

## TARARE

La carte géologique à 1/50 000  
TARARE est recouverte par les coupures suivantes  
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :

- au nord-ouest : ROANNE (N° 158)
- au nord-est : BOURG (N° 159)
- au sud-ouest : MONTBRISON (N° 167)
- au sud-est : LYON (N° 168)

Roanne	Amplepuis	Villefranche
Feurs	TARARE	Lyon
Montbrison	St-Symphorien- -s-Coise	Givors

# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

## TARARE

par

J. DELFOUR, E. DUFOUR, J.L. FEYBESSE, V. JOHAN, Y. KERRIEN  
J.M. LARDEAUX, B. LEMIÈRE, R. MOUTERDE, M. TEGYÉY



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  
TARARE À 1/50 000**

**par**

**J. DELFOUR, E. DUFOUR, J.L. FEYBESSE, V. JOHAN, Y. KERRIEN,  
J.M. LARDEAUX, B. LEMIERE, R. MOUTERDE, M. TEGYEV**

**1989**

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

— *pour la carte* : DELFOUR J., BEURRIER M., TEGYEY M., LEMIERE B., KERRIEN Y., MOUTERDE R., JOHAN V., DUFOURE E., LARDEAUX J.M., CAIA G., PELLATON C., VECSEI A., SONDO D., CAILLET C., FEYBESSE J.L. (1989). — Carte géol. France (1/50 000), feuille Tarare (697) — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par DELFOUR J., DUFOURE E., FEYBESSE J.L., JOHAN V., KERRIEN Y., LARDEAUX J.M., LEMIERE B., MOUTERDE R., TEGYEY M. (1989), 120 p.

— *pour la notice* : DELFOUR J., DUFOURE E., FEYBESSE J.L., JOHAN V., KERRIEN Y., LARDEAUX J.M., LEMIERE B., MOUTERDE R., TEGYEY M. (1989). — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Tarare (697) — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 120 p. Carte géologique par DELFOUR J., BEURRIER M., TEGYEY M., LEMIERE B., KERRIEN Y., MOUTERDE R., JOHAN V., DUFOURE E., LARDEAUX J.M., CAIA G., PELLATON C., VECSEI A., SONDO D., CAILLET C., FEYBESSE J.L. (1989).

© 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 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>	6
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	6
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>9</b>
<i>SOCLE ANTÉ-DÉVONIEN</i>	9
<b>Formations métamorphiques des monts du Lyonnais</b>	9
<b>Formations métamorphiques d'Eveux</b>	12
<b>Formations métamorphiques d'Affoux</b>	14
<i>TERRAINS PALÉOZOÏQUES</i>	15
<b>Dévonien supérieur</b>	15
<b>Viséen inférieur et moyen</b>	41
<b>Viséen supérieur</b>	45
<b>Carbonifère inférieur</b>	47
<b>Granites namuro-westphaliens</b>	48
<b>Géochimie et pétrologie des roches granitiques</b>	52
<b>Carbonifère indifférencié</b>	57
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	57
<i>TERRAINS MÉSOZOÏQUES</i>	63
<i>FORMATIONS TERTIAIRES ET QUATERNAIRES</i>	73
<b>PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES</b>	<b>77</b>
<i>ÉPISODES DE DÉFORMATION SYN MÉTAMORPHES</i>	77
<i>ÉTUDE STRUCTURALE DU CONTACT LYONNAIS–     BRÉVENNE</i>	79
<i>ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE</i>	83
<i>MÉTAMORPHISME DE CONTACT</i>	85
<i>SUCCESSION DES ÉPISODES DE DÉFORMATION CASSANTE</i>	86
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	<b>90</b>
<i>HYDROGRAPHIE–HYDROGÉOLOGIE</i>	90
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	92
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>103</b>
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	103
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	109
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	119
<b>AUTEURS DE LA NOTICE</b>	<b>120</b>

## INTRODUCTION

### *PRÉSENTATION DE LA CARTE*

Situé à l'Ouest de l'agglomération de Lyon, le territoire de la feuille Tarare s'étend, dans le Nord-Est du Massif central, sur la terminaison sud des monts du Beaujolais, constituée par les monts de Tarare et en partie sur les monts du Lyonnais.

C'est une région au relief marqué, culminant à 1 000 m au mont Bousuivre (Tour-Matagrin) et traversée du Sud-Est au Nord-Ouest par la ligne de partage des eaux entre les bassins de la Loire et du Rhône et drainée principalement par deux affluents de la Saône : la Turdine et la Brévenne.

Les hauteurs entre 1 000 et 700 m sont occupées par les bois de feuillus et de résineux, tandis qu'entre 700 et environ 400 m, les herbages et les cultures diverses couvrent une grande partie du territoire de la feuille. Vers l'Est et avec les reliefs s'abaissant en-dessous de 400 m, apparaissent les vergers et les vignes.

L'occupation humaine est contrastée entre les hauteurs où sont dispersés de petits bourgs, des domaines agricoles et des fermes isolées, et les grandes vallées de la Turdine, de la Brévenne et de l'Azergues déjà sous l'emprise de la grande banlieue lyonnaise et où s'étend un habitat dense et des industries diverses (textiles, cimenterie, etc.).

Région de passage, elle est traversée par la N 7 (tronçon Roanne—Lyon) et par la N 89 (tronçon Clermont-Ferrand—Lyon) ; ces axes routiers sont doublés par les lignes de chemin de fer assurant les mêmes liaisons.

Dans le horst des terrains paléozoïques et cristallins, pris entre les deux grandes dépressions tertiaires de la Limagne de Roanne à l'Ouest et la Bresse à l'Est, la nature lithologique des unités géologiques et la fracturation ont conditionné le modelé du relief ; ainsi du Nord au Sud se succèdent :

- le faisceau de la Loire, comprenant les terrains volcano-sédimentaires dévono-dinantiens avec quelques intercalations de gneiss anté-dévonien et formant l'ossature des monts du Beaujolais ;
- la série de la Brévenne, séparée du groupe de Violay par les gneiss d'Afoux, l'ensemble constituant les monts de Tarare ;
- la série de la Brévenne, adossée aux gneiss anté-dévonien et formant les monts du Lyonnais.

Les intrusions de granite recoupant ces séries occupent des reliefs plus modérés.

L'orientation des vallées, suivant les deux directions majeures NW-SE et NE-SW, souligne le rôle des fracturations tardi-hercyniennes et leurs rejeux ultérieurs durant le Mésozoïque et le Cénozoïque.

## CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Commencés en 1978 par M. Beurrier pour les terrains dévoniens du groupe de Violay et les gneiss d'Affoux, et par M. Tegzey et V. Johan pour la série de la Brévenne, les levés de terrain ne furent repris de façon continue qu'en 1983 et 1984, avec la répartition suivante :

- J.M. Lardeaux et E. Dufour (université de Lyon), pour les terrains métamorphiques des monts du Lyonnais ;
- V. Johan, pour la série de la Brévenne située au Sud-Est de la rivière Brévenne ;
- C. Pellaton, B. Lemièrre, M. Tegzey, pour la série de la Brévenne située au Nord-Ouest de la rivière Brévenne et pour les massifs granitiques de Saint-Laurent-de-Chamousset et de Sarcey ;
- J. Delfour, pour les gneiss d'Affoux et les terrains dévono-dinantiens situés au Nord-Ouest de ceux-ci, ainsi qu'une partie du secteur de Chessy-les-Mines ;
- les études structurales concernant principalement la série de la Brévenne et son contact avec les gneiss des monts du Lyonnais ont été réalisées par J.L. Feybesse ;
- des stagiaires ont également contribué aux levés géologiques : D. Sondo, pour le secteur de Chessy ; G. Caïa, pour le granite de Saint-Laurent-de-Chamousset ; A. Vecsei, pour les gneiss d'Affoux ; et C. Caillet, pour la série de la Brévenne ;
- R. Mouterde (facultés catholiques de Lyon) et Y. Kerrien, pour les terrains de la couverture sédimentaire, secondaires, tertiaires et quaternaires. Des documents inédits, cartographiques et interprétatifs, du secteur des carrières Belmont-Charnay (dit gisement du val d'Azergues) ont été gracieusement mis à leur disposition par la société Lafargue-Coppée. Les auteurs ont ainsi profité des connaissances stratigraphiques et des récoltes paléontologiques accumulées par la section géologique et paléontologique du comité d'entreprise de cette société.

Dans cette région d'une grande diversité géologique et possédant un certain potentiel minier, de nombreuses recherches, principalement par l'université de Lyon, se sont succédées depuis 1971 à la suite du travail fondamental de J.M. Peterlongo. Ces recherches (*cf.* bibliographie) se sont intéressées à la pétrographie et à la géochimie des roches volcano-sédimentaires dévoniennes, aux minéralisations qui y sont encaissées, ainsi qu'à l'évolution tectono-métamorphique des monts du Lyonnais.

L'équipe des géologues cartographes ayant participé de près ou de loin à ces recherches, a été en mesure de tenir compte des résultats acquis dans la connaissance de l'évolution géologique de ce segment de la chaîne hercynienne.

## HISTOIRE GÉOLOGIQUE (tabl. 1)

Les principales unités stratigraphiques connues dans le socle paléozoïque du Nord-Est du Massif central se succèdent à travers le territoire de la feuille Tarare, disposées en bandes orientées grossièrement NE-SW.

Jurassique Trias		Sédiments calcaires et détritiques	
290 Ma Westphalien	Microgranites Granite de St-Laurent-de-Chamousset Granite de Salt-en-Donzy		
Namurien 325 Ma Viséen supérieur	Volcanisme calcoalcalin acide aérien dominant	Mouvements épirogéniques	Phase sudète
Viséen inférieur et moyen	Sédiments Volcanisme calcoalcalin sub aérien (acide + intermédiaire) subordonné		
345 Ma Dévonien	Structuration, métamorphisme Distension intracontinentale : Magmatisme tholéiitique sous-marin et formations volcano-sédimentaires :		Phase bretonne P <sub>1</sub> + P <sub>2</sub> (Brévenne) - P <sub>3</sub> - P <sub>4</sub> (Lyonnais)
	Unité de Violay	Unité de Ronzière	Unité de la Brévenne
370 Ma	Gneiss d'Affoux	Gneiss d'Éveux	Contacts anormaux
		Essentiellement orthogneiss granitiques	Gneiss Lyonnais P <sub>1</sub> + P <sub>2</sub> structure majeure + métam. HP-HT (Lyonnais)
	Monts de Tarare		Monts du Lyonnais

**Tab. 1 : Succession des formations et épisodes métamorphiques.**

Malgré l'abondance et la qualité des travaux géologiques réalisés dans cette région (*cf.* bibliographie), les données biostratigraphiques et géochronologiques sont rares, expliquant les diverses hypothèses avancées pour décrire l'histoire géologique de ce segment de la chaîne hercynienne.

L'unité la plus ancienne est représentée par les gneiss et orthogneiss anté-dévonien, partiellement rétro-morphosés, des monts du Lyonnais, d'Éveux et d'Affoux. L'âge de ces formations métamorphiques n'est pas connu, mais on peut dater l'épisode granulitique de haute pression les affectant vers 450 Ma (Ordovicien, phase taconique), le métamorphisme éclogitique pouvant être rapporté à la fin du Cambrien.

La série de la Brévenne et le groupe de Violay (Peterlongo, 1960) sont rapportés au Dévonien supérieur. La série de la Brévenne est dominée par un volcanisme tholéiitique, essentiellement basaltes et rhyodacites, auquel est associé un plutonisme basique et ultrabasique. Le groupe de Violay présente les mêmes roches volcaniques et plutoniques, mais se distingue par un développement plus important des termes tuffacés. Les intrusions co-magmatiques du volcanisme, représentées par des trondhjémites et des granites albitiques, sont fréquentes dans les deux unités dévoniennes. Ces deux types de magmatisme témoignent sinon d'une océanisation, tout au moins d'un régime tectonique distensif affectant la croûte continentale anté-dévonienne à l'époque éohercynienne (Piboule *et al.*, 1982 ; Sider et Ohnenstetter, 1986).

Ces deux unités ont subi une déformation intense lors de la phase orogénique bretonne, marquée par deux épisodes successifs de plissements, évoluant en écaillages et plans de mylonitisation en climat métamorphique épizonal et même mésozonal à proximité des gneiss des monts du Lyonnais. L'accident majeur séparant gneiss anté-dévonien et unité de la Brévenne s'accompagne de gradients métamorphiques dans ces deux unités et de la mise en place d'une lame de granite syncinématique (Grand-Chemin). Les différents accidents homologues, à l'intérieur des unités dévoniennes, ne s'accompagnent que de l'injection, à des niveaux supérieurs, de lambeaux tectoniques de roches profondes (gneiss, gabbros, roches ultrabasiques).

Comme dans l'ensemble du Nord-Est du Massif central, le Carbonifère est caractérisé par des dépôts du Dinantien déformés, plissés lors de la phase orogénique sudète.

Le Viséen inférieur et moyen est constitué d'alternances silto-gréso-conglomératiques (faciès culm) et, plus rarement dans la région étudiée, par des manifestations volcaniques (le Gouget). Les conglomérats remaniant les galets de calcaires passent latéralement aux lentilles calcaires datées du Viséen moyen (Nérondes, feuille Feurs).

Le Viséen supérieur est largement dominé par un volcanisme aérien : ignimbrites et tufs plus ou moins soudés rhyodacitiques (Tufs anthracifères de Jung, 1946). Dans la région considérée, des conglomérats polygén-

ques semblables à ceux du Viséen inférieur-moyen, contiennent des intercalations de tufs remaniés vitroclastiques et des épanchements ignimbrtiques. Ce volcanisme s'accompagne de nombreuses venues subvolcaniques de microgranite et de granophyre.

Il ne semble pas, tout au moins sur l'étendue du territoire de la feuille Tarare, y avoir de discordance marquée entre les terrains du Viséen moyen et ceux du Viséen supérieur. Sauf et très localement où les calcaires du Gouget, situés à la base du Viséen inférieur, reposent en discordance angulaire sur les gneiss d'Affoux, il n'a pu être observé de contact stratigraphique entre les socles anté-Acadien, le groupe de Violay et le Viséen inférieur. Les contacts observés sont des contacts anormaux soit dus à l'écaillage lors des phases orogéniques hercyniennes, soit des failles ayant joué ultérieurement.

L'âge des granites de Saint-Laurent-de-Chamousset et de Salt-en-Donzy n'est pas connu. Toutefois, l'absence de déformation et les analogies avec d'autres granites du Massif central permet de penser qu'ils se sont mis en place entre le Viséen et le Stéphanien, probablement au Namurien ou Westphalien pour celui de Saint-Laurent-de-Chamousset. Ce cycle magmatique s'achève avec l'émission de différents filons microgranitiques à la faveur des systèmes de fracturation, successivement ENE-WSW et NW-SE et à jeu senestre dominant.

A partir du Trias se déposent différentes formations sédimentaires détritiques et/ou calcaires. L'histoire tectonique s'achève avec la mise en place de filons orientés E-W à NW-SE, à quartz et parfois barytine, dans les fractures, et par le basculement de 35° vers l'Est des sédiments mésozoïques. La couverture secondaire, Trias, Lias et Jurassique moyen, a été préservée dans un compartiment effondré par le rejeu en faille normale, probablement à l'Oligocène, des grands accidents du socle, principalement intra-Brévenne, orientés NNE-SSW.

Le Jurassique est fortement disséqué, découpé en lanières, elles-mêmes compartimentées par des accidents transverses. En bordure du relief créé à l'Oligocène, se sont accumulés des matériaux de démantèlement sous forme de conglomérats visibles en particulier à l'Est de Bully.

Les placages d'alluvions anciennes, fluvio-lacustres, recouvrent d'importantes surfaces, aplanies par l'érosion crétacée et tertiaire.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### *SOCLE ANTÉ-DÉVONIEN*

#### **Formations métamorphiques des monts du Lyonnais**

Les formations métamorphiques des monts du Lyonnais, sont constituées par un ensemble quartzo-feldspathique orthodérivé contenant des

lentilles de roches métamorphiques catazonales acides ou basiques. Cet ensemble est recoupé par des formations éruptives filoniennes.

### **Ensemble orthogneissique.**

Cet ensemble est caractérisé par une homogénéité chimique. Il dérive de granites calco-alkalins proches des adamellites (Dufour, 1982). Lors de la phase tectonique majeure, ces métagranites ont été structurés de façon hétérogène (Dufour et Lardeaux, 1985). On peut alors reconnaître des gradients de déformation locaux car des zones lenticulaires peu déformées (gneiss œillés) coexistent avec des zones très déformées (gneiss rubanés). De plus, ces deux types de faciès sont localement affectés par une recristallisation anatectique tardive. En conséquence, trois faciès ont été distingués : gneiss œillés, gneiss rubanés et gneiss anatectiques.

$\zeta L(1)$ . **Gneiss œillés.** Ils se rencontrent en intercalations décamétriques à hectométriques au sein des formations rubanées. Le faciès dominant est un gneiss œillé à biotite. Les yeux feldspathiques, de 5 à 10 cm en moyenne, sont assez régulièrement répartis. Le plus souvent polycristallins, ils sont formés de microcline faiblement moiré et perthitique et renferment des inclusions (quartz, oligoclase, biotite) disposées en zones concentriques. La composition minéralogique de la trame s'établit ainsi : quartz, en grains (isolés) lobés ou déformés et altérés, feldspath potassique en cristaux toujours limpides et peu perthitiques, biotite. De plus, il faut noter la présence de fibres de sillimanite et de grenat. Enfin, d'autres minéraux ont été sporadiquement observés, tels le zircon, l'apatite et l'allanite.

Les séries proches du contact avec la série de la Brévenne se distinguent du pétrotype précédent par l'apparition de chlorite et de muscovite.

Dans cet ensemble massif et homogène, évoquant tout à fait un « granite porphyroïde gneissifié », se développe un plan de schistosité majeur portant une linéation d'intersection et une linéation minérale d'étirement.

$\zeta L(2)$ . **Gneiss rubanés.** Minéralogiquement identiques aux gneiss œillés, ils constituent la majeure partie des affleurements des formations métamorphiques de la feuille Tarare. Le passage est progressif entre les formations œillées et rubanées. Il est marqué par l'étirement progressif des yeux feldspathiques et par l'organisation, le cas échéant, des biotites, voire des sillimanites, en lits continus. La formation de ces structures s'accompagne d'une réduction de la taille des grains qui s'organisent en rubans de quartz, feldspaths, micas recristallisés.

Ces gneiss se présentent donc comme des roches très finement litées, à fort débit planaire. Quelques échantillons se distinguent des précédents par la présence de hornblende verte, dont l'association avec du sphène suggère qu'elle remplace un ancien minéral ferromagnésien plus ou moins calcique.

Au contact de la série de la Brévenne, apparaissent chlorite, muscovite et parfois staurotide et disthène.

$\zeta L(4)$ . **Gneiss anatectiques.** Ils se développent localement aux dépens des formations œillées et/ou rubanées. Ils se rencontrent en bouffées décamé-

triques à plurikilométriques, sécantes sur la foliation régionale ou alors en lentilles parallèles à la structure majeure. Ce sont des roches hétérogènes, où des zones foliées et/ou microplissées se mêlent étroitement à des zones grenues, de texture nébulitique et à grains fins. La minéralogie est identique à celle des deux faciès précédents. Tout au plus, il faut parfois noter une plus grande abondance de muscovite. Les limites avec les formations précédentes restent floues car le passage des gneiss aux anatexites est continu sur un même affleurement.

### **Formations métamorphiques lenticulaires**

**δ. Granulites basiques amphibolitisées.** Ces roches sont peu représentées sur le territoire de la feuille, et uniquement localisées dans sa partie sud. Il s'agit de roches sombres et massives contenant : quartz, plagioclase (An 48), grenat, orthopyroxène, amphibole verte, biotite, rutile, ilménite et sphène. Au microscope, des textures réactionnelles permettent de distinguer différents stades métamorphiques : le grenat a réagi pour donner de l'orthopyroxène et du plagioclase, minéraux par la suite transformés en amphibole et biotite. Ces observations permettent de rapprocher ces roches des plagiopyrignites décrites dans la partie sud des monts du Lyonnais (Dufour, 1985).

**δ. Éclogites amphibolitisées.** Elles se présentent en lentilles décimétriques de couleur sombre ou verte. En lames minces, elles sont caractérisées par des reliques de grenat et de clinopyroxène qui se déstabilisent progressivement en amphiboles vertes et plagioclases. Le faciès le plus fréquent est une roche très hydratée à rares reliques éclogitiques.

Ces éclogites amphibolitisées sont identiques à celles connues plus au Sud dans les monts du Lyonnais (Coffrant et Piboule, 1971 ; Blanc, 1981 ; Dufour et Lardeaux, 1984 ; Dufour *et al.*, 1985).

**δ. Amphibolites.** Très peu représentées au sein du socle lyonnais, ce sont des amphibolites banales, massives et de granulométrie fine. Elles sont constituées de quartz, apatite, plagioclase (labrador), hornblende verte, biotite, grenat, sphène et ilménite. Elles n'ont apparemment aucun lien avec les metabasites précédemment décrites et leur nature originelle reste donc indéterminée.

**Leptynites à grenat et sillimanite.** Elles apparaissent ponctuellement au sein de l'ensemble orthogneissique. Ce sont des roches leucocrates à hololeucocrates parsemées de grenats millimétriques et d'amas de sillimanite en fibre. Leur composition minéralogique est la suivante : quartz, oligoclase, microcline, grenat, biotite, fibrolite, apatite, ilménite et zircon. De part leur gisement, leur texture et leur minéralogie, ces roches rappellent les leptynites hololeucocrates granulitiques de Saint-André-la-Côte (Dufour, 1982).

**η. Péridotites.** Elles sont principalement localisées au bois de Mercruy où elles délimitent un massif lenticulaire plurihectométrique. Le mode de gisement est difficilement déterminable par suite des mauvaises conditions d'affleurement et de l'absence de contacts avec les orthogneiss encaissants. Elles sont massives, de teinte très sombre et possèdent une structure

équante. Elles ont subi une forte altération si bien, qu'en lame mince, la plupart des échantillons apparaissent uniquement constitués de minéraux serpentiniteux avec des résidus d'olivine.

### **Formations métamorphiques d'Éveux**

**ζE. Gneiss mylonitiques d'Éveux.** Dans la partie est de la feuille affleure un ensemble de roches gneissiques, individualisé en 1960 par J.M. Peterlongo sous le nom de « groupe d'Éveux-sur-l'Arbresle », successivement interprété sans certitude comme « un granite à tendance sodique syncinématique, mis en place après le dépôt de la série de Brévenne, cataclaté et rétro-morphosé » par cet auteur, et comme « métagrauweekes de l'Arbresle », base de l'unité de la Brévenne, par D. Bardin en 1971.

Cet ensemble présente un grand développement dans la région d'Éveux, où son contact avec les métavolcanites de la Brévenne est parallèle à la foliation, puis se prolonge vers le Sud par une étroite bande, de 200 à 400 m de puissance, suivant la vallée de la Brévenne (qu'elle traverse entre la Rochette et la Combe) et disparaît au Nord de la commune de la Brévenne, sur une faille WNW-ESE.

Des roches gneissiques présentant les mêmes caractères texturaux et minéralogiques que celles d'Éveux, ont été mises en évidence dans des lambeaux tectoniques situés en différents endroits de la série volcanique de la Brévenne ; dans la partie occidentale de cette unité, elles s'y trouvent associées à des roches grenues basiques ou ultrabasiques et à des trondhjémites, et forment avec celles-ci des bandes mylonitiques NE-SW sub-parallèles à l'accident majeur de la vallée de la Brévenne. En d'autres endroits, des gneiss du « type Éveux » ont été observés sous forme de niveaux très réduits, métriques à décimétriques, par exemple entre Courzieu et la Giraudière (près de la bifurcation vers les Allognets) et à l'Est de Lentilly (vers les Tanneries), au contact du « granite de Grand-Chemin ».

Ce sont des roches de couleur beige rosé à verdâtre, à structure mylonitique, dont l'aspect macroscopique varie surtout en fonction du degré d'écrasement, qui s'exprime par la granulométrie de la roche, les abondances relatives des yeux ou clastes quartzo-feldspathiques et de la matrice schisteuse plus sombre, chargée en phyllites. Le faciès le plus grossier se caractérise par la présence de grands clastes quartzo-feldspathiques (formant parfois des rubans plus ou moins continus), entourés par une matrice hétérogène faite du mélange de la phase quartzo-feldspathique granulée et d'une composante micacée : il a l'aspect d'un granite mylonitisé et rétro-morphosé, d'où l'hypothèse de J.M. Peterlongo (1960). Les faciès plus schisteux tels que ceux rencontrés à l'approche de l'accident majeur de la Brévenne, dans la région de la Rochette, ou de celui de la Combe, prennent localement un aspect de schistes « ultramylonitiques » de grain fin, car leurs clastes sont de plus en plus morcelés et mélangés à la matrice, et présentent des microplis fréquents. Ces roches, dont les constituants, ont été fortement granulés, évoquent plutôt des méta-arkoses ou grauweekes, d'où la seconde interprétation (Bardin, 1971).

Nos observations pétrographiques confirment la composante « granitique sodique » de cette formation, et montrent la difficulté de déterminer le degré de remaniement éventuel de certaines de ces roches, à cause des effets de la mylonitisation et du métamorphisme qui les affecte, entraînant leur recristallisation partielle.

Localement, (par exemple affleurement 17 de l'itinéraire géologique), ces gneiss renferment des filons leucocrates (à quartz  $\pm$  albite  $\pm$  muscovite  $\pm$  grenat) qui sont affectés par des plis P1.

La texture de ces roches, en lames minces, se caractérise par une forte schistosité mylonitique et l'abondance de porphyroclastes quartzo-feldspathiques (à structure interne témoignant de leur origine magmatique intrusive), moulés par une matrice granolépidoblastique renfermant des lamelles micacées très déformées.

Leur composition minéralogique se résume ainsi : les clastes sont surtout faits de plagioclase sodique (albite à oligoclase  $<$  An22), associé à du quartz, avec, exceptionnellement, des reliques de biotite primaire, sous forme de grandes lamelles flexueuses affectées de « kinks » à inclusions de sagénite ; le plus souvent la biotite est chloritisée. Du grenat est assez fréquent, bien qu'accessoire, en cristaux fragmentés, souvent inclus dans le plagioclase, et localement déstabilisés en chlorite ; sa composition est proche de celle des grenats des gneiss du Lyonnais, avec les teneurs en % mol suivantes, rencontrées dans des échantillons d'affleurements répartis dans toutes les zones où on les trouve : almandin 68-73, pyrope 12-15, spessartine 8 à 12, grossulaire 5-6. Quelques compositions s'écartent légèrement de ces valeurs : c'est le cas d'un grenat de gneiss provenant des environs d'Éveux, riche en manganèse (spessartine : 17), et d'un autre, plus calcique (grossulaire : 27, pour seulement almandin : 50). Ces variations chimiques relevées dans quelques grenats peuvent refléter des variations de faciès au sein des gneiss d'Éveux. Notons à ce propos qu'une autre analyse de grenat riche en spessartine (19,5) et pauvre en grossulaire (1,7) provient de gneiss situés au Nord de la carte, à l'Est de Sarcey, et affectés par un fort recuit thermique au contact du granite de Saint-Laurent-de-Chamousset ; la texture granoblastique à tendance polygonale (de recuit) et la morphologie du grenat analysé, non éclaté et situé au cœur de néobiotite, ne laissent aucun doute, dans ce cas, sur la recristallisation dans un « climat thermique » de cette roche et pourrait expliquer la composition particulière du grenat. Ceci est corroboré par une autre analyse, très semblable (almandin 62, pyrope 12, spessartine 21,8-23,9, grossulaire 2,3 à 3), provenant d'un grenat de schiste tacheté au contact du granite (Montagny).

La composition minéralogique de la matrice recristallisée (à texture granolépidoblastique) s'établit ainsi : quartz en plages polycristallines, parfois en rubans, muscovite sous forme de lamelles flexueuses et amas de fines séricites, orientés et plus ou moins microplissés, associés à de la chlorite et à des produits ferrotitanés (rétromorphose de biotite) ; de la biotite néoformée en lamelles ténues est rarement observée. Les minéraux accessoires sont l'apatite (cristaux brisés), le zircon, la monazite et des opaques : oxydes et hydroxydes de fer.

Remarquons que le feldspath potassique, signalé par C. Durand (1981), n'a pas été trouvé ; toutefois, des plages myrmékites et des cristaux d'albite « en échiquier », renfermant de plus petits cristaux automorphes de plagioclase (albite limpide), pourraient être les témoins d'ancien feldspath potassique albitisé.

En outre, la présence de sillimanite résiduelle, signalée par M. Piboule (observée essentiellement à l'œil nu), n'a pu être confirmée par nos observations microscopiques.

Un faciès de gneiss mylonitique à hornblende brun-vert résiduelle + grenat, l'équivalent des gneiss à hornblende et grenat des formations métamorphiques d'Affoux, a été observé dans un lambeau tectonique à l'Ouest de Courzieu.

Dans l'état actuel de nos connaissances structurales, pétrographiques et minéralogiques, l'appartenance des gneiss d'Éveux au socle anté-Brévenne et leur rétro-morphose en contexte épizonal, semble tout à fait plausible.

### **Formations métamorphiques d'Affoux**

Les formations décrites par J.M. Peterlongo (1960) comme un ensemble de gneiss et de migmatites rétro-morphosés, à chlorite, constituent les principales hauteurs des monts de Tarare.

Ces roches métamorphiques sont recoupées au Sud par le granite de Saint-Laurent-de-Chamousset dont la zone de métamorphisme de contact se signale par un recuit thermique des gneiss et le développement de fines biotites, sur une largeur de plusieurs centaines de mètres. Au Nord, les formations métamorphiques sont en contacts anormaux et redressés avec les unités dévoniennes de Violay et de Ronzière. Largement impliquées dans la tectonique bretonne, ces formations réapparaissent dans la série dévienne en plis étroits et écaillés. Localement, les calcaires situés à la base du Carbonifère les recouvrent en discordance.

Sur le plan cartographique et pétrographique, trois formations métamorphiques ont été distinguées : des orthogneiss de composition granitique, des orthogneiss de composition tonalitique, des gneiss micacés probablement paradérivés.

ζA(1). **Gneiss œillé : méta-granite porphyroïde.** Ils forment la masse principale du mont du Crépier et du mont Boussuivre. Ce sont des roches roses à beiges dans lesquelles les grands cristaux de feldspath potassique peuvent atteindre 4 cm dans les zones peu déformées, soulignant ainsi la nature porphyroïde du granite. Le faciès le plus commun est un gneiss œillé par fragmentation des feldspaths potassiques, et plus ou moins rubané.

L'étude microscopique révèle une déformation toujours intense, blastomylonitique, avec de nombreux plans parallèles de cisaillement. Suivant ces plans, les feldspaths potassiques et les cristaux de plagioclase séricitisés

sont polygonisés, le quartz s'étire en rubans et les micas, muscovite et chlorite (biotite altérée), soulignent cette foliation épimétamorphique ; on note la présence de reliques de grenat (almandin 66% - spessartine 24%).

ζA(2). **Gneiss œillé à rubané : méta-tonalite.** Plus étendus que les orthogneiss granitiques, ils constituent l'essentiel du domaine des formations métamorphiques d'Affoux. Macroscopiquement, ils montrent les mêmes déformations mylonitiques, qui donnent à la roche de grain plus homogène une texture nettement rubanée. Les clastes de plagioclase séricitisé, de quartz, de muscovite et de biotite chloritisée, ont des tailles variées dans une matrice finement granulée à trame de séricite qui souligne les plans de schistosité épimétamorphique accompagnés de phases de cisaillement. Les grenats porphyroblastiques (à composition d'almandin dominante) sont largement altérés en chlorite-séricite. Quelques agrégats phylliteux, observés localement, pourraient résulter de l'altération totale de silicate d'alumine.

ζA(3). **Gneiss micaschisteux.** Ces faciès de gneiss plus riches en micas forment quelques bandes dispersées à l'intérieur des gneiss tonalitiques, avec lesquels elles restent en concordance structurale.

Ces gneiss micacés contiennent des clastes de plagioclase, quartz et grenat, ainsi que des plages sériciteuses évoquant des silicates d'alumine altérés. Localement, apparaissent des micaschistes constitués en abondance de biotite chloritisée et de muscovite, ou des faciès plus quartzeux indiquant la présence possible d'anciens sédiments métamorphisés (paradérivés).

ζδ. **Gneiss amphibolique.** A 1 km au SSW d'Affoux, dans un domaine où les orthogneiss se distinguent par l'absence de déformation mylonitique, le front de taille d'une ancienne carrière présente un lambeau de gneiss sombre constitué de plagioclase calcique altéré, de hornblende brun-vert et de grenat (almandin principalement) abondant, partiellement altéré en biotite verdâtre, ainsi que des minéraux opaques. De fines fractures contiennent une association d'actinote et d'épidote. Ce gneiss apparaît donc affecté d'un métamorphisme de faciès amphibolite profond, mais légèrement rétro-morphosé.

## TERRAINS PALÉOZOÏQUES

### Dévonien supérieur

#### Unité de la Brévenne

Disposée de part et d'autre de la vallée du même nom, et encadrant la bande des gneiss d'Éveux, cette unité, définie par J.M. Peterlongo en 1958, est limitée à l'Est par le « granite de Grand-Chemin » « en concordance tectonique », et par « le socle du Lyonnais », et à l'Ouest par l'intrusion du granite de Saint-Laurent-de-Chamousset.

Il s'agit d'une série volcano-sédimentaire métamorphique, complexe, constituée de faciès lithologiques variés « que l'on trouve un peu partout et en ordre dispersé » (Peterlongo, 1960).

A l'échelle de la carte, le mode d'association très variable de ces faciès et le caractère effusif dominant des terrains ont rendu délicate leur représentation ; toutefois, le report des principaux faciès fait apparaître des zones où dominant soit le paléovolcanisme basique, soit le paléovolcanisme acide, soit des alternances de ces deux types, ainsi que des lambeaux tectoniques où ces faciès peuvent être associés à des gneiss, des gabbros et des trondhjémites. Nous n'avons pas cartographié les groupes distingués par J.M. Peterlongo (1960) parce que, d'une part, les limites entre zones sont floues, progressives ou très « hachées » tectoniquement et que, d'autre part, les caractères pétrochimiques des divers faciès sont constants d'une zone à l'autre. Les unités basiques prédominent donc à l'Est, le long du contact avec les gneiss du Lyonnais, ainsi qu'au Sud de Bessenay, où les roches sont à dominante doléritique, dans les régions du mont Arjoux et du mont Pottu, à l'Ouest autour de Pélerat ; les basaltes à pillows affleurent au Nord de la vallée de la Brévenne (entre l'Arbresle et le Pont-Dorieux). Le paléovolcanisme acide est prépondérant d'une part à l'Est et Sud-Est de Sain Bel, où se trouve aussi la principale bande Nord-Sud de séricitoschistes qui résulte de l'hydrothermalisme associé aux minéralisations, et d'autre part au Sud de Bibost, ainsi que plus à l'Ouest dans les environs de Saint-Julien-sur-Bibost.

Enfin, de grandes zones d'alternances acide-basique s'allongent parallèlement à la foliation, du Sud-Ouest au Nord-Est, et sont caractérisées par la variabilité de puissance des différentes « passées » de l'un ou l'autre type, les niveaux de « basique » dans l'« acide » décimétriques à plurimétriques, et réciproquement.

