier à l'Ouest de Ville-sur-Jarnioux, il est représenté par 6 à 8 mètres de calcaires spathiques biodétritiques, roux à traces rougeâtres, à stratification entrecroisée et niveaux feuilletés. Les bélemnites y sont assez fréquentes. A 400 m au Nord, au réservoir de Saint-Roch, le ressaut calcaire n'est plus individualisé et le Domérien supérieur est marqué par un banc roux calcaréo-ferrugineux, michoïde et même parfois interrompu, épais au maximum de 0,30 m. Cette disparition locale de la barre calcaire permet d'expliquer que, sur certaines pentes liasiques couvertes d'éboulis, le Domérien supérieur ne se marque pas dans la topographie. La notation l6 a été utilisée pour ce Domérien que l'on n'a pu subdiviser.

l7-8. **Toarcien. Marnes à niveaux calcaires à oolithes ferrugineuses.** La partie inférieure est représentée par des marnes argileuses grisâtres, ou plus généralement carmin à violacé, contenant des niveaux d'oolithes ferrugineuses et de très nombreux fossiles, bélemnites et ammonites surtout.

La partie supérieure est constituée pour l'essentiel de bancs peu épais de calcaire argileux et ferrugineux de teinte gris, violet ou rouge, avec oolithes ferrugineuses ocres abondantes ; ils sont séparés par des délits marneux. De petits bancs de calcaire violacé sans oolithe s'observent également.

Ces formations épaisses d'une dizaine de mètres, ou plus, sont souvent masquées par les éboulis des calcaires à entroques aaléniens sus-jacents. Les débris de calcaire à oolithes ferrugineuses et les fossiles phosphatés blanchâtres ou ferrugineux constituent un bon niveau-repère dans les pentes des vignes ou des zones cultivées.

Les ammonites recueillies appartiennent au Toarcien moyen et supérieur, de la zone à Bifrons à la zone à Aalensis : *Hildoceras bifrons*, *H. semipolium*, *Dactyloceras (Microdactylites) mucronatum*, *Grammoceras thouarcense*,

*Pseudogrammoceras fallaciosum*, *Denckmania* sp., *Hammatoceras speciosum*, *Dumortiera rhodanica*, *Cotteswoldia costulata*, *Pleydellia aalensis*.

j0. **Aalénien. Calcaires à entroques et silex blancs, faciès dit « Pierre dorée ».** L'Aalénien débute par une série de calcaires marneux, ferrugineux au faciès assez proche de celui du Toarcien et qui a livré quelques ammonites : *Lioceras* sp., *Lioceras opalinum*, *Tmetoceras scissum*, *Staufenia sinon*.

L'Aalénien moyen et supérieur est représenté par une série épaisse de calcaires à facettes cristallines, crinoïdiques ou biodétritiques. Elle comprend d'abord une succession de bancs minces à grains fins, riches en empreintes de zoophycos (10 m environ), puis un ensemble (30 à 40 m) assez homogène de calcaires de couleur ocre avec intercalations de niveaux plus rougeâtres et plus marneux. Ces calcaires, formés essentiellement de débris de crinoïdes, s'enrichissent parfois en coquilles de lamellibranches (*Amussium pumilus* et autres pectinidés) et présentent localement des stratifications obliques ou, à certains niveaux, une faune abondante de petits lamellibranches à test de calcite (*Oxytoma*, *Astarte*, *Entolium*). *Garantiana baculata* a été recueilli à la base de cette formation au Sud-Ouest de Theizé.

L'épaisseur de l'ensemble est difficile à apprécier (20 à 30 m ?). Le Ciret constitue souvent le sommet des crêtes occupées par des taillis de chênes et du buis.

j2. **Bajocien supérieur (?) – Bathonien. Calcaire blanc oolithique à lits épais de silex rougeâtre oolithique.** Le Bathonien inférieur est représenté souvent (région de Frontenas notamment) par un calcaire beige clair assez cristallin, à bioclastes et oolithes plus ou moins abondants. Ce faciès a livré, dans les murs du cimetière de Frontenas, une *Parkinsonia pachypleura* de la zone à Zigzag. Il est probable que ces calcaires débutent dès le sommet du Bajocien car à 300 m au Nord du cimetière de Frontenas, on a trouvé une autre *Parkinsonia* très usée d'affinité plutôt bajocienne.

Ces calcaires sont probablement l'équivalent latéral de l'Oolithe blanche classique qui affleure à l'Est d'Alix dans le Sud-Est de la feuille Amplepuis. Il s'agit d'une oolithe blanche ou jaunâtre, fine ou moyenne, parfois craeuse et tendre, parfois cimentée et plus dure. Des lits de silex y sont intercalés, en particulier on a reconnu un niveau de 0,50 m de silex rougeâtre et gris à fantômes d'oolithes. L'épaisseur visible ne dépasse jamais 3 à 4 m mais la limite supérieure est une limite d'érosion. Un petit témoin de même nature est situé à l'Ouest de Ville-sur-Jarnioux.

Immédiatement à l'Est du secteur étudié, dans le chaînon de la Chassagne (feuille Villefranche à 1/50 000), ces calcaires oolithiques plus développés étaient exploités (pierre de Lucenay). Ils sont surmontés par des marnes jaunâtres à faune callovienne (*Macrocephalites macrocephalus*, *Reineckeia anceps*, *Hecticoceras hecticum*, *Collyrites elliptica*...).

Si l'on admet que les *Parkinsonia* de Frontenas proviennent d'un faciès latéral contemporain, on peut penser que l'Oolithe blanche débute avec le Bajocien terminal et que sa masse principale appartiendrait au Bathonien.

Aux environs de Frontenas, on peut observer aussi dans de mauvaises conditions des calcaires crayeux plus ou moins oolithiques, des dolomicrites et des dolomies jaunâtres un peu vacuolaires évoquant des faciès d'émersion mais en l'absence de coupes continues, leur interprétation est délicate.

### *TERTIAIRE ET PLIO-QUATERNAIRE*

**g. Dépôt de bordure d'âge oligocène présumé.** Sous le cailloutis et les altérations superficiels, les sondages cartographiques ont démontré l'existence d'une importante accumulation de bordure qui, en raison des différences lithologiques constatées, a été divisée en deux ensembles.

**g(1). Conglomérat calcaire et argiles saumon ou bariolées.** On voit à l'affleurement, en de nombreux points entre le ruisseau de Nizerand et la limite nord de la carte (Château-Gaillard, Mondard, Le Tremble, Nord immédiat de Saint-Julien, Est de la Tallebarde, extrême angle nord-est de la feuille), un conglomérat très hétérométrique avec galets d'une taille parfois supérieure à 50 cm. Les éléments sont calcaires issus de formations jurassiques (Sinémurien rare, « pierre dorée », ciret, calcaires fins non reconnus), soit parfaitement usés et ovalisés, soit anguleux, mais toujours brunis et patinés ; des silex s'y ajoutent ainsi que des chailles. La matrice est rougeâtre, de teinte brique ou saumon, argilo-calcaire, parfois gréseuse. Ont été trouvées aussi, dans d'éphémères affleurements en bordure des routes du secteur Mondard—Château-Gaillard, des argiles carbonatées panachées, rougeâtres et gris clair renfermant des galets épars et des fragments anguleux.

Il faut signaler aussi un affleurement très particulier dans une tranchée en bord de route près de la Croix du Bois, au Sud du Jonchy : il s'agit d'un calcaire d'aspect crayeux blanchâtre, à éléments rosés et zones concrétionnées, faciès déterminé par P. Bernier comme un calcrête à glébules. Selon l'environnement, ce faciès pourrait être associé aux niveaux conglomératiques. La réalisation de sondages cartographiques a permis de donner à cette formation une importance beaucoup plus grande que ne pouvaient le laisser supposer les affleurements dispersés. L'épaisseur maximale reconnue a été de 19 m au sondage 673-8-10, lieu-dit Bois Franc à 1,5 km au Nord-Ouest de Liergues. Là, sous une couverture superficielle de 2,20 m à cailloutis anguleux emballé dans une matrice argilo-limoneuse, ont été reconnues des argiles carbonatées compactes, souvent rougeâtres mais aussi bariolées avec des teintes grises, bistres, violacées et saumon, qui englobent des cailloutis où les calcaires dominant jusqu'à 11 m de profondeur, puis les éléments siliceux (silex, chailles, calcaires silicifiés) avec abondance de pisolithes ferrugineuses vers 16 m, et apparition d'éléments de socle à la base du sondage, arrêté par refus sur niveau dur non identifié à 19,50 m.

Les autres sondages (673-4-4, 4-6 et 4-7) ont rencontré sous la couverture superficielle décalcifiée, épaisse de 0 à 2 m, des conglomérats à éléments calcaires et silex dans une matrice rougeâtre à saumon argilo-carbonatée, des argiles compactes à concrétions calcaires avec cailloutis calcaires et siliceux

épars auxquels se mélangent parfois des éléments esquilleux issus du socle métamorphique. Ces trois sondages ont été, eux aussi, interrompus par blocage de la tarière sur niveaux durs non identifiés (substrat ou conglomérat appartenant à la formation ?).

g(2). **Sable arénique à galets de socle altérés.** Toujours masquée par un recouvrement limoneux ou caillouteux (cailloutis résiduel d'Alix ou cailloutis superficiel des terres à vignes) la formation g(2) n'apparaît qu'à la faveur de rares coupes généralement provoquées (fouilles, carrières, etc.). Quelques sondages cartographiques ont révélé sa nature et ses particularités.

Globalement cette formation est constituée de sables quartzo-feldspathiques plus ou moins argileux, incluant une densité variable, généralement assez faible, d'éléments grossiers polygéniques, roulés ou non.

Aux sondages archivés sous les numéros 8-3, 8-6 et 8-7, implantés respectivement sur le territoire des communes de Theizé, Alix et Bagnols, les sables quartzo-feldspathiques non roulés, plus ou moins grossiers, de composition homogène, ont l'aspect d'arène granitique de couleur jaune-beige à roux brunâtre avec localement quelques îlots rouge brique ou rouge violacé. L'importance de la fraction argileuse de ce sédiment varie dans de faibles proportions. Si les galets ou fantômes de galets de socle complètement arénisés sont fréquents, les gros éléments bien conservés sont plus rares, et régulièrement disséminés dans la masse sableuse ; roulés ou subanguleux, il s'agit de silix, d'éléments de socle cristallin, de rhyolithes rougeâtres, de roches volcano-sédimentaires ; chacun de ces éléments peut être localement prédominant. Les chailles, quartzites et quartz sont plus rares. A Charentay (sondage 4-3), les gros éléments ne sont présents que jusqu'à 4,50 m de profondeur, surmontant un sable arénique très homogène.

Cet aspect homogène disparaît localement lorsque s'ébauche un classement granulométrique ou lithologique des matériaux. C'est le cas au sondage 8-9 de Liergues où, entre 2 et 10,50 m de profondeur, deux niveaux de silt et de sable fin argileux rouille ou rouge brique s'intercalent dans la masse sablo-caillouteuse. Aux sondages 8-7 et 4-5, exécutés respectivement à Blacé (hameau de Bloceret) et à Frontemas (lieu-dit Boudy), la ségrégation granulométrique est plus marquée et affecte toute l'épaisseur reconnue du sédiment. Les sables aréniques y sont coupés de niveau sableux, essentiellement quartzeux, débarrassés de leur fraction feldspathique, à fraction argileuse variable grise, beige ou rousse ; localement les fractions fines argileuses ou silteuses sont prédominantes, constituant des niveaux épais de quelques décimètres à deux mètres. Les horizons plus particulièrement caillouteux ne s'observent pas.