Les affleurements souvent discontinus et l'altération poussée des roches, en particulier dans les zones les plus tectonisées, empêchent de bien voir les relations entre ces différents faciès. Toutefois, les observations se sont multipliées le long des meilleures coupes fournies par les affluents de la Brévenne dont les vallons recourent la succession lithologique (structurale), d'orientation N 20° E. Elles furent complétées par de très nombreuses études pétrographiques qui ont permis de préciser la nature des roches, leurs degrés d'altération et de métamorphisme, ainsi que les liens de parenté existant entre certaines d'entre elles.

A l'examen microscopique, les textures résiduelles apparaissent fréquentes et permettent de reconnaître des roches d'origine variée : en majorité, des matériaux volcaniques d'épanchement, de composition acide et basique, ainsi que leurs équivalents profonds (grenus) ou hypovolcaniques (microgrenus), des sédiments détritiques — peu abondants — et des roches gneissiques qui sont en relation spatiale avec les termes grenus (acides, basiques, parfois ultrabasiques) ; ces gneiss sont de même nature que ceux d'Éveux (décrits ci-dessus) et apparaissent à la faveur d'accidents tectoniques qui les « remontent » avec les termes profonds de l'unité de la Brévenne.

Les effets du métamorphisme et des déformations (en particulier, l'aplatissement, l'étirement, la mylonitisation, la recristallisation) sont plus ou moins sensibles suivant la nature des matériaux initiaux et leur situation dans la série, d'où la grande variété des noms, plus ou moins descriptifs ou

interprétatifs, donnés aux roches par les auteurs précédents (Peterlongo, 1960 ; Fonteilles, 1968 ; Bardin, 1971 ; Durand, 1981) : les « schistes verts, schistes amphiboliques et amphibolites » de J.M. Peterlongo, équivalents des « metabasites spilitiques, amphibolites feldspathiques et amphibolo-chloritoschistes » de C. Durand, et les « leptynites felsitiques », les « albtophyres métamorphiques » (Peterlongo), équivalents des « métavolcanites kérotophyriques » et des « métagranites albitiques » (Durand). Quelques autres termes décrivent des roches moins fréquentes : schistes serpenteux, séricitoschistes, schistes à biotite, plagioclasite à amphibole, schiste quartzeux épidotique (Durand). La terminologie que nous utiliserons pour décrire les roches des formations métamorphiques de la Brévenne sera assez proche de celle de C. Durand, basée à la fois sur des critères d'origine des roches (textures résiduelles et composition chimique) et sur des critères métamorphiques et/ou hydrothermaux (textures de recristallisation, nature des phases minérales).

Ainsi, malgré la complexité de l'association des divers termes constitutifs de la Brévenne, les principaux types de roches rencontrés peuvent être décrits à l'intérieur des grands groupes suivants : paléovolcanites, acides (kérotophyriques) et basiques (spilitiques) ; granites albitiques ; gabbros ; schistes (d'origine sédimentaire).

### **Volcanisme acide**

**$\alpha\beta$ . Méta-kérotophyres\* ou soda-rhyolites à soda-dacites métamorphisées.** Ce sont des roches de couleur variable, beige rosé, gris bleuté à verdâtre, qui présentent souvent un rubanement de couleur parallèle au plan de schistosité. Elles sont compactes, à cassure esquilleuse ; les moins déformées ont un net aspect de laves porphyriques, à petits phénocristaux blancs de plagioclase, de 1 à 2 mm, dans une matrice de grain fin. Celle-ci, principalement quartzo-feldspathique, est claire lorsqu'elle s'enrichit en séricite, ou sombre si elle est chargée de biotite verte ou — plus rarement — d'amphibole sous forme de prismes plurimillimétriques qui soulignent une forte linéation d'étirement (en particulier, bien visible au Sud-Est du Raton près de l'accident majeur de la Brévenne).

Certains niveaux sont sub-aphyriques ; toutefois, à l'examen microscopique, ils présentent de très petits phénocristaux d'albite (inférieurs à 0,5 mm) noyés dans une pâte microlitique dense : à tendance trachytique.

Pétrographiquement, les kérotophyres montrent quelques variations de texture, pour une paragenèse minérale assez constante. En plus de la

\* *kérotophyre* : ce terme a été retenu pour rendre compte des caractéristiques pétrographiques essentielles des volcanites acides de la Brévenne : prédominance de l'albite sur les autres constituants typiques de cette paragenèse dite de basse-température : chlorite, épidote, calcite (rare, ici) ; absence (ou rareté) du quartz en phénocristaux et quantité modérée du quartz dans la mésostase du faciès-type (non-utilisation du terme « quartz-kérotophyre »).

*méta-kérotophyre* : le métamorphisme affectant ces roches est responsable de la recristallisation plus ou moins forte de ces minéraux et de l'apparition locale d'autres phases, en particulier de la biotite (pouvant être très abondante), de l'amphibole, du grenat. Les témoins texturaux d'un hydrothermalisme précoce sont estompés par la recristallisation métamorphique, mais cet hydrothermalisme est décelable par les variations chimico-minéralogiques (potassification, silicification).

porphyricité des laves, l'habitus de leurs microlites au sein de la mésostase peut varier d'un type à l'autre : le faciès le plus fréquent est microlitique fin, plus ou moins fluidal ; mais les microlites sont plus gros, pouvant devenir des microlattes dans les roches à aspect trachytique, tendance microgrenue. Exceptionnellement est observée une texture perlitique (soulignée par un développement secondaire de biotite le long des fentes de retrait), surimposée à un fond hyalopilitique, dans le « faciès tigré » du kératophyre de la carrière située sur la D 7 au Sud-Est de Sain-Bel (ce qui pourrait traduire une mise en place sous-aquatique de cette coulée).

Leur association minérale est homogène, caractérisée par un composant toujours prépondérant : l'albite, accompagnée en proportions variables par de la chlorite et/ou de la biotite, de l'épidote, et des minéraux accessoires : zircon, apatite, sphène ou rutilé (rare), oxydes de fer-titane.

Localement, se développent des niveaux plus riches en séricite-quartz, en biotite ou — plus rarement — en amphibole ; exceptionnellement ont été observés du grenat, de la pyrite, du feldspath potassique, nettement secondaire.

L'*albite* est présente, le plus souvent, à la fois sous forme de cristaux prismatiques intacts ou fragmentés, isolés ou en assemblages glomérophyriques étirés dans la schistosité, et de microlites en groupes plus ou moins denses et ordonnés dans la fluidalité (traces d'écoulement orienté dans S1, ou subparallèle à S1) ; au sein de la mésostase, l'albite est en plages minuscules, lobées, engrenées, associées à du *quartz*, plus limpide. Celui-ci est rarement sous forme de cristaux individualisés, mais il recristallise dans la mésostase des roches mylonitisées, sous forme de rubans de quartz polycristallins, parallèles à la schistosité, moulant les clastes, et formant des assemblages polycristallins recristallisés dans leurs ombres de pression.

Du *feldspath potassique* apparaît dans les zones d'hydrothermalisme (région de Fleurieux et Saint-Pierre-la-Palud) : il remplace de façon irrégulière l'albite à partir des fractures, dans des laves porphyriques à texture microlitique bien conservée.

La *chlorite* se présente généralement en petite quantité, en lamelles flexueuses dispersées dans la mésostase, ou au sein des plagioclases, ainsi que dans les ombres de pression bordant les phénoclastes ; localement, elle renferme des granules opaques, provenant de la déstabilisation de biotite, ainsi que du zircon.

L'*épidote* est fréquente : sous forme de groupes polycristallins, d'individus isolés dans la mésostase ou dans le plagioclase, et dans des filonnets plus ou moins réorientés par la déformation (étirés dans la schistosité).

La *biotite* apparaît plus ou moins abondante, appartenant à plusieurs générations : la première, déstabilisée en chlorite, est peu abondante, pouvant persister en inclusions dans le plagioclase ; la deuxième, la plus fréquente, est due à l'action du métamorphisme régional sur des niveaux de laves hydrothermalisées (enrichies en potassium) : il s'agit de lamelles vert foncé, parfois développées en fortes concentrations le long des plans de schistosité, ou bien interstitiellement, individualisant des plages microlitiques albitiques, témoins de la nature initiale de la roche ; la troisième sorte

de biotite est tardive, liée au métamorphisme de contact du granite de Saint-Laurent-de-Chamousset : elle forme des amas de néobiotite brune cristallisés en tous sens à partir des chlorites ou biotites préexistantes.

L'*amphibole* apparaît par endroits : elle semble liée à la proximité des accidents ; elle est en longs prismes bleu-vert (hornblende actinolitique), orientés parallèlement entre eux, dans le plan de schistosité et partiellement dés-stabilisés en phyllites vertes.

Le *mica blanc* s'observe dans certains niveaux, où il apparaît discrètement sous forme de séricite développée sur le réseau cristallographique de plagioclase, par altération, ou de façon diffuse dans la mésostase ; aux abords des minéralisations, la séricite envahit parfois le kératophyre, isolant des plages microlitiques relictuelles, ou, plus complètement, le transformant en séricitoschiste, roche à quartz + séricite résultant d'une altération hydrothermale précoce et intense de la lave. Ce faciès singulier et très important au contact des minéralisations, fera l'objet d'une description particulière ci-dessous.

Le *grenat* a été observé dans 2 échantillons seulement, (provenant de l'Ouest de Sourcieux-les-Mines), sous forme de cristaux automorphes blastiques, moulés par la schistosité mylonitique : ils seraient donc antérieurs à la déformation, et pourraient être liés à une action hydrothermale, plutôt que métamorphique (ce qui expliquerait la rareté de leur présence à l'échelle de l'unité). Sa composition (almandin : 30 à 45 ; pyrope, faible ; spessartine 30-40, grossulaire 30) est très différente de celle des grenats du socle, mais assez proche de celle des grenats analysés dans les trondhjémites (provenant du Sud du Crapet, vallée de la Brévenne : avec 29% de spessartine).

$\rho\alpha B(1)$ . **Zone d'altération hydrothermale ou séricitoschistes.** Ce faciès, très caractéristique par sa couleur blanc satiné, forme des niveaux lenticulaires concordants, toujours étroitement associés à des méta-kératophyres et localisés essentiellement aux abords des minéralisations. Le niveau principal dessine une bande qui s'étend du hameau du Gervais vers le Sud, sur 2,8 km, passant par les anciennes mines de Sain-Bel.

Actuellement, c'est dans la carrière Saint-Antoine, située à 350 m au Sud-Ouest de Saint-Pierre-la-Palud, qu'on peut le mieux observer les séricitoschistes et le minerai qu'ils encaissent. Une autre lentille de séricitoschistes, de 700 m sur 150 m, affleure à la Vieille-Mine, à un kilomètre à l'Ouest de Saint-Pierre-la-Palud (affleurement 13 de l'itinéraire).

Un échantillonnage serré et une étude microscopique détaillée ont permis de mettre en évidence un passage progressif des méta-laves acides albitiques à ces séricitoschistes  $\pm$  quartzeux, matérialisé par une silicification et potassification plus ou moins intense des laves et leur recristallisation dans le faciès des séricitoschistes. Dans les termes les moins transformés, on peut observer l'alternance millimétrique de « lits » à texture résiduelle microlitique porphyrique et de « lits » granoblastiques à granolépido-blastiques composés de quartz et muscovite. Cet aspect lité, caractéristique des zones de transition entre méta-kératophyres et séricitoschistes, a d'ailleurs conduit les anciens auteurs à considérer ce faciès comme tuffacé, volcano-détritique ou même d'origine chimique (Fontailles, 1968). Dans les termes plus trans-

formés, on n'observe plus que de petits clastes résiduels d'albite (parfois potassifiés), baignant dans une matrice fine à quartz + muscovite.

Localement (notamment à la Vieille-Mine), l'épidote et la chlorite ± magnésienne sont présentes ; accessoirement persistent les opaques, le zircon, l'apatite et du rutile. Les sulfures (pyrite ± blende), la barytine, le carbonate et la malachite font partie des paragenèses hydrothermales observées.

### **Volcanisme basique**

βB. **Basalte (volcanisme basique) et dolérite, microgabbro (hypovolcanisme basique)** forment le second des deux grands ensembles composant l'unité de la Brévenne. Sous des aspects macroscopiques très variés (décrits comme amphibolites massives, amphibolites feldspathiques, chloritoschistes), ils rassemblent des roches qui présentent une forte unité pétrochimique.

Mis à part les rares affleurements de laves basiques à débit en coussins (« pillow-lavas » des environs de l'Arbresle, Sain-Bel et Chevinay), il est souvent difficile de distinguer sur le terrain les faciès d'épanchement des faciès intrusifs (métadolérites ± gabbros), à cause des effets combinés de l'altération hydrothermale, de la tectonique et du métamorphisme ; d'où les termes essentiellement descriptifs utilisés sur le terrain (chloritoschistes, amphibolites, amphibolites feldspathiques).

Ainsi, le microscope s'est avéré l'outil indispensable pour identifier les matériaux et les classer : en fonction du type de texture dominant, l'on distingue deux groupes :

- les roches à texture magmatique résiduelle, comprenant des types microlitiques (basaltes) plus ou moins porphyriques ;
- les roches à texture purement métamorphique, dont la recristallisation a oblitéré les structures magmatiques initiales, mais dont la composition minéralogique, et le « grain », permettent souvent de les rattacher à l'un des types précédents. Elles sont moins abondantes que les roches à texture résiduelle.

● Parmi les roches à texture résiduelle, le faciès microgrenu à l'aspect d'amphibolites feldspathiques « grossières », est le plus répandu : il affleure abondamment le long de la meilleure « coupe » observable à travers cette unité de la Brévenne, ou « coupe de Bibost », partant de la N 89 (Sud de Sain-Bel) vers le granite de Saint-Laurent-de-Chamousset à l'Ouest, ainsi que dans la région du Sud de Brussieu, où domine le magmatisme basique : ce sont des amphibolites massives, vert sombre à noires, qui forment généralement des bancs ou des niveaux métriques à plurimétriques plus ou moins boudinés, à bordures schistosées (aspect de chloritoschistes).

Ces matériaux « grossiers » ne sont pas complètement distincts des « schistes verts » proprement dits correspondant aux metabasaltes à texture résiduelle microlitique porphyrique ou non ; entre ces deux pôles se rencontrent tous les intermédiaires pétrographiques que sont les amphibolites à

grain moyen ou fin, dont le débit plus ou moins schisteux est commandé par la déformation. Les faciès fins sont localement rubanés, à lits épidotiques ou biotitiques liés à un hydrothermalisme précoce. Un exemple typique de ces variations texturales est représenté le long de la route N 485 (entre Pont-Dorieux et la cimenterie, au Nord-Ouest), où l'on observe un défilé d'affleurements de roches à prédominance basique.

Parmi les roches à grain fin, des metabasaltes à texture résiduelle microclitique aphyrique, affleurent sur le versant oriental de la vallée de la Brévenne, entre Sain-Bel et Chevinay. Ils sont parfois riches en amygdales calcitiques étirées, et renferment de l'épidote qui les colore en vert jaunâtre. De l'autre côté de la Brévenne, où les faciès microgrenus prédominent, quelques metabasaltes très porphyriques peuvent être observés (par exemple au Sud de Bessenay, près du carrefour de la N 89 et de la route du Raton, ainsi qu'à l'Est de Bessenay dans le dernier virage de la route allant vers la N 89) ; les phénoclastes sont d'amphibole (remplaçant probablement du clinopyroxène), tandis que le plagioclase est transformé en une fine mosaïque granoblastique.

Le cas exceptionnel des metabasaltes à débit en coussins est visible en quelques endroits le long de la vallée de la Brévenne : bifurcation des routes D 596 et D 118, à moins de 3 km de l'Arbresle, ainsi que dans les environs Nord et Est au Nord-Est de l'Arbresle ; à 1,2 km à l'Ouest de Chevinay, à proximité du contact tectonique avec les gneiss du Lyonnais, ainsi qu'à 500 m au Nord-Ouest du Soupât, en bordure de la petite route allant vers la Brévenne. Le débit en coussins est parfois estompé par les effets de la déformation, le boudinage : toutefois, les coussins sont identifiables par la présence de bordures, « écorces » variolitiques, plus ou moins étirées dans la foliation.

● *Les faciès basiques à texture purement métamorphique* sont localisés principalement le long du contact de la série de la Brévenne avec le socle lyonnais, et au niveau des accidents intra-Brévenne. Ils comprennent des roches de grain fin, appelées amphibolites et schistes verts, et des termes plus grossiers, les amphibolites feldspathiques ; avec des textures granonématoblastiques foliées, ces différents faciès correspondent à des metabasaltes et à des métadolérites ou métagabbros. Leurs compositions sont semblables à celles des roches précédentes à texture résiduelle ; elles dérivent donc des mêmes faciès principaux, et ont subi une recristallisation métamorphique plus intense.

La composition minéralogique est commune à l'ensemble des faciès de metabasites ; les proportions des différentes phases minérales varient, en particulier suivant le degré de déformation des roches, et les intensités des processus hydrothermaux et métamorphiques qui les ont affectés.

Leur composition est typique de roches basiques épimétamorphiques, caractérisée par l'association suivante (dépourvue de pyroxène relictuel) : plagioclase, généralement sodique (An 2-20) et amphiboles, composants prépondérants ; chlorite, épidote, biotite, quartz, en quantités très variables ; accessoirement, calcite, sphène, apatite et minéraux opaques : oxydes et sulfures.

Le *plagioclase*, en général albite ou oligoclase, est plus ou moins bien conservé sous forme de microlites et lattes, ainsi qu'en rares phénocristaux dans les roches porphyriques. Dans celles-ci, il est souvent granulé, formant une mosaïque à inclusions d'épidote ; exceptionnellement, du plagioclase plus calcique a été observé, en particulier dans des roches microgrenues (doléritiques *s.l.*) où An atteint 50 mol. % au cœur de cristaux zonés.

Les *amphiboles* présentent une gamme étendue de compositions, d'une roche à l'autre, mais aussi à l'intérieur de certains échantillons ; le cas le plus typique est observé dans les roches à texture grenue ou microgrenue résiduelle, contenant des « phénoclastes » zonés à cœur vert pâle actinolitique, entouré d'une « couronne » vert bleuté de hornblende édénitique. Celle-ci se prolonge par des extrémités effilochées, de même nature que les petits prismes vert-bleu qui ont cristallisé dans le fond de la roche, de façon synchrone à tardive par rapport à la schistosité. Ainsi, les sections flexueuses à cœur actinolitique semblent-elles correspondre à d'anciens phénocristaux de pyroxène rétrotransformés en actinote, qui auraient été, sous l'effet d'un gradient thermique croissant, rééquilibrés en une hornblende  $\pm$  édénitique.

Dans certains échantillons, généralement de metabasites à grain fin, un seul type de composition a été observé : actinote ou magnésio-hornblende, tandis que dans d'autres, à grands cristaux zonés d'amphiboles, des variations de composition importantes ont été identifiées : comprenant l'actinote au cœur des cristaux, et la magnésio-hornblende, avec la hornblende édénitique en bordure.

Outre ces termes les plus fréquents, on a analysé une hornblende brune semblant relictuelle au sein des amphiboles (?), donc d'une génération tardive liée au métamorphisme thermique ; le cas extrême est une metabasite cornéifiée provenant de la zone du contact granite—Brévenne, entre Sarcey et le Breuil, à texture rubanée soulignée par des alternances de niveaux plagioclasiques et de lits à ferropargasite (brunâtre) et clinopyroxène diopside.

Cette composition, de ferro-pargasite, a été également analysée dans une roche moins cornéifiée, provenant du mont Arjoux ; dans ce cas, la texture primaire ophitique est conservée, et cette amphibole a cristallisé en assemblages granoblastiques typiques de recuit thermique, aux dépens des anciens cristaux pœcilitiques de ferro-magnésiens, ce qui confirme son apparition tardive, sur un faciès metabasique.

La *chlorite*, à part quelques exceptions, est peu abondante, en agrégats de cristaux flexueux interstitiels.

L'*épidote* occupe une position interstitielle, en individus subautomorphes ou en grains parfois groupés à l'emplacement d'anciens phénocristaux de plagioclase, dans les roches fortement recristallisées. Dans quelques cas, elle envahit la roche, soit en passées diffuses, soit en lits préférentiels parallèles à la foliation, soit à partir de filonnets (hydrothermalisme).

La *biotite* est plus ou moins abondante, comme minéral secondaire lié à la fois à une phase hydrothermale précoce (potassification des laves, acides et basiques) et au métamorphisme thermique (la biotite est abondante dans les métavolcanites situées au voisinage du granite de Saint-Laurent-de-Chamousset, et en particulier dans les zones de cornéennes où ont été décrits le diopside et la ferro-pargasite). Elle est sous forme de groupes lamelleux qui s'insinuent, entre les cristaux de plagioclase, et localement deviennent prépondérants. Elle peut être partiellement chloritisée.

Le sphène, la calcite, les minéraux opaques sont comme le quartz, en proportions variables.

**Les « mélanges tectoniques » intra-Brévenne : gabbros, ultrabasites, trondhjémites, gneiss du socle.**

Des mélanges de roches intensément mylonitiques sont observés le long de l'accident principal marquant la vallée de la Brévenne, ainsi qu'en différents endroits, à l'Ouest de celui-ci et qui semblent se disposer le long de « répliques » du grand accident. Outre les affleurements disposés le long de la Brévenne, de la Rochette au Sud du Raton en particulier, apparaissent à plusieurs reprises, le long de la route de Sain-Bel à Bibost (entre Montessuit et les Quatre-Pierres), au Sud de Bessenay à la Combe-Aymas et vers Sudieu, puis à l'Est de Pampailly, et enfin plus au Nord, à la Manche sur la route de Bibost à Saint-Julien-sur-Bibost.

Ils se présentent, avec des puissances variables (métriques à hectométriques), comme des associations spatiales de roches grenues acides et basiques : trondhjémites et gabbros, avec, très fréquemment, des roches du type « gneiss d'Eveux » et parfois des ultrabasites. Leur identification sur le terrain n'est pas toujours aisée, à cause de l'intense mylonitisation qui les affecte (de même qu'elle affecte les métavolcanites encaissantes). Les faciès de socle rencontrés sont du type « gneiss d'Eveux » (sans feldspath potassique) ; ils présentent divers degrés de mylonitisation, jusqu'à des ultramylonites, au niveau de la Rochette, où ils sont bien représentés ; plus au Sud, à la Brévenne, est observé le faciès basique grenu de type gabbroïque ou dioritique, intensément déformé et rétromorphosé ; il renferme les amphiboles bleu-vert décrites dans les métavolcanites, au sein de rubans à chlorite + épidote alternant avec des rubans à quartz + albite.

Une trondhjémite typique enfin, équivalent grenu des métavolcanites sodiques (kératophyres), affleure encore plus au Sud, entre le hameau du Crapet et la rivière de la Brévenne. Elle présente, malgré une forte cataclase, une texture résiduelle grenue isotrope et hétérogranulaire, avec mésostase micropegmatitique graphique, et une composition minéralogique simple : albite + quartz, prédominants ; oxydes de fer + biotite + chlorite + épidote, interstitiels, ainsi que quelques cristaux blastiques de grenat, de composition semblable à celle des grenats analysés dans des métasoda-dacites (almandin : 9, pyrope : 2,7, spessartine : 29, grossulaire : 19).

Les roches ultrabasiques sont généralement associées aux métagabbros et trondhjémites ; elles forment des corps lenticulaires de serpentinites et de talcschistes (plus rarement d'amphibolites calco-magnésiennes), situés en lambeaux peu épais, en bordure des mélanges précédents. Alors que de petits pointements ont été reconnus sur la bordure orientale des gneiss d'Eveux, les meilleurs affleurements sont localisés dans la région de Fleurioux-sur-l'Arbresle (talus de la N 7 et de la voie ferrée au Nord de la Roche ; près de la station d'épuration à 500 m au Sud de la gare : affleurement n° 18 de l'itinéraire) et sur la bordure Sud-Ouest de la feuille (à 750 m au Sud-Est de Boussoure). Ces roches, à schistosité mylonitique très marquée, sont composées de minéraux secondaires, excepté le spinelle chromifère qui se

présente localement en belles reliques ; les paragenèses suivantes sont observées : antigorite, talc, carbonate, avec magnétite et chromite accessoires ; chlorite magnésienne (clinocllore), talc  $\pm$  chlorite ferromagnésienne  $\pm$  oxydes de fer et de titane (magnétite, ilménite, rutile)  $\pm$  apatite.

### **Sédiments métamorphisés**

**SB. Siltite.  $\xi$ B. Micaschiste.** La série essentiellement volcanique de la Brève renferme des niveaux sédimentaires de faible puissance (quelques mètres ou dizaines de mètres, exceptionnellement 200 m) ; ce sont des schistes et micaschistes, qui affleurent de façon irrégulière : ils sont visibles dans la partie orientale, au contact des gneiss d'Eveux (ils sont bien visibles sur la D7, à 500 m à l'Est de Sain-Bel, affleurement n° 15 de l'itinéraire), ou intercalés dans les roches basiques (à Sourcieux-les-Mines sur la D7 ; dans le talus de la route N 7, près d'un pont SNCF entre Fleurieux et Lentilly, affleurement n° 19), et dans la zone occidentale, au Sud de Bibost (rive nord du Conan) où ils sont interstratifiés dans les kératophyres, ainsi que le long de la route de Sain-Bel à Bibost où ils affleurent, pincés entre des roches basiques mylonitisées (à l'Ouest de Marange et juste à l'Est d'un affleurement de gneiss).

L'examen microscopique a permis de reconnaître, dans les roches les moins métamorphiques, des métasiltites à texture résiduelle détritique, qui ont pour équivalents, dans les zones plus recristallisées, des micaschistes à texture granolépido-blastique présentant une schistosité S1 (parfois associée à des microplis « P1 » bien marqués), affectée par une crénulation de « phase 2 ». Les métasiltites contiennent de nombreux clastes de quartz et d'albite, englobés dans une matrice fine riche en phyllites (séricite, chlorite, biotite) ; accessoirement sont observés du zircon, de l'apatite, des oxydes de fer et du leucoxène. Certains niveaux renferment une composante volcanogène nette, représentée par des clastes d'albite et de petits lapilli. Localement, à proximité de la Vieille-Mine (affleurement n° 13), de même qu'au Sud de Bibost, l'épidote et la biotite apparaissent abondamment au voisinage de ces siltites, semblant résulter de phénomènes hydrothermaux ; les schistes et micaschistes, souvent rubanés, sont constitués par l'association minéralogique suivante : quartz + biotite + muscovite  $\pm$  grenat  $\pm$  albite  $\pm$  chlorite ; tourmaline, apatite et opaques sont accessoires.

Au contact du granite de Saint-Laurent-de-Chamousset, ces schistes sont tachetés, comme au Nord de la colline de Montagny, où ils affleurent entre le granite et des metabasites ; du grenat y est abondant, sous forme de petits cristaux de composition différente de ceux des autres schistes et des volcanites Brève (spessartine 23 mol. %, almandin 62 mol. %, grossulaire 2,3 mol. %, pyrope 12 mol. %) ; ils sont au sein d'un fond riche en chlorite, muscovite, quartz, avec un peu d'albite.

### **Unité de Ronzière**

Les contours irréguliers de cette unité sont fortement conditionnés par le système de plis et d'écaillés où elle est engagée avec les gneiss d'Affoux. Elle se dispose selon trois synformes où la foliation métamorphique est déversée

vers l'WNW. Comparée aux autres unités lithostructurales du Dévonien, la foliation est relativement moins développée dans cette unité qui reste néanmoins affectée par le métamorphisme épizonal.

La première synforme s'étend depuis l'Est de Tarare (bois du Four) jusqu'aux hauteurs du bois Doiré. Elle est constituée principalement de dacite porphyrique dont les divers faciès paraissent caractéristiques d'extrusion de laves en milieu sous-aquatique.

La deuxième synforme s'étend à l'Ouest de Poncharra et contient les mêmes laves dacitiques ainsi que quelques intercalations de siltites.

Dans la troisième synforme, située sur les sommets du mont Crépier, on retrouve, associés aux dacites, des basaltes et des gabbros peu déformés mais toujours métamorphisés dans le faciès schiste vert.

L'unité de Ronzière est donc caractérisée par quelques types de volcanites : dacite porphyrique, basalte, tuffo-lave et tufs et brèches associés et par des intrusions co-magmatiques : microtrondhjémite, diorite et gabbro.

Les principales variations observées sur ces faciès types sont le fait des phénomènes de déformation tectonique avec en particulier divers degrés de mylonitisation.

**παR. Dacite porphyrique. Dacite autobréchique.** Le faciès dominant de l'unité de Ronzière est une **dacite porphyrique**, gris verdâtre à beige, qui forment les principaux reliefs au Sud-Est de Tarare jusqu'au bois Doiré. C'est une lave massive et homogène à texture porphyrique ou glomérophyrique, à phénocristaux sub- à automorphes d'oligoclase parfois zoné et à quelques phénocristaux d'un minéral ferro-magnésien entièrement transformé en chlorite. La mésostase est microlitique à structure fluidale plus ou moins bien marquée et régulière, et conservant parfois un débit perlitique ; on y note une légère recristallisation avec des traînées de séricite et chlorite. Localement, la lave contient des amygdales remplies de chlorite, épidote, albite et feldspath potassique, plus rarement de petites enclaves de roches métamorphiques (gneiss d'Affoux ?).

Le long de la route entre le Coquary et Goutte-Vignole (allant de Saint-Marcel-l'Éclairé à la N 7, n° 43 de l'itinéraire), on observe plusieurs affleurements de **dacite autobréchique**, c'est-à-dire d'une lave dacitique microlitique à structure fluidale emballant, contournant, des fragments de dacite porphyrique amygdalaire. Ce faciès semble même passer localement (400 à l'ESE de Chalosset) à une brèche hétérogène constituée de la même matrice de lave dacitique microlitique, mais pigmentée, ponceuse (très riche en amygdales remplies de chlorite), emballant de grands fragments (jusqu'à 10 cm) de dacite porphyrique et amygdalaire, mais aussi des fragments de soda-rhyolite porphyrique et amygdalaire et de nombreux fragments de cristaux de plagioclase.

Le mode d'extension et l'homogénéité de ces laves dacitiques seraient caractéristiques d'extrusions massives, sous-marines.

Deux types de modifications affectent ces laves dacitiques :

— une altération marquée par le développement d'un réseau de séricite et

muscovite plus largement cristallisé, ne laissant subsister que quelques zones reliques à phénocristaux de plagioclase et fond microlitique altérés ; — une mylonitisation où les phénocristaux d'oligoclase sont brisés, tordus et emballés dans un fond finement granoblastique, à taches et veinules de feldspath potassique secondaire et où la foliation métamorphique (S1) et la schistosité de crénelation (S2) évoluent en bandes mylonitiques très finement granoblastiques et pigmentées.

Des roches de même nature mais à caractère subvolcanique, **microtrondhjémite** ( $\eta_1$ ), sont rencontrées soit en association étroite avec les extrusions dacitiques (Est de Ronzière), soit en petits stocks intrusifs dans les gneiss d'Affoux (pentes nord et sud-est du mont Crépier). On y retrouve la texture porphyrique à glomérophyrique, avec phénocristaux d'albite-oligoclase mais à mésostase formée d'une association de quartz et d'albite finement grenue ou micrographique avec un peu de biotite et des plages de chlorite secondaire. Les roches subissent localement les mêmes déformations accompagnées d'apparition de feldspath potassique diffus.

$\alpha\beta R$ . **Volcanites basiques**, ainsi que faciès grenus souvent associés ont une extension limitée aux zones de contact entre les extrusions dacitiques et les gneiss d'Affoux.

Suivant les localités, divers types de volcanites ont été rencontrés :

— au bois Robert (ENE de Tarare) une **andésite basaltique** ( $\alpha\beta R$ ) amygdalaire (métamorphisée dans le faciès schiste vert) possède encore une texture finement doléritique à lattes et microlites un peu tordus d'andésine dans une matrice dévitrifiée et pigmentée. Les amygdales sont remplies d'épidote, chlorite, albite, actinote et montrent une répartition hétérogène (lave auto-bréchique ?) ;

— un faciès auto-bréchique franc affleure dans la pente orientale de Roche-Billet (Sud du bois Doiré) où la roche contient des fragments anguleux de dacite et d'andésite porphyrique (phénocristaux d'andésine), microlitique et amygdalaire, qui sont emballés dans une lave andésitique microlitique et fluidale ;

— dans la pente nord du bois Doiré, un tuf ou une lave andésitique métamorphisé ne contient que quelques reliques de lattes de plagioclase dans un fond grenu de chlorite, actinote, épidote et albite ;

— dans la pente nord du mont Crépier, un basalte ou tuf basaltique est constitué de petits cristaux de plagioclase (andésine à labrador) et des cristaux subautomorphes d'augite. La roche est coupée de bandes mylonitiques et contient de la chlorite et de l'épidote secondaires ;

— un faciès de **tuffo-lave andésito-dacitique** ( $\alpha\beta R$ ) a été rencontré en plusieurs localités (2 km Est de Tarare, 700 m Est de Ronzière, 400 m ESE de Chalosse, 300 m Sud-Est de Jallofy) ; il est caractérisé par la présence de cristaux plus ou moins cassés d'oligoclase et de lapillis anguleux de dacite porphyrique, microlitique, amygdalaire et d'andésite microlitique largement amygdalaire (ponce), emballés dans un verre entièrement chloritisé très ponceux.

Apparemment associés à l'intrusion de microtrondhjémite du mont Crépier, les **gabbros** ( $\sigma\theta$ ) qui affleurent à la croix du Crépier (n° 37 de l'itin-

raire) appartiennent à un petit massif dont les limites ont été tracées principalement d'après les éboulis de pente. Les fragments de magnétite rencontrés dans la pente orientale du mont proviendraient de différenciation magmatique à l'intérieur de ces gabbros. Métamorphisés dans l'épizone, les gabbros présentent au microscope une texture grenue à tendance ophitique, avec des reliques de cristaux de clinopyroxène rétrotransformés à leur bordure en actinote fibreuse, chlorite et carbonates, des lattes d'albite pigmentée de séricite et épidote et des oxydes ferro-titanés partiellement transformés en leucoxène et sphène. Ces roches peu déformées sont néanmoins parcourues de bandes blastomylonitiques plurimillimétriques.

Des gabbros assez semblables sur le plan minéralogique, à texture doléritique, métamorphisés dans l'épizone et plus ou moins déformés, affleurent en lentilles tectoniques dans l'unité de Ronzière en diverses localités : Nord du mont Crépier, Nord-Ouest de Napoly, Sud-Ouest et Nord-Est du bois Robert à l'Est de Tarare.

La lentille de **serpentine** (A) prise dans l'accident NW-SE à 1,3 km à l'Est de Saint-Marcel-l'Éclairé (itinéraire, n° 42), appartiendrait également à ce magmatisme basique et ultrabasique cogénétique des laves dévoniennes.

### **Unité de Violay**

Elle se distingue de l'unité de Ronzière par une large prédominance des termes volcano-sédimentaires, essentiellement tufs remaniés andésito-dacitiques, sur les termes effusifs et sub-volcaniques. On y trouve aussi les mêmes déformations et le même métamorphisme épizonal et ces phénomènes sont particulièrement bien marqués dans les faciès tuffacés.

Les relations structurales avec les gneiss d'Affoux qui les bordent au Sud-Est, ou apparaissent en antiforme à l'intérieur de l'unité, se font également par contact anormaux sous forme de plis inverses écaillés.

L'unité de Violay, large de quelques km, est limitée au Nord-Ouest par les sédiments du Carbonifère inférieur, mais là encore les contacts apparaissent presque partout oblitérés soit par des intrusions de granophyre, soit par des failles hercyniennes ou plus tardives.

### **Roches volcano-sédimentaires**

L'origine volcanique et sédimentaire des roches constituant la plus grande part de l'unité de Violay était reconnue dès 1935 par J. Jung et M. Roques. Par la suite J.M. Peterlongo (1960) les considérait comme l'équivalent latéral de la série de la Brévenne, avec laquelle elles présentent le même degré de métamorphisme épizonal à albite, chlorite et actinote. Elles sont décrites plus en détail par P. Lacroix (1980) comme un ensemble de métagrauwackes comprenant principalement des amphibolites schisteuses et des métatufs amphiboliques souvent mylonitisés, les faciès tuffacés pouvant présenter des restes de structures sédimentaires telles que des granoclassements.

L'étude pétrographique réalisée à la suite de la cartographie à 1/50 000 a révélé la fréquence des structures sédimentaires caractérisées par des alter-

nances fines, plurimillimétriques à pluricentimétriques, de siltites et de tufs remaniés. Ces derniers, résultant de mélange, présentent des compositions intermédiaires à basiques suivant l'abondance relative et la nature des éléments pyroclastiques (cristaux de plagioclase, amphibole, pyroxène, lapillis de laves dacitiques à basaltiques). On retrouve donc dans l'unité de Violay l'association de siltites et tufs remaniés typique de la sédimentation du Famennien du faisceau du Morvan (Delfour *et al.* 1984 ; Delfour en prép.), association décrite antérieurement sous le terme général de tufs albitophyriques (Michel-Lévy, 1908).

Au stade actuel de la cartographie de l'unité de Violay, il n'est pas possible de délimiter dans le détail, d'une part les tufs intermédiaires ou basiques, et d'autre part les termes plus déformés, incluant les amphibolites. Signalons seulement que, dans l'ensemble des métatufs à structures sédimentaires reliques parfois observables, les tufs remaniés relativement bien conservés se répartissent autour de l'antiforme du Fay, et que les amphibolites occupent un petit secteur entre Bouissuire et la Tessonnière, un autre aux environs du Crêt et que dans ceux-ci elles sont associées à des métagabbros.

*tfv. Principalement tufs et brèches intermédiaires à basiques, ± remaniés, métamorphisés.* Les **tufs remaniés andésito-dacitiques** montrent des alternances plurimillimétriques à pluricentimétriques de lits à granulométrie variée, et constitués de cristaux anguleux d'oligoclase dans une matrice à chlorite, épidote et actinote marquant la foliation épizonale (S1). Celle-ci, comme la stratification (S0), est reprise par des microplis de crénulation (S2). On observe également des lits granoclassés et des figures de charge.

Dans les **métatufs andésito-dacitiques à basaltiques**, la foliation métamorphique est soulignée par une matrice finement granoblastique d'actinote, épidote et albite qui enrobe des phénoblastes d'albite et d'actinote. Ces phénoblastes proviennent très probablement de la transformation des cristaux d'origine volcanique. Ainsi, certains grands cristaux d'amphibole auréolés d'actinote, ont une composition de hornblende magnésienne. Ces phénoblastes pourraient être des reliques de hornblende primaire ou pourraient même dériver de l'ouralitisaiton de pyroxène magmatique.

Les **amphibolites**, qui apparaissent comme les termes épizonaux les plus évolués, sont à texture néoblastique fine. Elles dérivent de tufs remaniés (rares reliques de litage stratigraphique) ou de laves basiques (présence de porphyroblastes d'albite et de hornblende magnésienne). Ces roches sont toujours déformées, avec les plans de foliation métamorphique repris par la crénulation secondaire. Ces deux plans sont accompagnés de bandes mylonitiques.

Dans le secteur de la Tessonnière et du bois de la Bussière, plusieurs intercalations de **gabbros métamorphisés** ( $\sigma\theta$ ) et très déformés apparaissent en lentilles dans les roches volcano-sédimentaires. Ces roches plutoniques sont caractérisées par de grands phénoblastes tordus, cassés, de hornblende magnésienne auréolés d'actinote fibreuse. Les plagioclases sont soit entièrement transformés en albite, soit ils présentent encore une compo-

tion proche du plagioclase initial (andésine à labrador). Localement, au Nord-Est de Tarare (300 m Nord du lycée), les phénoblastes de hornblende contiennent des cœurs de clinopyroxène relique (augite).

Les quelques lentilles de **serpentine** (*A*) qui apparaissent très localement à la Tessonnière et au Coquary sont associées au plutonisme basique.

Comme dans l'unité de Ronzière, les termes sédimentaires, **métasiltites** (S<sub>ξV</sub>), sont très peu développés.

### **Roches volcaniques et subvolcaniques acides**

**αV. Dacites porphyriques.** Elles sont de même faciès que celles de l'unité de Ronzière, et se distribuent en petits massifs situés généralement au contact de la masse principale des gneiss d'Affoux, comme de ceux des antiformes du Fay et du Montot. Elles appartiendraient à un épisode extrusif de lave homogène reposant soit directement sur le bâti gneissique, soit séparé de celui-ci par des sédiments fins, silteux, que l'on retrouve en petits lambeaux tectoniques très localisés.

Des roches plus grenues, tendant vers des **microtrondhémities** (*η*<sub>1</sub>), sont rencontrées à proximité des laves dacitiques, mais en filons ou stocks intrusifs dans les gneiss (le Fay), pouvant représenter les restes d'anciennes cheminées d'accès.

Dans les dacites et les microtrondhémities, le métamorphisme épizonal se manifeste par la présence de chlorite et d'épidote interstitielles et par des traînées anastomosées de séricite. Les deux phases de plissements ont les mêmes caractères géométriques que dans l'unité de Ronzière et évoluent très souvent en plans ou zones mylonitiques.

### **Géochimie des roches volcaniques et plutoniques dévoniennes**

#### **● Origine des données**

Les analyses traitées proviennent :

— des laboratoires du BRGM (majeurs par fluorescence X, traces par spectrométrie d'émission ICP), et de l'université de Lyon (traces par fluorescence X, majeurs par voie humide) ;

— des laboratoires de l'université de Clermont-Ferrand (*idem*) ou du CNRS/CRPG de Nancy (majeurs et traces par spectrométrie ICP) ; pour les données bibliographiques principales : Peterlongo (1960), Fonteilles (1968), Bardin (1971), Lacroix (1980), Jouchoux (1983), Vuagnat (1984), Diabaté (1985). Le tableau 2 présente des analyses représentatives des principaux faciès. Le fichier utilisé au BRGM comprend environ 500 analyses, accessibles par la banque nationale ARTEMISE (CNRS/CRPG).

#### **● Nomenclature**

Les classifications utilisables pour les roches volcaniques utilisent généralement la teneur en sodium, potassium ou calcium (Kuno, 1968 ; Irvine et

**Tableau 2 – Analyses représentatives des roches cristallines cartographiées**

		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fer	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PFEU
1	Orthogneiss, unité d'Affoux	67.86	0.88	14.92	5.71	6.35		0.10	3.08	1.96	3.89	0.63	0.15	1.96
2	Orthogneiss, unité d'Éveux	67.40	0.77	14.40	5.42	1.80	3.80	0.10	2.10	0.97	1.80	2.75	0.03	3.20
3	Métabéridotite (serpentinite), Savigny	39.40	0.03	1.20	7.55	6.95	1.30	0.18	35.20	1.20	0.10	0.03		13.40
4	Métabasalte en pillow, l'Arbresle	47.32	1.27	14.40	7.36			0.17	7.04	10.31	3.46	0.99	0.30	5.80
5	Métadolérite, la Patte, Brussieu	51.30	2.35	15.00	12.34	3.60	9.10	0.21	5.10	6.30	4.45	0.55	0.23	0.38
6	Métagabbro, mont Popey	46.60	3.30	14.40	13.52	3.80	10.10	0.22	5.20	8.10	3.45	0.70	1.20	0.89
7	Gabbro dans socle gneissique, mont Crépier	52.36	1.01	15.56	8.98	9.98		0.20	7.88	7.40	4.64	0.43	0.43	1.20
8	Méatatrondhjémite, Bessenay	75.50	0.07	14.40	0.99	0.42	0.61	0.02	0.28	0.35	3.75	4.00	0.02	0.50
9	Rhyodacite, lave, Sain-Bel	74.20	0.28	12.30	3.69	1.05	2.75	0.07	0.50	1.00	4.65	2.65	0.03	0.41
10	Rhyodacite hydrothermalisée (quartz-séricitoschiste), Chessy	72.82	0.45	13.70	3.44	3.82		0.01	0.31	0.01	0.15	3.39		4.92
11	Métsiltite, Sourcieux	60.30	0.82	18.70	6.61	4.85	2.25	0.07	2.55	0.30	0.37	3.70	0.11	5.40
12	Volcanisme viséen supérieur : tuf soude rhyodacitique	69.40	0.31	15.00	2.98	0.37	2.65	0.04	0.77	1.30	3.65	4.25	0.14	1.20
13	Hypovolcanisme viséen supérieur : granophyre	71.30	0.28	15.20	2.15	0.67	1.55	0.04	0.95	1.50	2.25	4.30	0.14	2.20
14	Granite de St-Laurent-de-Chamousset	68.20	0.62	15.00	3.38	0.98	2.50	0.07	1.90	1.70	2.50	5.10	0.22	0.98
15	Microgranite de St-Clément-les-Places	67.20	0.40	15.00	3.33	1.12	2.32	0.06	2.25	2.80	3.50	5.10		0.98
16	Microgranite de Brussieu	72.75	0.17	14.85	1.24	0.43	0.85	0.02	0.73	0.30	0.18	5.72	0.17	2.90
17	Microgranite du Plat-du-Mont	71.40	0.38	14.40	2.38	1.20	1.30	0.06	0.96	0.49	2.90	4.85	0.16	1.60

**Tableau 2 – Analyses représentatives des roches cristallines cartographiées (suite)**  
*éléments traces exprimés en p.p.m.*

		Zr	Y	Nb	Sr	Ba	Rb	Ni	Co	Cr	V	Cu	Zn	Pb	Li	B	Be
1	Orthogneiss, unité d'Affoux	308	22	21	161	560		059	21	107	119	56	78	14	45	10	2
2	Orthogneiss, unité d'Éveux	180	32	13	103	714	70	34	16	87	118	35	76	36	22	5	1
3	Métapéridotite (serpentine), Savigny	6	1	2	13	10	3	1593	91	2516	49	16	68	1	124	32	1
4	Métabasalte en pillow, l'Arbreste				378	230	27	184	52	332	213	47					
5	Métadolérite, la Patte, Brussieu	128	35	5	217	212	7	20	36	42	408	42	79	1	8	5	1
6	Métagabbro, mont Popey	113	48	6	416	185	24	11	30	18	409	24	84	12	7	5	1
7	Gabbro dans socle gneissique, mont Crépier	65	23	4													
8	YMétatrondhjemite, Bessenay	63	10	7	223	1979	60	5	2	15	9	7	20	55	7	5	1
9	Rhyodacite, lave, Sain-Bel	371	73	11	138	522	34	5	1	17	7	12	61	8	6	5	1
10	Rhyodacite hydrothermalisée (quartz-séricitoschiste), Chessy	364	65	20	36	1569	71	26	45	15	23						
11	Métasiltite, Sourcieux	203	37	17	33	803	97	59	21	114	187	58	131	20	17	23	1
12	Volcanisme viséen supérieur : tuf soude rhyodacitique																
13	Hypovolcanisme viséen supérieur : granophyre				365	3133		146	25	311	143	39	84	46	131	5	2
14	Granite de St-Laurent-de-Chamousset				378	940		17	181	54	65	13	101	49	30	5	3
15	Microgranite de St-Clément-les-Places				645	405	205	20	80	30	5	5	30		45		
16	Microgranite de Brussieu	114	13	9	71	244											
17	Microgranite du Plat-du-Mont	152	214	17	14	14	37	220	250	1060	239	12	7	34	42	7	40

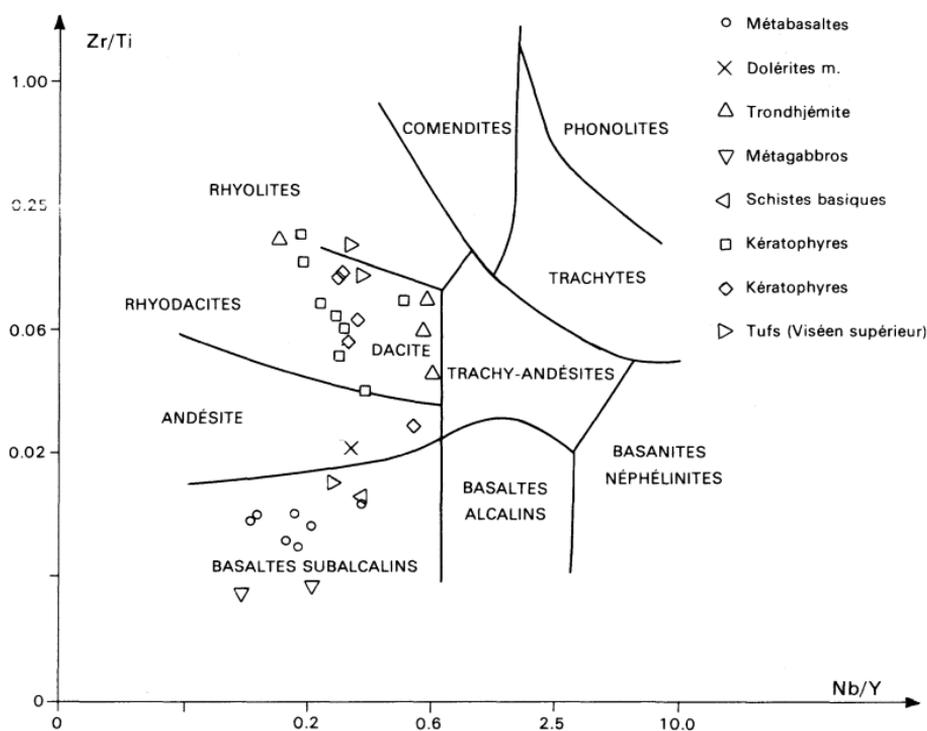
Baragar, 1971 ; de la Roche, 1981, 1986). L'étude pétrographique a montré, à l'exception de quelques roches gabbroïques, que les roches métamorphiques dévoniennes avaient subi une profonde transformation des assemblages minéraux, avec acquisition de caractères spilitiques ou kératophyriques. On peut donc suspecter un fort accroissement secondaire des teneurs en Na et K avec perte de Ca. D'autres éléments, notamment Si, Fe ou Mg, sont susceptibles d'avoir également évolué.

Il est reconnu que dans de très nombreux cas, les teneurs en Ti et celles des éléments en traces Zr, Y, V, terres rares et Nb évoluent peu (Winchester et Floyd, 1978) ; ceci a été établi pour la série de la Brévenne par Piboule *et al.* (1982) et Durand (1981). Nous avons donc utilisé les diagrammes

$$\frac{Nb}{Y} : \frac{Zr}{Ti} \text{ et } SiO_2 : \frac{Zr}{Ti}$$

(Winchester et Floyd, 1978 ; fig. 1 et 2) pour classifier les roches volcaniques dévoniennes et viséennes.

Toutes appartiennent à des lignées subalcalines allant des basaltes aux dacites, aux rhyodacites et aux rhyolites. Les andésites sont rares au Dévo-



**Fig. 1 - Classification des roches paléovolcaniques et métamorphiques par géochimie des éléments traces (Floyd et Winchester, 1978)**

nien, la série de la Brévenne et celle de Violay apparaissent donc bimodales. Cette coupure disparaît au Viséen, où les basaltes francs sont plus rares.

A l'échelle cartographique, il semble possible de distinguer, parmi les épisodes volcaniques acides de l'Ouest de la Brévenne, un pôle rhyolitique et un pôle dacitique/rhyodacitique. Ils s'individualisent respectivement dans la bande allant de Saint-Julien au mont Popey, d'une part, et dans les deux bandes allant de Brullioles à Bully et de la Bigaudière à Ancy, d'autre part. Le volcanisme acide de l'Est de la Brévenne serait plus proche du pôle rhyolitique et celui du groupe de Violay contient les deux types ; toutefois le nombre, plus faible, d'analyses disponibles ne permet pas de préciser ces points.

On note l'absence de basaltes alcalins, de trachy-andésites et de trachytes. Les roches présentant des caractères alcalins dans le diagramme  $\text{SiO}_2 : \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  sont des volcanites subalcalines ayant subi une évolution secondaire (albitisation, potassification).

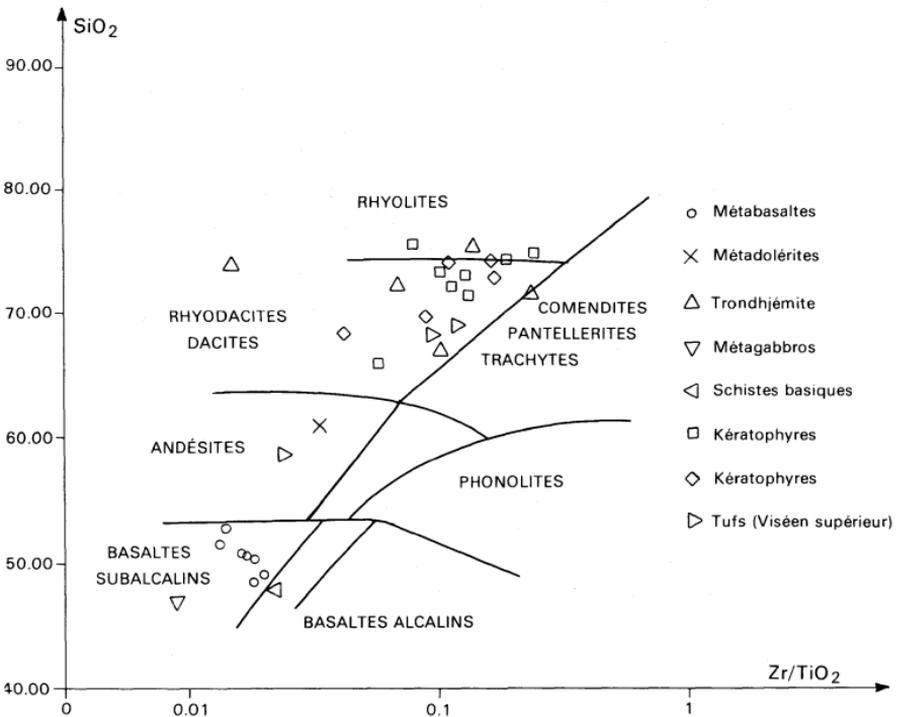


Fig. 2 - Diagramme de Floyd et Winchester (1978)

Parmi les roches hypovolcaniques et plutoniques, certaines ne se différencient pas de leurs équivalents effusifs : elles seront alors dénommées

gabbros, dolérites, diorites, tonalites et trondhjémities. Cette nomenclature peut être confirmée souvent par les méthodes traditionnelles (Streckeisen et le Maître, 1979 ; de la Roche *et al.*, 1980 ; Barker, 1979). Certaines compositions atypiques correspondent à des cumulats, notamment plagioclasiques (teneurs élevées en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ).

Les roches ultrabasiques ont perdu leurs assemblages minéraux primaires. Toutefois, leurs compositions suggèrent une origine harzburgitique ou lherzolitique (Piboule *et al.*, 1982), wehrlitique à dunitique (Sider et Ohnenstetter, 1986). Les analyses disponibles sont compatibles avec ces deux dernières origines, dans l'hypothèse d'une faible modification des compositions lors des métamorphismes.

### ● Parenté magmatique

Les diagrammes utilisant les éléments en traces et le titane sont également utilisables pour définir la parenté magmatique des basaltes et dolérites dévoniens spilitisés : ainsi dans les diagrammes  $\text{TiO}_2 : \text{Zr}$  (fig. 3) et  $\text{Ti-Zr-Y}$  (fig. 4) de Pearce et Cann (1973), l'ensemble des metabasaltes se reporte dans le domaine des tholéiites et basaltes océaniques. Une telle tendance est reconnaissable dans les diagrammes  $\text{Ti} : \text{V}$  (fig. 5) (Shervais, 1982), et  $\text{TiO}_2 : \text{FeO}^*$  (fig. 6) (Miyashiro, 1974),  $\text{Al-Fe-Mg}$  (Besson et Fonteilles, 1974). Aucun caractère de type arc insulaire n'est envisageable, aussi bien d'après les fortes teneurs en  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Zr}$ , que les positions dans les diagrammes  $\text{Ti} : \text{V}$  (Shervais, 1982) et  $\text{Zr/Y} : \text{Zr}$  (fig. 7) (Pearce et Norry, 1979).

Ces conclusions sont conformes à celles de Beurrier *et al.* (1980), Durand (1981), Piboule *et al.* (1982), Sider et Ohnenstetter (1986). La présence de basaltes calco-alcalins, suggérée par Fonteilles (1968) et Carne (1975), et inexactement établi par Pin *et al.* (1981), n'a pas été confirmée par nos travaux, pas plus que par ceux des autres équipes travaillant sur la région. Les profils inclinés des spectres de terres rares, présentés par Pin *et al.*, sont fréquents chez les basaltes tholéiitiques.

A l'intérieur de la série de la Brévenne et de celle de Violay, les différents épisodes volcaniques basiques suivent les mêmes processus de fractionnement magmatique : ce sont des lignées identiques ou parallèles, à clinopyroxène-plagioclase-olivine (Piboule *et al.*, 1982 ; Vuagnat, 1984). Il n'est donc guère possible de distinguer entre eux des épisodes à l'aide des diagrammes de fractionnement (Pearce et Norry, 1979) à une échelle autre que locale. La composition des éléments majeurs et les autres éléments en trace disponibles n'ont pas apporté d'informations complémentaires pour cette distinction. La distinction des épisodes acides peut s'opérer, comme indiqué plus haut, sur certains éléments majeurs ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}^*$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ) et traces ( $\text{Zr}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Rb}$ , ...). Il est toutefois nécessaire de procéder par analyses statistiquement assez nombreuses, compte tenu des variations locales de composition de chaque unité cartographique.

Des relations génétiques entre les différentes roches affleurant au sein de l'unité de la Brévenne peuvent être envisagées. L'identité de composition entre roches hypovolcaniques (dolérites, trondhjémities) et roches effusives

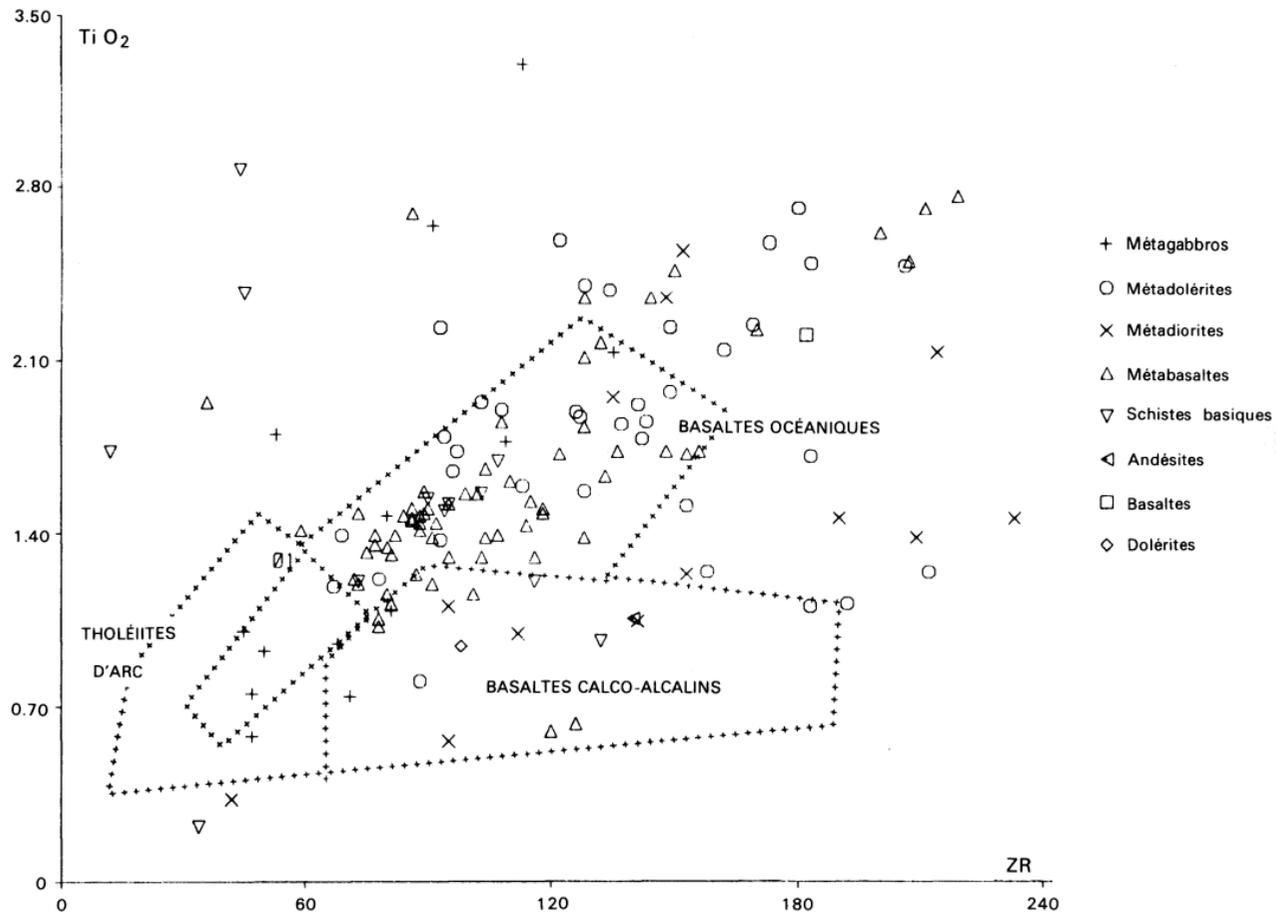
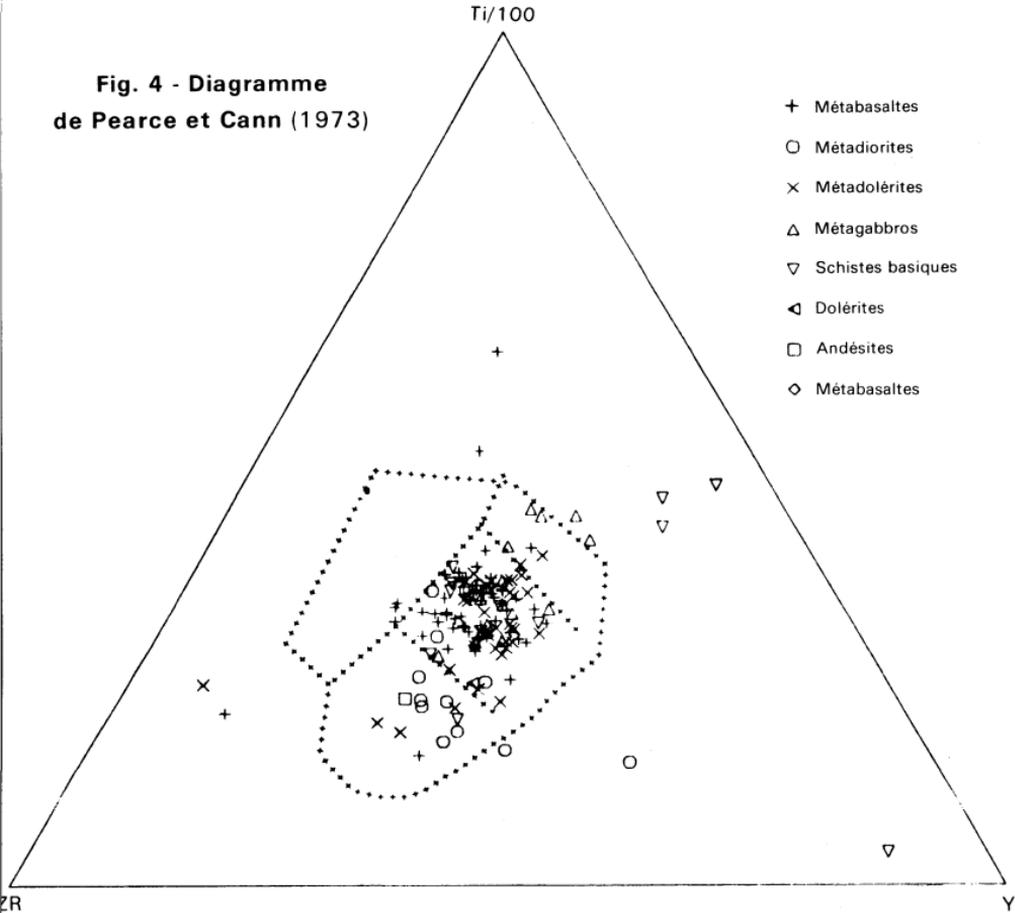


Fig. 3 - Diagramme de Pearce et Cann (1973)

(basaltes, rhyolites) permet de les considérer comme équivalentes, issues d'un même magma ; les premières pouvant représenter les réseaux alimentant les secondes, comme au sein des ensembles ophiolitiques.

Fig. 4 - Diagramme de Pearce et Cann (1973)



Les relations entre les termes acides et les termes basiques sont mises en évidence par le comportement de Ti, Zr, Y, Nb. Le cogénéisme de l'ensemble des metabasaltes, dolérites et gabbros, se traduit par une linéarité selon un axe basalte-ferrobasalte, due à un fractionnement à olivine-plagioclase-clinopyroxène. Les soda-dacites, rhyolites et trondhjémites suivent des tendances parallèles entre elles, issues des termes évolués, enrichis en Zr, Ti, Y, Nb de la lignée basique. Ces lignées acides sont parallèles aux fractionnements acides tholéitiques, à plagioclase-clinopyroxène-hornblende (Piboule *et al.*, 1982), oxydes ferrotitanés-apatite.

Un troisième type de fractionnement, à olivine-plagioclase-clinopyroxène-hornblende, pourrait produire à partir de magmas peu évolués de la lignée basique, les compositions dioritiques à tonalitiques intermédiaires dont la position dans les diagrammes d'éléments majeurs (AFM, Miyashiro)

évoque une lignée calco-alcaline. Les étroites relations de terrain entre les gabbros, diorites, tonalites et trondhémities viennent enfin à l'appui de telles hypothèses : ainsi des lentilles ou exsudats trondhémities s'observent-ils fréquemment avec les gabbros et ces derniers prennent des compositions dioritiques dans leurs faciès leucocrates.

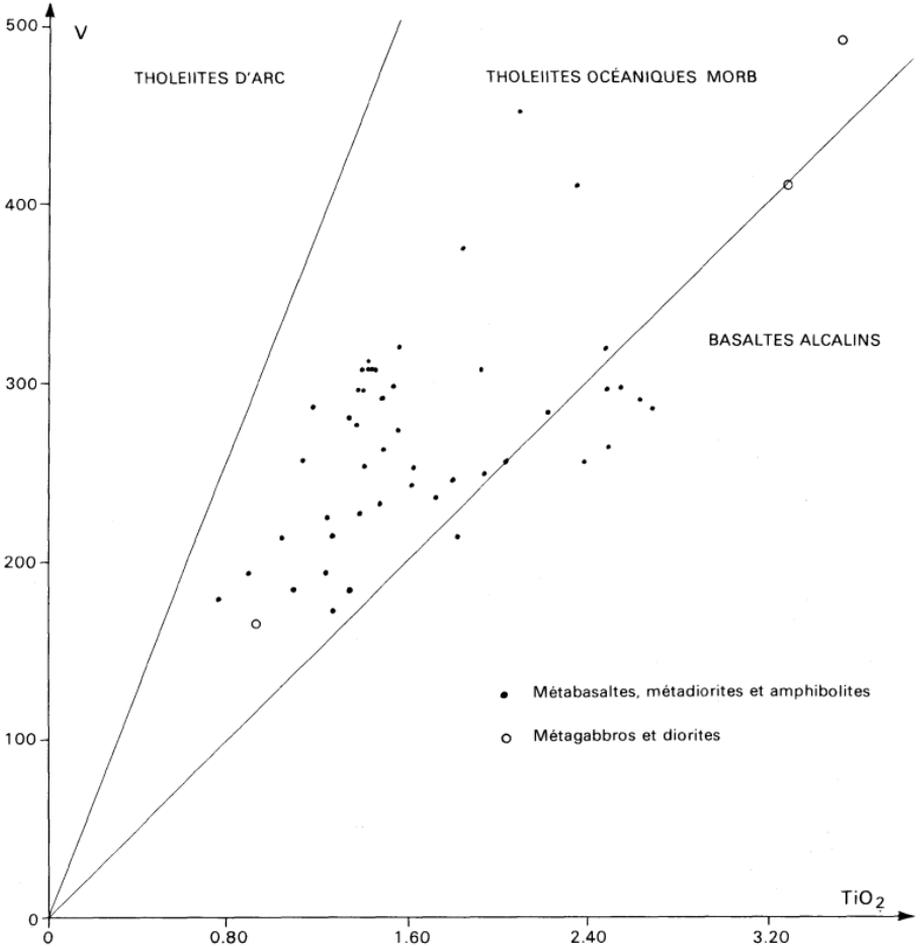


Fig. 5 - Diagramme de Shervais (1982)

Les relations de filiation entre roches ultrabasiques et roches basiques ne peuvent être établies, faute de paragenèses reliques. Signalons toutefois que des compositions ultrabasiques identiques figurent parmi la séquence inférieure des ophiolites, croûte océanique profonde ; en outre la présence de spinelles chromifères dans certaines roches ultrabasiques de la Brévenne conforte une telle analogie.