L'épaisseur de la formation g(2) n'est pas connue. Les sondages cités qui la reconnaissent sans le traverser ont une profondeur comprise entre 20 et 29 m.

#### **Age des formations g(1) et g(2).**

Aucun élément de datation n'a été mis en évidence mais, par analogie de faciès et de localisation avec la brèche et conglomérats calcaires attribués à

l'Oligocène au long de la bordure est-centralienne, ce même âge a été retenu pour la formation g<sup>(1)</sup>.

Au cimetière de Denicé, un affleurement montre des argiles carbonatées panachées grises et rousses, surmontées d'un horizon à galets polygéniques et hétérométriques où dominent des roches cristallines très altérées, associées à des silex et des chailles. L'association de faciès évoquant à la fois g<sup>(1)</sup> et g<sup>(2)</sup> a suggéré l'hypothèse d'une possible imbrication des deux formations qui, par ailleurs, présentent le caractère commun, malgré une lithologie différente, d'associer des éléments roulés dans une matrice plus ou moins abondante. Les sondages 673-4-8 et 4-9 implantés sur le territoire de la commune de Denicé nous semblent avoir conforté cette hypothèse :

– au sondage 673-4-8, sous 2 m de formation superficielle recouvrant un paléosol brun noirâtre, on rencontre 2 m de silts argileux micacés, puis des sables moyens d'abord non carbonatés où apparaissent progressivement des concrétions calcaires de plus en plus abondantes et des galets de silex. Le sable lui-même devient presque exclusivement calcaire entre 9 et 12 m de profondeur puis à nouveau silteux entre 12 et 14 m. De 14 à 19 m, cote d'arrêt du sondage, le terrain est une argile sableuse lie-de-vin faiblement puis non carbonatée, avec concrétions calcaires pulvérulentes, chailles à silex roulés ou anguleux ;

– le sondage 673-4-9 présente un recouvrement superficiel de 0,80 m suivi d'une formation sableuse composée de sables aréniques non carbonatés jusqu'à 11 m, avec zones plus argileuses et nombreux éléments roulés à anguleux de silex, chailles, quartz, schistes et roches granitoïdes. A partir de 11 m, la matrice devient carbonatée et progressivement plus fine, à tendance limono-silteuse. Les silex sont plus variés, colorés ; s'ajoutent aux éléments précédents des fragments anguleux à subarrondis de calcaires type Aalénien-Bajocien, des rhyolites et des roches vertes.

Il semble donc bien y avoir interpénétration des faciès g<sup>(1)</sup> et g<sup>(2)</sup> dans ce secteur intermédiaire et que cela permette de les rassembler en une seule formation et de leur attribuer un même âge (Oligocène présumé), d'autant plus que leur mode génétique paraît comparable : formation de piedmont au contact de la Bresse, présence d'éléments roulés et anguleux, matrice abondante provenant de l'altération des bordures et y puisant ses différences. Même si, ni les affleurements, ni les sondages n'ont permis d'étudier les stratifications, il est vraisemblable de considérer cet ensemble comme un vaste glaciaire de déjection.

p-IV. **Formation fluvio-lacustre du remplissage bressan.** Les affleurements notés p-IV (Fx sur la feuille voisine Villefranche-sur-Saône), de superficie très réduite sur le territoire de la feuille Amplepuis, représentent la frange la plus occidentale du remplissage fluvio-lacustre, plio-quadernaire, de la dépression bressane. Ces terrains, dont la limite avec les formations plus anciennes est soulignée à l'altitude des 225 m environ par un trait morphologique suggérant un emboîtement, sont assez mal connus.

Les rares investigations par sondages exécutés sur la feuille voisine indiquent que cette formation est constituée, pour l'essentiel, de matériel détritico-hétérométrique : galets et blocailles siliceuses à divers stades d'usure

emballés dans une abondante matrice de sable quartzo-feldspathique mal roulé. Cet ensemble, hérité pour la plus grande part de la bordure beaujolaise, est irrégulièrement coupé de niveaux argileux ou silteux grisâtres de quelques décimètres d'épaisseur. La tendance marneuse typiquement bressane ne fait son apparition que plus à l'Est, loin de ces faciès de bordures.

### *FORMATIONS SUPERFICIELLES-QUATERNAIRE*

**C. Colluvions sur socle indifférencié. Limons plus ou moins sableux à nombreux fragments lithiques.** Dans l'angle nord-est, la pente vers la dépression bressane est recouverte de colluvions de produits d'altération du socle ; l'abondance des fragments de roches laisse supposer la proximité du substrat.

**Observation au sujet des cailloutis décrits sous le nom de « Cailloutis d'Alix—Frontenas »** par F. Roman, A. Journeaux, notices des cartes géologiques Bourg à 1/80 000 (Roman) et Villefranche à 1/50 000 (Montjuvent).

Sous cette dénomination de « Cailloutis d'Alix—Frontenas », ces auteurs décrivent une puissante formation d'alluvions locales à silex, chailles, galets siliceux, hétérométriques à matrice sablo-argileuse décalcifiée. Les sondages réalisés pour la cartographie ont montré que cette appellation et cette description confondaient plusieurs réalités ayant en commun le caractère de formation superficielle grossière, plus ou moins pelliculaire et, pour deux d'entre elles, sans lien direct avec les terrains sous-jacents :

- un cailloutis à gros éléments de socle arrondis à subarrondis, seulement représenté par de petits placages et des blocs épars, auquel nous donnons le nom de « cailloutis résiduel d'Alix », représenté sur la carte par une surcharge ;
- les cailloutis superficiels anguleux, polygéniques, des terres à vigne, épandage peu épais à pelliculaire, que nous notons H ;
- les résidus siliceux sub- en place des formations du Jurassique moyen, notés R.

**H. Épandage pelliculaire de cailloutis patinés.** Sur les pentes du vignoble, le sol est recouvert d'une sorte de ballast, cailloutis anguleux assez homométrique (3 à 10 cm), patiné, rubéfié. Il est constitué selon les zones soit par des éléments rougeâtres de socle ou de grès silicifiés et de quartz, soit de chailles, silex et calcaires silicifiés issus de l'Aalénien—Bajocien, soit plus rarement du mélange de ces matériels.

Il s'agit là d'un épandage pelliculaire (20 à 50 cm) du produit de l'altération du socle et de sa couverture sédimentaire dont seuls les éléments les plus résistants ont été conservés. On peut penser ainsi que la culture de la vigne a favorisé la concentration superficielle du cailloutis et l'élimination d'une matrice originelle.

Sous ce cailloutis, assez fréquemment, on rencontre une zone de rubéfaction à cimentation de granules d'oxydation ferro-manganique connue sous le nom de « mâchefer ».

Les sondages effectués pour la cartographie ont bien montré que ce cailloutis n'était qu'une mince couverture d'épandage sans lien direct avec les terrains sous-jacents.

**R. Formation résiduelle sub- en place à gros silex fragmentés.** A l'Est d'Alix, le replat sommital du relief jurassique est recouvert de silex éclatés en fragments anguleux décimétriques à pluridécimétriques. Ces silex, souvent colorés de rouge violacé ou de rose, montrent une structure oolithique. Ils proviennent du démantèlement sur place d'un niveau silicifié, épais de 0,30 à 1 m, situé sous l'oolithe bathonienne, mais peuvent localement avoir été entraînés sur les pentes. Parfois, ces fragments de silex sont associés à des rognons siliceux cylindriques ou ovoïdes, résidus probables de couches du Bajocien supérieur.

**Cailloutis résiduel d'Alix.** On a indiqué par une surcharge, à l'Ouest d'Alix, en rive droite du ruisseau du Moulin, l'existence, à la surface du sol, de gros blocs (jusqu'à 80 cm) épars, généralement arrondis ou subarrondis mais toujours émoussés. Ces blocs sont originaires du socle (roches granitoïdes, roches vertes, quartzites) mais leur présence n'a pas été expliquée.

**Fz. Alluvions récentes des fonds de vallées.** Les vallées du domaine cristallin à cours Nord-Sud s'infléchissant vers le Sud-Est sont très étroites et leur contenu alluvial très réduit. Ces alluvions sont à éléments de socle granitoïde ou de roches vertes, roulés à subanguleux, généralement très hétérométriques (blocs jusqu'à 80 cm dans la vallée du Reins). Une matrice sableuse plus ou moins abondante peut localement s'observer.

Parfois (vallée du Reins entre Magny et Cublize, amont de la vallée de l'Azergues) existe une couverture limono-sableuse avec éléments anguleux disséminés, épaisse de 0,80 à 1 m. Cette couverture marque une certaine ancienneté du complexe alluvial.

En marge orientale de la feuille, les vallées s'évasent en direction de la plaine bressane mais nous manquons d'indication sur le remplissage alluvial qui paraît toutefois plus fin, à dominante sableuse. Des galets de quartz ont été rencontrés dans le ruisseau d'Arnet au Nord d'Alix. Ailleurs, le coluvionnement issu des pentes semble plus important que l'alluvionnement proprement dit.

**E. Éboulis.** Ils sont peu importants mais cependant plus fréquents que ne l'a représentée la cartographie qui les a éliminés de tout le secteur cristallin et métamorphique. Ils n'ont été figurés qu'au pied de certains reliefs aaléniens-bajociens, là où leur épaisseur et leur extension masquent par trop le substratum et rendent l'interprétation hasardeuse.

## TECTONIQUE

### *SCHÉMA STRUCTURAL DES FORMATIONS CARBONIFÈRES*

A partir du Viséen moyen, s'instaure une activité structurale qui va engendrer la formation d'un fossé volcano-tectonique (Leistel et Gagny,

1984). Ceci est une interprétation nouvelle d'une structure considérée comme un faisceau synclinal depuis Alb. Michel-Lévy (1908). Ce fossé s'étend sur 80 km de long sur quelques kilomètres de large, depuis la faille du Forez au Sud-Ouest jusqu'au Nord de Beaujeu au Nord-Est.

Ainsi, les structures sédimentaires, l'écoulement des volcanites de la série des Tufs anthracifères, l'intrusion du granophyre de Boën-sur-Lignon (feuilles Noirétable et Feurs) et l'organisation des réseaux filoniens de microgranite porphyrique sont compatibles avec les éléments structuraux d'un système crustal en cisaillement E-W senestre (Bertaux, 1979 ; Bertaux et Rubiello, 1981 ; Gagny, 1981 ; Leistel et Gagny, 1984 ; Leistel, 1984 ; Sider, 1985), (fig. 4).

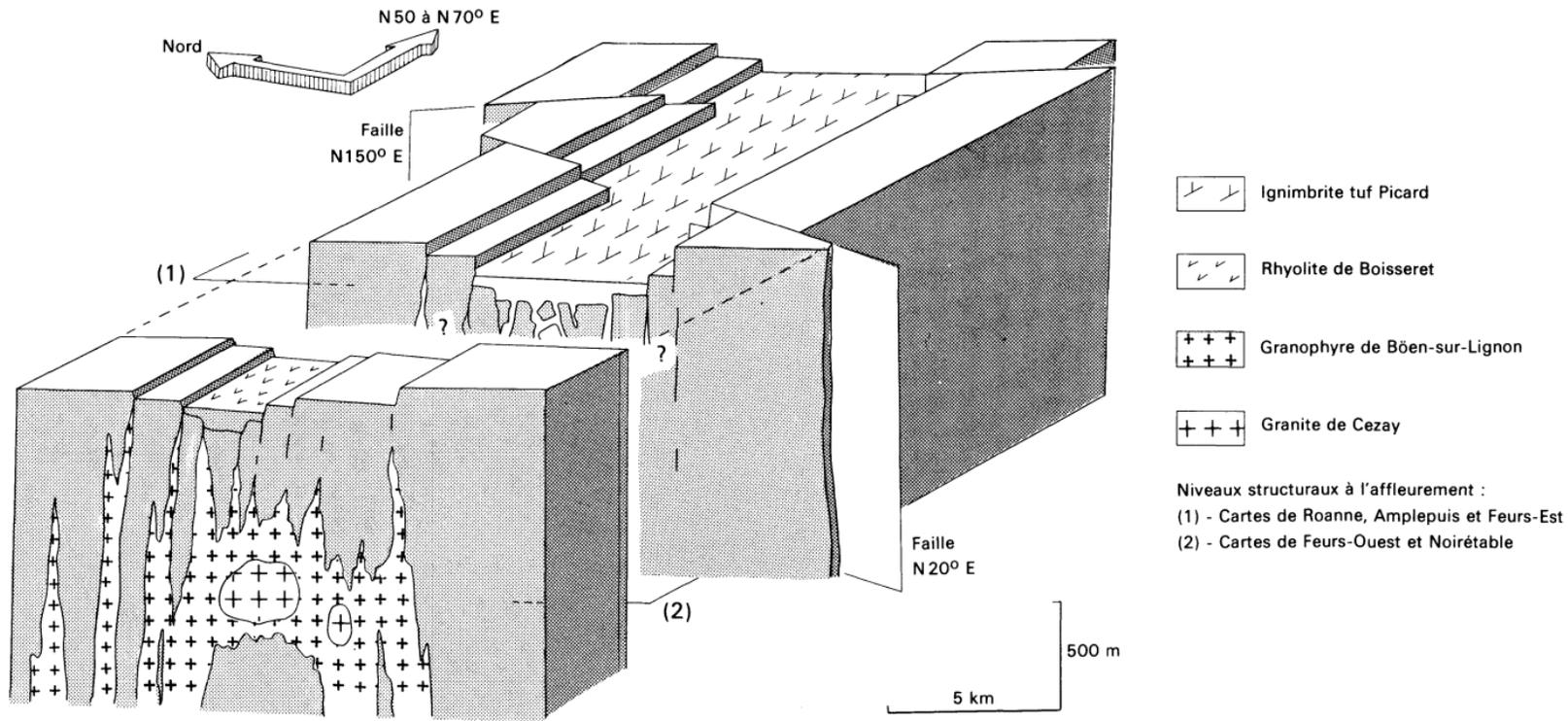
Les terrains situés sur la feuille Amplepuis constituent l'extrémité est de ce fossé volcano-tectonique. Un système de bassins rhombiques parallèles au cisaillement contrôle la sédimentation calcaire et détritique du Viséen moyen. Les structures plissées (fig. 5) d'axe E-W sont interprétées comme des plis gravitaires. Des figures de slumping ont d'ailleurs été observées (Gagny, 1981) dans les niveaux carbonatés de l'unité de Montagny.

Dans le Sud de la feuille, des ondulations d'orientation N 140°E (fig. 5) correspondent à la direction de l'axe d'aplatissement maximum. L'écoulement des volcanites de l'unité de Brou fossilisent une paléotopographie réglée selon cette direction.

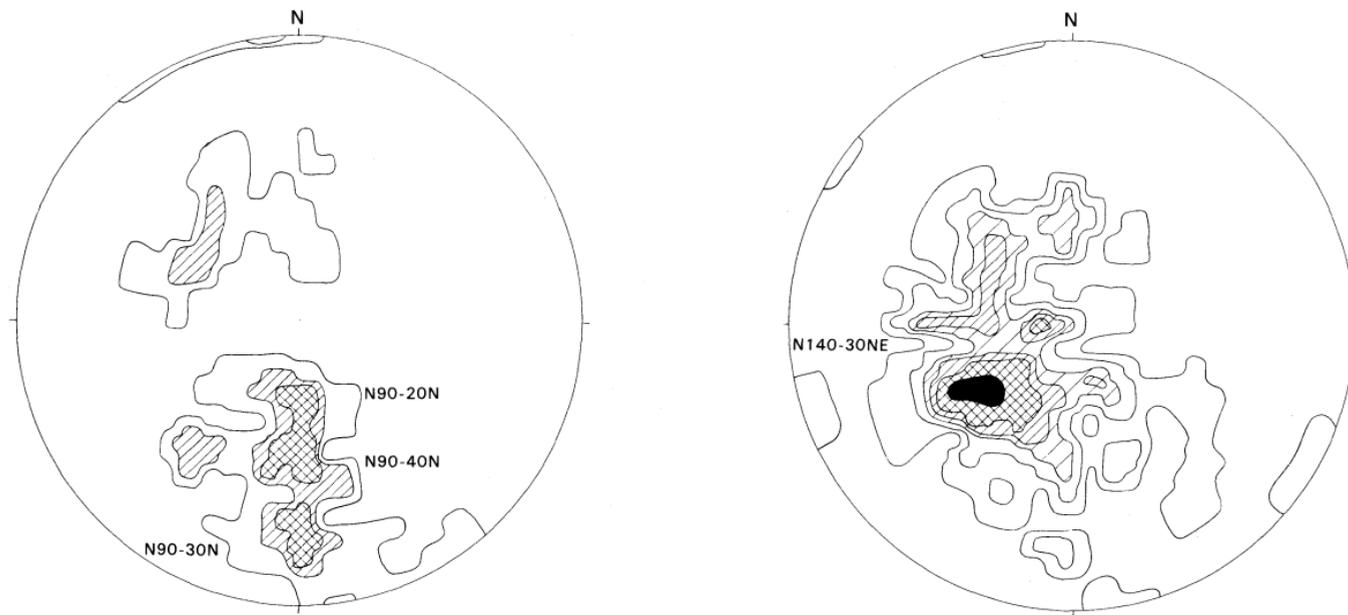
Un système d'effondrement en horst et graben suivant une direction N 45° à 50°E est cohérent avec les directions d'extension maximum. Cette structure contrôle la mise en place du Tuf Picard dans une gouttière ignimbritique (Gagny, 1981) et l'intrusion en caisson de son équivalent hypovolcanique, le granophyre de Boën (Leistel et Gagny, 1984).

Les microgranites porphyriques montrent une répartition en couloirs filoniens dont les orientations dépendent du même système de contrainte régional. Sur la carte Amplepuis, ils fossilisent la direction N 45°E des fentes de tension. La trajectoire des contraintes d'extension, représentée par un réseau de lignes perpendiculaires aux caisses filoniennes (fig. 6), est compatible avec le cisaillement senestre proposé. La structure sigmoïde de l'ensemble du dispositif, marquée par les couloirs filoniens, traduit la déviation des fentes de tension à l'approche des zones de cisaillement maximum. Une direction N 60°E plus discrète, correspondant aux fractures de Riedel synthétiques, se superpose à cette structure. L'ensemble de ces réseaux filoniens est confiné à la gouttière d'effondrement.

Après cette phase de cisaillement, accompagnée de distention, le déclenchement de la phase sudète conduit à la fermeture du fossé volcano-tectonique. Ainsi, au moins sur la bordure sud-est, le fossé subit un épisode de tectonique tangentielle due à une compression NW-SE (Gagny *et al.*, 1981). Dans les monts de Tarare et les monts du Beaujolais, des zones de chevauchement et des failles inverses orientées NE-SW et à vergence NW, viennent cacheter la bordure sud du fossé.



**Fig. 4 - Schéma des relations structurales proposées entre la gouttière ignimbritique du tuf Picard, la zone d'épanchement de la rhyolite de Boisseret et le caisson granophyrique de Boën-sur-Lignon: le fossé volcano-tectonique (in: Leistel et Gagny, 1984).**



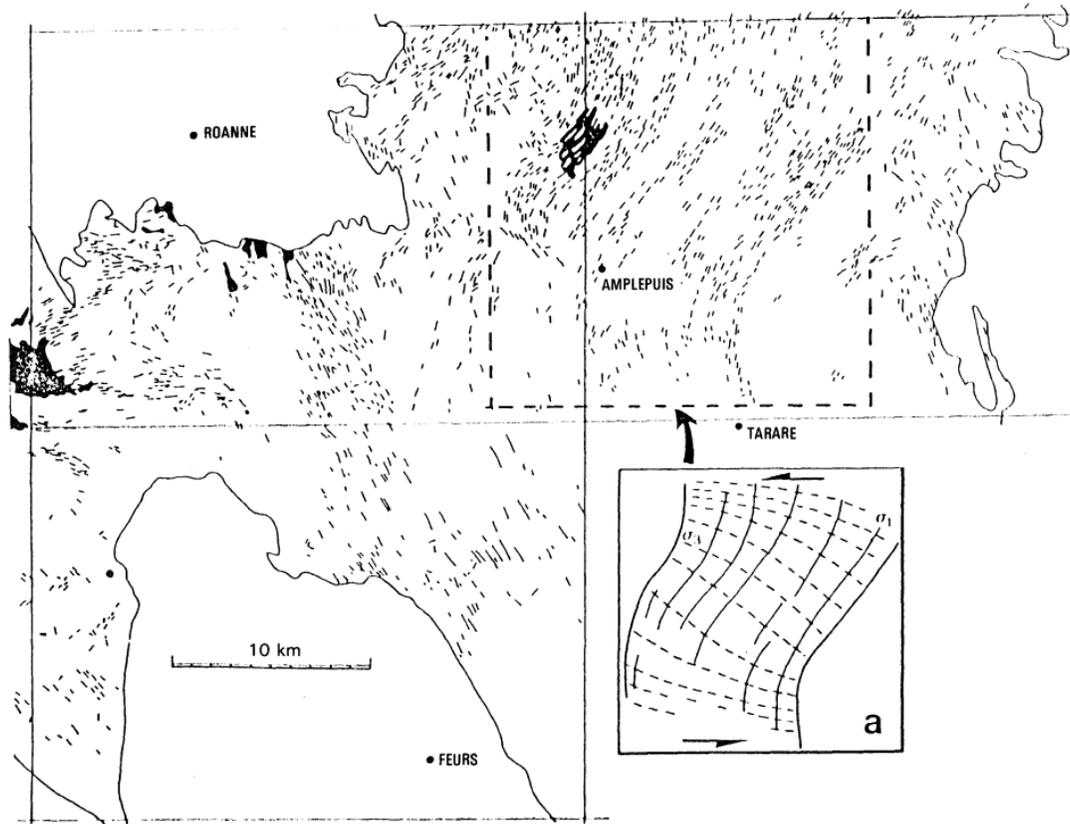
**Fig. 5 - Illustration des structures viséennes. Projections des pôles des plans d'orientation interne de différentes unités.**  
Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur

Série sédimentaire du Viséen moyen :

A : unité de Tarare, plans de stratification, structure en plis déjetés vers le Nord, d'axe N90°E. 96 mesures, coupures à 13-7, 8-5, 7-3, 6-1, 6-0,5 %

Série volcanique du Viséen supérieur :

B : unité de Brou, fluidalités planaires d'écoulement des volcanites montrant une assez large dispersion autour d'un pôle N140°E et une légère mise en zone autour d'un axe N90°E. 87 mesures, coupures à 12,1-6, 3-4-2, 9-1, 7-0,6 %



**Fig. 6 - Schéma structural et interprétation des réseaux filoniens de microgranite porphyrique.**  
 Cadre a : trajectoire des contraintes pour la zone de cisaillement envisagée, mettant en évidence un cisaillement sénestre E-W enregistré par les mises en place filoniennes

Dans cette zone, des unités superposées de la série du Beaujolais (unités du Callet et de Saint-Vérand), dont l'unité de Ternand-Cruizon où les gneiss d'Affoux forment la semelle, surmontent par contact anormal les formations sédimentaires et volcaniques viséennes.