Les relations géochimiques entre le magmatisme de la Brévenne et son socle sont moins simples. Malgré l'abondance des accidents majeurs, on

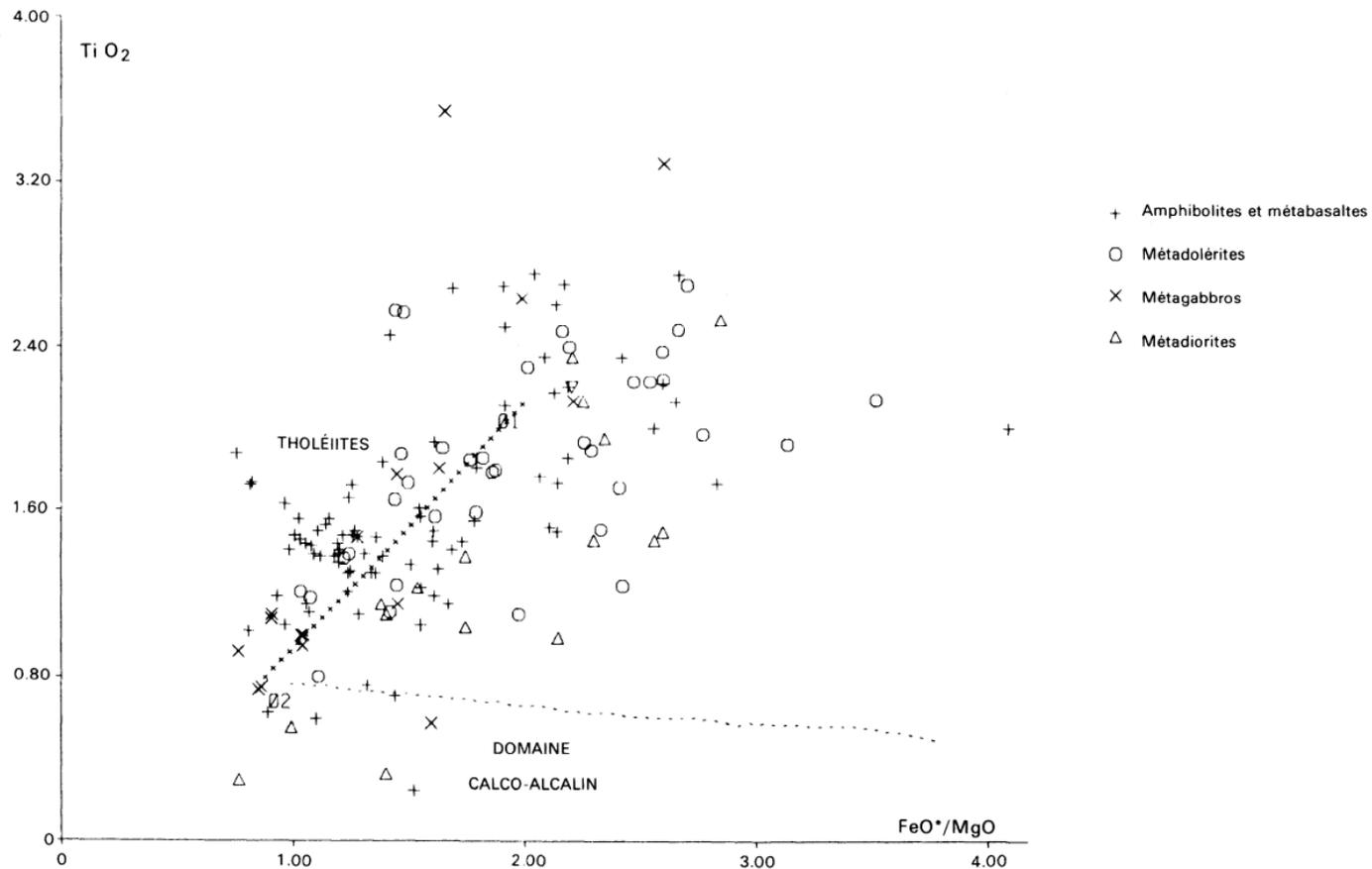


Fig. 6 - Diagramme de Miyashiro (1974)

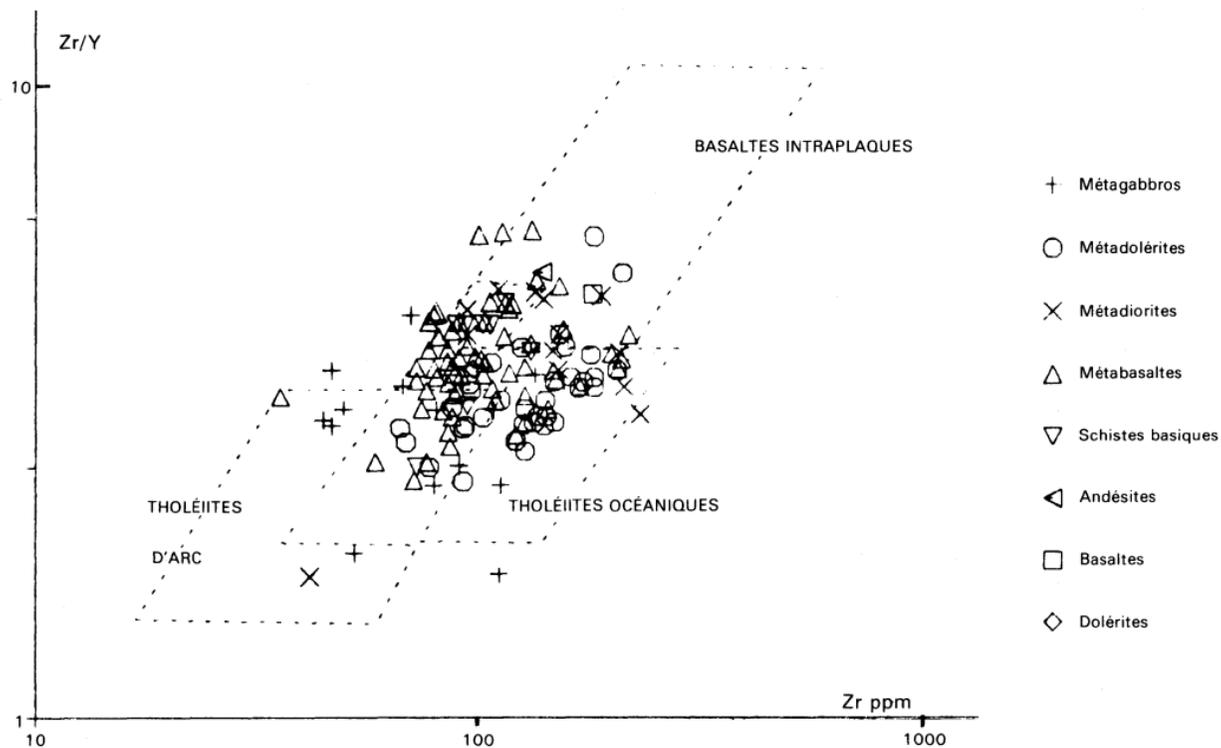


Fig. 7 - Diagramme de Pearce et Norry (1979)

peut présumer que l'ensemble des orthogneiss d'Affoux, Eveux et du Lyonnais, représente lithologiquement ce socle. A l'appui de l'hypothèse de Sider et Ohnenstetter (1985), d'une origine anatectique du magmatisme acide de la Brévenne, on peut citer la large abondance de ses produits par rapport aux roches basiques, et leur teneur élevée en thorium.

Une telle origine rendrait toutefois mal compte de la cohérence des fractionnements indiqués ci-dessus. Il est donc nécessaire d'envisager une contribution anatectique du socle au cours du fractionnement, les relativement faibles teneurs en Ti, Zr, Y et Nb des orthogneiss pouvant expliquer l'absence de perturbation du comportement de ces éléments.

### ● **Évolutions secondaires**

L'acquisition des caractères spilitiques, déjà évoquée, est la principale de ces évolutions à l'échelle régionale. Elle ne peut être datée avec certitude : précoce, lors de la mise en place sous-marine de ces volcanites, ou tardive, par métamorphisme. Elle est en tout cas antérieure à la phase principale du métamorphisme et à la schistosité S1.

Ses caractères géochimiques sont ceux, traditionnels, de l'altération sous-marine ou métamorphisme de faciès schiste vert des basaltes : gain net en Na (jusqu'à 5 %), moins régulier en K, perte nette de Ca (jusqu'à 10 %), légères variations erratiques de Si, Mg, Fe. Parmi les éléments en traces, on note des gains en Li, Ba ; Rb accompagne K ; des variations erratiques d'amplitude moindre affectent Sr, Ni.

Les différenciations chimiques liées à l'altération sous-marine du cortex des pillow-lavas ont été décrites par Durand (1981).

L'ensemble de ces modifications affecte d'autant moins les roches qu'elles ont un grain important : les gabbros sont les moins spilitisés, et possèdent fréquemment des plagioclases non albitisés.

Les effets géochimiques de la rétro-morphose des roches ultrabasiques en pargasites, talcschistes et serpentinites sont limitées et correspondent à une hydratation, avec peut-être un départ de calcium.

Les principales altérations hydrothermales sont également antérieures au métamorphisme. A l'échelle régionale on observe, dans les volcanites basiques, des petits stockwerks chloriteux, avec dégradation des feldspaths et développement de niveaux à épidote ; dans les volcanites acides, de fréquentes altérations sériciteuses. Les caractères géochimiques des paramètres n'ont pas été déterminés. Dans les secondes, on note une forte diminution de Na, Ca, Sr, et un accroissement de K, Ba, Rb. Elles sont souvent accompagnées d'altérations diffuses à chlorite-adulaire, dont le seul effet notable est l'accroissement de K et Rb.

Au voisinage des principales minéralisations (Sain-Bel, Chessy, indices de Bully, Savigny) ces observations se relient pour former de véritables zones d'altération. Elles ont généralement des caractéristiques sériciteuses avec perte nette de Na, Ca, Sr, Mg, Ni, variations locales de Si, Fe, Cr et gain net de K, Ba, Rb. Les terres rares, ainsi que Y, sont localement un peu affectés.

Les variations de degré métamorphique n'entraînent pas de variations chimiques importantes : la composition des amphibolites est identique à celle des metabasalts chloriteux, à l'exception probablement de certains faciès très mylonitiques observés dans les accidents principaux.

Le métamorphisme de contact du granite de Saint-Laurent ne semble pas modifier la composition des roches volcaniques. Seule se manifeste vraisemblablement une potassification, à proximité du contact, liée aux phases volatiles du magma granitique.

### ● **Interprétation pétrogénétique**

Le magmatisme dévonien supérieur présente des caractéristiques tholéïtiques nettes ; les rapports  $Zr/Y$  et  $TiO_2/V$  sont élevés (fig. 5 et 7), ce qui exclut une origine en arc insulaire. Il est donc associé à un site distensif. L'absence de valeurs élevées de Nb, le fractionnement léger des terres rares et les rapports Th/La élevés, indiquent un apport de matériel crustal contaminant plutôt qu'un caractère transitionnel.

Ceci est un accord avec le site géodynamique proposé par Piboule *et al.* (1982), à savoir une zone de rift intracontinental. Elle est à rapprocher de l'origine proposée pour l'anomalie magnétique du bassin de Paris (Autran *et al.*, 1986), où une ouverture océanique avortée produit au Dévonien, d'importantes masses de roches basaltiques ou gabbroïques, et est suivie rapidement par un serrage.

Les magmatismes calco-alcalins du Viséen (inférieur à moyen, puis supérieur) sont analogues à ceux apparaissant au cours des collisions continentales, avec forte signature crustale. Ils s'associent aux stades compressifs de l'orogène hercynienne.

Une séquence analogue expliquerait la structure et le métamorphisme de la série de la Brévenne, dans le cadre des données acquises sur l'orogène hercynienne.

## **Viséen inférieur et moyen**

La sédimentation silto-gréseuse coupée d'apports conglomératiques, qui caractérise cet étage, se répartit suivant les trois unités lithostructurales du Gouget, de Joux et de Saint-Marcel-l'Éclairé, distinguées par leurs répartitions géographiques mais aussi par certains traits lithologiques et structuraux.

### **Unité du Gouget**

Bien que fragmentée en quatre lambeaux, cette unité possède une homogénéité caractérisée par la prédominance des roches volcaniques et pyroclastiques sur les faciès sédimentaires. Ces volcanites forment, dans le lambeau le plus important, une sorte de synclinal grossièrement orienté NE-SW. Les deux lambeaux situés immédiatement au Nord montrent des roches volcanoclastiques contenant à leur base des fragments remaniés de gneiss du socle.

Sur le plan stratigraphique, l'unité du Gouget est la seule dont les relations avec le socle pré-acadien, ici les gneiss d'Affoux sous-jacents, n'ont pas été entièrement oblitérées par la fracturation.

*tr*h1-2. **Tufs et brèches dacitiques plus ou moins remaniés, rares intercalations de siltite.** Dans l'ancienne carrière du Gouget, (affleurement n° 40), les **calcaires gréseux** (*tr*h1-2 (1)), formant localement la base de la séquence volcano-sédimentaire, reposent en discordance angulaire sur les gneiss d'Affoux.

Cet ensemble calcaire visible sur environ 6 m d'épaisseur peut se subdiviser (Lacroix, 1980) de bas en haut en :

- un grès micacé à ciment calcaire, contenant des grains émoussés de quartz et de paillettes de micas blancs dans un ciment calcaire (ép. 0,5 m) ;
- des calcaires micritiques à débris d'entroques et rares grains de quartz (ép. 1,8 m) ;
- des alternances de calcaires schisteux, micritiques, à rares grains de quartz, et de bancs gréseux (ép. 2,30 m) ;
- un banc épais de 0,20 m de calcaire à entroques ayant fourni un brachiopode (*Orhotetes crenistria*) de la base du Carbonifère (Julien, 1986) ;
- des calcaires gréseux à grains de quartz et micas blancs, passant à des calcaires micritiques massifs (ép. 1,30 m).

Au-dessus des calcaires, après un hiatus d'observation n'excédant pas 10 m en puissance, s'étend un ensemble volcanique d'environ 800 m d'épaisseur, constitué essentiellement de **tufs dacitiques** (*tr*h1-2) avec de rares intercalations volcano-sédimentaires. Ces tufs sont assez homogènes pétrographiquement, mais présentent à l'affleurement deux faciès lithologiques étroitement interstratifiés. Le plus abondant est un tuf vert à lapillis et cristaux ; les lapillis sont de taille variée et constitués uniquement de dacite porphyrique à phénocristaux d'oligoclase dans un fond riche en amygdales de chlorite, étirées suivant la fluidalité de la lave. Avec les cristaux d'oligoclase, ces lapillis sont emballés dans une matrice riche en débris vitroclastiques. La chlorite et l'épidote sont développées secondairement dans cette roche très pigmentée de minéraux bruns à opaques. Localement, ces tufs peuvent contenir des blocs de lave de dacite porphyrique et amygdalaire, atteignant jusqu'à 20 cm de diamètre (par ex. cote 823 des Entressières). Le second faciès est un tuf fin, vert, constitué principalement de débris vitroclastiques et où les fragments de lave et de plagioclase sont rares.

Quelques niveaux de tufs remaniés affleurent à la cote 823, ainsi qu'à 500 m au Nord-Est de celle-ci. Ils sont faits de lits millimétriques tuffacés à fragments de plagioclase et de verre recristallisé, ainsi que des grains de quartz et des paillettes de biotite détritiques, alternant avec des lits finement siliceux, cherteux, à fantômes de radiolaires.

Des calcaires, équivalents à ceux du Gouget, ont été exploités en carrière à 200 m au Sud du Béroudiat. Ce sont des roches grises, se débitant en plaquettes, finement cristallisées et contenant des débris d'entroques. Un faciès particulier, représentant très probablement un niveau de base a été observé sous le virage du Pont, (affleurement n° 41) ainsi qu'à 500 m au Sud de Franier.

Au Pont, c'est un **grès conglomératique** (<sub>tr</sub> h1-2 (2)) à fragments plus ou moins anguleux de roches diverses, dont des gneiss identiques à ceux affleurant à proximité. Au microscope, aux côtés de ces galets de gneiss pouvant atteindre plusieurs centimètres, on identifie des galets de roches volcaniques acides, altérées avec développement de séricite et feldspath potassique aux dépens de texture microlitique et porphyrique (faciès d'extrusion dacitique de l'unité de Ronzière ?), de chert, de dolérite, de microtrondhjémite, de dacite rappelant celle des Entressières, et des grains de quartz mono- ou polycristallins, de plagioclase et d'amphibole vert pâle. La matrice du grès est formée des mêmes constituants en plus fins.

Au contact même, faillé, avec les gneiss d'Affoux, le grès est plus fin avec aux côtés des mêmes éléments détritiques, des paillettes de biotite et des grains de grenat, parfois les deux associés dans un même débris. La stratification, assez grossière, est recoupée de bandes mylonitiques parallèles au plan de faille. A ce faciès détritique de base succèdent assez rapidement des tufs dacitiques à lapillis et cristaux.

### Unité de Saint-Marcel-l'Éclairé

Cette unité, qui semble être en contact faillé avec les formations plus anciennes, est constituée uniquement d'alternances pluridécimétriques à plurimétriques de siltites, de grès et de conglomérats (h1-2).

h1-2. **Alternances de siltites, grès et conglomérats (fréquemment à galets de calcaire).** Les **siltites** vert foncé sont plus abondantes dans la partie ouest de l'unité où elles contiennent des intercalations de **grès plus ou moins grossiers**. Dans ces grès, très souvent à ciment calcaire réduit, les minéraux détritiques présentent un degré de maturation moindre que les galets plus arrondis de roches diverses. Les minéraux détritiques les plus communs sont quartz, plagioclase, biotite altérée, muscovite et grains de calcite, parfois même débris d'encrine. Parmi les roches, aux côtés de l'association caractéristique de galets de quartz polycristallin, quartzites et lydiennes, on note une certaine abondance de galets de calcaires (présents également dans les siltites interstratifiées) et surtout de roches volcaniques telles que dacite microlitique et/ou amygdalaire, microtrondhjémite, métalave acide où le quartz et la séricite épigénisent d'anciennes textures microlitiques (500 m Nord-Ouest le Danguin) et même parfois de métasiltite à chlorite, microplissées (plis P2 de l'unité de Violay Nord-Est le Brécul).

Les **conglomérats** (h1-2 (1)), en bancs de 3 à 4 m de puissance intercalés dans les siltites vertes, prédominent dans la partie sud de l'unité (le Colombier). Ils sont caractérisés par de gros galets de quartzites, lydiennes noires et calcaires gris.

### Unité de Joux

Bien que bordée sur plusieurs kilomètres au Sud-Est par l'unité de Violay, il n'a pas été possible d'observer directement la nature du contact entre l'unité viséenne et cette dernière. Très localement (750 m au Nord-Ouest de Mouillatout), des siltites vertes, non métamorphisées, sont prises en plis étroits avec les métatufs de l'unité de Violay. Ailleurs, ce contact est oblitéré

par des venues de granophyre du Viséen supérieur et par des failles tardi- et post-hercyniennes.

Dans l'unité de Joux même, les *siltites* vertes, à empreintes de plantes, constituent la base stratigraphique, tandis que les *conglomérats* à galets de quartz, quartzites, lydiennes et calcaires, rencontrés à la partie supérieure, ainsi que dans un compartiment faillé à 2 km au Nord-Ouest de Violay, prédominent sur les siltites et les *grès plus ou moins grossiers*, ces derniers pouvant remanier des plaquettes de siltites.

L'abondance des galets calcaires dans les conglomérats de l'unité de Joux témoigne de l'érosion de dépôts carbonatés proches, semblables à ceux de Nérondes (feuille Feurs) et datés du Viséen moyen (Lacroix, 1980).

Sur un plan plus régional, ces calcaires appartiennent à une zone de plate-forme où les dépôts carbonatés ont été fréquemment perturbés par les apports détritiques grossiers : calcaires conglomératiques à conglomérats à galets calcaires. Cette association subsiste dans la région de Rigny (feuille Roanne) et en Montagne bourbonnaise (feuilles Noirétable, Le Mayet-de-Montagne).

## **Géochimie des roches volcaniques du Viséen inférieur-moyen**

### **● Origine des données**

Les analyses (tab. 2) proviennent des laboratoires du BRGM et de l'université de Lyon ;

On se reportera au chapitre « Dévonien » pour plus de détails ; des formations analogues sont décrites par Sider (1985) sur les feuilles voisines Feurs et Amplepuis.

### **● Nomenclature et parenté magmatique**

Les roches analysées ne sont plus des basaltes et rhyolites, mais principalement des andésites et dacites (fig. 1 et 2).

Cette distribution, ainsi que de fortes teneurs en alumine et de faibles teneurs en titane stables avec la différenciation, suggèrent une origine calco-alcaline. Un tel magmatisme est connu plus au Nord, dans le Morvan et la Montagne bourbonnaise, (Delfour, travaux en cours et feuilles : 1 / 50 000 Dompierre-sur-Besbre, Bourbon-Lancy), avec des caractéristiques analogues. Il montre une transition nette vers des caractéristiques orogéniques, liée à l'épaississement progressif de la croûte continentale.

### **● Évolutions secondaires**

Aucun système hydrothermal majeur n'étant décrit dans ces formations, et le métamorphisme les ayant peu affectées, ce sont les caractéristiques de rétomorphose (albite-adulaire-illite-chlorite) qui prédominent : perte de Ca, gain en Na, K, perte au feu. Ces caractères sont communs avec l'altéra-

tion sous-marine et ne permettent pas de préciser l'environnement de mise en place (probablement épicontinental), sans étude géochimique détaillée des sédiments associés.

### Viséen supérieur

Largement répandus sur la feuille voisine Amplepuis, les « Tufs anthracifères » (Jung, 1946) n'occupent qu'une petite surface dans le coin nord-ouest de la feuille Tarare. Ils y sont représentés principalement par des tufs soudés rhyo-dacitiques, relativement homogènes.

Une unité inférieure à lithologie variée est rattachée à cet étage. Elle comprend des sédiments, conglomérats, grès polygéniques et siltites, très semblables à ceux du Viséen inférieur et moyen, mais cet épisode sédimentaire est précédé par un épanchement de tufs soudés rhyo-dacitiques et des tufs vitroclastiques remaniés de même composition. Les nombreuses intrusions subvolcaniques, stocks et sills de granophyre, qui sont installées dans l'unité dévonienne de Violay et dans celle viséenne de Joux, sont contemporaines du volcanisme du Viséen supérieur.

#### Unité inférieure.

**h2. Grès, conglomérat polygénique, tufs rhyo-dacitiques plus ou moins remaniés.** Les **tufs soudés rhyo-dacitiques** forment à l'Ouest de Joux un épanchement intercalé en concordance entre les sédiments détritiques du Viséen moyen et ceux rattachés au Viséen supérieur.

Ce sont des roches grises, finement porphyriques, montrant au microscope des phénocristaux partiellement automorphes (cassés et corrodés) d'oligoclase, un peu séricitisés, nettement plus abondants que les phénocristaux de quartz et de feldspaths potassiques. La biotite est également en phénocristaux souvent orientés et déformés suivent l'écoulement fluidal de la lave ; elle est toujours altérée en une association de chlorite, minéraux opaques et leucoxène.

Le fond felsitique fin, à texture fluidale et contenant parfois des amygdales déformées suivant l'écoulement, révèle, quand la recristallisation n'est pas trop poussée, des fantômes d'échardes de verre plus ou moins tordues.

La partie supérieure de l'épanchement se distingue par la présence de grands fragments lithiques de même nature que la lave encaissante, puis par l'apparition, à la bordure ouest, de nombreux fragments lithiques étrangers au magma : siltstone, lydienne, quartz polycristallin, calcaire, ainsi que des fragments brisés de grenat.

Les **conglomérats** (h2 [1]) sont bien exposés le long de la D 79 au Sud-Ouest de Chez Henry où ils affleurent en bancs massifs, peu stratifiés, puissants de plusieurs décimètres à quelques mètres. Ils alternent avec les grès plus ou moins grossiers et même des siltites.

Dans les conglomérats, les galets, atteignant 2 à 5 cm de diamètre au maximum, sont généralement bien arrondis pour les galets de quartz, de quart-

zite et de lydienne tandis que ceux de calcaire présentent des contours plus anguleux, n'apparaissant parfois à l'affleurement que par des cavités de dissolution. La proportion des fragments de calcaire n'excède pas 10% des éléments détritiques.

Les **grès** contiennent les mêmes grains et petits galets de quartz, quartzites, lydiennes dans une matrice où apparaissent en plus des grains anguleux de quartz, de plagioclase, des lamelles détritiques de muscovite. Cette matrice gréseuse immature est développée de façon diverse suivant les bancs où l'on note également la présence de galets de siltite et de dacite porphyrique à fond microlitique.

Les **tufs vitroclastiques remaniés** affleurent également en bordure de la D 79 au Sud-Ouest de Chez Henry, où ils sont interstratifiés dans des siltites noires, en bancs pluridécimétriques, massifs mais bien stratifiés. Ils présentent un faciès de grès beige à grain fin et ne révèlent leur nature qu'en lame mince, étant constitués essentiellement de débris cassés de plagioclase, de lave dacitique porphyrique à plagioclase et biotite décolorée, de lamelles tordues de biotite (décolorée) et de petits quartz dans un fond très fin composé des mêmes éléments et de fragments de verre plus ou moins recristallisés. Localement, au Nord de la Voisinée, les fragments de lave ignimbritique rhyo-dacitique sont plus grossiers.

#### **Unité supérieure.**

h<sub>2</sub>p<sup>3</sup>. **Tuf soudé, ignimbrite, lave rhyo-dacitique.** L'unité supérieure est constituée de tufs soudés ou ignimbrites rhyo-dacitiques gris-vert à gris brunâtre, massives, finement porphyriques et offrant peu de variation de faciès dans le petit secteur au Nord-Ouest de la feuille. Les quelques études effectuées au microscope confirment cette homogénéité, ne révélant qu'une texture et une composition minéralogique très proches de celles du tuf soudé rhyo-dacitique de l'unité inférieure, c'est-à-dire des phénocristaux subautomorphes, cassés, à automorphes d'oligoclase, des biotites altérées en chlorite et minéraux ferro-titanés mais contenant encore les zircons avec une auréole pléochroïque, ainsi que quelques grenats dans un fond felsitique, fluidal, riche en feldspath potassique et plus au moins largement recristallisé. Les phénocristaux de quartz corrodés sont parfois présents.

Le même faciès de tufs soudé ignimbritique peut contenir de grands fragments de la même lave rhyo-dacitique porphyrique avec fond felsitique à reliques de débit perlitique. Ces fragments peuvent être distribués en « lits », alternant avec des « lits » où les cristaux de plagioclase et de quartz prédominent.

h<sub>2</sub><sub>μγ</sub>. **Stock, sill de microgranite granophyrique.** Ces intrusions ont un caractère subvolcanique marqué par une texture porphyrique et granophyrique fine, parfois perceptible à la loupe, par un mode de gisements en sills et stocks sans développement réel de métamorphisme de contact dans les roches encaissantes, et par une composition minéralogique et chimique proche de celle des volcanites du Viséen supérieur.

Ces intrusions sont distribuées principalement dans la bande de terrain occupée par les volcanites de l'unité de Violay et les sédiments de l'unité de Joux : formations hétérogènes qui, par leur position stratigraphique sous celle du volcanisme viséen supérieur, ont facilité la mise en place des stocks et des sills. Bien qu'encore présentes, les intrusions sont nettement plus réduites en volume dans le bâti plus rigide des gneiss d'Affoux, et elles tendent à disparaître dans la masse des épanchements du Viséen supérieur.

Quelque soit leur position, ces roches, de couleur grise à beige rosé, présentent régulièrement en lame mince une texture porphyrique à phénocristaux subautomorphes à automorphes de quartz corrodés, d'oligoclase assez souvent altéré et de biotite plus au moins décolorée et chloritisée. Le fond est finement grenu où quartz, plagioclase et feldspath potassique ont tendance à former des associations symplectiques ou micrographiques. Comme dans les volcanites rhyo-dacitiques, les phénocristaux de feldspath potassique sont rares.

### **Géochimie des roches volcaniques et subvolcaniques du Viséen supérieur.**

Les données sont issues des mêmes sources que les précédentes. Les microgranites, granophyres et rhyolites ont des compositions identiques, proches de l'eutectique quartz-albite-orthose, et correspondant aux pôles rhyolite ou granite de la nomenclature IUGS.

Ce magmatisme, analogue à celui du Morvan, prend probablement sa source dans un contexte d'anatexie crustale généralisée, au paroxysme de l'épaississement de la croûte continentale dans l'orogénèse hercynienne.

### **Carbonifère inférieur**

$\gamma^3$ . **Granite syntectonique de Grand-Chemin.** Ce granite syncinématique forme une étroite bande de largeur variable (métrique à hectométrique) tout le long du contact tectonique séparant le socle du Lyonnais de l'unité de la Brévenne. Suivant les endroits, il se trouve directement au contact de l'unité de la Brévenne ou en est séparé par un mince niveau de gneiss plagioclasique fin à biotite + grenat  $\pm$  staurotide  $\pm$  disthène, appartenant à l'ensemble métamorphique des monts du Lyonnais. Localement, on peut voir des digitations métriques de cette lame de granite, intercalées dans le socle du Lyonnais ou dans la série de la Brévenne, comme l'illustrent les affleurements sur la D 50 à mi-chemin entre le col de Malval et Courzieu.

Ce granite se présente sous deux aspects d'après la texture : l'un, œillé, à phénoclastes pœcilitiques de microcline au sein d'une mésostase grenue mylonitique (quartzo-feldspathique), l'autre, fin, présentant les mêmes caractères texturaux et compositionnels que la mésostase du premier type. Dans l'ancienne carrière du Pralon, (affleurement n° 16 de l'itinéraire géologique), les deux faciès alternent sous forme de bandes décimétriques plus ou moins étirées « en amandes », résultant d'une intense déformation mylonitique.

Leur composition minéralogique est homogène : microcline à la fois en phénoclastes (à inclusions de biotite et de plagioclase), et dans la mésostase ; plagioclase zoné (An 7-30), microcline, quartz en rubans polycristallins, biotite partiellement chloritisée et muscovite ; apatite et zircon, accessoires.

L'âge radiométrique proposé pour le granite de Grand-Chemin ( $330 \text{ Ma} \pm 7 \text{ Ma}$  ; Gay *et al.*, travaux en cours) suggérerait que la « phase sudète » est à l'origine du contact anormal majeur entre socle du Lyonnais et série de la Brévenne. Les arguments structuraux et métamorphiques incitent plutôt à considérer cet accident comme fini-dévonien, en relation avec la phase bretonne ; l'âge radiométrique du granite du Grand-Chemin serait alors un peu rajeuni.

### Granites namuro-westphaliens

<sup>1</sup> $\gamma^{3M}$ . **Granite de Salt-en-Donzy.** Ce granite occupe, à l'Ouest des monts du Lyonnais, le secteur à la jonction des feuilles Tarare, Feurs, Montbrison et Saint-Symphorien-sur-Coise. Les caractéristiques géomorphologiques sont analogues à celles du granite de Saint-Laurent-de-Chamousset, décrites plus loin.

Les données chronologiques concernant le granite de Salt sont rares. Lauzac (1960) le distingue du granite de Saint-Laurent et le considère antérieur, par analogie avec d'autres granites de l'Est du Massif central (granite des Bois-Noirs, antérieur au groupe des granites rouges auquel appartient le granite de Saint-Laurent), et d'après une mesure isotopique comparée du strontium. Toutefois, il ne donne aucune observation pétrographique ou de terrain à l'appui de cette hypothèse. Leistel et Sider (1985) proposent une analogie avec les granites de Boën-sur-Lignon, d'âge viséen supérieur.

Ces derniers suggèrent en outre, à l'aide de mesures de pétrofabrication réalisées sur la coupure à 1/50 000 Feurs, un allongement N 140°E à N 165°E, avec prolongement Est, distinct de celui du massif de Saint-Laurent-de-Chamousset.

Le granite de Salt, à l'affleurement, est une roche porphyroïde de couleur claire, grise à blanche, produisant des arènes jaunes à brunes, mais jamais rouges comme le granite de Saint-Laurent. Le granite est facilement observable le long de la N 89, à l'Ouest de Saint-Martin-Lestra ; les meilleurs affleurements sont sur la coupure Feurs. Son contact avec les formations anté-carbonifères affleure dans la vallée de la Loire, sur la D 111, à l'Ouest d'Essertines ; celui avec le granite de Saint-Laurent n'a pas pu être observé.

Sa texture au microscope est porphyrique, mais moins régulière que celle du granite de Saint-Laurent. Les minéraux sont fréquemment déchiquetés et montrent des recristallisations. Par ordre d'abondance décroissante, il est constitué de :

— feldspath plagioclase, à composition d'oligoclase, en phénocristaux automorphes et zonés (altération du cœur en épidote, de la couronne intermédiaire en séricite, et bordure limpide) ;

- feldspath potassique, perthitique ;
- quartz, en plages subautomorphes déformées, ou recristallisé ;
- biotite, plus ou moins chloritisée, à inclusions d'apatite ;
- amphibole, rare, à composition de magnésio-hornblende, en petits cristaux et de minéraux accessoires (apatite, épidote, pyrite, oxydes, sphène).

Les variations de faciès décrites sur la feuille Feurs par Leistel et Sider n'ont pas été rencontrées.

Les observations de Lauzac (1960) sur les *enclaves* étant plus complètes que les nôtres, on pourra se reporter à ses descriptions. Il en signale deux types :

- enclaves basiques orientées, de très petite taille, riches en biotite et plagioclase, qu'il rattache à d'anciennes roches basiques de l'ensemble Brévenne-Violay ;
- enclaves microgranitiques, intensément recristallisées, analogues au microgranite de Saint-Clément-les-Places (voir plus loin). Une enclave de ce type est indiquée comme cartographiable autour du Pizay, au Nord-Ouest de Saint-Martin-Lestra. Le lever de la présente carte a permis de vérifier l'existence de cette enclave, mais il semble que ses dimensions soient plus réduites.

<sup>2</sup><sub>γ</sub><sup>3</sup>**M. Granite de Saint-Laurent-de-Chamousset et de Sarcey.** Le massif de Saint-Laurent-de-Chamousset occupe près du tiers de la feuille, et se prolonge sur les coupures Amplepuis, Feurs, Saint-Symphorien-sur-Coise et Montbrison. Il couvre à l'affleurement 160 km<sup>2</sup> environ. Il forme l'axe SW-NE des monts de Tarare et se prolonge vers le Beaujolais.

Au sein des monts de Tarare et du Lyonnais, le granite de Saint-Laurent forme une zone d'altitude moyenne, s'abaissant du Sud-Ouest vers le Nord-Est, et de relief moins accusé que les unités de Violay, Affoux ou de la Brévenne, qui l'encadrent. L'arénisation y est généralement importante et peut atteindre 10 à 20 m. On observe le granite frais à la faveur des vallées, recréusées par le réseau hydrographique lors de mouvements tectoniques. Le débit en boules est peu fréquent. Le granite arénisé est connu localement sous le nom de « guer » et fournit une terre propre à l'élevage bovin et ovin. Sur le versant sud-est apparaissent des arbres fruitiers, notamment des cerisiers. L'habitat est fréquemment situé sur les grandes fractures, probablement lié aux points d'eau.

Le granite de Saint-Laurent est limité à l'Est par la série de la Brévenne, et à l'Ouest par les unités d'Affoux (socle métamorphique) et de Violay (équivalente de la Brévenne). Il suit une direction grossièrement parallèle aux accidents majeurs affectant les unités dévoniennes.

Ses contacts avec l'encaissant sont assez pentés, avec un pendage variable, sur le Sud de la feuille. On n'y observe en outre des aplites qu'à l'immédiat voisinage du contact. Le contour est peu influencé par le relief. Au contraire, vers le Nord, les contacts sont beaucoup moins pentés, en particulier entre Bully et Saint-Romain-de-Popey, et au Sud de Panissières. Dans ces deux secteurs, les contours sont très découpés, lobés, décalés par

de grandes fractures à faible jeu horizontal. Des aplites s'observent à distance du contact, aussi bien dans l'encaissant que dans le granite. Dans le mont Popey, au Sud de Saint-Romain, ainsi qu'à l'Ouest de Saint-Julien, le contour suit régulièrement les courbes de niveau. Ces observations montrent que le massif de granite est présent à faible profondeur, et que son toit est presque horizontal. On peut ainsi observer les effets du métamorphisme de contact à bonne distance dans les terrains encaissants.

Les travaux cartographiques et géologiques précédents (Peterlongo, 1960 ; Lauzac, 1960 ; Peyrel, 1981) ne proposent aucune datation absolue du granite de Saint-Laurent, bien que dans chaque cas l'outil géochronologique ait été à la disposition des auteurs. Cette datation semble se heurter à des problèmes méthodologiques et n'a pas été tentée lors de la présente cartographie. Des arguments géologiques permettent d'assurer un âge post-viséen : absence de déformation du granite, contrairement au granite de Grand-Chemin daté à 332 Ma ; intrusion dans l'ensemble des formations dévoniennes et viséennes, elles-mêmes déformées ou métamorphiques. Une analogie très étroite entre le granite de Saint-Laurent et les granites du Mayet-de-Montagne (Loire) ou du Beaujolais a été établie par Lauzac (1960) et Peyrel (1981). La datation du massif du Mayet-de-Montagne ( $297 \text{ Ma} \pm 11$ , par méthode Rb/Sr, avec une constante  $\lambda = 1,42 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$  et un rapport initial de  $0,7093 \pm 0,0007$ ), permet de suggérer pour le granite de Saint-Laurent un âge carbonifère supérieur (Namuro-Westphalien ?), conforme aux observations géologiques.

Sur l'ensemble de la feuille, on n'observe aucune schistosité au sein du granite. Il est donc clairement post-tectonique. Il peut acquérir un débit feuilleté au voisinage des failles. A l'affleurement, aucune orientation systématique des mégacristsaux n'apparaît. L'étude statistique détaillée n'en a toutefois pas été effectuée, et pourrait apporter des informations sur le mode de mise en place.