Les granites rouges, dont les fabriques planaires magmatiques indiquent une mise en place sous forme de lames orientées NNE-SSW de 25° à pendage de 40°E, sont intrusifs dans les plans de charriage. Ils scellent ainsi l'âge de ces structures rapportées à la phase sudète.

Cette tectonique tangentielle s'accompagne de grands décrochements conjugués N120°E dextres et N160°E senestres. Le magmatisme microgranitique qui persiste avec les granites, explique l'existence de certains réseaux filoniens à N150°-170°E situés dans les zones allochtones, reliant ainsi les granites de Saint-Laurent-de-Chamousset et de Fleurie (fig. 7).

### *TECTONIQUE AFFECTANT LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE POST-HERCYNIENNE*

Les terrains secondaires, transgressifs sur le bâti hercynien arasé et pénéplané, marquent l'affirmation du régime marin au cours du Lias. Dès le Jurassique moyen, des lacunes interrompent la continuité sédimentaire mais sans que s'inscrive aucune déformation. La série secondaire s'arrête ici au Bathonien.

C'est sur des restes de couverture fortement attaquée, disséquée, diminuée par l'érosion, que les mouvements tectoniques fini-éocène et oligocène ont imprimé leur signature par de multiples fractures d'orientations diverses.

Les directions majeures, rejeu probable des accidents du socle, sont N10°E et N30° à 40°E : ce sont celles par exemple du contact socle-sédimentaire vers Blacé-le-Jonchy mais aussi d'un accident marqué empruntant le trajet des ruisseaux du Moulin et d'Arnet, d'Alix à Liergues, parallèlement à la fracture qui, un peu plus à l'Est sur la feuille Villefranche, limite le bord occidental du chaînon de La Chassagne. Les rejets peuvent être importants : le contact s'observe entre ciret et calcaires sinémuriens ou entre pierres dorées et formation hettangiennes, soit un effondrement à l'Est de 100 à 130 m ; le ciret qui à l'Ouest de Ville-sur-Jarnioux est à la cote 577 m se retrouve à 291 m au Sud de Liergues, soit 280 m de rejet en 2 ou 3 paliers.

Une autre direction principale s'observe à N45°-50°W, reprenant elle aussi des accidents du socle. C'est celle, en particulier, d'une faille importante au Sud-Ouest immédiat de Theizé, où le rejet pourrait atteindre 180 m. A l'exception des directions Nord et Sud pratiquement absentes, toutes les directions de pendage peuvent s'observer, la dominante étant toutefois très largement orientée vers le quart sud-est (ESE à SSE) ; les valeurs les plus fréquentes se situent entre 5° et 15° ; 4,5 % seulement des mesures sont supérieures à 35° et aucune ne dépasse 50°. Il semble bien, qu'à part les trois directions majeures signalées plus haut, responsables d'effondrements, tou-

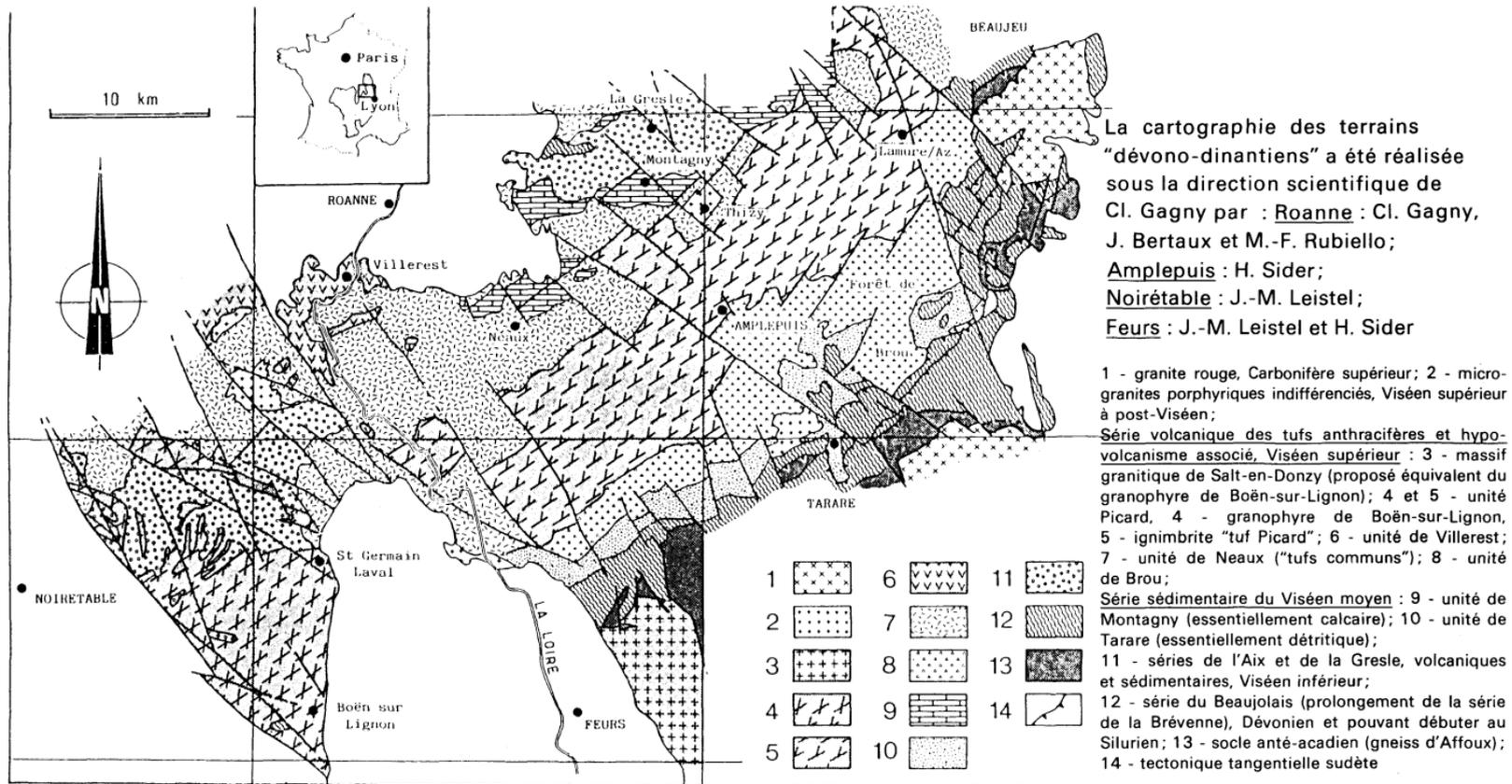


Fig. 7 - Schéma géologique et structural du faisceau hercynien de la Loire. Le quadrillage correspond aux limites des cartes à 1/50 000 dont les minutes sont déposées au Service Géologique National (BRGM Orléans)

tes les autres failles sont des satellites de réajustement qui paraissent agir en ciseau.

Le résultat de la tectonique sur les restes de la couverture secondaire est son découpage en panneaux monoclinaux à pendages principalement orientés vers l'ESE ou le SE, avec des valeurs moyennes de  $10^\circ$ .

La direction  $N 10^\circ E$  est celle des accidents bordiers de l'effondrement bressan. Elle engendre ici-même un fort relief à regard Est qui a été fossilisé par des accumulations de piémont : conglomérats et brèches oligocènes, cône ou glaciaire de déjection alimenté par l'altération du socle et le démantèlement de la couverture secondaire.

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### *HYDROGRAPHIE - HYDROGÉOLOGIE*

La pluviométrie s'établit, en moyenne, à 800 mm/an sur le versant bressan de la région et à 1 100 mm/an dans l'arrière-pays cristallin où les quantités d'eau reçues sont un peu plus importantes sur les hauteurs à 700 ou 800 m (Saint-Apollinaire : 1 100 mm/an) que dans le fond des vallées (Lamura-sur-Azergues : 1 000 mm/an).

Dans le domaine cristallin, l'eau s'infiltré dans la zone altérée et atteint la partie superficielle, fissurée et diaclasée, de la roche saine où elle s'accumule et circule selon la ligne de plus grande pente. Des discontinuités lithologiques, la présence de failles ou de filons, peuvent favoriser une certaine accumulation qui livrera son trop-plein sous forme de sources de débit très variable d'un site à un autre ( $0,4$  à  $10 \text{ m}^3/\text{heure}$ ), les plus importantes se situant dans le triangle Cublize – Saint-Just-d'Avray – Saint-Apollinaire.

Cette ressource, superficielle et sub-superficielle, sans réserve d'amplitude notable, est tributaire de la pluviométrie, marquant en particulier la relative sécheresse du mois de juillet. Mal protégée elle est de plus très vulnérable aux pollutions.

Tout ce domaine cristallin est très aquifère mais de façon diffuse, comme le manifeste bien le chevelu très dense des ruisseaux. La ligne de partage des eaux du réseau de surface passe, du Nord au Sud, par la forêt de Pramenoux (Croix du Sud, 831 m, points cotés 907 et 852), le col de la Cambuse, le bois des Mollières (points cotés 815 et 835), le col de la Croix des Fourches, le Crêt des Quatre Bornes à 898 m, le Crêt de Munet à 861 m, le bois de Montarroux à 813 m, la Croix Carrel à 797 m, le Montaplant à 814 m, le Montoux à 867 m, le Pouet à 816 m, les Sauvages à 734 m et la Berthaudière à 808 m.

A l'Ouest, les eaux collectées par le Reins et le Ranconnet vont vers la Loire et l'Atlantique. A l'Est, les petits collecteurs se regroupent pour rejoindre l'Azergues puis, par la Saône, le réseau méditerranéen.

L'Azergues traverse le territoire de la feuille exactement en son milieu,

suivant un tracé méridien qui s'infléchit au Sud-Est dans son tiers sud. C'est le seul cours d'eau dont les alluvions recèlent une réserve en eau susceptible d'exploitation. Cependant, ces alluvions sont hétérogènes avec une perméabilité irrégulière et médiocre. Leur épaisseur, généralement inférieure à 5 m, ne dépasse jamais 7 m, leur largeur est ici toujours inférieure à 500 m. L'alimentation de la nappe se fait par les multiples ruisseaux adjacents mais aussi, de façon invisible, par circulation dans la couverture arénique des versants. Des pompages, en amont et en aval de Lamure-sur-Azergues, fournissent des débits de 3 à 9 m<sup>3</sup>/heure ; à Saint-Laurent-d'Oingt les débits peuvent atteindre 30 m<sup>3</sup>/heure mais la vulnérabilité de la nappe aux pollutions a amené à restreindre son exploitation à une petite valeur d'appoint.

Le domaine « bressan » de la région cartographiée est drainé directement vers la Saône par de petits ruisseaux d'orientation Ouest-Est. La couverture sédimentaire jurassique offre des circulations karstiques dans ses ensembles calcaires (Aalénien—Bajocien principalement, mais aussi Sinémurien—Hettangien) et des résurgences au contact des marnes subordonnées à ces ensembles. Les nombreuses fractures qui les accidentent jouent le rôle de drain et contribuent à alimenter le réseau de surface. Le Trias, dans ses niveaux gréseux et dans ses dolomies parfois très vacuolaires, peut renfermer une ressource qui n'a pas été étudiée.