Différentes phases de fracturation l'affectent, avec des relations mal établies entre elles ; ce sont, à l'échelle cartographique :

- une famille NW-SE, formant des accidents de grande extension, traversant également l'encaissant (Brévenne, Affoux, Violay) et décalant les contours ; ces accidents sont jalonnés de microgranites porphyriques, (ensemble du Plat-du-Mont) ;
- une famille NE-SW, subparallèle à l'axe du granite et aux grands accidents de la Brévenne ; elle peut être associée aux rejeux tardifs de ces accidents ;
- une famille E-W, de faible extension ;
- une famille N-S, associée aux grands accidents bordant le fossé de la Loire.

A l'affleurement, lorsqu'il est frais, le granite de Saint-Laurent forme une roche homogène, intermédiaire à sombre, où se détachent des mégacristsaux de feldspath potassique, rouges, de longueur variant de 2 à 5 cm le plus souvent. Cette couleur permet de le distinguer immédiatement du granite de Salt. Il constitue des masses importantes, plus fissurées que fracturées, et plus tenaces que réellement dures.

Le faciès du granite de Saint-Laurent est extrêmement monotone. C'est une roche porphyrique, à grain moyen et à texture équante, de caractéristiques mécaniques le plus souvent médiocres. Elle est constituée, dans l'ordre d'abondance décroissante, de :

- feldspaths plagioclases, subautomorphes, un peu zonés, de composition oscillant entre l'andésine, au cœur, et l'oligoclase, en bordure, avec des récurrences. Ils sont souvent un peu séricitisés ;
- feldspaths potassiques, en grandes orthoses automorphes et en petits cristaux souvent perthitiques, à inclusions de plagioclase, biotite et amphibole ;
- quartz, en plages xénomorphes ;
- biotite, en lattes automorphes ou déchiquetées, sombres, avec des inclusions d'apatite et de zircon, ou en paillettes ;
- amphibole, de type hornblende verte et à composition de magnésio-hornblende, automorphe. L'amphibole et la biotite peuvent être localement chloritisées ;
- les minéraux accessoires observés sont la pyrite, les oxydes de fer, le sphène, l'allanite, l'apatite et le zircon. A la bordure du massif peut s'y ajouter un peu de muscovite.

On peut proposer la séquence de cristallisation suivante à partir des relations entre minéraux : sphène et accessoires ; amphiboles ; biotite ; plagioclase ; orthose, plagioclase et quartz.

A l'affleurement, le massif apparaît très uniforme et ne présente pas de zonalité. Tout au plus peut-on signaler une faible diminution du grain moyen et de la taille des mégacristaux de feldspath du Sud vers le Nord, et du centre du massif vers ses bordures. La composition chimique montre peu de variations, ainsi que celle des minéraux. Peyrel (1981) ne donne pas la localisation de ses observations mais ne propose pas d'autre zonalité. Les enclaves sont plus fréquentes également au centre du massif (Saint-Clément). Si l'on rappelle les remarques géométriques précédentes, les variations de faciès du granite de Saint-Laurent peuvent être reliées à des variations du niveau structural représenté : section du corps granitique au Sud, toit de ce corps au Nord, montrant un ennoisement progressif. On n'observe enfin aucune variation de faciès pouvant être liée à la différenciation.

● **Enclaves.** Les enclaves du granite de Saint-Laurent se rencontrent à la partie sud de la feuille, où elles forment des corps hectométriques cartographiables. Le plus important était connu sous le nom du microgranite de Saint-Clément-les-Places, dont la surface est inférieure à 0,5 km<sup>2</sup>.

Contrairement aux microgranites *s.s.*, formant des dykes ou sills, les enclaves ont des contours flous, amiboïdes, suggérant une mise en place commune avec le granite, à l'état plastique. Elles sont généralement associées à un faciès particulier du granite à leur voisinage. Leur absence vers le Nord permet de préciser qu'elles disparaissent vers le toit de la chambre magmatique. Les enclaves et leur voisinage immédiat ne présentent aucune particularité structurale par rapport au granite de Saint-Laurent, ni de relique d'une schistosité antérieure.

Le faciès-type est une roche sombre, dure, à grain fin, porphyrique, à phénocristaux de feldspath blanc ne dépassant guère 1 cm. La roche présente une texture microgrenue porphyrique, quelquefois à tendance graphique avec une variation de grain constant. Une cristallisation blastique importante de biotite, constituant au microscope la trame de la mésostase, lui donne un aspect un peu anarchique.

Les minéraux la constituant sont, par ordre d'abondance décroissante :

- le feldspath plagioclase, formant des microlites et des phénocristaux automorphes, zonés, de composition variant entre oligoclase et andésine, comme dans le granite de Saint-Laurent. Ces cristaux sont très pœcilitiques et renferment des minéraux variés ;
- le quartz, en plages xénomorphes ;
- la biotite, particulièrement abondante, en lamelles brun sombre et en paillettes, avec des inclusions de zircon et apatite ;
- le feldspath potassique, en plages intergranulaires souvent perthitiques ou séricitisées, et dans les plagioclases, avec du quartz ;
- l'amphibole, une hornblende verte à composition de magnésio-hornblende ;
- les minéraux accessoires observés sont des oxydes, de l'apatite, du sphène et du zircon et de rares allanites.

Le granite de Saint-Laurent au voisinage de ces enclaves, prend un aspect caractéristique, que l'on a pu observer plus fréquemment que les enclaves elles-mêmes. Les mégacristaux de feldspath potassique sont un peu plus petits (2 à 4 cm), et s'auréolent d'une frange blanche de plagioclase. La masse de la roche à un grain plus fin et une couleur plus sombre liée au développement plus important de biotite. Au microscope, les feldspaths donnent à la texture une tendance rapakiwi, et la mésostase présente un aspect intermédiaire entre granite normal et enclave, à grain inégal, assez fin, et enrichie en biotite. Les autres minéraux sont analogues à ceux du granite.

Les relations de terrain et l'homogénéité pétrographique, géochimique et cristallogénétique des enclaves granodioritiques avec le granite de Saint-Laurent établissent leur cogénéisme. La présence de telles enclaves est normale dans les granites de la série monzonitique magnésio-potassique.

Aucun bon affleurement n'est à signaler, mais le faciès-type des enclaves est abondant à l'Ouest et au Sud-Ouest de Saint-Clément-les-Places (lieux-dits le Crozat, Chez Presle, Blanc-Parron). Les relations entre enclaves ( ${}^2\gamma^{3M}$  [1]), faciès de transition ( ${}^2\gamma^{3M}$  [2]) et granite peuvent être suivies dans le bois de la Demi-Lune, 3,5 km au Sud-Est de Longessaigne.

## Géochimie et pétrologie des roches granitiques

### Composition des minéraux.

Les analyses traitées ici ont été obtenues à la microsonde électronique CAMEBAX BRGM/CNRS d'Orléans. D'autres analyses peuvent être consultées dans le mémoire de Peyrel (1981) et, pour des roches analogues à celles étudiées, dans la notice de la feuille à 1/50 000 Feurs (Gagny *et al.*, 1989).

Les analyses BRGM (minéraux et roches) ont fait l'objet d'un traitement informatique direct, sans retranscription, et sont disponibles par la banque nationale de données « ARTEMISE » (CNRS/CRPG, Nancy).

Les plagioclases des différents granites, enclaves et microgranites ont généralement une composition proche de l'oligoclase, avec de fréquentes zonations. Dans le granite de Saint-Laurent, les cœurs sont plus calciques (An 28 à An 32), et les bordures sodiques (An 16 à An 19). La même remarque est valable pour les enclaves type Saint-Clément (An 7 à An 32) et les faciès de transition.

Dans le granite de Saint-Laurent et ses enclaves, les amphiboles ont des compositions de magnésio-hornblende assez constantes malgré des habitus variables (nomenclature selon Leake, 1978). Dans le granite de Salt, les amphiboles sont plus rares mais présentent des compositions analogues.

L'ensemble des biotites analysées dans les granites de Salt, Saint-Laurent et les enclaves présente une remarquable homogénéité, avec des compositions magnésiennes proches des pôles eastonite-phlogopite, pour le granite de Salt, évoluant peu vers des termes légèrement ferrifères pour les enclaves du granite de Saint-Laurent. De telles compositions s'inscrivent dans le domaine des associations magnésio-potassiques (diagramme Mg-Fe-Al de Chèvremont et Rossi, 1986) et monzonitiques à amphibole (diagramme Al-Mg de Nachit *et al.*, 1985 ; fig. 8).

Les biotites des microgranites de Brussieu, au contraire, sont plus alumineuses et leur composition correspond à celle des biotites de granites aluminopotassiques.

Les opaques sont des oxydes de fer non titanifères (magnétites) et des pyrites.

### **Composition des granites.**

Les analyses traitées proviennent :

- des laboratoires du BRGM (majeurs par fluorescence X, traces par spectrométrie d'émission ICP) pour 3 échantillons de granite de Saint-Laurent et un microgranite du type Plat-du-Mont, récoltés lors du lever de la carte ;
- des laboratoires de géologie de l'université de Clermont-Ferrand et du CNRS/CRPG de Nancy (spectrométrie ICP) pour 14 échantillons du granite de Saint-Laurent et 2 échantillons d'enclaves microgranitiques type Saint-Clément, issus de Peyrel (1981) ; ainsi que l'analyse représentative du granite de Salt, réalisée sur la feuille Feurs par Leistel et Sider (1985) ;
- du laboratoire de pétrographie de l'université de Lyon (majeurs : voie humide, traces : fluorescence X) pour 3 échantillons du granite de Grand-Chemin, récoltés lors du lever et 13 analyses de microgranite type Brussieu, communiquées par P. Jouchoux.

Les 20 analyses présentées par Lauzac (1960) n'ont pas été intégrées à cette étude. Des analyses représentatives figurent au tableau 2, l'ensemble des données étant accessible pour la banque ARTEMISE (CNRS/CRPG).

Selon les règles de l'IUGS (1973), la nomenclature des roches granitiques doit être effectuée selon les proportions modales de quartz, feldspaths alcalins et calciques. En l'absence de mesures au compteur de points, nous avons utilisé l'approximation de cette classification proposée par Streckeisen et Le Maître (1979) à partir de la norme CIPW (fig. 9).

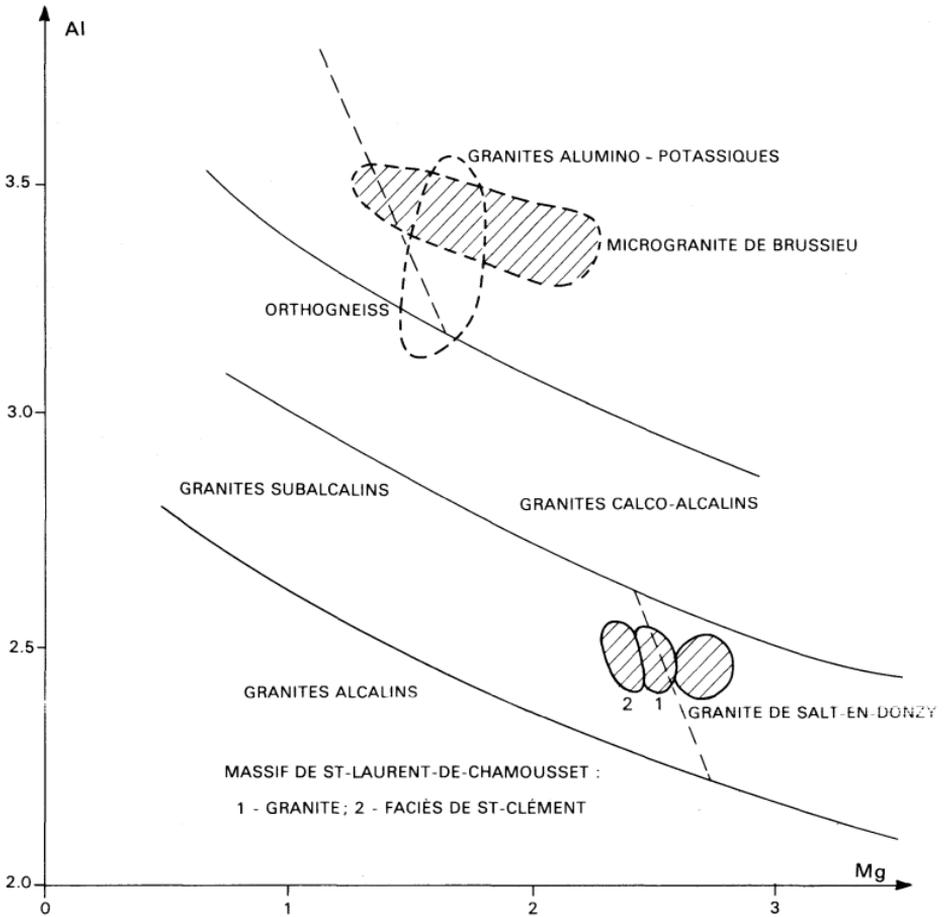


Fig. 8 - Composition des biotites. Champs d'après Nachit *et al.* (1985)

Le granite de Saint-Laurent-de-Chamousset, ainsi que ses enclaves, se situe à la limite des domaines granitiques et monzogranitiques. On note que le caractère plus mésocrate, décrit en pétrographie pour les enclaves, n'est pas confirmé pour la classification chimique.

Le microgranite de Brussieu présente une composition plus siliceuse, de type granite alumino-potassique. Le microgranite du type Plat-du-Mont montre une composition granitique, intermédiaire entre celle du type Brussieu et celle du type Saint-Laurent.

On ne dispose pas de données sur la composition des *microgranites apliques*, mais d'après les observations pétrographiques ils ont une composition très leucocrate, silico-aluminopotassique, et s'apparentent aux leucogranites ultimes des magmas granitiques. Ceux-ci cristallisent à partir de liquides très enrichis en éléments volatils des magmas (eau et bore notamment), ce qui se manifeste par l'apparition de tourmaline. Ils témoignent de la fin de la cristallisation du massif de Saint-Laurent-de-Chamousset.

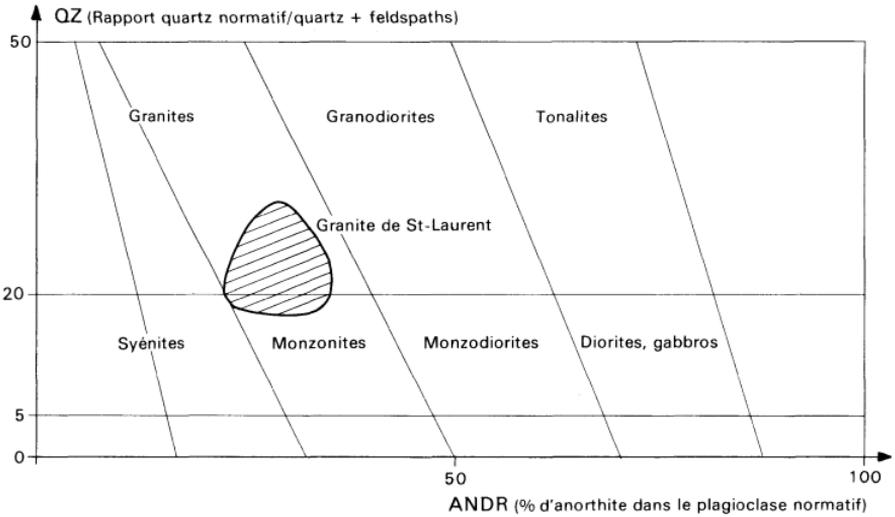


Fig. 9 - Classification normative des granitoïdes, d'après Streckeisen et le Maître (1979)

L'analyse du *granite de Salt-en-Donzy* n'est pas représentative ici (faciès trop leucocrate). Les analyses du *granite de Grand-Chemin* montrent une composition granitique normale.

Ces résultats sont comparables à ceux obtenus par les diagrammes R1-R2 (de la Roche *et al.*, 1980 b) et Rs-Ri-Rm (de la Roche, 1986).

Dans le diagramme Q3-B3-F3 de H. de la Roche *et al.* (1980 a), (fig. 10), l'ensemble des granites suit une tendance monzonitique commune. L'évolution se fait selon une lignée magnésio-potassique (voir aussi le diagramme X-ORMM des mêmes auteurs, et les diagrammes proposés par Debon et Le Fort, 1982). On distingue aisément cet ensemble des métagranites albitiques de la Brévenne, à caractère trondhjémitique, étudiés avec le volcanisme. Le granite de Grand-Chemin, plus leucocrate et alumineux, montre des analogies avec le granite de Salt-en-Donzy et les microgranites de Brus-sieu.

Des filons analogues aux *microgranites du Plat-du-Mont* ont été étudiés sur les feuilles Amplepuis (Sider, 1985), Roanne (Bertaux et Rubiello, 1981)

et Charlieu. Ce type de magmatisme s'étend sur une large période de temps, depuis le Viséen supérieur jusqu'au Stéphanien. Ces filons sont considérés par Bertaux et Gagny (1978) comme les équivalents hypovolcaniques des « Tufs anthracifères ». Leur mise en place est associée, par Sider *et al.* (1985), à la tectonique tangentielle sudète. Elle semble ici très nettement plus tardive. Leurs tendances chimiques sont distinctes de celles des « granites rouges » tels que celui de Saint-Laurent. On note une stabilité de  $\text{SiO}_2$  et  $\text{K}_2\text{O}$  dans la différenciation et des faibles teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Ce magmatisme se rattache toutefois au groupe subalcalin magnésio-potassique, d'après la présence d'amphibole et pyroxène et la composition des biotites.

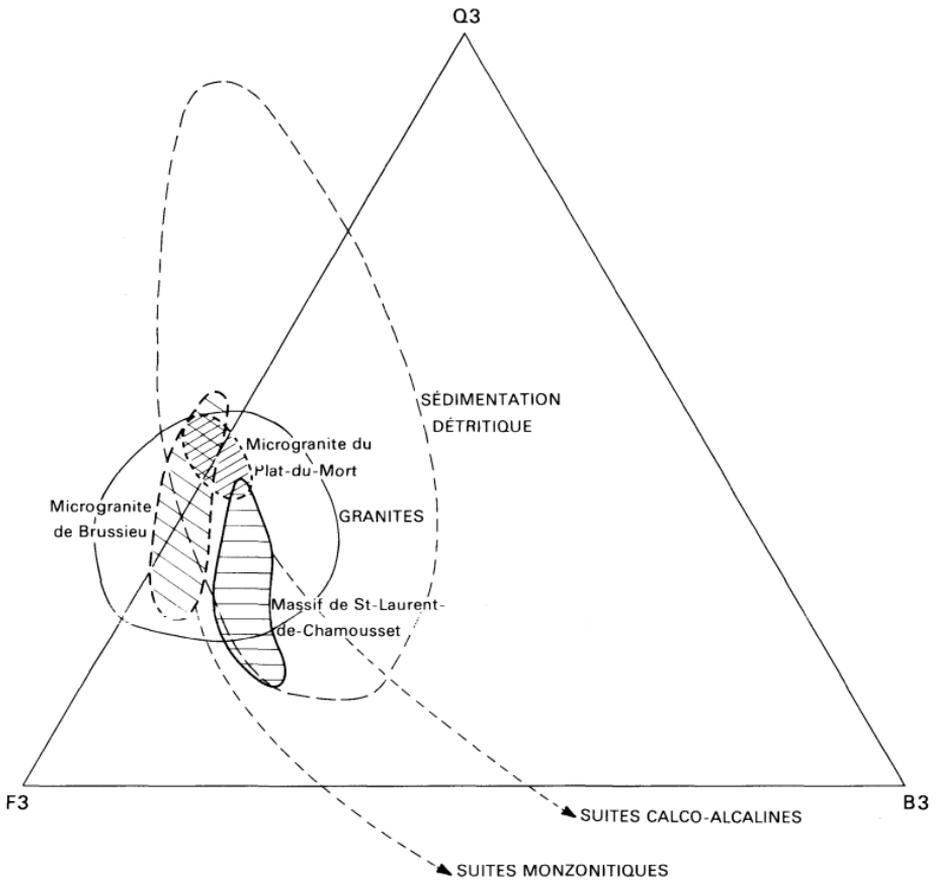


Fig. 10 - Diagramme Q3-B3-F3 d'après de la Roche *et al.* (1980)

La disposition des différents groupes suggère une évolution indépendante de différents magmas à partir d'un même type de souche, à origine mixte : un magma issu du manteau évolue vers des compositions granitiques par apport de matériel crustal fondu. Ce phénomène peut être causé par la collision de deux plaques continentales, avec chevauchements en profondeur dans l'écorce terrestre (Autran et Cogné, 1980). L'instabilité du manteau supérieur provoque la montée du magma profond, avec fusion d'une partie de la croûte traversée, et mélange au cours de la montée.

Les microgranites peuvent représenter l'injection de liquides granitiques dans un massif en voie de solidification. Seuls les microgranites aplitiques sont à relier à une phase de différenciation des magmas granitiques.

La faible différenciation observable pour les granites et les autres microgranites est attribuée par Peyrel (1981) à une mise en place à faible profondeur (laccolite et dykes), ce qui produit un refroidissement relativement rapide.

Les données géochimiques et cristallochimiques soulignent l'homogénéité de l'ensemble granites-microgranites. Toutes ces roches sont des manifestations d'un même type de magmatisme, monzonitique à caractère magnésio-potassique, que l'on rencontre en France dans toute la chaîne hercynienne, des Vosges à la Bretagne.

### **Carbonifère indifférencié**

h. **Bassin de la Giraudière.** Les terrains carbonifères du petit bassin de la Giraudière, attribués au Houiller supérieur sur la feuille Lyon à 1/80 000, affleurent mal au milieu des alluvions de la vallée de la Brévenne.

Ces terrains sont constitués essentiellement de conglomérats polymictiques, de grès et de schistes ; les couches de charbon y sont très subordonnées. Les sédiments reposent en discordance sur la série de la Brévenne mais les mouvements tectoniques sont restés actifs durant leurs dépôts. Les couches sont plissées en un synclinal dont le flanc sud-est est plus raide et plus faillé que le flanc nord-ouest.

### *ROCHES FILONIENNES*

$\mu^2\gamma$ . **Aplites, microgranites leucocrates et pegmatites associés au granite de St-Laurent-de-Chamousset.** On observe des microgranites aplitiques sous forme de filons de puissance métrique à décamétrique en différents secteurs du massif de Saint-Laurent-de-Chamousset, et toujours à proximité de sa bordure. En un seul point, ils représentent une formation cartographiable : sur la vallée de la Loire, près de Chambost, où ils sont exploités en carrière comme matériau d'empierrement. Ils ne se distinguent pas du granite dans la morphologie.

On ne les observe le plus souvent que dans une distance de 250 m de part et d'autre de la limite du granite ; dans certains secteurs, ils peuvent apparaître à une plus grande distance (Sud de Panissières et Ouest de Chambost—Longessaigne, Nord de Saint-Romain-de-Popey). Leur association avec une cartographie complexe du contour du granite, gouvernée par la fracturation en grand, permet de relier cette observation à un contact granite—encaissant subhorizontal. Les microgranites aplitiques sont alors caractéristiques de la proximité verticale de ce contact.

Cette relation stricte à la proximité du contact entre granite de Saint-Laurent et encaissant, rattache ces matériaux au cortège filonien leucocrate du

granite. On ne les observe pas en relation avec d'autres formations granitiques ou subvolcaniques de la feuille.

Les microgranites leucocrates et aplites ne sont jamais déformés, à l'instar du granite de Saint-Laurent. Par contre, ils sont nettement plus fracturés. Ceci peut être attribué à leur grain plus fin et homogène, qui les rend plus cassants que le granite porphyroïde.

Le faciès le plus courant est une roche rose pâle, peu altérable, à grain millimétrique, non porphyrique. On observe aussi de rares pegmatites à grain centimétrique de composition leucocrate.

Les microgranites aplitiques ont une texture grenue fine, équante, à tendance graphique, dont le quartz assure l'ossature. Il en résulte leurs propriétés mécaniques : dureté, faible altération, caractère cassant. Les minéraux les constituant sont, par ordre d'abondance décroissante, le quartz, le feldspath potassique, souvent chargé d'inclusions de mica blanc, d'albite, de muscovite, ou quelquefois de biotite plus ou moins chloritisée. Ils contiennent accessoirement de la tourmaline, de la pyrite et des oxydes de fer, de l'apatite.

$\mu^3\gamma$ . **Microgranite à biotite de Brussieu.** Ces microgranites affleurent en filons de puissance hectométrique à décamétrique, d'allure ENE-WSW (N 60 °E à N 80 °E), dans la région sud de la feuille, entre Brussieu et la vallée de la Brévenne.

Les filons sont intrusifs dans la série de la Brévenne, où ils sont légèrement discordants, contrairement aux granites albitiques. Il est possible de leur associer certains filons observés dans le granite de Saint-Laurent, à l'Est de cette localité, d'allure analogue. Les contacts francs de ces derniers suggèrent une mise en place à un état de consolidation avancé du granite de Saint-Laurent. On n'observe pas ce type de microgranite hors du secteur Saint-Laurent-Brussieu : il ne s'agit donc pas d'un essaim filonien caractérisant la bordure de ce granite, comme les microgranites aplitiques, mais un microgranite particulier, localisé.

Si l'on n'observe pas nettement de filons sécants sur la bordure du granite de Saint-Laurent, la présence de filons équivalents au sein de ce dernier suggère qu'ils lui sont postérieurs. Dans la série de la Brévenne, ils ne sont pas déformés ni métamorphisés. Leurs relations avec les microgranites du Plat-du-Mont sont moins claires. Il semble que les grandes fractures NW-SE porteuses de ces derniers décalent les microgranites type Brussieu, ce qui daterait ceux-ci entre la mise en place du massif de Saint-Laurent et celle des microgranites porphyriques, qui eux-mêmes cristallisent avant la solidification complète du granite de Saint-Laurent. Les microgranites type Brussieu représenteraient alors une pulsation distincte du même phénomène, associée à un autre état local de contraintes WSW-ENE, s'injectant dans les fractures ouvertes associées.

A l'affleurement, les microgranites peuvent être confondus avec des trondhjémites ou des laves acides de l'unité de la Brévenne, ayant subi le

métamorphisme de contact du granite de Saint-Laurent. Ce sont des roches blanches, compactes et dures, non porphyriques, chargées en biotite. Elles ne présentent toutefois aucune orientation ou déformation.

En lame mince, la texture est grenue, porphyrique à grain fin, avec prédominance d'un fond quartzoplagioclasiq ue équant. La biotite est exprimée en grandes lamelles automorphes ou en petits amas, pour partie chloritisée. Le feldspath potassique est subordonné à un plagioclase nettement zoné, à deux temps de cristallisation (An 10 à An 25). Les accessoires sont des oxydes de fer, de l'apatite et du zircon.

Lauzac (1960) signale des bordures granophyriques et un léger métamorphisme de contact dans l'encaissant, observable sur quelques millimètres.

$\mu^4\gamma$ . **Microgranite porphyrique du Plat-du-Mont.** Ces roches apparaissent sous forme de filons de puissance variant entre 2 m et 50 m, localement 100 m et de direction constante NW-SE. On les observe sur la quasi-totalité de la feuille, mais elles sont particulièrement abondantes dans la région comprise entre Pontcharra-sur-Turdine et Bessenay, en relation avec une densité élevée de la famille des fractures de même direction. Certains filons peuvent être suivis sur plus de 3 km, mais l'extension la plus fréquente est de quelques centaines de mètres.

Les microgranites porphyriques constituent des filons particulièrement résistants et tenaces, et apparaissent souvent en relief dans la topographie. Ils sont peu altérables et forment des éboulis abondants quand le relief est accusé. Ces propriétés les font employer fréquemment pour la construction des habitations et des clôtures, et pour l'empierrement local. De petites carrières abandonnées sont fréquentes (Ancy, Saint-Forgeux,...).

Les relations avec l'encaissant sont variables. Avec les séries de la Brévenne, d'Affoux et du Lyonnais, les contacts sont francs, avec bordures figées à grain fin, indiquant une mise en place du microgranite à la faveur d'une ouverture de fracture dans des matériaux froids, solides. Dans le granite de Saint-Laurent, les contacts deviennent moins nets. La présence de cristaux de feldspath croissant à travers le plan de contact suggère une mise en place lors de la fracturation du massif de Saint-Laurent, alors que celui-ci est incomplètement refroidi et cristallisé (Hibbard et Watters, 1985). Il n'a toutefois pas été observé de couloirs de structuration à leur voisinage dans le granite de Saint-Laurent ; un lever plus détaillé serait nécessaire.

On ne dispose pas de datation sur ces microgranites. Toutefois, les observations précédentes supposent qu'ils soient postérieurs au granite de Saint-Laurent, mais d'assez peu.

L'association stricte au système de fracturation NW-SE amène à rechercher une datation tectonique. Des directions de contrainte associée correspondant à une telle orientation se rencontrent au Viséen Supérieur, Westphalien terminal et Stéphanien C. L'âge westphalien terminal semble ici le plus probable, compte tenu des relations avec le granite de Saint-Laurent.

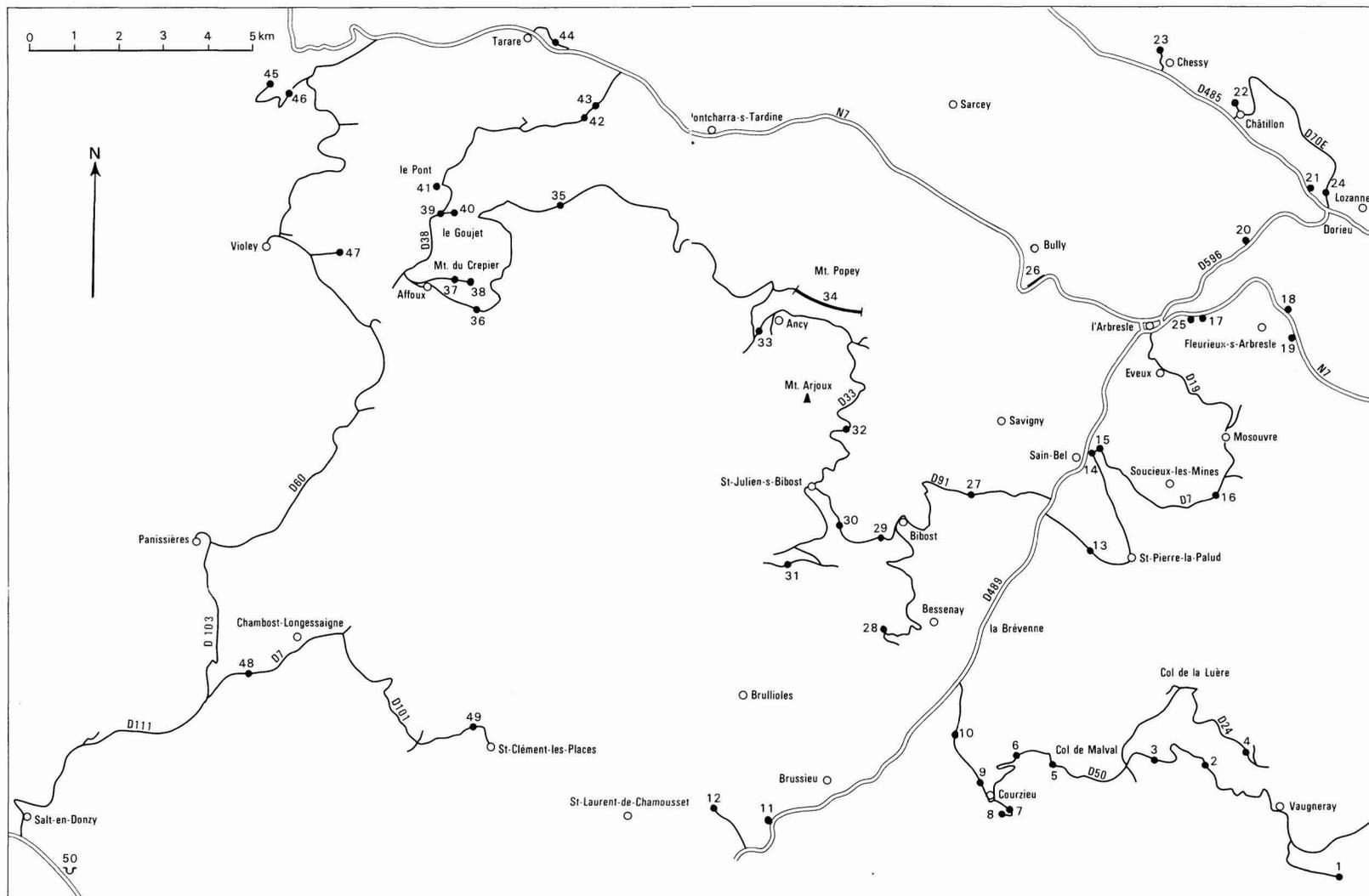


Fig. 13 - Carte des itinéraires géologiques

Les microgranites porphyriques sont généralement peu fracturés, ne sont pas déformés, et sont relayés à leur extrémités le plus souvent par des failles. Ils ne sont jamais décalés par d'autres familles de fractures. Leur mise en place se produit donc à l'extrême fin des mouvements hercyniens.

Ces roches présentent à l'affleurement un aspect très caractéristique : elles sont porphyroïdes, avec des feldspaths atteignant 1 à 4 cm, mais se distinguent du granite de Saint-Laurent par une pâte à grain beaucoup plus fin, avec des quartz automorphes ou globuleux et une teinte saumonée. Elles ne s'arénisent pas.

Leur texture, au microscope, est porphyrique microgrenue, et exempte de déformation. Seule une légère fissuration est observable le plus souvent. De grands cristaux automorphes atteignent 1 à 5 mm. Ce sont des quartz à aspect rhyolitique, des plagioclases zonés et fréquemment saussuritisés (composition : oligoclase), des feldspaths potassiques, moins abondants, des biotites hexagonales ou en lattes à inclusions d'apatite, oxydes et zircon. Des amas chloriteux se développent par rétro-morphose. La mésostase est essentiellement quartzofeldspathique, avec une tendance micropegmatitique graphique très fine.

**v. Vaugnérite.** Uniquement localisées à l'extrémité sud-est de la feuille Tarare, au voisinage de Vaugneray, les vagnérites constituent deux massifs plurihectométriques, équants, précédemment décrits par Michon (1979) au lieu-dit le Pinay, au sein des gneiss rubanés. Ce sont des roches grenues, parfois interprétées comme un faciès de bordure d'un granite à biotite auquel elles passent alors progressivement. Rappelons que le pétrotype vagnérite a été défini par Fournet (1836) dans les massifs de Pinay et de Catelan.

Elles sont constituées de hornblende verte, biotite abondante, plagioclase (oligo-andésine) zoné, apatite aciculaire, rare quartz et feldspath alcalin.

**$\mu^7$ . Microdiorite quartzique.** Elles se présentent en filons, fréquemment perpendiculaires aux directions régionales (N 90 °E à N 180 °E), de couleur verte à passées rosées. Leur texture est porphyrique microgrenue ou en microlattes (hypo-volcanique), sans déformation. Elles sont composées de phénocristaux et/ou microlites de plagioclase et amphibole verte, avec en mésostase du quartz interstitiel, de la biotite, de l'oligoclase et de la chlorite. Le feldspath potassique est rare ; les ferromagnésiens et les feldspaths sont souvent rétro-morphosés par l'altération (chlorites, carbonates, micas blancs). Les minéraux accessoires sont la muscovite, l'apatite et le zircon.

**λ. Lamprophyres.** Ils forment des filons métriques, et possèdent une texture porphyrique à fond vitreux et microlitique, non déformée. Les phénocristaux sont d'anciennes olivines rétro-morphosées en talc et/ou serpentine, du clinopyroxène et de la phlogopite. Le fond est un verre brunâtre potassique, avec biotite-phlogopite, clinopyroxène, et accessoirement oxydes de fer et apatite. Du carbonate se développe accessoirement. Ces matériaux ont une composition proche des basaltes alcalins, ou plus évoluée (gabbro à olivine à gabbro-diorite).