Les dépôts de bordure, qui forment un glacis disséqué par les ruisseaux d'Ouest en Est, renferment dans leur composition un fort pourcentage d'argiles. Leur perméabilité et leur capacité d'aquifère paraissent être généralement faibles mais ils pourraient, localement, contenir une petite ressource.

### *RESSOURCES MINÉRALES*

Les formations paléozoïques de cette région renferment de nombreux indices qui font encore actuellement l'objet de recherches pour des substances variées. L'exploration porte sur trois types d'indices qui ont pu conduire à de petits gisements. Il s'agit de :

- gîtes stratiformes de type amas sulfurés volcano-sédimentaires ;
- gîtes liés aux granites rouges sous plusieurs formes : skarn, filonnets intragranitiques, hypovolcanisme de type porphyry ;
- gîtes filoniens mésothermaux.

#### **Gîtes stratiformes**

Des amas sulfurés de type volcano-sédimentaire sont associés aux quartz kératophyres des séries de la Brévenne et du Beaujolais. Ces amas sont bien exposés au niveau des mines et carrières de Sain-Bel (mines fermées ; feuille Tarare). Étudié par J. Bardin (1971), puis S. Bellotto (1983), ce gisement est constitué de pyrite massive (qui a été exploitée pour le soufre par grillage de la pyrite). La chalcopyrite, la biende et la galène sont accessoires. La minéralisation est stratifiée dans des niveaux de chloritoschistes et séricitoschistes interprétés comme des exhalites.

A la frontière des feuilles Amplepuis et Tarare, la découverte récente d'importants niveaux minéralisés dans les anciens travaux des mines de Chessy (célèbres pour leur chapeau de fer à azurite et malachite), conduit actuellement à l'exploration d'un amas pyriteux à chalcopyrite et blende (travaux d'exploration BRGM en cours ; Vuagnat, 1984). Ceci confirme la potentialité métallogénique en amas sulfurés exhalatifs volcano-sédimentaires associés aux volcanites de la série du Beaujolais (feuille Amplepuis à 1/50 000). Des indices de ce type ont fait l'objet de travaux anciens dans le Beaujolais. Il s'agit des galeries de La Creuze-Glabat ( $x = 774,00$  ;  $y = 120,10$ ) et du Berchoux ( $x = 773,25$  ;  $y = 119,00$ ), où des lentilles sulfurées peuvent être associées à la magnétite. Ces indices sont situés dans la zone de métamorphisme de contact lié aux granites rouges. Ce métamorphisme surimpose sa propre paragenèse aux minéralisations primaires.

Localement de petits indices de stockwerks chloriteux à sulfures sont observés, comme par exemple dans les quartz kératophyres de la carrière du Callet ( $x = 773,70$  ;  $y = 115,10$ ). Au Clerjon, de la barytine massive pourrait être rattachée à ce type d'indice ( $x = 775,40$  ;  $y = 114,90$ ).

En conclusion, les gîtes stratiformes de la région d'Amplepuis sont liés au volcanisme acide des séries de la Brévenne et du Beaujolais. Ils sont des expressions métallogéniques classiques pour le type d'environnement géodynamique envisagé pour ces séries (bassin marginal ensialique). Par leur contexte et leur nature, ces amas sulfurés des monts du Beaujolais sont comparables à ceux qui sont connus en Bretagne (Porte-aux-Moines, Bodennec, Menez-Albot ; Aye, 1984).

### **Minéralisations liées aux granites rouges**

Les prospections « géochimie-sol » réalisées par la SNEA-P révèlent l'importance des granites rouges et des structures guidant leur mise en place dans la répartition des zones anormales (Gagny *et al.*, 1982). La distribution du Pb-Zn-(Cu)-As-Bi-Mo s'organise en halo péritholite et se prolonge à l'aplomb des structures tangentielles dans lesquelles les lames de granites s'intrudent. Ce contrôle structural de la mise en place des granites conduit à considérer ces structures tangentielles comme un métalotect régional.

Au niveau de Saint-Clément-sur-Valsonne, une telle anomalie est superposée au métamorphisme lié au granite, affectant les formations détritiques du Viséen moyen et la série du Beaujolais. Les sulfures sont disséminés. Ils sont intimement associés, avec une texture amiboïdes, aux biotites de néoformation interstitielles ou en veinules. Un faible enrichissement en tungstène et en étain est constaté dans les analyses en « stream sédiments ».

### **Skarns**

Un métamorphisme hydrothermal superposé au métamorphisme thermique conduit à la formation de skarns où des niveaux de grenatites sont visibles. Un tel skarn se développe dans l'unité de Ternand-Cruizon (skarn de la Vieille Morte,  $x = 772,80$  ;  $y = 116,75$ ). Scheelite, magnétite et pyrrhotite peuvent être en général rapportées à cet événement.

Une occurrence aux caractères analogues a été mise en évidence à Cherves (feuille Beaujeu, x = 774,90 ; y = 124,80) où des veines à scheelite et grenat andradite sont encaissées dans des niveaux carbonatés et psammitiques, à proximité de grenatites massives à pyroxènes (Gagny *et al.*, 1983).

### **Indices intragranitiques**

Ces indices, de faible importance, montrent néanmoins la potentialité métallogénique en Cu-Mo-(W) des granites rouges. Des filonnets à quartz-molybdénite ont été détectés dans la région des Balmes (x = 775,15 ; y = 118,90).

Dans la carrière du Pont Mathivet, des veines d'altération affectent le granite. Millimétriques à centimétriques, elles présentent deux types de paragenèse diffuses à partir d'une fracture centrale :

- les veines à orthoses donnent à la roche un aspect de syénite rose où le feldspath potassique opacifié se développe. La veine centrale est remplie de sulfures : pyrite-chalcopryrite-molybdénite, de fluorine et de placage de scheelite ;
- les veines à quartz-séricite, blanc jaunâtre, sont à remplissage de pyrite.

Tous ces indices filoniens subverticaux sont orientés N 130° à N 140°E.

### **Prospect minier du Sibert**

Les travaux réalisés par la SNEA-P au Sud-Est de Thizy ont permis de circonscrire une zone d'altération hydrothermale d'environ 1 km x 2 km, reconnue par sondages sur plus de 600 m. Une anomalie géochimie-sol en Cu et Mo est superposée à cette altération. Ce couple d'altération - minéralisation présente des caractères de type porphyry dont les teneurs ne sont pas économiques (Icart *et al.*, 1980).

Les roches encaissantes sont des panneaux de tufs volcaniques de l'unité de Neaux (Tufs anthracifères) recoupés par un faisceau filonien très dense de microgranites porphyriques.

L'étude des altérations hydrothermales (Beaufort, 1981) montre la superposition de plusieurs paragenèses secondaires. Les transformations sont liées soit à une altération pénétrative (microfracturation) de la roche, soit à un réseau de veines et veinules anastomosées.

L'altération potassique pénétrative, s'accompagne d'un développement de feldspath potassique secondaire dans la mésostase, les plagioclases et l'orthose. La biotite magmatique et parfois le plagioclase sont remplacés par des amas de petites biotites secondaires enrichies en magnésium, avec rutilé (sagénite et cristaux trapus rouges) et chalcopryrite. Cette biotite de néoformation envahit aussi la mésostase. Des micas blancs remplacent le plagioclase. Les veines ont un remplissage à quartz  $\pm$  orthose  $\pm$  biotite  $\pm$  sulfure (molybdénite - chalcopryrite - pyrite)  $\pm$  anhydrite rare.

*L'altération propylitique* est particulièrement enregistrée au niveau des biotites qui présentent deux types de transformations :

- une altération en chlorite, dans les clivages s'installent des amandes d'épidote, de leucoxène et du quartz ;
- une altération en corrensite  $\pm$  chlorite avec amandes de calcite, grain de sphène et pumpellyite. La pyrite est faible, liée à ces transformations. Le plagioclase albitisé contient des inclusions de calcite, argile, chlorite et laumontite cryptocristalline.

Les veines sont peu nombreuses. Il s'agit de remplissage à calcite  $\pm$  laumontite  $\pm$  barytine  $\pm$  gypse et fluorine, galène, blende. Cette altération peut rétro-morphoser les paragenèses potassiques.

*L'altération phyllique* est essentiellement filonienne et recoupe les deux autres types de paragenèses. Les veines ont des épontes nettes. Elles sont constituées de quartz, muscovite ou illite, pyrite  $\pm$  calcite et rutile. Les fluides diffusent vers l'extérieur de la veine. La roche peut être transformée sur une distance variant du centimètre au mètre. Plusieurs variétés de minéraux phylliteux apparaissent en fonction de l'éloignement de la veine : phengite  $\pm$  phlogopite, illite, clinocllore.

Des transformations de basse température (200 °C) se superposent tardivement. C'est une altération à argiles - carbonates - kaolinite - allevardite - sidérite - dolomite et calcite.

### **Gîtes filoniens**

Ces occurrences sont relativement importantes en nombre. D'abondants filonnets quartzeux à pyrite  $\pm$  galène sont disséminés sur l'ensemble de la feuille. Quelques-uns ont été reportés sur la carte.

Le principal indice de ce type s'implante dans la structure filonienne de quartz bréchique du Bout du Monde ( $x = 770,20$  ;  $y = 122,00$  à  $x = 771,55$  ;  $y = 120,90$ ) orienté N 140 °E. Ce gîte a une zonalité verticale et contient plus abondamment du haut vers le bas : fluorine, barytine, pyrite, galène, chalcopryrite, blende exceptionnelle. Le cuivre gris et la pyromorphite sont accessoires.

Un important filon à barytine  $\pm$  galène orienté N 10 °E se situe en bordure de l'auréole métamorphique de Saint-Clément ( $x = 763,95$  ;  $y = 105,10$ ).

Les autres structures filoniennes quartzieuses de directions N 120° à 140 °E (Les Sauvages, Roche aux Fées, Lanselot, Roche Folle) sont à l'heure actuelle considérées comme stériles.

Deux filons à quartz - stibine (Le Patiroit  $x = 759,70$  ;  $y = 120,15$  et Challières  $x = 765,40$  ;  $y = 116,20$ ) sont à signaler.

Ces minéralisations, considérées comme fini-carbonifères, seraient réactives au Trias (surtout pour la fluorine et la barytine).

Nous mentionnerons également l'apparition de filonnets à manganèse encaissés dans les granites et les gneiss ( $x = 777,35$  ;  $y = 116,30$ ). Le manga-

nèse sporadique est réputé au Nord, dans les filons à fluorine - barytine - romanéchine (Romanèche et Villier Morgon). Leur mise en place serait sinémurienne (Joannes, 1981).

Le faisceau de la Loire, dans la région d'Amplepuis, apparaît marqué par deux périodes à caractère métallogénique :

- un épisode de type amas sulfuré est rattaché au magmatisme de type déchirure continentale qui caractérise la série de la Brèvenne ;
- un épisode à Cu-Mo-(W) est lié à l'activité des granites rouges namuro-westphaliens. L'attention est attirée sur l'importance et les rôles antinomiques de la tectonique tangentielle sudète dans la partie sud-est du faisceau de la Loire : révélateur comme métallotecte guidant la mise en place des granites rouges ; oblitérateur par son jeu en chevauchement.