On ne dispose d'aucune donnée chronologique ; toutefois leur mode de gisement les fait considérer comme postérieurs au granite de Saint-Laurent-de-Chamousset.

Q. **Filons de quartz.** De puissance décimétrique à métrique le plus souvent, ils empruntent les différents réseaux de fractures tardives, les directions les plus fréquentes étant N 90 °E à N 160 °E. Ils sont connus sur l'ensemble de la feuille. Les plus importants empruntent les directions tardihercyniennes N 120 °E à N 150 °E (Magny, Ancy), ont une puissance décamétrique et des structures locales de brèche. Ils peuvent être minéralisés (*cf.* ressources du sous-sol).

### TERRAINS MÉSOZOÏQUES

t. **Trias non différencié. Marnes bariolées, grès souvent grossiers à dragées de quartz, dolomies.** Comme sur les cartes voisines, les affleurements de Trias couvrent des surfaces relativement importantes, mais les conditions d'affleurements sont assez médiocres excepté dans les falaises qui dominent la vallée de l'Azergues entre Lozanne et Châtillon et celle de la Turdine à l'Ouest de l'Arbresle. Ailleurs, le Trias se reconnaît surtout à la présence de sols sableux rougeâtres dans les champs ou dans les vignes. Aussi n'a-t-il pas paru utile de différencier sur la carte les différents ensembles lithologiques du système triasique, où l'on peut reconnaître à la suite de Courel (thèse 1970, et coupe du Trias de la vallée de l'Azergues (usine Lafarge) *in* excursion A.G.S.E., avril 1983) :

● **Grès inférieurs du Lyonnais.** Ce sont des grès fins, régulièrement stratifiés en bancs homogènes alternant avec des lits argileux ou marneux verts ou gris. Ils débutent par quelques mètres d'argiles rouges et vertes signalées autrefois par Leymerie et observées près de l'église de Lozanne (feuille Lyon à 1/50 000, Mouterde 1952). Ces grès sont un peu plus grossiers que ceux du Mont-d'Or lyonnais, souvent riche en feldspaths ; ils peuvent être silicifiés (près de Châtillon) ou non silicifiés (Lozanne) et présentent des niveaux de plaquettes à pseudomorphoses de cristaux de sel. L'épaisseur de la formation peut être estimée à 25 m environ.

Seule sa partie supérieure est observable, sur 1 à 2 m, dans les talus de la N 485 en face de la cimenterie Lafarge, à l'état de grès fins à ciment carbonaté ou dolomitique alternant avec des argiles schisteuses. Elle bute par faille contre les amphibolites du socle.

Ces grès inférieurs représentent la base de la transgression aniso-ladienne sur la bordure du Massif central.

● **Ensemble moyen** argilo-grésodolomitique, à pseudomorphoses de sulfates et d'halite. A la base s'observent quelques bancs de calcaire rose dolomitique souvent riche en dendrites de manganèse (1,70 m en face de la cimenterie Lafarge ; quelques mètres à la sortie sud de Châtillon sur la N 485 ; 0,90 m entre Bully et l'Arbresle au bord de la N 7, près des Mollières).

Ces calcaires roses dolomitiques sont souvent très chargés en grains de quartz ou même en galets du socle ; ils contiennent des foraminifères mal conservés qui semblent identiques à ceux des calcaires roses de la Font-Poivre au Mont-d'Or lyonnais. Cette microfaune, les pollens et les empreintes de pas d'amphibiens, donnent un âge ladinien supérieur à ces calcaires.

Au-dessus de ces dolomies roses viennent, sur une dizaine de mètres (12 m en face de la cimenterie Lafarge), des alternances décimétriques d'argilites silteuses ou gréseuses et de plaquettes silteuses ou grésodolomitiques ; les argilites sont vertes, grises ou noires dans la partie inférieure, vertes, rouges ou lie-de-vin dans la partie supérieure. Les plaquettes portent souvent des pseudomorphoses de sulfates ou de halite.

Cet ensemble moyen, qui correspond sans doute aux niveaux évaporitiques connus, plus à l'Est, à Limas et Pommiers, représentent, d'après L. Courel, pour la base le Ladinien supérieur, et pour la partie supérieure l'épisode évaporitique du Carnien.

● **Grès supérieurs.** Ils sont grossiers (plus qu'au Mont-d'Or lyonnais), feldspathiques, à stratification irrégulière, ciment carbonaté ou ferrugineux ; les lits argileux paraissent rares. On les observe en de nombreux points.

En face de la cimenterie Lafarge, ils forment de gros bancs massifs atteignant parfois 1,50 ou 1,80 m, séparés par des lits d'argile silteuse verdâtre ; dans leur partie supérieure on observe, sur 2,20 m, des alternances de dolomie gréseuse et d'argilites gréseuses. Des concrétions siliceuses sont présentes à plusieurs niveaux. Le ciment est carbonaté ou plus ou moins argileux à la partie supérieure. Cet ensemble gréseux est visible sur 13,50 m, mais on n'observe pas son sommet en raison d'une faille qui ramène le socle.

Sous un four à chaux au Sud-Est de Bully, les grès étaient très grossiers avec galets variés : granulite, micaschistes, roche volcanique noire (Courel, 1970). On les observe aussi au Sud de Belmont à Sezeray et au Nord-Ouest de l'église de Lozanne (de gros bancs étaient visibles sur plus de 5 m).

Ces grès supérieurs ne sont pas datés, mais ils débutent sans doute dès le Carnien, se poursuivent pendant le Norien, et sont surmontés par les grès rhétiens. Leur épaisseur serait d'environ 30 m.

D'après L. Courel, ils correspondent à des décharges fluviales dans un milieu plus ou moins confiné, équivalent latéral des argilites à évaporites massives du bassin du Jura à l'Est. La séquence typique est celle de grès dolomitiques à la base, liés à une reprise d'érosion, qui s'affinent et s'enrichissent en argiles vers le haut. En fin de séquence, dolomitisation et silicification nodulaire évoquent des phénomènes pédogénétiques.

● **Rhétien.** Souvent masqué et difficile à individualiser, il est formé de calcaire dolomitique jaunâtre ou grisâtre où des mytilidés et *Rhetavicula contorta* ont été recueillis à 2,7 km à l'Ouest de l'Arbresle (talus au début de la route d'Apinost près de la N 7).

Ces calcaires dolomitiques jaunâtres, légèrement ferrugineux, présentent souvent des aspects moirés comme au Mont-d'Or lyonnais ; ils alternent avec des marnes grises et sont surmontés par des argilites laminées à stratification oblique, des bancs minces de grès et de dolomies (visibles sur 6 à 7 m sur la route d'Apinost).

Des grès grossiers feldspathiques, rappelant les bone-beds du Mont-d'Or lyonnais et de la feuille Amplepuis, ont été observés au Sud-Est de Belmont vers Sezeray.

L'ensemble du Trias semble avoir une épaisseur d'au moins 70 à 80 m. Le sondage 697-4-7 (vallée de l'Azergues en rive droite à hauteur de Châtillon,  $x = 778,880$  et  $y = 99,700$ ) aurait traversé 122 m de Trias dont 5 m de Rhétien, 21 m de marnes versicolores et 96 m de grès.

11-2. **Hettangien. « Choin bâtard », calcaire gris-blanc sublithographique, calcaires dolomitiques.** Le contact avec le Trias terminal (Rhétien) peut s'observer à l'Ouest de l'Arbresle près de la N 7 : ce sont, sur 2 à 3 m, des argiles et des marnes grisâtres contenant de petits niveaux gréseux et des plaquettes de calcaire lumachelle de mytilidés riches en pistes.

● **L'Hettangien inférieur** (zone à Planorbis) comprend deux formations (Vitry 1982) : le « Choin bâtard » et les niveaux à *Chlamys*.

— *Le « Choin bâtard »* est un calcaire micritique, gris clair à patine très blanche, en bancs décimétriques bioturbés à surface ondulée et souvent perforée, avec des stylolites parfois soulignés d'un enduit ocre-rouge ; la base est riche en coprolites, la partie supérieure, plus argileuse, contient des passées bioclastiques et de petits gastéropodes. Les interlits marneux ont fourni une faune de foraminifères (*Eoguttulina*) indiquant un milieu partiellement confiné (Rugé, 1983).

Ce faciès, précieux repère pour le cartographe, est présent dans toute la région avec une épaisseur d'environ 2 à 5 m.

— *Les niveaux à Chlamys* comprennent des calcaires bioclastiques à *Chlamys valoniensis*, qui passent à des calcaires oolitiques à stratification entrecroisée et à des niveaux récifaux mal stratifiés à polypiers, serpules... A la partie supérieure, on observe des calcaires dolomitiques brunâtres, des calcaires sublithographiques, des marnes et argiles grises peu fossilifères.

Au Mont-d'Or lyonnais, la partie moyenne des niveaux à *Chlamys* a livré une faune de *Psiloceras planorbis*.

Le circuit géologique situé à l'Est des carrières Lafarge, près du cimetière de Saint-Jean-des-Vignes (lisière est de la carte), donne une belle coupe de l'Hettangien. Au-dessus du « Choin bâtard » (2 m) on observe la succession suivante des niveaux à *Chlamys* (Vitry, 1982 ; Elmi, 1984, fig. 3-20) :

— des calcaires oolitiques (oobiosparite) avec des passées bioclastiques ; ils présentent des surfaces ferrugineuses encroûtées (0,80 m) ;  
— des calcaires bioclastiques à oolites, avec quelques intercalations micritiques ; il s'agit surtout de biomicrites et, à un degré moindre de biosparites ;

plusieurs surfaces de bancs présentent des encroûtements ferrugineux (3 m) ;

- des calcaires oolitiques (oosparite), à rides, à laminations entrecroisées et à nombreux joints stylolitiques ; de fines intercalations micritiques, laminées, présentent souvent des traces de dessiccation (3 à 4 m) ;
- un ensemble de calcaires moirés, bruns (dolomites calcitisées), de calcaires sublithographiques et de marnes peu fossilifères, avec quelques intercalations de calcaires bioclastiques (3,30 m) ;
- un niveau d'argile grise ou brune, riche en gypse (1,50 m) ;
- un niveau de grès à laminations obliques (0,50 m) ;
- un calcaire micritique à grains de quartz et à surface ferrugineuse encroûtée (0,50 m).

L'épaisseur totale de ces niveaux à *Chlamys* est d'environ 13 à 14 m.

A 7 km à l'WSW, les affleurements les plus occidentaux du secteur, situés aux Mollières, entre l'Arbresle et Bully, montrent, dans une ancienne carrière au Nord de la N7, une série plus épaisse et avec des niveaux confinés plus développés à la partie supérieure (Vitry, 1982 ; Elmi et Vitry, 1987). Au-dessus de quelques affleurements discontinus de « Choin bâtard » (calcaire micritique à coprolites avec surfaces ferrugineuses encroûtées et perforées) viennent après une lacune d'observation :

- des calcaires bioclastiques et lumachelliques à *Chlamys valoniensis*, qui affleurent mal ;
- une lentille récifale, localement à structure bréchique, constituée essentiellement de colonies de serpules ; quelques polypiers sont également présents ; cette lentille a une épaisseur maximale de 1,20 m et une extension latérale d'une dizaine de mètres ;
- des calcaires à petites oolites, à stratifications entrecroisées et à surface perforée ; leur épaisseur est d'environ 1 m, mais elle se réduit à 0,30 m au-dessus de la lentille récifale ;
- un ensemble de calcaires moirés bruns, micritiques, généralement azoïques, d'aspect caverneux, associés à des niveaux de marnes, d'argiles parfois à écailles charbonneuses et de calcaires à débris ; quelques traces de dessiccation apparaissent sur certaines surfaces de bancs (12 à 13 m).

Des constructions récifales, intercalées dans les calcaires à *Chlamys*, ont été signalées en d'autres points : Ouest du château de Coubeville, le Suc par exemple. Ils sont connus aussi au Mont-d'Or et sur la feuille Amplepuis.

● **L'Hettangien moyen** est probablement absent (lacune) à moins que la partie supérieure des niveaux de calcaires moirés ne lui corresponde. Aucune ammonite ou faune caractéristique n'a jamais été signalée dans la région.

● **L'Hettangien supérieur** comprend des calcaires noduleux tendres, blanchâtres, dont les nodules fissurés sont enveloppés dans une matrice argileuse. Cette formation tendre, épaisse de 1 à 2 m, est généralement masquée et difficile à observer. Aux Mollières, à l'Ouest de l'Arbresle, dans les escarpements dominant la N7, elle a fourni une *Schlotheimia angulata*.

Au Sud-Est, près du cimetière de Saint-Jean-des-Vignes, dans la tranchée du circuit géologique, elle est plus développée (3,50 m environ). Elle comprend un premier niveau noduleux (0,60 m) suivi d'un banc épais de calcaire gréseux brun à surface ferrugineuse, encroûtée, perforée avec coquilles fixées (0,70 m) et un second niveau noduleux plus épais (2 m au minimum, une faille empêche une estimation rigoureuse) ; les nodules ne sont pas toujours craquelés. Un fragment de *Schlotheimia* de grande taille a été recueilli dans le voisinage.

### 13-4. Sinémurien. Calcaires à grains de quartz et calcaires à gryphées.

● **Calcaires à grains de quartz et grès** (zone à Rotiforme). Ils débutent généralement par des bancs décimétriques de calcaire micritique, parfois noduleux, à petits gastéropodes et serpules qui alternent avec des calcaires bioclastiques. Les grains de quartz apparaissent d'abord progressivement disséminés dans la roche ou formant de fins interlits argilo-gréseux (1 à 3 m).

Au-dessus, se développent des bancs de grès grossier feldspathique alternant avec des bancs de calcaire micritique et bioclastique contenant des grains de quartz ; quelques niveaux de calcarénites laminées s'intercalent. Les feldspaths représentent 8 à 18 % de la fraction détritique. Les indices de ravinement et de remaniement sont nombreux ; des lithoclastes et des galets de calcaire micritique clair sont fréquents dans les grès et les calcaires à grains de quartz. Le ciment des grès est généralement calcaire, parfois siliceux (l'Arbresle, moins fréquemment à Saint-Jean-des-Vignes). F. Vitry (1986) interprète ce matériel grossier, provenant de l'Ouest, comme des «tempestites» : reprise pour des raisons climatique et tectonique dans un milieu marin infratidal tantôt calme, tantôt agité.

L'épaisseur de la formation est variable : 13 m à l'Arbresle, 10 m à Saint-Jean-des-Vignes, l'importance des lentilles de grès étant plus forte à Saint-Jean-des-Vignes.

Ces bancs contiennent quelques lamellibranches et gastéropodes, notamment des pectinidés et de rares gryphées. Un *Coroniceras* du groupe de *C. rotiforme* a été accueilli près de l'Arbresle dans les anciennes carrières des Mollières, un jeune *Vermiceras* sp. dans un faciès très grossier au Sud-Ouest de Bayère (au Sud de Charnay).

● **Calcaires à gryphées.** Ce sont des calcaires biomicritiques gris-bleu ou roussâtres en bancs irréguliers peu épais (10 à 20 cm), très bioturbés, à surface bosselée, séparés par de minces interlits marneux.

Ils débutent par des niveaux riches en cardinies et assez pauvres en gryphées. Tantôt, les cardinies sont présentes sur un ou deux mètres, associées à d'autres lamellibranches (Saint-Jean-des-Vignes), tantôt elles sont cantonnées dans deux ou trois bancs où elles abondent (carrière à l'Ouest de Belmont, l'Arbresle ?). Des gastéropodes assez nombreux (*Pleurotomaria*...) les accompagnent.

Au-dessus, les gryphées deviennent progressivement plus abondantes jusqu'à former une véritable lumachelle sur un à deux mètres d'épaisseur.

Plus haut deux bancs de calcaires micritiques de 8 à 10 cm, de teinte blanchâtre, pauvres en fossiles, viennent interrompre la régularité de la succession des bancs bioclastiques à gryphées. Le premier de ces bancs correspond au « banc savonneux » du Mont-d'Or lyonnais.

A côté de *Gryphaea arcuata* ; on peut recueillir des lamellibranches variés (*Pinna* sp., *Plagiostoma gigantea*, *Pecten hehli*, *Chlamys textorius...*), des gastéropodes (*Pleurotomaria...*), des brachiopodes, des articles de crinoïdes, des bélemnites (*Nanobelus acutus*). Les ammonites ne sont pas très abondantes, citons : *Coroniceras (Paracoroniceras) charlesi*, *Agassiceras ? sp.*, *Caelonites gr. turneri*, *Arnioceras arnouldi* (récolte et détermination M. Corna). Le « banc savonneux » a donné *Arnioceras gr. semicostatum*.

L'épaisseur de ces calcaires à gryphées typiques est de 10 à 15 m sur la feuille Tarare.

● La partie supérieure des calcaires à gryphées (**Calcaires à *Gryphaea cymbium*, Lotharingien**) est formée de calcaires argileux gris plus tendres, faiblement bioclastiques et fortement bioturbés ; ils contiennent des nodules et des fossiles phosphatés. Ils sont caractérisés par la présence d'une gryphée plus large, *Gryphaea cymbium*. La partie inférieure encore assez bioclastique a fourni *Asteroceras* sp. (fragment) et *Xipheroceras gr. rasinodum* associé à *Spiriferina walcotti*, *Zeilleria numismalis*, *Terebratula*. C'est le Lotharingien inférieur, zone à Obtusum.

La partie terminale, plus tendre, souvent de couleur rosée, est toujours riche en nodules phosphatés. Les faunes d'*Oxynoticeras oxynotum*, *Gagaticeras* sp. et celle plus rare d'*Echioceras*, indiquent le Lotharingien moyen et supérieur ; ces couches ne sont pas visibles actuellement dans le circuit géologique près des carrières Lafarge, ni à l'Ouest de l'Arbresle. Mais l'ensemble du Lotharingien peut s'observer au Sud-Ouest du Suc, le long de la D 118 en x=778,380 ; y=91,566, au hameau de la Fay au Sud de Chessy en x=777,820 ; y=100,095 et aux Écublisses à l'Ouest de Chessy.

L'épaisseur du Lotharingien (Sinémurien supérieur) est d'environ 5 à 6 m.

L'épaisseur totale du Sinémurien dans la région est d'environ 30 m. La réinterprétation du sondage 697.4.7, en intégrant dans le Sinémurien les 15 m de calcaire à grains de quartz attribués à tort à l'Hettangien, aboutit à accorder à l'étage une puissance de 27 m ce qui est tout à fait cohérent avec les données de surface.

15-6. **Pliensbachien. Calcaire à bélemnites (Carixien), marnes grises ou rougeâtres, calcaires roux spathiques à débris (Domérien).**

● Le **Pliensbachien inférieur** (ou Carixien) est représenté par des calcaires argileux beige clair à grain fin en bancs décimétriques bien marqués, séparés par des marnes d'égale épaisseur. Localement, la partie inférieure du Carixien présente des bancs de couleur rose ou rouge avec encroûtements ferrugineux, rappelant le « Lias rouge » du Mont-d'Or lyonnais.

Le Carixien, peu épais (3 à 7 m environ), contient de nombreuses bélemnites (*Passaloteuthis*, *Hastites clavatus*...) et quelques ammonites de la partie supérieure du sous-étage : *Lytoceras*, *Aegoceras*, *Liparoceras*...

Il n'est pas visible actuellement, ni dans l'étendue des carrières Lafarge, ni aux environs de l'Arbresle. On l'a observé dans des fondations de villas aux Écublisses à l'Ouest de Chessy (x = 716,860 ; y = 101,485) et dans des talus de route près de Conzy et à l'Ouest du Suc ainsi que dans des sondages (sondage de reconnaissance F1 de carrières Lafarge, entre 157 et 164 m).

● **Le *Pliensbachien supérieur*** (ou Domérien) comprend deux formations : une épaisse série de marnes gris-bleu couronnée par des calcaires bioclastiques jaune-brun peu épais.

— *Les marnes du Domérien inférieur et moyen* (zones à Stokesi et à Margaritatus) sont de couleur gris-bleu, finement micacées ; elles contiennent de petits niveaux plus calcaires et des concrétions noduleuses ; elles sont souvent altérées superficiellement en jaune-ocre.

Elles ont été observées en quelques points : entrée de la carrière Lafarge à Belmont, Ouest de l'église de Charnay dans des tennis, Conzy, environs du cimetière d'Amancey ; elles ont été traversées par le sondage de reconnaissance F1 de 66 à 157 m.

Les conditions d'affleurement sont défavorables à la conservation des fossiles. Ces terrains donnent une topographie molle couverte de prairie ; leur épaisseur est de l'ordre de 50 à 90 m.

— *Le Domérien supérieur* (zone à Spinatum) est formé de calcaires bioclastiques épais d'environ 5 m, c'est l'équivalent des calcaires à *Harpax* du Mont-d'Or lyonnais.

Sa base montre des alternances de bancs de 20 à 30 cm de calcaires bioclastiques riches en lamellibranches et de niveaux marneux plus tendres et moins épais ; ils sont visibles à l'entrée de la carrière Lafarge.

Sa partie supérieure est formée de calcaires spathiques ou crinoïdiques brun-ocre (3 à 5 m) dont le faciès est très proche de celui des « calcaires à entroques » de l'Aalénien. Les lamellibranches sont en général plus nombreux et plus variés dans le Domérien supérieur. Mais c'est finalement des critères stratigraphiques — en l'occurrence leur position par rapport aux niveaux fossilifères et à oolites ferrugineuses du Toarcien — qui permet de les dater. Aux carrières Lafarge, ils se terminent par un encroûtement ferrugineux affecté par des pistes.

La faune comprend de rares ammonites (*Pleuroceras*) et de nombreux lamellibranches : *Pseudopecten aequivalvis*, *Harpax laevigatus*, *Chlamys textorius*, ainsi que de grandes bélemnites : *B. bruguierianus*.

17-8. **Toarcien. Marnes noires, calcaires rougeâtres à bélemnites et ammonites, oolite ferrugineuse.** Cet étage est représenté par des dépôts relativement peu épais (10 à 12 m) mais très variés et riches en fossiles. Il a été l'objet d'études détaillées par Elmi et Rulleau (sous presse) et par J.C. Rakotosalama (thèse de doctorat) et par les membres de la section paléontologique du comité d'entreprise des carrières Lafarge.

D'après ces auteurs on peut y distinguer les formations suivantes (les épaisseurs données correspondent aux observations faites dans les carrières de Belmont) :

- **Calcaires jaunes à *Ammonitella*** (2 m). Ce sont des calcaires gris-jaune à grain fin se débitant en boules ou se présentant en bancs finement laminés séparés par des marnes. Ces calcaires sont souvent très riches en jeunes ammonites et ont été interprétés par Elmi et Rulleau comme des turbidites. Ils contiennent une macrofaune plus rare du Toarcien inférieur : *Harpoceras pseudoserpentinus*, *Dactyloceras vermis*, *Nodicoeloceras crassoïdes*, *Orthodactylites*, *Phylloceras*.

- **Marnes inférieures** (3,50 m), peu fossilifères, de couleur gris-bleu, avec quelques bancs de calcaire argileux.

- **Bancs à *Peronoceras*** (0,25 à 0,50). Ce sont deux bancs de calcaire argileux plus ou moins compacts, riches en *Chondrites*, qui forment un bon repère. A leur sommet un grand ichtyosaure a été découvert. La riche faune d'ammonites indique le Toarcien moyen : *Peronoceras*, *Harpoceras subplanatum*, *Hildoceras apertum*, *Phymatoceras iserense*, *Lytoceras cornucopiae*, *Phylloceras heterophyllum*.

- **Marnes médianes** à oolites ferrugineuses et phosphatées (2,20 à 2,40 m). Ces marnes argileuses entrecoupées de niveaux irréguliers de calcaire micritique, riches en oolites, présentent des couleurs vives : jaune-ocre, gris ou violet. Elles contiennent une importante faune d'*Hildoceras* et de *Catacoeloceras* de la zone à Bifrons, mais leur sommet contient *Haugia variabilis*.

- **Banc à *Haugia* et à *Grammoceras*** (0,15 à 0,25 m). C'est un bon repère formé de calcaire rose ou violacé, contenant des oolites ferrugineuses ; sa disposition est irrégulière. Il contient *Haugia variabilis*, *Osperlioceras bicarinatum*, *Pseudogrammoceras bingmanni*, *P. doerntense*.

- **Marnes supérieures** (3,50 à 3,80 m). Ce sont des marnes argileuses, grises, vertes ou violettes, avec passées de calcaire à oolites ferrugineuses ; la faune indique les principaux niveaux du Toarcien supérieur. D'abord des *Pseudogrammoceras* et *Grammoceras* associés à *Oxyparoniceras buckmani* et à *Pseudolillia* sp. ; puis des *Hammatoceras* du groupe *insigne* associé, à *Polyplectus discoïdes*. Ensuite viennent *Dumortieria levesquei* et *D. pseudoradiosa* ; les *Dumortieria* à côtes fines (*D. moorei*) leur succèdent ; au sommet on recueille *Pleydellia aalensis*.

Ces couches toarciennes peuvent s'observer à l'occasion de travaux dans des talus de route, en face du cimetière de Chessy par exemple. Elles forment, dans les pentes cultivées et dans les vignes, un niveau bien repérable par ses oolites ferrugineuses et ses fossiles phosphatés. De bons affleurements de l'ensemble des couches étaient visibles autrefois près de la limite orientale de la carte, sous l'église de Saint-Jean-des-Vignes (feuille Lyon ; R. Mouterde, 1952). Elles ont été traversées par le sondage F1 de 60 à 50 m.

Le milieu de dépôt correspondrait à des vasières littorales subissant des alternances de périodes calmes (dépôt d'argiles et de marnes) et d'épisodes

agités (ravinelements, remaniements, apport d'oolites provenant de zones peu profondes) ce qui explique la complication de la série stratigraphique et ses variations latérales. (Elmi, Mousterde et Rulleau, 1984).

j0-1a. **Aalénien-Bajocien inférieur-Faciès « Pierre dorée ». Calcaires bioclastiques jaune-orange à entroques et silex blancs.** Cet ensemble débute par trois couches peu épaisses qui correspondent à l'Aalénien inférieur (couches 1 et 2) et à la base de l'Aalénien moyen (couche 3) ; elles sont généralement masquées par les éboulis.

#### ● **Aalénien**

— La dalle à *Leioceras* (couche 1) : c'est un banc (0,20 m) de calcaire gris-violet à galets et ammonites phosphatés disposés en désordre ; on observe une bioturbation intense. Grands *Leioceras* (*L. lineatum*) abondants, *Brydia* fréquentes, *Erycites fallifax*, *Pseudammatoceras* sp.

— Le niveau à flammèches roses (couche 2, 0,50 à 1 m) : c'est un calcaire tendre à entroques et zoophycos accompagné parfois de passées argileuses. *Leioceras comptum*, *L. crassiornatum*, *Tmetoceras scissum*, grands *Lytoceras*.

— Le niveau vineux (couche 3, 0,50 à 1 m) : c'est un calcaire à entroques de teinte rouge ou violette, riche en zoophycos avec faune de la base de l'Aalénien moyen (zone à Murchisonae) : *Staufenia sinon*, *Ancolioceras opalinoïdes* et au sommet déjà *Ludwigia crassa*.

— L'Aalénien moyen-supérieur est représenté essentiellement par une épaisse série (30 à 40 m) de calcaire à entroques et *Zoophycos*. C'est un calcaire bioclastique jaune orangé, parfois dolomitisé, riche en débris de crinoïdes et formant des bancs de 15 à 30 ou 40 cm pouvant présenter des stratifications obliques ou entrecroisées. Des concrétions siliceuses de type chaille sont présentes à certains niveaux ; de rares *Ludwigia murchisonae* ont été récoltées.

La partie supérieure (4 à 5 m) est constituée d'un calcaire finement bioclastique riche en débris d'échinodermes et en fragments de bryozoaires ; les bancs sont minces, bien marqués, parfois à stratification oblique, avec minces intercalations argileuses. Localement, on observe des accumulations de *Trigonia depereti* ou d'autres lamellibranches et de rares *Graphoceras* (zone à Concavum).

Au sommet, on observe des surfaces d'arrêt de sédimentation souvent encroûtées et perforées et des couches lenticulaires de quelques décimètres au maximum avec des faunes du sommet de la zone à Concavum ou de la base de la zone à Discites (= Bajocien inférieur) : *Graphoceras limitatum*, *Toxolioceras*, *Braunsina*, *Eudmetoceras prosphues*, jeunes « *Sonninia* », *Acanthothyris spinosa*, *Sphaeroidothyris decipiens*, *Morrisithyris*, *Astarte*, *Chlamys*, *Pleurotomaria*.

Ces calcaires à entroques sont connus en Beaujolais sous le nom de « Pierre dorée », pierre de construction traditionnelle qui donne par sa teinte chaude un charme particulier aux villages de la région. C'est l'équivalent de la Pierre de Couzon du Mont-d'Or lyonnais.

● **Bajocien inférieur (zones à Sowerbyi et à Sauzei) et moyen (zone à Humphriesianum)**

Cet intervalle correspond à une lacune presque générale et n'est représenté que par une série de couches lenticulaires ou des remplissages de cavités ; il n'est donc pas cartographiable.

— Au *Bajocien inférieur*, on a des calcaires bioclastiques ou des niveaux argileux riches en articles ou débris de crinoïdes et en radioles d'oursin. On observe parfois des grains de glauconie ou des ovoïdes ferrugineux associés à des serpules.

— Le *Bajocien moyen*, plus souvent représenté, a été étudié dans les carrières de Belmont (par Elmi, Jacquet, Caloo, Mouterde...). On y observe des lentilles de calcaires crinoïdiques ou micritiques de couleur jaune, rose ou violacée, contenant souvent des oolites, pisolites ou ovoïdes ferrugineux. Les fossiles, abondants, sont soit en calcite, soit sous forme de moules internes phosphatés ; ils appartiennent surtout à la sous-zone à Blagdeni : *Poecilomorphus cycloides*, *Chondroceras gervilleii*, *Cadoceras cadomense*, *Dorsetensia liostraca*, *Normannites orbigny*, *Strigoceras strigifer*, *Oppelia* sp., de nombreux *Stephanoceras* et *Teloceras*, *Cymatorhynchia quadriplicata* *Monsardithyris ventricosa*, *Zeilleria waltoni*, des lamellibranches et serpules.

11c. **Bajocien supérieur à faciès Ciret. Calcaires marneux et siliceux blanchâtres à taches violacées.** A sa base, on observe encore des niveaux lenticulaires, bien visibles dans les carrières de Belmont. Notamment une oolite ferrugineuse de teinte rouge violacé atteignait 3 à 4 m d'épaisseur dans la partie sud du front de taille oriental ; fossiles très rares : *Leptosphinctes* sp. (zone à *Subfurcatum*). Dans la partie nord de ce front de taille les oolites font place à des lentilles de calcaire rosé (0,30 m) à rares oolites ferrugineuses, *Leptosphinctes* sp., *Bigotites* sp. Au-dessus, on observe souvent un niveau de marnes ou de calcaire argileux tendre (1 à 2 m).

En dehors des carrières de Belmont, des calcaires de teinte claire à oolites ferrugineuses, situés entre les calcaires à entroques et le Ciret (donc d'âge Bajocien moyen, ou base du Bajocien supérieur) ont été observés en plusieurs points, notamment aux Oncins.

L'essentiel du Bajocien supérieur est représenté par un calcaire argileux tendre blanchâtre ou blanc jaunâtre, se présentant en petits bancs assez noduleux séparés par des délits marneux ; il présente localement des couleurs roses ou violacées, notamment à la base où les niveaux argileux sont plus développés. Il est connu dans la région sous le nom de *Ciret*. La roche est localement envahie par une trame de silice colloïdale qui se concentre souvent sur les fragments d'organismes.

La composition chimique de la roche (analyse laboratoires Lafarge-Copée), indique 58% de carbonate de calcium et 34% de silice.

Le Ciret est visible sur quelques mètres dans l'angle nord-est des carrières de Belmont, mais son épaisseur totale est de l'ordre de 40 à 50 m. Sa teinte

blanche contraste dans les talus et dans les vignes avec le jaune-brun des « Pierres dorées ».

Il affleure en de nombreux points, entre autres au Nord et à l'Ouest de Charnay. Un affleurement très fossilifère, probablement de la base de la formation, a été observé lors de la construction d'une villa au Nord-Ouest de la Ferratière (x = 799,900 ; y = 102,380) : *Garantiana baculata*, *Strenoceras subfurcatum*, *S. latidorsatum*, *Cadomites* sp., *Normannites* ? aff. *densus*, *Lissoceeras oolithicum*, *Oppelia* sp. ; les lamellibranches sont très abondants : *Entolium spatulatum*, *Avicula munsteri*, *Avicula* cf. *inornata*, *Aulacothyris*.

j2. **Bathonien. Oolite blanche ou Pierre de Lucenay.** Aucun affleurement ne permet d'établir une coupe continue de cette formation, pas plus que ses rapports avec le Ciret sous-jacent.

Cependant, les calcaires oolitiques peuvent s'observer sur d'assez grandes surfaces dans les vignes et dans les champs, notamment au Nord-Ouest et au Nord de Charnay à la limite de la feuille Amplepuis. Au Sud-Ouest de ce village, dans les fondations d'une maison, on a pu observer 1,50 m de calcaire oolitique blanc à grain très régulier avec des lits de silex.

Au Sud-Est de Conzy, en surface des champs, ce même faciès oolitique est associé à des calcaires crayeux blanchâtres à oolites disséminées.

Au Nord-Ouest du cimetière de Saint-Jean-des-Vignes, au Nord de l'affleurement de calcaire à gryphées du circuit géologique, un petit relief en partie boisé, en partie cultivé, est formé de calcaire oolitique et bioclastique ; dans les silex d'une vigne voisine, on a recueilli une rhynchonelle siliçifiée à affinité bathonienne.

L'âge des calcaires oolitiques peut être établi de façon indirecte car ils reposent sur le Ciret bajocien supérieur (Bajocien terminal non compris) et, sur la feuille voisine Villefranche-sur-Saône à 1/50 000, ils sont recouverts par des calcaires argileux bien datés par ammonites du Callovien inférieur. Ces calcaires oolitiques sont donc à ranger dans le Bathonien, leur base pouvant appartenir déjà au Bajocien terminal.

## FORMATIONS TERTIAIRES ET QUATERNAIRES

g. **Formations attribuées à l'Oligocène (conglomérat calcaire, marnes saumon, calcrète).** Le grand accident qui, de Chessy à Savigny en passant par Bully, limite à l'Ouest le compartiment effondré de terrains secondaires, est jalonné d'une formation conglomératique à éléments de calcaires patinés, arrondis à subanguleux, dans une matrice rougeâtre ou saumon, argilo-calcaire et localement sableuse.

Visible au Nord-Est de Bully (à l'Est du hameau de Gruge et derrière la ferme de Genevaises), elle montre un meilleur affleurement près des Fours, le long de N 7 au SSE de Bully en x = 774,960 ; y = 96,490. Les conglomérats y sont formés d'éléments calcaires patinés de quelques centimètres noyés

dans une matrice rougeâtre argilo-calcaire. La base de la coupe montre un niveau d'argiles rougeâtres (2/3 illite, 1/3 kaolinite) enclavant un banc discontinu de calcaire pseudo-graveleux encroûté et concrétionné (calcrète).

Au SSW de l'Arbresle, lieu-dit en Louhans, on observe, en contact par faille avec le socle, un conglomérat de teinte rousse, polygénique à galets calcaires patinés et galets de roches cristallines dans une matrice brunâtre. Un peu plus haut, le talus de route montre des marnes blanchâtres, des marnes rosées un peu gréseuses faiblement panachées de grès, et des silts argileux gris-beige. Le rapport entre ces terrains et le conglomérat n'est pas visible.