Un deuxième type de métallotecte semble, par contre, se dégager dans la partie nord-ouest du faisceau de la Loire. Les structurations à N 50°-60°E, pouvant jouer en tension comme cela est illustré par la bordure nord-ouest du faisceau, guideraient la mise en place des granites.

Se pose alors le problème des liens et interférences pouvant exister entre ces deux types de métallotectes.

## *MATÉRIAUX DE CARRIÈRE*

### **Pierre de construction.**

Les lentilles carbonatées incluses dans les séries métamorphiques et marmorisées ont fait l'objet d'exploitation en petites carrières. Citons celles du Mont-Jonc ( $x = 768,85$  ;  $y = 106,60$ ) et de la Marbrière ( $x = 772,30$  ;  $y = 119,65$ ).

Le granite d'Odenas a été exploité dans les carrières du Pont Mathivet ( $x = 778,10$  ;  $y = 120,05$ ).

De très nombreux emprunts ont été faits pour la construction des habitations locales dans les « pierres dorées » de l'Aalénien (ainsi, par exemple, dans le secteur Cosset, Jarnioux, Ville-sur-Jarnioux, Cruix). Les calcaires sinémuriens ont été eux aussi utilisés en pierre de taille (Nord de Denicé-sous-Malval, Theizé).

### **Matériaux d'empierrement.**

Par concassage, de très nombreuses roches du socle peuvent être utilisées ; certaines l'ont été effectivement et parfois le sont encore. Ce sont surtout, les roches d'origine volcanique qui ont retenu l'intérêt : volcanites de l'ancienne carrière du Callet ( $x = 773,30$  ;  $y = 115,10$ ) d'une dureté particulièrement élevée, dolérites de l'unité de Saint-Vérand, rhyolites et tufs porphyriques avec les carrières actives de Blacé ( $x = 777,55$  ;  $y = 116,95$ ), d'Espagne au Nord de Montmelas ( $x = 777,40$  ;  $y = 116,30$ ), du Colombier, 2 km à l'Ouest de Rivolet ( $x = 773,40$  ;  $y = 114,63$ ).

TABLEAU 4 - PRINCIPAUX GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Sibert	1.4001	Cu, Mo	Quartz Chalcopryrite Molybdénite Pyrite Mispickel Covelline Chalcosine Blende Limonite	Amas de type porphyry	Tufs et ignimbrites recoupés par des massifs de microgranite	Géochimie et sondages carottés sur une zone d'altération hydrothermale de 1 x 2 x 0,6 km de profondeur. Pyrite 2 à 3 %. Cu 150 à 500 PPM. Mo 150 à 200 PPM.
Patriot-Patirot	1.4002	Sb	Quartz Stibine Oxyde de fer	Stockwerk	Microgranite	Une ancienne galerie éboulée, petite halde, prospection marteau.
La Place	1.4003	As	Quartz Mispickel	Filon 85°	Rhyolite Brèche quartzreuse	Prospection marteau, CEA.
Le Bois Seme - Thizy	1.4004	Pyr	Pyrite Limonite Galène	Filon N-E	microgranite	Prospection marteau, CEA. Géochimie, SNEA.
Le Creux - Seignes	1.4005	As	Quartz Mispickel	Filon ?	Tuf, microgranite	Observation CEA de quartz à mispickel en éboulis. Non retrouvé par SNEA.
Chameret - Chameroy	1.4006	As	Mispickel Limonite	Disséminé	Microgranite	CEA : prospection marteau. Géochimie par SNEA.
Le Bancillon Bongrand	1.4007	As	Mispickel Limonite	Filon	Tuf, brèche	Observation CEA. Non retrouvé par SNEA. Probablement détruit.

TABLEAU 4 - PRINCIPAUX GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Grandis Challière	2.4001	Sb	Quartz Stibine	Filon N-W	Microgranite Rhyolite	Travaux vers 1880. Galerie de 50 m, puits ou descenderie intérieure, noyée. Petite halde.
Magny	2.4002	Pb, Cu	Chalcopyrite Galène Pyrite	Filon N-S	Tuf, microgranite	Petit indice découvert dans une carrière pour empierrement
Meaux	2.4003	Pb	Galène Pyrite	Filon N-W	Microgranite	Remplissage argileux d'une faille dans le microgranite broyé, bréchiq.ue.
Le Bout du Monde Le Maillard	3.4001	Ba	Quartz Barytine Galène Cuivre gris Chalcopyrite Blende Molybdénite	Filon 315° + 1 croiseur	Granite Tuf Rhyolite	Ancienne exploitation. Plusieurs galeries sont utilisées en réservoirs pour eau, Halde de 30 à 1 200 m <sup>3</sup> . Sondages CRAM.
Le Berchoux	3.4002	Pyr, Cu	Quartz Calcite Barytine Pyrite Chalcopyrite Pyrrhotite Blende Galène Magnétite Mispickel	Amas et filon	Microgranite Microdiorite	1 puits de 90 m. 5 niveaux de galeries à flanc de coteau. Halde de 4 250 m <sup>3</sup> . Production de 1905 à 1920 : 3 800 t de pyrite et chalcopyrite. Teneur d'exploitation : S = 45 %, Cu = 2 à 3 %.

TABLEAU 4 - PRINCIPAUX GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Creuse Glabat	3.4003	Pyr, Cu	Quartz Pyrite Chalcopryrite Mispickel Cuivre natif Cuivre gris Blende Galène	Amas et dissimé	Tuf, calschiste	Les travaux comprennent 35 m de puits et 300 m de galeries. Dépilages de lentilles de 10 à 12 x 1,5 à 3 m de large. Échantillonnage en 1962 : 0,11 % Cu maximum.
Champtouly Pierre-Plate	3.4004	F, Ba	Quartz Fluorine Barytine Galène Pyrite Chalcopryrite Cérusite Pyromorphite	Filon 315° Puissance 2 à 8 m	Tuf, rhyolite	Petit puits, galerie 20 m environ. Campagne de géochimie et sondages percutants. Réserves faibles.
Serfèvres, Cerfavre Le Callet	3.4005	Pyr, Cu	Pyrite Galène	Disséminé et filonnets	Schiste, gneiss Cornéenne	Indice vu dans une carrière maintenant noyée.
Vallosieres	3.4006	Ba	Quartz Barytine Fluorine Chalcopryrite Galène Pyromorphite	Filon 115° Pendage 70° Puissance 1 à 1,5 m	Tuf, rhyodacite	Galeries en travers-banc sur plusieurs niveaux. Galeries en dépilage sur 15 à 20 m de haut. Puits intérieurs. Production quelques dizaines de milliers de tonnes.

TABLEAU 4 - PRINCIPAUX GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Croix-Montmain	3.4007	Pyr, Cu	Pyrite Chalcopyrite Oxyde de fer	Disséminé	Tuf, rhyodacite Microgranite	Indice vu en prospection marteau contrôlé par géochimie
Le Parasoir	3.4008	Pyr, Cu	Pyrite Chalcopyrite Malachite Oxyde de fer	Disséminé	Schiste, tuf, Rhyodacite	Indice vu en prospection marteau contrôlé par géochimie.
La Cote	3.4009	Pyr, Pb	Quartz Argile Pyrite Galène Chalcosite Chalcopyrite	Filonnets disséminés	Rhyodacite	Indice vu en prospection dans une carrière ouverte pour la construction d'un mur de soutement de la voie ferrée.
Vielle-Morte	3.4010	W	Actinote Quartz Grenat Magnétite Scheelite	Inconnu	Skarn Grenatite	Affleurement
Les Espagnes	4.4001	Mn, Fe	Pyrolusite Psilomélane Romanéchite Oxyde de fer Quartz Barytine Fluorine	Filon N-W Pendage 85° Puissance 0,5 à 0,8 m	Séricito-schiste Granite	Il ne reste que des haldes recouvertes de végétation. Les travaux consistaient en une galerie de base de 156 m de long. Plusieurs essais de défilage à partir du jour. La production de 1827 à 1855 est estimée à quelques dizaines de tonnes.

TABLEAU 4 - PRINCIPAUX GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Saint-Étienne-des-Oulières La Carelle	4.4002	F, Ba	Quartz Fluorine Barytine	Filon 340°	Granite	Un puits dalle de 70 m desservait 3 niveaux : - 28,5 = 126 m, - 43,5 = 122 m, - 53,5 = 18 m. Des sondages n'ont pas justifié la reprise. Production de 1929 à 1933 : 40 000 t de CaF <sub>2</sub> .
Rochevolle	4.4003	F	Quartz Fluorine Pyrite Galène	Filon 70° Puissance 0,35 à 2,6 m	Granite	Découvert par la prospection stratégique ce filon a fait l'objet de 5 tranchées et quelques sondages à la tarière.
Le Clerjon	4.4004	Pyr, Cu	Quartz Pyrrhotite Pyrite Chalcopyrite Blende Galène Limonite	Filonnets Amas	Cornéenne, tuf, Gneiss	Géochimie démontre une petite lentille entaillée par le talus de la route.
Rivolet Pierrefiland	4.4005	Pb	Galène Pyrite Mispickel	Filon 310° à 330°	Gneiss	2 galeries en allongement 20 et 25 m, ont suivi, sur chaque rive, un petit filon. Prospection marteau et géochimie en 1972/73.
Arbuissonas	4.4006	F	Quartz Fluorine	Filon N-W Puissance 0,5 m	Granite Gneiss	Les travaux de recherche ont été abandonnés, le filon se pinçant dans le puits de 10 m et n'ayant pas d'extension supérieure à 20 m. Ce qui a été confirmé par la prospection du BRGM.
Langenève Chapelle des Fous	5.4001	Pb, Pyr	Pyrite Galène	Disséminé Filonnets	Microgranite Tuf	2 niveaux de galeries, descenderie et traçages, haldes importantes, fours, scories.

TABLEAU 4 - PRINCIPAUX GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Langenève Chapelle des Fous (Suite)			Chalcopryrite Blende Mispickel Limonite			
Mioland	5.4002	Pyr	Quartz Pyrite	Filon 60° Puissance 1,5 m	Microgranite Tuf	Prospection CEA, non retrouvé.
Les Sauvages	5.4003	U, Pb	Quartz Pechblende Galène Blende Chalcopryrite	Filon	Tuf	Prospection CEA.
Saint-Lager	5.4004	As	Mispickel		Tuf	Observation CEA, d'un affleurement de tuf broyé, silicifié.
Croix-du-Trêve Thivoyon	5.4005	F	Fluorine	Filonnets	Microgranite	Zone de microgranite broyé associée à une faille N-W. Fluorine blanche parfois violette.
Le Tremblay Trembly	5.4006	F	Quartz Fluorine	Filonnets	Tuf, microgranite	Observation CEA vers 1950.
Lagrange neuve Les Chavannes	5.4008	As	Quartz Mispickel			

TABLEAU 4 - PRINCIPAUX GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Le Charpenay	5.4009	Pyr	Quartz Pyrite	Filon 340°	Tuf, microgranite	Observation CEA d'un filon de brèche quartzeuse à pyrite.
Le Reynard Chez Renard	5.4010	Pyr	Quartz Pyrite	Filon 320°	Tuf, microgranite	Observation CEA d'un filon de brèche quartzeuse à pyrite.
Lermare	5.4011	Pb	Pyromorphite	Filon 340°	Tuf, microgranite	Observation CEA d'une puissante zone broyée dans les microgranites, minéralisée en pyromorphite.
Le Gutty Chamelet	6.4001	Ba	Quartz Barytine Galène Pyrite Oxyde de plomb	Filon 90° Pendage 90° Puissance 0,1 m	Tuf, rhyodacite	Travaux de 1850 environ. Une petite galerie en allongement, et 10 m plus bas une amorce de descenderie, comblée, témoignent d'une brève recherche sur un filon quartzeux.
St-Clément - Ouest Le Jarret	6.4002	Pyr, Pb	Quartz Pyrite Limonite Galène Blende	Disséminé	Cornéenne Calschiste	Travaux de 1849 sur 3 niveaux, puits descenderie. Petite halde.
St-Clément - Scierie Retodière	6.4003	Ba	Quartz Barytine Fluorine Blende Galène Chalcopyrite	Filon 25° Pendage 85° Puissance 3 m	Cornéenne, tuf	Exploitation sur niveaux, 4 puits intérieurs, 1 000 m de galeries. Prospection SNEA en 1972/73. Production estimée à quelques dizaines de milliers de tonnes. Teneurs en sondages : SO <sub>4</sub> Ba : 86,4 %, SiO <sub>2</sub> : 5 %, Ca F2 : 1,4 %, Sulfures : 0,26 %, Strontium : 1,7 %.

TABLEAU 4 - PRINCIPAUX GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
St-Clément - Scierie Retodière (suite)			Oxyde de fer Pyrite			
Rochagny - Rocnamy	6.4004	Pb	Quartz Galène Pyrite Malachite Limonite	Filon 30° Pendage 60° Puissance 0,7 m	Microgranite, tuf	Prospection marteau CEA vers 1950.
St-Appolinaire Le Savin	6.4005	Pyr	Quartz Pyrite	Filonnet	Tuf, microgranite	Observation CEA d'une brèche de quartz et tuf.
Le Cantubas Quantibas	6.4006	Ba	Barytine	Filon 10° Puissance 0,20 m	Tuf	Observation CEA et SNEA.
Sornel Letra	7.4001	Pyr, Cu	Pyrite Oxyde de fer Malachite Oxyde de plomb	Chapeau de fer	Schiste	2 petites descenderies parallèles ont recherché le plomb en 1850. Géochimie SNEA en 1972.
Ternand - La Combe Grande Planche	7.4002	Pb, Ag	Quartz Barytine Galène Blende Pyrite Chalcopyrite Chalcosite Oxyde de fer	Filon et amas	Schiste, quartzite Grès, cornéenne Tuf	4 niveaux de travaux, puits intérieur. Exploitation de 1913 à 1916, laverie. 1 filon croiseur, haldes. Sondages CRAM en 1958. Teneurs exploitation : PbS = 12 à 15 %, Ag = 200 à 600 g/T.

TABLEAU 4 - PRINCIPAUX GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Le Pont	7.4003	Pb, Cu	Quartz Argile Galène Azurite Pyrite Blende	Filon 130° Pendage 90° Puissance 0,05 à 0,10 m	Cornéenne	Dans une petite carrière, filonnet de quartz et argile, n'a pu être retrouvé en extension, en surface.
Lanselot	7.4004	Ba, Pb	Quartz Barytine Galène Fluorine	Filon N-W Pendage 85° Puissance 6 à 10 m	Granite au contact des schistes viséens	Grosse structure quartzreuse renfermant parfois des « poches » de barytine exploitée localement en carrière. Prospection marteau et géochimique SNEA en 1972/73.
Vete	7.4005	Pyr	Pyrite Oligiste Chalcopyrite Blende	Disséminé	Schiste, gneiss	Imprégnations diffuses et remplissages de fissures nombreuses diaclases. Observation ponctuelle.
Morillon	7.4006	Pb	Cérusite Pyrite Galène	Disséminé	Tuf, schiste Quartzite, grès	Dans une petite carrière, petite d'imprégnation diffuse.
Le Gonnin (Position imprécise)	7.4007	Pyr	Pyrite Magnétite	Amas	Grès, tuf	1 galerie éboulée, tranchées, ces travaux auraient montré 4 bancs de 0,10 à 0,5 m de puissance avec pyrite disséminée.
Glaize	7.4008	Cha	Houille	Stratiforme	Schiste, grès	Galeries en descenderie à flanc de coteau. 100 m de traçage pour une maigre couche de 0,6 à 1 m de charbon. Travaux échelonnés de 1828 à 1945.

## **Argiles à tuiles et à briques.**

Sont favorables à cette utilisation les marnes et argiles du Lias moyen-supérieur. Une petite exploitation existe à l'Ouest d'Oingt près du château de Proсны.

## **DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE**

### *SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES*

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et en particulier un itinéraire (*itinéraire 2*, les monts du Beaujolais p. 43 à 50), dans le **Guide géologique régional : Lyonnais - vallée du Rhône**, par G. Demarcq, 1973, Masson et Cie éditeurs, Paris.

Un itinéraire d'excursion géologique permet d'illustrer les différents faciès de la feuille Amplepuis dans la thèse de H. Sider (1985), annexe de 12 p.

### *BIBLIOGRAPHIE*

#### **Socle antécarbonifère, terrains carbonifères, minéralisations**

AYE F. (1984) – L'hétérogénéité de la distribution des gîtes sulfurés à Pb-Zn, Cu, Ag du Massif Armoricaïn (France). Ses origines, ses conséquences au plan de la recherche minière. *Chron. Rech. Min.*, 475, p. 11-18.

BARDIN D. (1971) – Les amas pyriteux de Sain-Bel (Rhône) liés au groupe spilites-kératophyres de la Brévenne. *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> série, sect. II, 6, p. 17-41.

BAZOT G. (1970) – L'association magmatique dinantienne des Combrailles dans le Nord du Massif central français. La couverture oligocène et ressources thermales et minérales. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, fac. Sc. Clermont-Ferrand, 178 p., 1 carte H.T.

BEAUFORT D. (1981) – Étude pétrographique des altérations hydrothermales superposées dans le porphyre cuprifère de Sibert (Rhône). Influence des microsystèmes géochimiques dans la différenciation des micas blancs et des phases trioctaédriques. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Poitiers, 147 p.

BÉBIEN J., GAGNY C., ROCCI G. (1980) – La place du volcanisme dévono-dinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque au Paléozoïque. *In*: Coll. Géologie de l'Europe, 26<sup>e</sup> Congr. Géol. Internat., Soc. Géol. du Nord et BRGM éd., p. 213-225.

BELLOTTO S. (1983) – Étude de deux manifestations métallifères en environnement volcano-sédimentaire paléozoïque, (Nord-Est du Massif central français). Les amas sulfurés de Sain-Bel (Lyonnais), les indices minérali-

sés du prospect de Gilly-sur-Loire (Morvan). Essais comparatifs, guides de prospection. Thèse 3<sup>e</sup> cycle INPL-ENSG Nancy, 235 p.

BELLOTTO S., ZIMMERMANN J.L. (1983) — Datation par la méthode K-Ar d'un sill lamprophyrique dans la série volcano-sédimentaire minéralisée de l'extrémité SW du Morvan, secteur de St-Aubin, Gilly-sur-Loire (Saône-et-Loire). *C.R. Acad. Sci.*

BERNARD-GRIFFITHS J. (1965) — Étude des terrains primaires et des microgranites dans la région de St-Just-en-Chevalet (Loire). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Clermont-Ferrand, 56 p.

BERNARD-GRIFFITHS J., CANTAGREL J.M., DUTHOU J.L. (1977) — Radiometric evidence for an Acadian tectonometamorphic event in western Massif Central français. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 61, p. 199-212.

BERTAUX J., GAGNY C. (1978) — Apport de la pétrologie structurale à l'étude de filons de microgranite intrusifs dans les tufs anthracifères (Viséen de la région de Roanne, Loire). *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XX, 6, p. 883-887.

BERTAUX J., GAGNY C., RUBIELLO M.F. (1978) — Note préliminaire sur l'organisation des formations volcaniques et volcano-sédimentaires du Paléozoïque supérieur de la feuille de Roanne à 1/50 000<sup>e</sup>. *C.R. Somm. Soc. géol. France*, fasc. 6, p. 289-292.

BERTAUX J. (1979) — Deux structures « circulaires » emboîtées de microgranites de nature et d'âge différents dans le paléozoïque supérieur de la région de Roanne (Loire). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 288, série D, p. 1 643-1 646.

BERTAUX J., RUBIELLO M.F. (1981) — Cartographie de la feuille géologique de Roanne au 1/50 000. Pétrologie, géochimie et pétrologie structurale du magmatisme du Viséen supérieur. Essai de synthèse régionale. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Nancy., 313 p.

BERTAUX J. (1982) — Origine métamorphique des grenats des volcanites acides d'âge viséen supérieur dans le Nord-Est du Massif central français. *Bull. Soc. fr. Minéral.*, 105, p. 212-222.

BESSION M., FONTEILLES M. (1974) — Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholeiitique et calco-alkaline. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 97, p. 445-449.

BEURRIER M., PIBOULE M., DURAND C. (1980) — Gisement, pétrographie et géochimie des plagiogranites dévono-dinantien des Monts de Tarare et du Beaujolais méridional (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D, t. 290, p. 147-150.

BLANC A. (1968) — Étude pétrographique des tufs anthracifères et des roches associées de la région de Roanne. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Paris, 120 p., 1 carte H.T.

CAILLAUX (1875) — Tableau général des mines métalliques et des combustibles minéraux de la France.

CARRIE R. (1963) — Les amas sulfurés du Beaujolais et leur environnement géologique régional. Dipl. Études Sup., Lyon, 93 p., 6 pl. H.T., 1 carte H.T.

CHERMETTE A., SIREL. (1926) — Le spath fluor dans le Massif central, ses applications. *Rev. Indust. Minér.*, N° 141.

CHICHERY M. (1938) — Stratigraphie des formations dinantiennes du bassin de L'Ardoisières. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 206, p. 263.

DELFOUR J., ISNARD P., LECUYER E., LEMIERE B., LHOUE F., MOINE B., PIBOULE M., PICOT P., PLOQUIN A., TEGYEVY M. (1983) — Étude du gîte de pyrite de Chizeuil (Saône-et-Loire) et de son environnement volcano-sédimentaire dévonien et dinantien. *Documents du BRGM*, n° 73, 300 p.

DIDIER J., LAMEYRE J. (1971) — Répartition géologique et signification des granites rouges. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D, 274, p. 1 135-1 138.

DIDIER J., PEYREL J.Y. (1980) — Structure laccolitique et âge carbonifère terminal du granite du Mayet-de-Montagne (Massif central français). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 291, série D, p. 797-800.

DRIANA. (1849) — Minéralogie et pétrologie des environs de Lyon.

ÉCHAVARRI A. (1966) — Étude pétrographique des tufs anthracifères et des roches associées au Sud de la région de Roanne (Loire). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, fac. Sc. Paris, 164 p., 1 carte.

FONTEILLES M. (1968) — Contribution à l'analyse du processus de spilitisation. Étude comparée des séries volcaniques paléozoïques de la Bruche (Vosges) et de la Brévenne (Massif central français). *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> série, sect. II, 2, p. 1-54.

GAGNY C. *et al.* (1981) — Notice explicative, carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Roanne. Manuscrit déposé BRGM Orléans.

GAGNY C., SIDER H., GODINOT A. (1981) — Mise en évidence d'une tectonique tangentielle sudète dans les formations paléozoïques du Beaujolais méridional (NE du Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 293, série II, p. 1 007-1 010.