Plus au Nord, à Courbeville ( $x=776,500$  ;  $y=100,820$ ), a été vu un dépôt à galets de socle avec matrice d'argile faiblement carbonatée de teinte saumon. Sa position, semblable à celle des dépôts de Bully et en bordure du même accident, l'a fait interpréter de la même façon. Mais il pourrait tout aussi bien s'agir d'un petit cône de déjection local au flanc du val d'Azergues.

Ni les auteurs anciens, ni nous-mêmes au cours du levé de la carte n'avons trouvé d'élément de datation, que ce soit dans la matrice des conglomérats ou dans les argiles et calcrètes associés. L'attribution à l'Oligocène se fait par une certaine analogie de faciès (bien qu'ici la taille des éléments des conglomérats soit toujours réduite et que ces éléments soient généralement bien roulés) et de situation avec les dépôts notés g sur la feuille Amplepuis, et avec ceux de Charentay (feuille Belleville), de Pagneux (feuille Villefranche), des Beluises (feuille Lyon), ces derniers ayant livré une faune (*Cyclostoma cadurcense*, diverses espèces d'*Helix*) d'âge oligocène (Rupélien moyen).

**Fx. Alluvions anciennes pliocènes ou pléistocènes, non différenciées.**  
Sur des surfaces aplanies de la couverture secondaire mais aussi du socle, s'étendent assez largement des alluvions liées au réseau des rivières (Azergues, Brévenne, Turdine) et à leur confluence. Elles ont été figurées sous la même notation Fx mais rien ne permet de dire qu'elles appartiennent à la même nappe ou d'affirmer, au contraire, qu'elles sont d'âges différents. Le matériel constitutif, d'origine locale, socle et parfois résidus silicifiés de l'Aalénien, est partout le même et il n'existe ni différence d'altitude, ni trace d'emboîtement caractéristique.

A l'Ouest du Breuil, on voit encore la marque d'anciennes carrières qui auraient exploité des argiles réfractaires dans un dépôt attribué par A. Journaux et par la carte géologique Bourg à 1/80 000, au Pliocène supérieur. Une coupe est visible et montre les terrains sur environ 4 m d'épaisseur. On y distingue de haut en bas :

- 0,80 m de limons blanchâtres ;
- 1,20 m de gravier fin, de 0,5 à 3 cm, à éléments arrondis à subanguleux de socle plus ou moins altéré et de quartz. La matrice est sableuse avec une stratification oblique et des lentilles de silt argileux gris clair ;
- 0,50 m de sable à éléments plus grossiers (5 à 10 cm) ;

— 1,50 m observables de sables plus grossiers, aréniques. Au plancher, des argiles blanchâtres sont parfois visibles mais, le plus souvent, le faciès sableux paraît se poursuivre en profondeur.

Aux alentours, dans les talus et fossés des routes et des chemins, on peut constater la variabilité du faciès, parfois très caillouteux et hétérométrique, parfois très fin argileux ou gris clair, le plus souvent sableux ou sablo-argileux beige à roussâtre avec nids ou cordons de galets. Ce matériel évoque un dépôt fluvio-lacustre, localement deltaïque ou torrentiel. L'épaisseur totale des alluvions du Breuil atteint et peut-être même dépasse 6 mètres. Elles reposent directement sur le socle et ne contiennent aucun élément permettant de les dater. Ni leur patine, ni leur altération ne permettent de confirmer l'hypothèse de l'âge pliocène.

Le vaste plateau au Nord de Saint-Germain-sur-l'Arbresle est largement recouvert d'un cailloutis alluvial, visible seulement en surface car aucune coupe n'a pu être observée. Les galets sont polygéniques : aux éléments de socle et de quartz se mélangent des calcaires silicifiés de l'Aalénien.

Plus à l'Est, en direction du confluent Azergues—Brévenne, le replat du Plan (triangle le Suc—Coleymieux—la Colletière) se situe à une altitude plus basse de 40 à 50 mètres et se poursuit de l'autre côté de la vallée de la Brévenne, au Nord et à l'Est de la gare de Fleurieu-sur-l'Arbresle. Ici, quelques entailles montrent des cailloutis arrondis à subanguleux, polygéniques, emballés dans une matrice sableuse grossière avec lentilles de granules ferro-manganiques. Il n'est pas possible de dire si, comme l'interprétait Mazezan (1914) et à sa suite Roman (1926), nous avons affaire à deux niveaux de terrasses et à un âge différent, ou aux témoins fortement érodés d'un alluvionnement fluvio-lacustre unique ayant recouvert une surface d'ablation tertiaire qui présentait une pente générale vers l'Est et l'ENE.

Au Sud de la Turdine, la région Sain-Bel—Savigny—Persange forme un plateau recouvert d'alluvions reposant soit sur le socle, soit sur les conglomérats dits oligocènes. A l'Est du cimetière de Savigny, lieu-dit la Doyennerie, les alluvions pourraient dépasser 20 m de puissance et paraissent en majeure partie formées de sables roussâtres quartzo-feldspathiques, fins à grossiers, renfermant des lentilles : épontes sinueuses de cailloux subarrondis à subanguleux, généralement petits mais pouvant atteindre jusqu'à 15 cm. La partie sommitale montre un horizon à galets de roches cristallines très altérées sous une couverture de limons de 20 à 40 cm.

L'ensemble du dépôt ne contient pas de carbonates de calcium.

**RF. Résidu alluvial représenté par de gros galets, pluridécimétriques de grès triasiques et parfois de socle.** Au Nord de Chessy-les-Mines, en lisière de la feuille, on a indiqué sous cette notation l'abondance en surface du sol de très gros blocs (jusqu'à 80 centimètres) toujours émoussés, arrondis ou subarrondis. La plupart sont issus des grès du Trias mais on rencontre aussi des quartzites et des éléments de socle, roches vertes ou granitoïdes. Immédiatement au Nord, sur la feuille Amplepuis, ces résidus beaucoup plus épars ont été figurés par une simple surcharge.

JC. **Épandage superficiel de cailloutis anguleux.** La surface des calcaires aaléniens et bajociens est souvent masquée par une couverture superficielle de cailloutis anguleux de calcaires durcis et patinés, de fragments de silex et de chailles arrondies et éclatées. Cette couverture est peu épaisse, quelques décimètres seulement, et la culture de la vigne semble avoir favorisé la concentration du cailloutis.

Gélifraction, ruissellement, rubéfaction sont les causes de cette formation, née d'un matériel local faiblement transporté.

Fy. **Alluvions de basse terrasse.** A la Roche, entre Chessy et Châtillon, est préservé un reliquat de basse terrasse alluviale à 15 m au-dessus du niveau des alluvions récentes. Le matériel est un cailloutis arrondi à subarrondi, avec uniquement des galets de cristallin, surtout des granitoïdes, frais ou altérés, hétérométriques, les plus gros éléments allant jusqu'à 40 cm ; la matrice est peu abondante, rousse, sablo-argileuse, non carbonatée.

Fz. **Alluvions récentes des fonds de vallées.** Seules les vallées des rivières principales, Azergues, Brévenne, Turdine, ont un remplissage alluvial notable.

Ces vallées sont encaissées, étroites. La largeur est de 300 à 500 m pour l'Azergue, avec un maximum de 1 000 à Châtillon au confluent avec le ruisseau d'Alix et des resserrements importants, comme au Pont-Dorieux où le substratum est mis à nu.

Elle est de 100 à 300 m pour la Brévenne, du même ordre, mais plus irrégulière encore, pour la Turdine, qui s'encaisse directement dans le socle sans alluvionner entre Arnas et Solémy.

L'épaisseur des alluvions récentes est faible, 3 à 6 m en général, avec un maximum de 11,20 m reconnu dans le val d'Azergues au sondage 4.7. La coupe la plus fréquente indique, de haut en bas : 1,50 à 2,50 m d'argiles sableuses ou limoneuses souvent jaunâtres ; 0 à 1,50 m de sables avec ou non des graviers ; 3 à 4 m de graviers hétérométriques à matrice argilo-sableuse, avec blocs et parfois lentilles argileuses grises. Le matériel est polygénique mais entièrement issu de formations du socle cristallin et métamorphique.

U. **Tuf calcaire.** Au bord de la N485, face à l'usine Lafarge, une source a donné naissance à une masse de tuf calcaire et continue de le nourrir.

C.V. **Colluvions aréniques.** Beaucoup plus fréquente que ne le figure la carte, elles sont présentes aux flancs des thalwegs et contribuent parfois à leur comblement. Ce sont des dépôts fins, mélange d'argiles et de sables quartzo-feldspathiques avec de petites esquilles des roches encaissantes.

L'épaisseur des colluvions peut être très faible, particulièrement en haut des versants et aux têtes des ruisseaux, où elles sont éliminées régulièrement par les ruissellements ; elle peut par contre atteindre plusieurs mètres dans les parties basses. Notons qu'il est malaisé d'établir leur limite avec l'altération en place du substrat.

E. **Éboullis.** Ils sont peu importants et n'ont pas tous été figurés. Ils n'ont été cartographiés que là où leur épaisseur et leur extension rendaient délicate l'interprétation des terrains qu'ils masquent, ainsi au pied des reliefs de l'Aalénien-Bajocien dont les calcaires particulièrement gélifs fournissent leur matériau essentiel. Sous le village de Bully à l'Est, un éboullis important de fragments de roches vertes masque la limite du socle métamorphique et des conglomérats calcaires.

## PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

### *ÉPISODES DE DÉFORMATION SYN MÉTAMORPHES*

#### **Formations métamorphiques des monts du Lyonnais**

Dans les formations orthogneissiques de la feuille Tarare la structure majeure est caractérisée par une foliation d'orientation NE-SW à pendage NW en général. Un gradient local d'intensité de la déformation est observable, conduisant à la coexistence de zones peu déformées (gneiss œillés) et de zones fortement déformées (gneiss rubanés). La fabrique de forme est, en général, de type LS dans les gneiss œillés et de type S dans les formations rubanées.

Quatre phases de plis d'importance régionale ont été reconnues :

- **Phase P1.** A cette phase précoce se rattachent la foliation régionale principale S1 et des plis isoclinaux décimétriques à métriques déracinés. Les flancs de ces plis sont laminés et il ne subsiste que des charnières reliques, témoins d'une transposition tectonique. La foliation S1 porte une linéation minérale d'étirement de direction N 40°-60°E.
- **Phase P2.** Elle est responsable de structures plissées centimétriques à décimétriques d'orientation générale NE-SW. Le style de ces plis varie depuis des plis semblables jusqu'à des plis ouverts à charnières arrondies. Les figures d'interférences bidimensionnelles entre P2 et P1 sont de type « 3 » (Ramsay, 1967). Une schistosité S2 peut localement transposer la foliation S1, le débit planaire général est alors « S1 + S2 ».
- **Phase P3.** Elle donne naissance à des plis en chevrons à axes courbes (N 50°E à N 140°E) et plans axiaux souvent fortement pentés. Un clivage de crénelation S3, d'espacement centimétrique à décimétrique, est localement développé. Régionalement, ces structures apparaissent au sein de « couloirs de déformation » associés à des zones de cisaillement ductiles.
- **Phase P4.** Cette ultime phase de déformation est responsable de larges ondulations dissymétriques associées à des kink-bands, localement pénétratifs, où à des fractures parfois conjuguées. Les plans axiaux des ondulations métriques à décimétriques sont le plus souvent subhorizontaux.

#### **Gneiss d'Eveux**

Les gneiss d'Eveux sont des lambeaux tectoniques qui ont été métamorphisés et déformés en même temps que la série dévonienne. En effet, ces

roches à texture blastomylonitique présentent une foliation qui, aussi bien à l'échelle cartographique qu'à celle de l'affleurement, apparaît clairement synchrone de la foliation S1 observée dans la série dévonienne. Mais cette structuration apparaît postérieure à une déformation dont on soupçonne localement l'existence par la présence d'une foliation et de plis relictuels.

D'autre part, tout comme la série de la Brévenne, les gneiss d'Eveux ont été affectés par l'épisode de déformation D2 qui se marque par des plis cartographiques P2 (cf. la série dévonienne).

### **Formations métamorphiques d'Affoux**

Les orthogneiss d'Affoux ont subi au cours de l'orogénèse hercynienne une déformation très semblable à celle de la série dévonienne. Cependant, sur le bâti rigide les degrés de déformation sont contrastés et varient depuis la conservation d'un granite porphyroïde peu déformé (ex. : mont Crépier) jusqu'à des gneiss ultra-mylonitisés. La structure planaire développée durant les phases de déformation est généralement très redressée (supérieure à 60°) et d'orientation NE-SW, donc parallèle à l'allongement du massif d'Affoux et des séries dévoniennes.

La déformation la plus commune est mylonitique à blastomylonitique, accompagnée de plis d'entraînement ; elle est reprise ultérieurement par des plis kinkés et des phénomènes de cataclase.

La déformation mylonitique apparaît postérieure à une déformation dont on soupçonne localement des reliques de plis et de foliations.

### **Série dévonienne**

La série de la Brévenne diffère fondamentalement du socle anté-dévonien du Yonnais par son évolution tectonométamorphique monophasée.

En effet, les déformations synmétamorphes observées dans la série de la Brévenne résultent d'une phase tectonométamorphique unique et elles s'inscrivent dans un continuum de déformation qui peut se décomposer en deux épisodes.

Le premier (D1) marque le paroxysme de la déformation et du métamorphisme. Il est défini notamment par des microplis (synfoliaux P1) isoclinaux à charnières déracinées et à plans axiaux déversés vers l'Est, dont les axes de direction N 160°E à 30°E plongent vers le Nord de 5° à 45°. La déformation confère aux roches une structure planolinéaire liée à l'acquisition d'une foliation S1 et d'une linéation L1 consécutives au développement syncinématique d'une paragenèse épimétamorphique à mésozonale (cf. *infra* et *supra*). La déformation D1 qui, nous le verrons, est responsable de la structuration majeure de la série, a transposé les contacts lithologiques qui sont le plus souvent subparallèles à la foliation S1. Celle-ci, de direction globale N 160° à 40°E, a un pendage général vers l'Ouest de 20° à 85°.

Le deuxième épisode (D2) intervient durant les stades ultimes du métamorphisme. Il est marqué par des plis P2, décimétriques métriques ou

d'échelle cartographique, plus ou moins serrés dont le plan axial est matérialisé par une schistosité de crénulation S2 pentée vers l'Ouest de 45° à 80°, que soulignent des micas blancs et des chlorites syncinématiques. Les axes de direction N 170 °E à 40 °E, plongent au Nord ou au Sud de 10° à 50° en raison d'une morphologie « en gousse d'ail » des plis P2.

La déformation D2 est donc, par ses caractères géométriques, très proche de l'épisode S1 et n'en diffère que par l'intensité du métamorphisme. Elle s'inscrit donc dans la même phase de déformations que l'épisode D1, d'autant plus que, nous le verrons à l'échelle de la série, l'on observe une gradation simultanée des deux déformations.

L'attitude des structures symmétamorphes est relativement constante sauf dans un couloir allant de Bessenay à Tarare, où un faisceau très serré de failles senestres NW-SE les a fortement réorientées. Ainsi, dans ce couloir, la foliation S1 et les plis P1 sont orientés N 70 °E à 130 °E. De même, les axes des plis P2 présentent une orientation N 65 °E à 135 °E. Ce phénomène est particulièrement notable dans l'unité de Violay où le couloir de failles s'élargit si bien que, dans la majeure partie de cette zone, les structures des phases 1 et 2 ont été perturbées.

### **Série carbonifère**

Dans les sédiments du Viséen inférieur et moyen, les structures plissées amples (plusieurs centaines de mètres) ne se manifestent que par des variations dans le sens des pendages qui restent toujours modérés (20° à 50°). Aucun pli n'a été observé à l'échelle de l'affleurement. Dans le Viséen de St-Marcel-l'Éclairé, ainsi qu'au Nord-Est de Joux, les directions sont fréquemment perturbées par les accidents cassants orientés NW-SE. Ce n'est donc qu'au Sud-Ouest de Joux que les couches sédimentaires sont assez régulièrement dirigées NE-SW, avec une majorité de pendage vers le Nord-Ouest.

L'unité du Gouget présente un cas particulier. Une schistosité fruste, d'aplatissement, orientée NE-SW, recoupe la stratification. Visible dans les dépôts silto-tuffacés fins intercalés dans les tufs dacitiques de la base de l'unité, elle disparaît dans les alternances silto-gréseuse situées au-dessus de l'épisode volcano-sédimentaire.

Dans le Viséen supérieur, en dehors des sédiments affleurant à l'Ouest de Joux, en concordance structurale avec ceux du Viséen inférieur et moyen, aucune direction n'est visible dans la masse des tufs rhyodacitiques.

Les petits accidents subméridiens où les granophyres du Viséen supérieur qui chevauchent localement (30°-40°W et vergence Est) les siltites du Viséen inférieur-moyen, seraient à attribuer aux mouvements sudètes ou aux phases de fracturation tardi-hercyniennes.

### *ÉTUDE STRUCTURALE DU CONTACT LYONNAIS—BRÉVENNE*

Les évolutions tectonométamorphiques des monts du Lyonnais et de la série de la Brévenne sont très différentes. Il s'agit donc de deux unités sépa-

rées par un contact anormal. C'est d'ailleurs, sur le terrain, une zone mylonitique majeure soulignée par le granite syncinématique de Grand-Chemin (Peterlongo, 1960) daté de  $332 \pm 7$  Ma (Gay *et al.*, 1981).

### **Organisation régionale des trajectoires et du taux de déformation finie**

A l'échelle cartographique, il apparaît clairement, que l'accident du contact Lyonnais—Brévenne exerce un contrôle qui se manifeste par une variation régionale de l'intensité et des trajectoires de la déformation finie.

A l'échelle de la série de la Brévenne, il apparaît en effet un gradient général qui, depuis l'unité de Violay jusqu'au contact avec les gneiss du Lyonnais, se marque par une augmentation du métamorphisme, de la déformation D1 et de l'intensité du plissement P2 (cf. *infra*).

A cette variation générale, déjà constatée par Wickert (1985), du taux de déformation finie, s'ajoutent des gradients locaux liés à des repliques de l'accident principal qui découpent la série de la Brévenne en sous-unités lithotectoniques (cf. le schéma structural).

L'allure des trajectoires de la foliation est également réglée par l'accident du contact avec le Lyonnais (fig. 11 et 12). En effet, celui-ci, de direction globale N 40 °E, est clairement oblique par rapport à la foliation régionale. Par contre, dans la zone de déformation maximale qui est localisée au contact, celle-ci tend à se paralléliser à lui. Si bien que de part et d'autre de ce dernier, les trajectoires de la foliation, qui passent en continuité d'un domaine à l'autre, ont une allure sigmoïde.

Il apparaît donc une organisation générale de la foliation contrôlée par l'accident du contact Lyonnais—Brévenne. Ceci atteste d'une part qu'à proximité de ce dernier les formations du Lyonnais ont été l'objet d'une restructuration conforme aux structures de la série de la Brévenne, d'autre part que le développement de la foliation S1 a été contemporain de la mise en contact de ces deux ensembles lithologiques.

### **Analyse microstructurale et géométrique de la déformation D1 au contact Lyonnais—Brévenne**

Le contact Lyonnais—Brévenne, dont l'origine tectonique avait déjà été signalée (Wickert, 1985), apparaît donc dès à présent comme une discontinuité régionale majeure qui contrôle toute la structuration de la série de la Brévenne et, *pro parte*, celle de l'ensemble gneissique du Lyonnais. Dans l'évolution tectonométamorphique du Lyonnais, cette restructuration synchrone de la foliation S1 de la série dévonienne, est postérieure à la phase P2 et elle correspond à la phase P3 qui a été reconnue par ailleurs au sein de cet ensemble (cf. *supra*). Cette discontinuité est soulignée par le granite syncinématique de Grand-Chemin et, à distance, par des masses lenticulaires d'ultrabasites.

Une large bande de déformation intense marque l'accident proprement dit. Au sein de cette dernière, les roches affectées sont, les gneiss du Lyon-

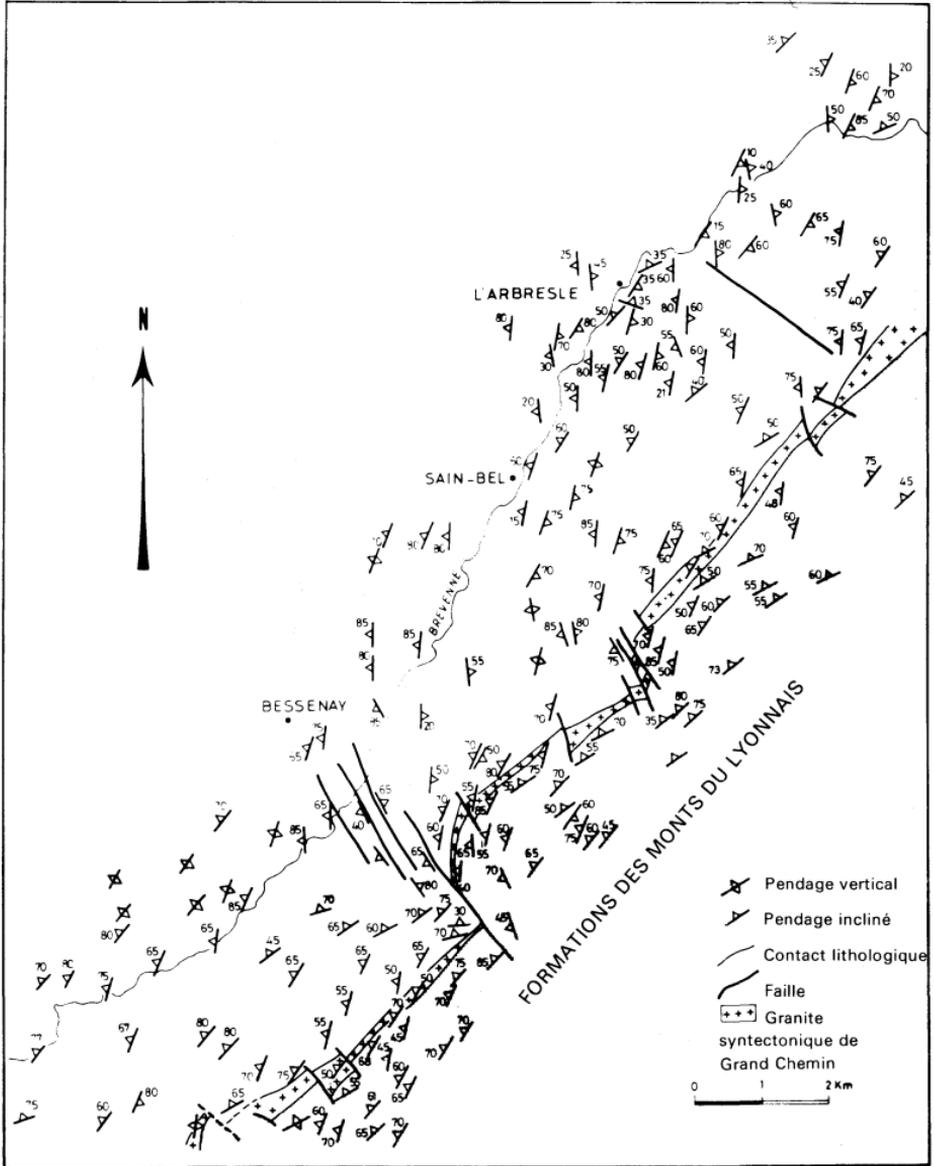
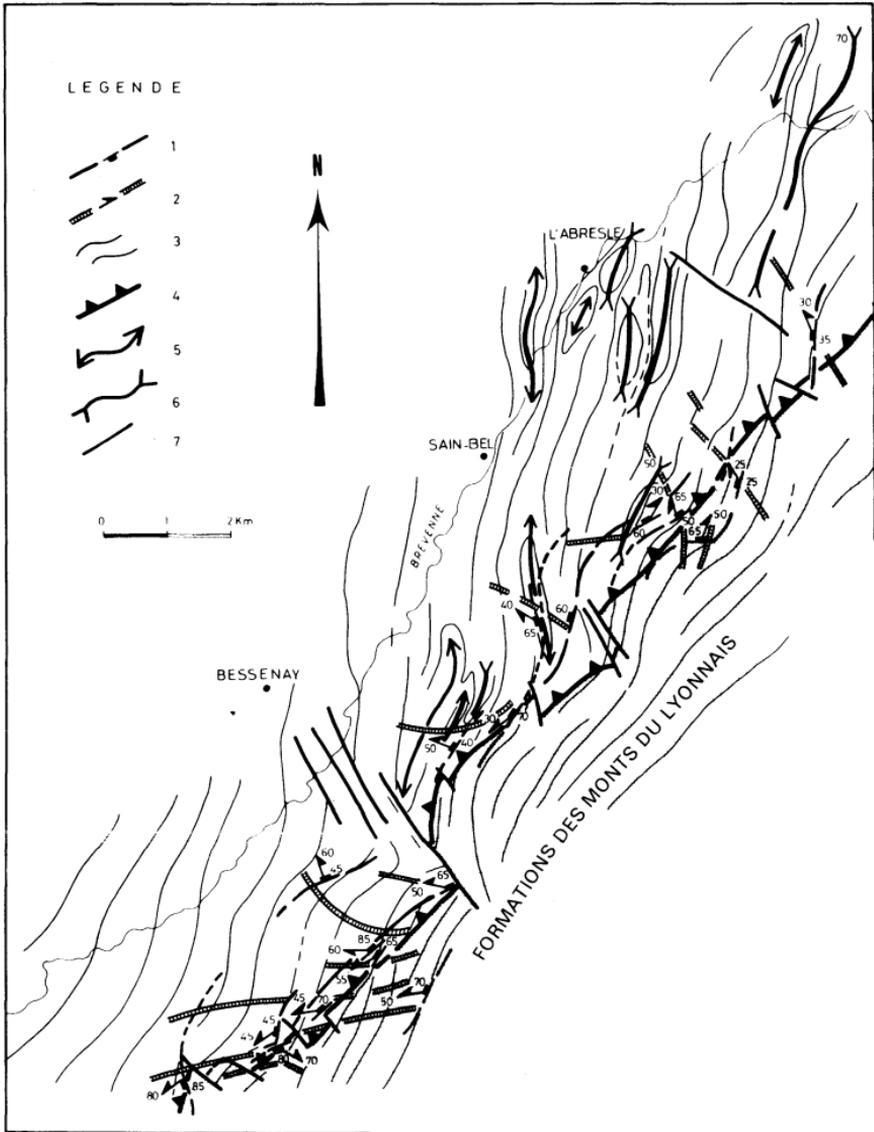


Fig. 11 - Carte des foliations au contact série de la Brévenne et formations des Monts du Lyonnais



1 - Trajectoires des plans de cisaillement C et C' ; 2 - Trajectoires de la linéation d'étirement ; 3 - Trajectoires de la foliation ; 4 - Décrochevauchement ; 5 et 6 - Plis P2 (Brévenne) : 5 - antiforme, 6 - synforme ; 7 - Faille.

**Fig. 12 - Carte des trajectoires de la déformation au contact série de la Brévenne et formations des Monts du Lyonnais**

nais, le granite syncinématique de Grand-Chemin ainsi que les kérophyres et les amphibolites de la série de la Brévenne. Ces roches présentent une texture planolinéaire et, notamment au niveau du granite de Grand-Chemin, le caractère le plus marquant est l'association de plans de déformation discontinue (plans de cisaillement C et C') et de plans de déformation continue (plans S = foliation S1 de la Brévenne ou S3 du Lyonnais).

La foliation est marquée par des minéraux syncinématiques (cf. *supra*) et par des clastes déformés. Elle porte une linéation d'étirement L1 de direction WSW-ENE à NW-SE qui, suivant la lithologie, est soulignée par des clastes de quartz ou de feldspath étirés, par des rubans quartzofeldspathiques, ou par des alignements d'amphiboles et de micas. Au microscope, les minéraux marqueurs de la déformation, dont la nature varie en fonction de la lithologie, ont les caractères suivants : les quartz apparaissent étirés en rubans mono- ou polycristallins. Les clastes feldspathiques sont clairement moulés par la foliation S1 ; ils présentent souvent des formes sigmoïdes amplifiées par la disposition asymétrique des ombres de pression. Les micas (biotite et mica blanc) sont en lattes assez souvent pincées, boudinées ou kinkées. A l'échelle de l'affleurement et/ou de l'échantillon, il apparaît des couloirs hyperdéformés au sein desquels les micas sont déchiquetés et laminés ; conjointement, les feldspaths sont en fins rubans polycristallins consécutivement à une intense granulation.

Des critères de rotation sont notés en de nombreux points (ombres de pression asymétriques, dispositif en plans S, C et C'...). Entre les plans de cisaillement, la foliation adopte une forme sigmoïde. Ceux-ci sont pentés vers l'Ouest de 25° à 80° et subparallèles au plan de contact dont ils suivent la trace cartographique ; ils sont tapissés par des micas et portent fréquemment des stries de glissement syncisaillement de même orientation que la linéation d'étirement.

Tous les critères (dispositif en plans S, C et C', ombres de pression asymétriques, attitude de la linéation, déversement des plis P1) concordent donc pour indiquer une cinématique globale de l'Ouest vers l'Est et pour caractériser une zone blastomylonitique liée à un plan de chevauchement majeur localisé au contact Lyonnais-Brévenne. Cet accident majeur, qui est à composante dextre plus ou moins affirmée, est responsable de la position actuelle de la série de la Brévenne sur les terrains métamorphiques antédévonien du Lyonnais.

## ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE

### Formations métamorphiques des monts du Lyonnais

Dans les formations des monts du Lyonnais, l'évolution métamorphique est polyphasée. Les paragenèses éclogitiques et/ou granulitiques, présentes à l'état de reliques au sein de corps basiques ou acides, révèlent l'existence d'un épisode précoce de métamorphisme de haute pression et de haute température, antérieur au développement de la foliation régionale S1. L'évolution se poursuit de façon rétrograde par une forte diminution de la pression à température légèrement décroissante (Dufour, 1985). La succession des

conditions métamorphiques dans le temps est donc la suivante : faciès éclogite vers faciès granulite jusqu'au faciès amphibolite. Ce dernier stade est particulièrement bien exprimé dans les formations orthogneissiques caractérisées par une paragenèse à grenat-sillimanite-biotite. Au cours de cette décompression générale, une anatexie locale se développe avant la phase P2 et s'achève avant et/ou pendant la phase P3. Durant cette dernière phase, l'évolution rétromorphique se marque également par une rééquilibration thermique localisée dans la zone de contact avec la série de la Brévenne. Le développement général de chlorite et de muscovite, ainsi que l'apparition de staurotide dans les gneiss des monts du Lyonnais, traduit une diminution locale de température. Symétriquement, le développement de hornblende et de biotite, l'augmentation de la basicité du plagioclase et de la teneur en manganèse du grenat dans les formations de la Brévenne, témoignent d'une augmentation locale de température. Les observations précédentes indiquent l'existence d'un métamorphisme localisé de part et d'autre du contact anormal Lyonnais—Brévenne. Cette rééquilibration est induite par la juxtaposition de deux unités thermiquement différentes.

### **Gneiss d'Eveux**

Les paragenèses résiduelles (grenat + biotite) observées dans les gneiss d'Eveux témoignent de l'existence d'une première phase métamorphique de faciès amphibolite, comparable à celle des formations orthogneissiques des monts du Lyonnais (*cf.* ci-dessus). La foliation liée à cette phase est très oblitérée par la déformation mylonitique ultérieure, qui s'accompagne d'une forte recristallisation de ces gneiss ; celle-ci donne naissance à une paragenèse rétrograde (chlorite + muscovite — séricite + albite) correspondant à des conditions métamorphiques épizonales.

### **Gneiss d'Affoux**

A une première déformation, produite en climat métamorphique mésozonal et dont on retrouve parfois des reliques de foliation, succède une déformation à caractère mylonitique contemporaine des plissements dévoniens (phase bretonne). Cette phase tectonique est accompagnée, comme dans l'unité de la Brévenne et de Violay, par un métamorphisme épizonal qui provoque la rétro-morphose de la biotite et du grenat en chlorite, ainsi que l'apparition de muscovite.

### **Série dévonienne**

L'unité de la Brévenne est affectée par une intense déformation associée à une recristallisation métamorphique en domaine épizonal.

Les paragenèses les plus caractéristiques de ce métamorphisme sont observables dans les roches provenant de la région centre-nord de la vallée de la Brévenne. Elles se traduisent dans les roches volcaniques acides, par l'association albite + chlorite + épidote ; dans les metabasites, ces minéraux sont accompagnés par de l'amphibole de type actinote.

En dehors de cette zone, l'on peut voir des variations fréquentes de composition des phases minérales, en particulier au sein des amphiboles qui se

présentent parfois sous forme de cristaux à cœur actinolitique entouré par une frange de magnésio-hornblende ; ceci traduit une augmentation locale de la température, pouvant être liée à la présence des accidents tectoniques qui jalonnent les formations de la Brévenne. Notons, parmi ces variations, la présence plus exceptionnelle d'amphiboles à cœur de magnésio-hornblende magmatique relictuelle.

Enfin, dans la région située à l'Est de la vallée de la Brévenne, et jusqu'au contact avec les monts du Lyonnais, les études pétrographiques détaillées ont montré un gradient métamorphique croissant, qui, à côté des métavolcanites basiques à magnésio-hornblende et andésine, s'exprime dans les niveaux sédimentaires pélitiques par l'apparition de biotite et de grenat.

Affectées par les mêmes phases de déformations synmétamorphes que l'unité de la Brévenne, les unités de Ronzière et de Violay présentent la même évolution métamorphique en climat épizonal. La nature des minéraux de métamorphisme varie avec les grands types pétrographiques : apparition de séricite, muscovite et albite dans les roches acides (dacites et microtrondhjémites), et de chlorite, épidote, albite et actinote dans les roches intermédiaires et basiques (tufs, basaltes, gabbros). L'actinote, en particulier, se développe aux dépens et auréole les anciens minéraux ferromagnésiens, amphibole magmatique ou clinopyroxène.

### **Série carbonifère**

En dehors du domaine très restreint de la base de l'unité du Gouget, où une schistosité frustrée est accompagnée de chlorite et d'épidote, aucun métamorphisme épizonal n'est visible dans la série carbonifère.

### *MÉTAMORPHISME DE CONTACT*

Les seules auréoles thermiques observées sont celles des granites de Salt-en-Donzy et de Saint-Laurent-de-Chamousset. Elles affectent uniquement les terrains volcano-sédimentaires et subvolcaniques/plutoniques dévoniens. Il n'a pas été observé d'effets thermiques au voisinage des dykes et sills de microgranite, sinon à l'échelle millimétrique ; ni au voisinage des microgabbros ou granites albitiques dévoniens ; ni du granite de Salt dans celui de Saint-Laurent.

Dans les roches volcaniques ou plutoniques basiques (métabasaltes, dolérites, gabbros, tufs basiques), l'auréole de contact est discrète à l'affleurement : teinte plus sombre, cassure plus isotrope, plus franche que pour les amphibolites et metabasites non recuites. Les minéraux se développant à la faveur du recuit sont :

- la biotite, croissant selon la schistosité ou en rosettes isotropes ;
- le grenat, le clinopyroxène calcique (diopside) ;
- des amphiboles de composition distincte des amphiboles de métamorphisme régional : plus titanifères et ferrifères (ferripargasites) ou au contraire peu titanifères (Sider et Ohnenstetter, 1986).

La texture de ces roches devient très recristallisée, avec polygonisation du feldspath et du quartz.