GAGNY C., ICART J.C., GODINOT A., SIDER H. (1982) — Tectonique tangentielle en tant que métallotecte dans les formations paléozoïques du Beaujolais méridional (NE du Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 294, série II, p. 329-332.

GAGNY C., LEISTEL J.M., SIDER H. (1983) — Le skarn à scheelite de Cherves : un exemple d'indice contrôlé par la tectonique tangentielle sudète

dans le Beaujolais (NE du Massif central français). *Chron. Rech. Min.*, 471, p. 23-30.

GODINOT A. (1980) – Étude des formations anté-Viséen supérieur du Beaujolais méridional. Carte Amplepuis 1/50 000. Dipl. Études Approf., univ. Nancy.

GRUNER M.L. (1857) – Description géologique et minéralogique du département de la Loire. Imprimerie impériale, Paris, 1 vol.

HOCQUELLET M. (1979) – Les filons BPGC de St-Martin-la-Sauveté (Loire-Massif central) et leur anomalie géochimique en indium. Thèse Doct. ingén., univ. Cl. Bernard Lyon, 260 p., 2 cartes H.T.

ICART J.C., LACHARPAGNE J.C., SIDER H., WALGENWITZ F. (1980) – Altérations et minéralisations de « type porphyry » à Sibert (Rhône). *Chron. Rech. Min.*, vol. 48, n° 455, p. 7-35.

JOANNES C. (1981) – Le district filonien de Beaujeu (Rhône). Étude géologique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Orléans.

JUNG J., VACHIAS O. (1937) – Sur la nature volcanique du complexe des cornes vertes dans le Forez et la Montagne bourbonnaise. *C.R. Somm. Soc. géol. France*, (7), p. 81.

JUNG J., CHICHERY M., VACHIAS O. (1939) – Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique de la Montagne bourbonnaise et du Forez. *Mém. Soc. géol. France*, t. XVI, n° 38.

LACROIX P. (1980) – Géologie du groupe de Violay (Rhône) : contribution à l'étude des granites sodiques et des formations éruptives et volcano-sédimentaires associées. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Lyon, 169 p.

LEHMANN E. (1974) – Environmental effects in magmatic spilite. In « Spilites and Spilitic rocks », Internat. Union of Geol. Sciences, n° 4, p. 113-126.

LEISTEL J.M., BEBIEN J. (1982) – Caractéristiques minéralogiques calco-alcalines des volcanites basiques rapportées au Dévonien supérieur - Viséen inférieur de la Montagne Bourbonnaise (NE du Massif central français). *C.R. Acad. Sci*, Paris, t. 294, série II, p. 985-988.

LEISTEL J.M. (1984) – Évolution d'un segment de la chaîne hercynienne dans le Nord-Est du Massif central français - le fossé volcano-tectonique de la Loire. Plateau d'Urfé - Montagne Bourbonnaise - cartes de Noirétable et Feurs à 1/50 000. Thèse de Doct. univ. Nancy, 317 p., 1 carte H.T., 1 vol. « annexe informatique » 70 p.

LEISTEL J.M., GAGNY C. (1984) – Mise en évidence d'une fosse volcano-tectonique au Viséen supérieur dans le Nord-Est du Massif central français. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, vol. 25, fasc. 1, p. 17-29.

LETERRIER J., MAURY R.C., THONON P., GIRARD D., MARCHAL M. (1982) – Clinopyroxenes composition as a method of identification of magmatic affinities of volcanic rocks. I. Discrimination diagrams. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 59, p. 139-154.

LOUGNON J. (1956) – Rapport général sur les gisements de manganèse en France. XX<sup>e</sup> Cong. intern. Mexico, p. 140-141.

MAMET B. (1968) – Sur quelques microfaciès carbonifères du Morvan et du Forez. *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> série, section I, n<sup>o</sup> 2, p. 57-62.

MAZENOT G. (1936) – Les ressources minérales de la région Lyonnaise.

M'BA E. (1982) – Le magmatisme dévonien supérieur de la région de Matour (Saône-et-Loire, France), pétrologie-minéralogie. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Lyon, 187 p.

MICHEL-LEVY Alb. (1908) – Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. Thèse Paris (Lib. Polytechnique, Ch. Beranger, Paris) ou *Bull. Serv. Carte géol. France*, n<sup>o</sup> 120, t. XVIII, p. 193-490.

PETERLONGO J.M. (1960) – Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais (Massif central français). Thèse Doct. Sc., univ. Clermont-Ferrand, 187 p.

PEYREL J.Y. (1981) – Pétrologie des granites rouges du NE du Massif central français. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Clermont-Ferrand, 166 p.

PIBOULE M., BRIAND B., BEURRIER M. (1982) – Géochimie de quelques granites albitiques dévoniens du Massif central français. *Neues Jb. Mineral. Abh.*, t. 143, 3, p. 279-308.

RIGAUD J.P. (1985) – Études des formations dévono-dinantiennes du Beaujolais méridional. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Grenoble.

RUBIELLO M.F., GAGNY C. (1979) – Débit en sphéroïdes dans les ignimbrites du Viséen supérieur de la région de Roanne (Loire). 7<sup>e</sup> Réunion. ann. Sc. Terre, Lyon, p. 414.

RUBIELLO M.F. (1980) – Autochtonie des séries du Dévonien supérieur au Viséen supérieur sur un socle métamorphique de la région de Roanne (Loire). 6<sup>e</sup> Réunion. ann. Sc. Terre, Marseille, p. 316.

SIDER H. (1985) – Évolution d'un segment de la chaîne hercynienne dans le Nord-Est du Massif central français. L'enchaînement géologique : d'une déchirure continentale à un fossé volcano-tectonique. Région du Beaujolais, carte géologique de la feuille d'Amplepuis à 1/50 000. Thèse de doct. univ. Nancy, 373 p., 1 carte H.T.

SIDER H., LEISTEL J.M., GAGNY C. (1985) – Le faisceau hercynien de la

Loire (Massif central français) : un fossé volcano-tectonique carbonifère, 3<sup>e</sup> Europ. Un. Geosc., Strasbourg ; *Terre Cognita*, vol. 5, n° 2-3, p. 251.

SIDER H., LEISTEL J.M., GAGNY C. (1986) — Réflexion sur l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne au Paléozoïque dans le Nord-Est du Massif central français. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. II, n° 4, p. 111-118.

SIDER H., OHNENSTETTER M. (1986) — Field and petrological evidences for the development of an ensialic marginal basin related to the Hercynian orogeny in the Northeastern Massif Central, France. *Geol. Rundschau*, 75, fasc. 2, p. 421-443.

TOURLONIAS D. (1965) — Les cornes vertes de la Montagne bourbonnaise, Massif central français. Dipl. Études Sup., univ. Clermont-Ferrand, 54 p.

VATIN-PÉRIGNON N., AUMAITRE R., BUFFER G. (1974) — La spilitisation dans le Massif des Écrins-Pelvoux : un cortège intrusif et effusif doléritique. *Géol. Alpine*, 50, p. 153-194.

VENNAT G. (1982) — Un exemple de relations volcanisme - plutonisme : chronologie, pétrologie, dynamisme d'un complexe volcano-plutonique dans la région de Gannat - Les Ancizes (Massif central français). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Clermont-Ferrand, 155 p.

VIALETTE Y. (1962) — Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au strontium, des principaux massifs de granites et de migmatites du Massif Central français. *Ann. Fac. Sci.*, Clermont-Ferrand, n° 6, 88 p.

VIALETTE Y. (1973) — Age des granites du Massif central. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XV, 3-4, p. 260-270.

VUAGNAT P. (1984) — L'amas sulfuré de Chessy (Beaujolais méridional). Étude cartographique, pétrographique et géochimique des formations dévono-dinantiennes de son enveloppe volcano-sédimentaire. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Lyon, 137 p., 3 pl. H.T.

ZANGA B.B. (1972) — Les imprégnations sulfurées du Haut Beaujolais. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Lyon, 149 p., 1 carte H.T.

### **Terrains de la couverture secondaire, tertiaire et quaternaire.**

COURELL L. (1970) — Trias et Rhétien de la bordure Nord et Est du Massif central français. Thèse Dijon.

JOURNAUX A. (1956) — Les plaines de la Saône et leur bordure montagnueuse. Imprimerie Caron et Cie, Caen.

MOUTERDER. (1953) — Étude sur le Lias et le Bajocien des bordures Nord et Nord-Est du Massif central français. Thèse Lyon.

ROMAN F. (1926) — Géologie lyonnaise. PUF édit. Paris.

VITRY F. (1982) — La bordure orientale du Massif central au Lias inférieur dans le Mont-d'Or lyonnais et le Bas-Beaujolais. Thèse 3<sup>e</sup> cycle Lyon.

### **Carte géologique à 1/250 000**

Feuille *Chalon-sur-Saône* (1987) par J.C. CHIRON, R. FLEURY et Y. KERRIEN.

### **Cartes géologiques à 1/80 000**

Feuille *Roanne* : 2<sup>e</sup> édition (1960) par J. ORCEL, S. CAILLÈRE, S. GOLDS-  
TAUB, J. PROUVOST, F. KRAUT et A. VATAN.

Feuille *Bourg* : 3<sup>e</sup> édition (1969) par F. ROMAN, Alb. MICHEL-LÉVY,  
J. VIRET, DARESTE de la CHAVANNE et RAFFIN.

### **Cartes géologiques à 1/50 000.**

Feuille *Beaujeu* (1982) par J. ARÈNE, A. BAMBIER, J.-P. CARROUÉ,  
S. DEBRAND-PASSARD, G. MONJUVENT et J. PUTALLAZ.

Feuille *Villefranche* (1973) par M. LORENCHET de MONTJAMONT,  
G. MONJUVENT et R. MOUTERDE.

Feuille *Roanne*, par J. BERTAUX, M.F. RUBIELLO et C. GAGNY, minute  
déposée au BRGM (décembre 1979).

Feuille *Tarare*, par J. DELFOUR, V. JOHAN, B. LEMIÈRE, M. TEGEYÉY,  
E. DUFOUR, J.M. LARDEAUX, Y. KERRIEN, J.L. FEYBESSE, minute  
déposée au BRGM (octobre 1986).

Feuille *Noirétable*, par J.M. LEISTEL, minute déposée au BRGM  
(décembre 1983).

Feuille *Feurs*, par J.M. LEISTEL et H. SIDER, minute déposée au BRGM  
(octobre 1985).

### **Carte des sites minéraux de la France à 1/500 000**

Feuille *Lyon* (1979), coordination A. EMBERGER, J. MELOUX.

### **DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES**

La Banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés :

— pour les départements du Rhône et de la Loire, au service géologique régional Rhône-Alpes, 43, boulevard du 11 novembre, B.P. 6083, 69604 Villeurbanne - Croix-Luizet Cedex :

— pour le département de Saône-et-Loire, au S.R.G. Bourgogne, Immeuble Caisse d'Épargne, 32, boulevard du Maréchal Joffre, 21100 Dijon ;

— ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard  
75005 Paris.

### AUTEURS

Pour les formations primaires : H. SIDER et Cl. GAGNY (université de Nancy).

Pour les formations secondaires : Y. KERRIEN (BRGM) et R. MOUTERDE (faculté catholique de Lyon).

Pour les formations tertiaires, quaternaires et superficielles : R. FLEURY et Y. KERRIEN (BRGM).

Pour les eaux souterraines, l'hydrogéologie et matériaux divers : Y. KERRIEN.

Pour les gîtes minéraux : H. SIDER et Cl. GAGNY.