Dans les roches volcaniques acides et les granites albitiques, on observe le même développement de biotite. Le recuit affectant la texture peut être très important et masquer l'origine volcanique de la roche, ainsi que la schistosité acquise précédemment. Les grenats connus dans ce type de roche sont toutefois distincts de ceux des métabasites et probablement à attribuer aux métamorphisme régional.

Un cas particulier important est celui des roches acides hydrothermalisées, et notamment l'environnement immédiat des amas de Chessy. Sur les paragenèses sériciteuses à quartz-mica blanc se développe l'association andalousite-feldspath potassique en blastes, alors que la biotite remplace généralement les chlorites hydrothermales.

Dans les métasiltites, le métamorphisme de contact se traduit par un faciès tacheté, où les minéraux de métamorphisme, totalement rétro-morphosés, semblent avoir été de la cordiérite.

L'extension de cette auréole de contact est difficile à estimer. Dans les secteurs de Panisnières, Chessy, Ancy, mont Arjoux, le contact entre granite et formations dévoniennes est peu penté. Le granite est donc présent à faible profondeur à des distances pouvant atteindre 2 km du contact apparent. Les matériaux les plus sensibles sont les siltites. Le développement de biotite n'est pas toujours caractéristique car il peut être lié à la proximité d'accidents cisailants majeurs.

Dans les secteurs où le contact est vraisemblablement le plus vertical (Brullioles, Saint-Laurent) l'auréole ne dépasse guère 300 à 400 m de largeur. L'apparition des minéraux caractéristiques n'étant pas négative, il a été choisi de ne pas la représenter sur la carte.

### *SUCCESSION DES ÉPISODES DE DÉFORMATION CASSANTE*

A partir du Westphalien supérieur, les unités lithotectoniques représentées sur la feuille Tarare sont soumises à une succession d'épisodes de déformations cassantes qui pour les plus récents reconnus datent du Miocène supérieur.

Le réseau de fractures s'organise en six directions : NNW-SSE, NNE-SSW, NE-SW, ENE-WNW, NW et NW-SE.

Certaines de ces failles, dont les principales sont celles de la Brévenne, de Bully, de Chessy et le couloir de failles Bessenay-Tarare, ont connu une histoire complexe en raison de la multiplicité des régimes tectoniques qui se sont succédés.

L'analyse microstructurale a permis d'identifier les systèmes de failles successifs, de caractériser les régimes tectoniques qui les ont engendrés et

leur chronologie relative et donc de définir l'histoire de la déformation cassante (tableau 3).

### La phase tardi-hercynienne

La première phase de fracturation reconnue est la phase compressive tardi-hercynienne d'âge Westphalien D à Stéphanien terminal. Au cours de cette phase, le raccourcissement intense qui affecte le Massif central évolue progressivement d'une direction Nord-Sud à une direction Est-Ouest (Blès *et al.*, à paraître). Au cours de cette évolution, trois épisodes paroxysmaux du raccourcissement sont à l'origine de la création des grands décrochements qui morcellent le Massif central (Arthaud et Matte, 1975 ; Bonijoly et Castaing, 1983 ; Blès *et al.*, à paraître).

Ces trois épisodes compressifs tardi-hercyniens ont été observés sur le territoire de la feuille Tarare.

● **Compression N-S.** Elle est responsable de décrochements dextres N 160°E à N 175°E et de décrochements senestres N 15° à 35°E, tels que les failles de Bully, de Chessy et de la Brévenne. Pour ce qui concerne cette dernière, c'est vraisemblablement au cours de son jeu senestre que le bassin stéphanien de la Giraudière est individualisé par un mécanisme de type « pull apart ».

De plus, durant cet épisode, les accidents blastomylonitiques intra-Brévenne ont joué localement.

Les failles et les microfailles qui caractérisent cet épisode sont à l'évidence réactivées (polyphasage marqué par une superposition de stries observées à la gare de Sain-Bel et à l'Arbresle sur la N 7). Ce système de faille apparaît donc comme le plus ancien.

● **Compression NW-SE.** La compression NW-SE est caractérisée par un système de décrochements N 80° à 105°E dextres et N 140° à 150°E senestres avec une légère composante inverse. Ce système de fracture est très bien représenté dans la région de Chessy où il vient perturber la géométrie de l'amas sulfuré actuellement en cours de reconnaissance.

● **Compression E-W.** Cette compression est définie par des décrochements conjugués (parking du supermarché à l'Arbresle) N 45° à 65°E dextres et N 105° à 120°E senestres.

Les failles et les microfailles qui caractérisent cet épisode sont réactivées par la phase compressive éocène et semblent réactiver et/ou décaler des failles des épisodes précédents (parking du supermarché à l'Arbresle, N 496 à 2 km de l'Arbresle en direction de Pont-Dorieux).

Sur le territoire de la feuille Tarare, la manifestation majeure des compressions NW-SE et E-W est représentée par le couloir de failles senestres NW-SE Bessenay-Tarare. Ce couloir qui a été cartographié depuis le contact Lyonnais-Brévenne, qu'il décale jusqu'à l'unité de Violay, s'est indivi-

		<p><b>COMPRESSION NE-SW puis E-W</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Failles inverses N150°E 70°W</li> <li>- Failles inverses N30° à 50°E 45° à 65°W et 80°E</li> <li>- Failles inverses N170° à 175°E 70° à 85°E et 75°E</li> <li>- Décrochements dextres N15° à 25°E 50° à 85°E 40° à 85°W</li> </ul> <p>AGE PROBABLE : MIOCENE SUPERIEUR</p>
		<p><b>DISTENSION EW à NW-SE</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Failles normales N15° à 45°E 70° à 85°E et 40° à 55°W</li> <li>- Failles normales N160° à 180°E 45° à 75°E et 45°W</li> <li>- Failles normales N140° à 145°E 30° à 65°E</li> </ul> <p>AGE PROBABLE : EOCENE TERMINAL - OLIGOCENE</p>
		<p><b>COMPRESSION N-S</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Décrochements senestres N 25°E 80°W</li> <li>- Failles inverses N60° à 85°E 80° à 85°N et 65°S</li> <li>- Failles inverses N110°E 80°S</li> </ul> <p>AGE PROBABLE : EOCENE</p>
		<p><b>DISTENSION N-S</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Failles normales N70° à 95°E 45° à 85°N et 70° à 80°S</li> </ul> <p>AGE PROBABLE : JURASSIQUE SUPERIEUR à CRETACE</p>
<p style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg);">PHASE TARDIHERCYNIEENNE</p>		<p><b>COMPRESSION E-W</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Décrochements dextres N45° à 65°E 75°SE à 75°NW</li> <li>- Décrochements senestres N105° à 120°E 80°N à 65°S</li> </ul> <p>AGE PROBABLE : STEPHANIEN TERMINAL</p>
		<p><b>COMPRESSION NW-SE</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Décrochements dextres N80° à 105°E 60°N à 85°S</li> <li>- Décrochements senestres N140° à 150°E 80°W à 65°E</li> </ul> <p>AGE PROBABLE : STEPHANIEN B SUPERIEUR à STEPHANIEN C INFÉRIEUR</p>
		<p><b>COMPRESSION NNW-SSE à NS</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Décrochements dextres N160° à 175°E 70° à 85°S</li> <li>- Décrochements senestres N15° à 35°E 55° à 75°W</li> </ul> <p>AGE PROBABLE : WESTPHALIEN TERMINAL à STEPHANIEN B MOYEN.</p>

**Tableau 3 - Caractéristiques et chronologie des épisodes de fracturation**

dualisé lors du raccourcissement NW-SE et a vraisemblablement continué à fonctionner au Stéphanien terminal. Dans son aire d'influence, les structures syn- et tardimétamorphes (axes des plis P1 et P2, schistosité S1 et S2) sont fortement réorientées. C'est vraisemblablement également à ces deux derniers épisodes que l'on doit attribuer les fractures NE-SW à E-W qui découpent l'ensemble gneissique des monts du Lyonnais.

Compte tenu des éléments de chronologie relative et par analogie avec les épisodes compressifs définis dans les bassins stéphanien par D. Bonijoly et C. Castaing (1983), ces trois épisodes compressifs sont rapportés respectivement au Westphalien terminal à Stéphanien moyen, au Stéphanien B supérieur à Stéphanien C inférieur, et au Stéphanien terminal.

Ces épisodes compressifs ont généré l'essentiel du champ de fracturation, les phases ultérieures ne font le plus souvent que réactiver les fractures individualisées à l'époque tardi-hercynienne.

### **Les événements tectoniques mésozoïques**

Dans le Massif central, un ensemble de périodes distensives succède au régime compressif tardi-hercynien. Ce sont les distensions N-S permo-triasiques, E-W à NW-SE du Jurassique inférieur à moyen et N-S à NE-SW du Jurassique supérieur et du Crétacé (Bonijoly, 1982 ; Blès *et al.*, 1984).

● **Distension N-S.** Sur la feuille Tarare, il semble que les distensions du Permo-Trias-Jurassique inférieur à moyen ne se soient pas manifestées de façon perceptible. La première phase tectonique post-stéphanienne observée est caractérisée par des failles normales post-sinémuriennes N 70° à 120°E affectant les calcaires à grains de quartz et les calcaires à gryphées sinémuriens de la région de l'Arbresle.

Cette distension subméridienne post-sinémurienne est rapportée, en accord avec la succession des phases de fracturation connues dans le Massif central, à la période Jurassique supérieur à Crétacé.

### **Les événements tectoniques cénozoïques**

Au Tertiaire, le Massif central est soumis à une succession d'événements compressifs et distensifs. Il s'agit :

– à l'Éocène moyen et supérieur (au cours de l'édification de la chaîne pyrénéenne), d'une compression N-S (Arthaud *in* Mattauer et Mercier, 1980 ; Trémolière, 1981 ; Bergerat, 1985 ; Blès *et al.*, 1984) ;

– à l'Éocène terminal et à l'Oligocène, d'une distension E-W (Bergerat, 1985 ; Burg *et al.*, 1983) qui induit la création de fossés d'effondrement ;

– au Miocène supérieur, d'une compression E-W à NW-SE dite phase alpine (Trémolière, 1981 ; Bergerat, 1985).

● **Compression N-S.** Dans la région de Tarare, la compression N-S éocène est responsable principalement d'un rejeu en faille inverse des décrochements individualisés lors de l'épisode de raccourcissement E-W stéphanien

(Courzieu, N 496 à 1,5 km de l'Arbresle en direction de Pont-Dorieu). Ces failles inverses N 60° à 110°E sont accompagnées de décrochements senestres N 25°E qui affectent les terrains sédimentaires de l'Arbresle.

● **Distension E-W à NW-SE.** Cartographiquement, la distension Éocène terminal à Oligocène se marque par la création du petit graben ENE–WSW de l'Arbresle dont les failles bordières (faille de Bully et faille de la Brévenne) délimitent un compartiment de sédiments jurassiques recouvert partiellement par les sédiments oligocènes. Les contacts entre ces sédiments et la série de la Brévenne, par l'intermédiaire de failles normales N 30°E, peuvent être observés au niveau de la cimenterie de Châtillon et la mine de Chessy.

Le pendage souvent fort (70° à 85°) des failles normales et le polyphasage attesté par des superpositions de stries normales sur les tectoglyphes antérieurs (gare de Sain-Bel, l'Arbresle, mine de Chessy) montrent que cette distension, qui s'est exprimée le long de failles normales N 15° à 45°E, N 140°E et N 160° à 180°E, a le plus souvent réutilisé les failles individualisées lors de la compression N-S tardi-hercynienne.

Néanmoins, dans les formations mésozoïques, un certain nombre de failles normales qui présentent un pendage de 40° à 55° ont vraisemblablement été créés à cette occasion.

Certaines des failles normales observées affectent le Trias ainsi que le Jurassique et sont antérieures aux failles inverses miocènes qui les décalent (cimenterie de Châtillon, N 7 à 2 km de l'Arbresle en direction de Bully).

● **Compression E-W.** Des failles inverses N 150° à 175°E et N 30° à 55°E sont observées localement. Elles affectent le Trias ainsi que les terrains de l'Aalénien–Bajocien inférieur et décalent des failles normales à jeu oligocène (les Carrières et N 7 à 2 km de l'Arbresle en direction de Bully).

Ces failles inverses et décrochantes, qui rejouent sous l'effet d'une compression E-W, sont postérieures à la distension oligocène ; en accord avec la succession des phases de fracturation connues dans le Massif central, elles peuvent être rapportées au Miocène supérieur qui correspond à la compression alpine. Localement et notamment à Chessy, cette compression fait rejouer en décrochements respectivement dextres et senestres les fractures apparues lors de la compression NW-SE tardi-hercynienne.

Des failles dextres N 15° à 25°E, postérieures à l'Oligocène, semblent indiquer un raccourcissement NE-SW dont l'existence a été signalée par Bergerat dans le bassin de Feurs. Pour cet auteur, ce raccourcissement NE-SW, tout en étant lié à la phase alpine, aurait précédé le raccourcissement E-W.

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### HYDROGRAPHIE – HYDROGÉOLOGIE

La région reçoit en moyenne, 800 mm d'eau par an sous forme de pluie ou de neige, avril et juillet étant généralement les mois les plus secs.

Dans le *domaine cristallin*, de loin le plus important, l'eau s'infiltré dans les zones altérées et atteint la partie superficielle fissurée et diaclasée de la roche saine. Dans cet ensemble cutané perméable, l'eau circule selon la ligne de plus grande pente. Des discontinuités lithologiques, la présence de failles ou de filons peuvent y favoriser une certaine accumulation qui livrera son trop-plein sous forme de sources dont les débits, peu importants, vont de 10 à 500 l/heure. Les communes qui s'adressent à cette ressource (Vaugneray, Courzieu, Chevinay) sont de ce fait obligées de multiplier les captages. Sans véritable réserve, ces sources sont directement tributaires de la pluviométrie. Elles sont, de plus, mal protégées et très vulnérables aux pollutions. De petites sources minérales ferrugineuses, à une température de 11 à 14°, ont été exploitées à Sarcey et Bully dans la deuxième moitié du XIX<sup>e</sup> siècle. On se rend bien compte de l'imperméabilité fondamentale de ce domaine cristallin et de la non-accumulation de réserves dans le sous-sol, en observant la densité du réseau superficiel de ruissellement.

Pour plus des trois quarts du domaine le drainage se fait en direction de la Saône et du Rhône, collecté par trois rivières principales, Turdine, Brévenne et Azergues.

*La Turdine* naît de multiples sources situées sur le territoire de la commune de Joux. Une retenue par barrage de la rivière aux Grandes-Roches, en amont de Tarare, assure une réserve pour l'alimentation en eau potable et industrielle de la cité, avec cependant des problèmes sérieux quant à la qualité de ces eaux.

Dans la vallée de *la Brévenne*, un sondage à la Giraudière (x : 772,36 ; y : 86,24) a reconnu 9,50 m d'alluvions sablo-graveleuses entrecoupées d'un horizon d'argiles compactes : les débits d'eau obtenus ont été inférieurs à 10 m<sup>3</sup>/h.

*L'Azergues* n'offre sur cette carte qu'une très petite portion de son cours. La coupe archivée du sondage 697-4-7 indique 11,20 m d'alluvions mais sans fournir ni la lithologie, ni les caractéristiques hydrauliques. Les alluvions de l'Azergues ne sont pas exploitées ici. Elles le sont en amont (Lamure-sur-Azergues) et en aval (Chazay-d'Azergues). On sait que leur épaisseur est faible, en moyenne inférieure à 5 m, leur perméabilité irrégulière et médiocre. Les ouvrages réalisés ont fourni des débits allant de 5 à 50 m<sup>3</sup>/h.

A l'Ouest de Joux, Affoux, Montrottier et Saint-Laurent-de-Chamousset, et d'une limite de partage des eaux située entre 639 et 927 m d'altitude, une petite partie du domaine est drainé vers le système Loire-Atlantique. Le réseau de surface, très dense lui aussi, présente les mêmes caractéristiques que celui du secteur oriental, sans grande ressource exploitable (petites sources captées à l'Ouest de Violay).

Le compartiment de *terrains secondaires* possède deux types de ressources aquifères : un réservoir dans les grès et dolomies plus ou moins vacuolaires du Trias, où des débits de l'ordre de 40 m<sup>3</sup>/h ont été relevés dans un sondage de reconnaissance à Chessy ; des circulations karstiques dans les ensembles calcaires Sinémurien-Hettangien et surtout Aalénien-Bajo-

rien, avec émergences au contact des marnes subordonnées (ex. : source du château à Chessy, 8 m<sup>3</sup>/h avec une eau de qualité médiocre). Les nombreuses fractures qui accidentent ces calcaires jouent le rôle de drain en direction du réseau superficiel, mais peuvent aussi servir à l'alimentation du Trias.

## RESSOURCES MINÉRALES

### Minéralisations volcano-sédimentaires

Deux gisements majeurs sont connus sur le territoire de la feuille Tarare. Ce sont les amas sulfurés de Sain-Bel et Chessy, d'âge dévonien.

Les amas de **Sain-Bel** ont été exploités de manière industrielle pour la pyrite de 1850 à 1972, ayant fourni au total près de 20 millions de tonnes. Une minéralisation polymétallique cuprifère, site des Vieilles-Mines ou du Pilon, avait fait l'objet d'une exploitation artisanale dès les temps gallo-romains, se développant sous Jacques Cœur au XV<sup>e</sup> siècle. L'ensemble est décrit par Bardin (1971) comme amas sulfuré exhalatif sédimentaire lié au volcanisme acide. Les formations encaissantes, décrites par Bellotto (1983) comme exhalatives, sont apparues toutefois être des roches volcaniques ayant subi une altération hydrothermale. Les amas de Sain-Bel seraient donc vraisemblablement des minéralisations exhalatives reposant à même sur leur stockwerk d'alimentation, disposées en milieu marin sur des laves rhyodacitiques.

L'amas de **Chessy** a connu une histoire similaire, avec exploitation artisanale jusqu'en 1809. A cette date fut découverte la « mine bleue », minéralisation d'imprégnation dans les terrains argilo-gréseux du Trias situés de l'autre côté de la faille Chessy—Savigny. Cette minéralisation à cuprite-azurite a fourni les remarquables cristaux de chessylite connus dans les musées. L'exploitation s'est arrêtée, après diverses vicissitudes, vers 1975. Les reconnaissances effectuées par le BRGM à partir de 1979 ont entraîné d'importants travaux géophysiques, géologiques et miniers, aboutissant à l'évaluation d'un gisement de 5 millions de tonnes à 2,5 % Cu et 10 % Zn.

Cette minéralisation est encaissée dans des laves soda-dacitiques altérées associées à des basaltes ; l'ensemble, fortement déformé (deux phases de plissements + métamorphisme épizonal + métamorphisme de contact), offre une structure complexe perturbée par une intense fracturation tardihercynienne à cénozoïque.

Il n'est pas possible de visiter le site, mais des échantillons de minerai rubané à blende-pyrite-chalcopyrite-barytine se rencontrent sur les anciennes haldes.

D'autres indices d'importance mineure peuvent être rattachés à ce groupe : à Bully, lieux-dits Gobelette et Gruge, à Fleurieux, à Savigny (le Trésoncle), à Chevinay (St-Bonnet), ayant donné lieu jadis à quelques travaux.

## Minéralisations liées aux granites

Une prospection pour uranium a été menée par le CEA sur le granite de Saint-Laurent-de-Chamousset, sans résultat positif.

## Minéralisations filoniennes

Un grand nombre de filons, d'orientation générale N 90°E à N 160°E, sont minéralisés. Tous sont de très faible potentiel, même si certains ont fait l'objet de travaux anciens :

● pour **le plomb, le cuivre et la barytine** : Brussieu (Pampailly), Chambost (le Chole), Affoux (la Verpille), Ancy, Saint-Forgeux (le Plat-du-Mont), Albigny, Montrottier (Croix-du-Fol, Montmartin), Sarcey (Magny), Panis-sières (Théron, Lachal, les Puys), Violay (Remude, Chez Chambost), Tarare (Boussière, Norbet, Mouillatout), Joux. Ces filons sont généralement quartzobarytiques.

P. Pailleret signale, dans la région du bois de Mercruy (monts du Lyonnais), un complexe filonien à quartz bréchiforme (dit « brèche de Fournet ») accompagné de barytine, rosée massive et de fluorine. Cette dernière est soit verte bleutée quand elle est sous forme de rubans, soit violette à noire quand elle est en cristaux millimétriques automorphes (Fournet, 1836 ; Drian, 1849 ; Roux, 1896). Ce complexe filonien est par ailleurs faiblement minéralisé en galène, pyrite, oxydes de fer et blende (rare). Quelques gisements de fluorine et de galène argentifère y ont été exploités jadis.

Dans la région de Polionnay (le Verdy) et de Vaugneray (la Pierre-Blanche) des filons plurimétriques à barytine et fluorine ont été exploités au début du siècle (Chermette, 1960).

● pour **l'arsenic (stibine)** : Essertines (Est du bourg, Loiré), Violay (Chez Remude), Joux (les Côtes). Ce sont des filons de quartz.

## Charbon

Plusieurs recherches, effectuées à la fin du XIX<sup>e</sup> siècle dans le bassin de la Giraudière, ont abouti à la découverte de quantités infimes.

Les principaux gîtes et indices minéraux ont été recensés dans le tableau 4.

## Matériaux divers

● **Argiles pour produits céramiques et réfractaires**. Des argiles, gisant en lentilles dans les alluvions anciennes qui recouvrent le plateau entre le Breuil et Sarcey, étaient encore exploitées en 1936 avec une production de 1 500 à 2 000 t/an. Une bande d'argile à porcelaine, altération probable d'un filon de microgranite, a été reconnue à l'intérieur du massif granitique de Saint-Laurent-du-Chamousset entre Longessaigne—Saint-Clément-les-Places d'une part et Chambord—Saint-Martin-Lestra d'autre part.

● **Pierre à chaux grasse**. Ont été exploités pour cet usage les calcaires het-tangiens et sinémuriens des environs de l'Arbresle.

**Tableau 4 – Principaux gîtes et indices minéraux**

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Mouillatout	1.4001	Pb, Ag	Quartz Galène Blende Chalcopryrite Pyrite Azurite Malachite Pyromorphite Limonite	Filon Puissance : 0,5 à 1,5 m	Brèche, Tuf	120 m de galeries à flanc de côteaux sur 3 niveaux, entrées éboulées. Montages et tranchées. Prospection SNEA 1972/75 : géochimie, géophysique, tranchées, sondages.
Joux Chez Henry	1.4002	Pb, Zn	Quartz Galène Pyrite Blende Cuivre gris	Filon	Microgranite	Galerie en traçage avec 3 recoupes, en tout 100 m ; visitable sur 80 m en 1960, halde, campagne géochimie en 1972 par SNEA.
Le Valletier	1.4003	Pb	Quartz Calcite Galène Mispickel	Filon Direction : 290°	Gneiss	Travaux de Jacques Cœur. Petits puits et galeries dont il ne reste qu'une halde.
Mont-Boussièvre Boussivivre Paillasson	1.4004	Pb, Zn	Quartz Galène Pyrite Blende	Filon 315° Pendage : 80°	Micaschiste Gneiss Schiste	Une galerie rejoint en traçage 2 puits de 5 à 6 m. Dégagement des entrées par BRGM en 1960 – campagne géochimie SNEA en 1972.
Violay Chez Remude	1.4005	Sb, Pb	Quartz Stibine Galène Pyrite Mispickel	Filon	Tuf Schiste	Galerie éboulée, halde, anomalie géochimique SNEA, 1972.

**Tableau 4 – Principaux Gîtes et indices minéraux (suite)**

<b>Nom du gîte</b>	<b>Indice de classement national</b>	<b>Substance</b>	<b>Minéraux</b>	<b>Forme du gîte</b>	<b>Roche encaissante</b>	<b>Remarques</b>
La Verrière Chez Remude-Nord	1.4006	Pb	Galène Mispickel Carbonate Pb	Disséminé	Microgranite Tuf	Indice observé dans une tranchée.
Chez Chambost Chaimbo	1.4007	Pb, Sb	Quartz Calcite Galène Pyrite Stibine Pyrrhotite	Filon	Micaschiste Chloritoschiste	1 galerie noyée, halde, campagne géochimie.
Les Cotes	1.4008	Sb	Quartz Stibine	Filon 290° Puissance : 0,8 m	Dacite, tuf	1 galerie de 25 m.
La Voisinée	1.4009	Pb	Galène Pyrite	Disséminé	Conglomérat Grès	Légère imprégnation observée par le C.E.A.
Vorbet Le Narbet	1.4010	Pb	Quartz Galène Pyrite	Filon	Microgranite Brèche siliceuse	Observation d'éboulis de brèche quartzeuse sur une ancienne fouille.
Plat-du-Mont	2.4001	Pb, Ba	Quartz Jaspe Barytine Fluorine Galène Pyromorphite Chalcopyrite	Filon 320° Puissance : 0,5 à 6 m Extension : 2,5 à 3 km	Granite Schiste	Travaux anciens. Extrémité NW de la structure d'Ancy très peu minéralisée – SNPA : géochimie tranchées, géophysique, sondage.

**Tableau 4 – Principaux gîtes et indices minéraux (suite)**

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Ancy	2.4002	Pb, Ba	Quartz Jaspe Barytine Fluorine Galène Pyromorphite Chalcopyrite	Filon 320° Puissance : 0,5 à 6 m Extension : 2,5 à 3 km	Granite Schiste	Terminaison SE du gîte précédent
Brécu-Bréail	2.4003	Pb	Galène	Volante	Granite Schiste	Observation d'éboulis de brèche – campagne géochimie SNPA.
Les Gouttes	2.4004	Pyr	Quartz Pyrite Oxyde de plomb	Filon ? Puissance : 0,2m	Corne Gneiss	Observation d'un affleurement de brèche siliceuse.
Monderon	2.4005	Pyr, Pb	Quartz Pyrite Oxyde de plomb	?	Granite Gneiss	Affleurement de granite, zone broyée, 345°, de plusieurs mètres de puissance.
La Verpille	2.4006	Pb	Quartz Galène Pyrite Limonite	Filon N-S Puissance : 0,5m	Granite	Tranchée sur 150 m (1930) – Filon associé à une faille de 3 à 4 m d'ouverture.
Le Vincent	2.4007	Pyr	Hématite Pyrite	?	Gneiss, Skarn Microgranite	Probablement une ancienne minière pour fer.
Les Humberts Rêt Pelerat	2.4008	Ba, Pb	Quartz Barytine Galène Pyrite Azurite Malachite	Inconnue	Granite	Traces de vieux travaux à la Pelleriaie. Gros blocs (0,5 m) minéralisés dans les murettes. Géochimie SNEA, 1972.

**Tableau 4 – Principaux Gîtes et indices minéraux (suite)**

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Albigny	2.4009	Pb	Quartz Galène	Filon ? Direction : 330°	Granite	Affleurement de brèche près d'une ancienne (1930) recherche pour plomb, visible en 1950.
Magny	3.4001	Pb, Zn	Quartz Barytine Galène Pyrite Blende Chalcopryrite Cuivre gris Plombojarosite Limonite Pyromorphite Cérusite	Filon 320° Pendage : 60 à 70° Puissance : 1 à 5 m Structure : 2 à 3 km dont 1,2 km minéralisé	Contact granite, gneiss, schiste	Travaux antiques. Travaux BRGM 1965 à 1974 ; géochimie, prospection marteau, tranchées, géophysique, sondages.
Savigny Le Tresoncle	3.4002	Pyr	Pyrite Chalcopryrite Blende Chalcopryrite	Amas strati- forme	Contact schiste chloriteux, schiste micacé	Travaux de la Cie St-Gobain (1952-55) : géochimie, géophysique, tranchées, sondages, puits et galeries.
Petit-Laval Bully 2	3.4003	As	Quartz Mispickel	Filon N.E	Granite	Indice simple, sans intérêt.
La Gobelette Bully 1	3.4004	Pyr	Quartz Pyrite	Amas	Schiste Kératophyre	Une galerie au stérile de 335 m, trois travers-bancs : 80 m – un puits inférieur : 10 m – couverture géochimique par BRGM en 1965.

**Tableau 4 – Principaux Gîtes et indices minéraux (suite)**

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Chessy	4.4001	Pyr, Cu, Ba	Quartz Barytine Pyrite Chalcopyrite Blende Cuprite Galène Chessylite Malachite Cuivre gris Calamine Oligiste Molybdénite Smithsonite	Amas stratiforme chapeau de fer	Spilite, Kératophyre	La mine de Chessy a été exploitée sporadiquement pour cuivre, depuis l'antiquité, et plus particulièrement au XIV <sup>e</sup> siècle, puis au XIX <sup>e</sup> où elle devient la propriété de Pechiney-St-Gobain. Elle a produit au total environ 15 000 tonnes de métal. En 1877, arrêt de l'exploitation puis en 1950, recherches infructueuses. Renonciation à la concession en 1977. Depuis 1979, le BRGM mène une nouvelle reconnaissance, les investigations révèlent que le gisement situé dans un environnement volcano-sédimentaire est maintenant connu sur un allongement de 850 m et jusque 230 m de profondeur. Réserves estimées 4 M. T de minerai à environ : 2 % Cu, 9 % Zn et 30 % de barytine
Lozanne	4.4002	Be	Béryl Grenat Tourmaline	Filon	Tuf, Pegmatite	Filon de pegmatite découvert au cours de travaux.
Gruge	4.4003	Pyr	Pyrite	Amas stratiforme	Schiste Kératophyre	Saint-Gobain (1872/74) : galerie de recherche à flanc de coteau. BRGM 1965 : géochimie, géophysique.
Fleurieux	4.4004	Pyr	Pyrite	Amas stratiforme	Spilite Kératophyre	Travaux de St-Gobain (1910/14) 2 puits : 50 m avec galeries et recoupes.
Chez Théron Chez Thévenon	5.4001	Pb	Quartz Pyromorphite	Filon N-S Puissance : 1,5 m	Grauwacke Tuf	Travaux SNEA, géochimie, tranche géophysique, sondages percutants.

**Tableau 4 – Principaux Gîtes et indices minéraux (suite)**

<b>Nom du gîte</b>	<b>Indice de classement national</b>	<b>Substance</b>	<b>Minéraux</b>	<b>Forme du gîte</b>	<b>Roche encaissante</b>	<b>Remarques</b>
Lachal	5.4002	Ba, Pb	Quartz Barytine Cérusite Galène	Volantes Filon ?	Contact granite, microgranite, gneiss	Nombreuses volantes de quartz (0,3 m), géochimie et tranchées.
Les Puys, Les Puits	5.4003	Pb	Cérusite	Volante Filon ?	Granite	Observation SNEA d'une zone ferrugineuse silicifiée, géochimie et tranchées.
Essertines	5.4004	Sb, Pb	Quartz Stibine Galène Sulfoantimoniure	Volante Filon ?	Granite	Observation CEA de 2 points distant de 400 m – SNEA (1974) géochimie stratégique.
Le Chole	5.4005	Pb	Quartz Galène Pyromorphite Limonite	Filon NW	Granite	1 galerie du XIX <sup>e</sup> siècle, entrée éboulée, mine noyée, halde peu importante.
La Combe	5.4006	Pb	Quartz Galène	Volante Filon ?	Granite	Observation CEA d'éboulis de brèche quartzeuse.
Les Pinattes	5.4007	Sb	Quartz Stibine	Volante Filon ?	Granite	Observation CEA d'éboulis de brèche quartzeuse.
Moiré, La Loire	5.4008	Sb	Quartz Stibine	Volante Filon ?	Granite	Observation CEA d'éboulis de brèche quartzeuse.
La Croix-Blanche	5.4009	Pb	Quartz Galène	Filons	Granite	Observation dans une zone broyée avec 1 filon de brèche siliceuse, stérile, 1 filon de porphyre altéré, stérile, 1 filon de quartz à sulfures.
St-Laurent-de-Chamousset	6.4001	Pb, Ba	Quartz Barytine Galène	Filon 315°	Tuf	Indice de la carte 1/320 000.

**Tableau 4 – Principaux Gîtes et indices minéraux (suite)**

<b>Nom du gîte</b>	<b>Indice de classement national</b>	<b>Substance</b>	<b>Minéraux</b>	<b>Forme du gîte</b>	<b>Roche encaissante</b>	<b>Remarques</b>
Montrottier	6.4002	Ba, Pb	Quartz Barytine Galène	Filon 315°	Granite	Indice des cartes géologiques 1/320 000 et 1/500 000.
Desmares	6.4003	Pb	Quartz Galène Pyrite	Volantes Filon ?	Granite	Volantes de quartz hyalin minéralisé.
Longessaigne	6.4004	Pb	Quartz Cérosite Pyromorphite	Filon 270 à 280°	Granite	Indice signalé par le CEA non retrouvé par SNEA.
Croix-du-Fols	6.4005	Ba, Pb	Quartz Barytine Galène Chalcopyrite Malachite Limonite	Filon 315° Puissance : 1 m	Granite	Observation CEA, puis travaux SNEA dont prospection géochimique et tranchées.
Pampailly	7.4002	Ba, Pb	Barytine Galène Cuivre gris Chalcopyrite Carbonate Cu	Filon 90°	Spilite, Tuf	Exploitation de Jacques Cœur reprise au XVII <sup>e</sup> siècle, haldes importantes, tranchées du haut en bas de la colline – sondages CRAM en 1960/70.
La Font Courzieu	7.4003	Ba	Quartz Barytine Fluorine Galène Blende	Filon 315°	Gneiss	Quelques affleurements quartzeux légèrement minéralisés.

**Tableau 4 – Principaux Gîtes et indices minéraux (suite)**

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Giraudière	7.4004	Cha	Houille	Stratiforme	Schiste, grès	2 puits et galeries, la production a été insignifiante et les périodes de travaux très brèves.
Pollionay Le Verdy	8.4001	Ba, F	Quartz Fluorine Barytine Chalcopryrite	Filon 90° Pendage : 90° Puissance : 1 à 3 m	Gneiss	Un défilage de 40 m. Haldes une seconde galerie ouverte et contre-bas à l'Est. Production 7 000 t CaF <sub>2</sub> .
Sain-Bel	8.4002	Pyr, Cu	Quartz Barytine Pyrite Chalcopryrite Blende Galène Bornite Chalcosine Cuivre gris Limonite Hématite Gœthite	Amas stratiforme	Spilite Kératophyre	Exploitation romaine, puis du XVIII <sup>e</sup> et XIX <sup>e</sup> siècle, nombreux jusque – 250 m. Plusieurs km de galerie. Fermeture en 1972. Production de pyrite : 20 Mlt, 500 t de cuivre.
Vaugneray Les Pierres-Blanches	8.4004	Ba, F	Barytine Fluorine Galène Blende Chalcopryrite	Filon 100° Pendage : 80° Puissance : 0,4 à 1 m	Gneiss	3 panneaux reconnus ; les Arnauds, Clavigny et Pierre-Blanches. L'exploitation de ce dernier à porté sur 300 m de long et 30 m de haut. Travaux de recherche BRGM.
Les Granges La Charbonnière	8.4005	Cu	Cf. Sain-Bel	Stratiforme	Spilite Kératophyre	Puits de la Charbonnière, petite production, ensemble de Sain-Bel.

**Tableau 4 – Principaux Gîtes et indices minéraux (suite)**

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Le Pilon (Sain-Bel)	8.4006	Cu	Cf. Sain-Bel	Stratiforme	Spilite Kératophyre	Travaux du XVII <sup>e</sup> siècle, puits du Pilon 120 m – halde. Production 2 700 t de minerai à 6 % Cu en 1793.
Vieilles Mines (Sain-Bel)	8.4007	Cu	Quartz Pyrite Chalcopyrite Blende Galène	Stratiforme	Spilite Kératophyre	Première lentille exploitée pour cuivre de l'ensemble de Sain-Bel. Production estimée 1 500 à 4 000 t de Cu.
Saint-Bonnet (Sain-Bel)	8.4008	Cu	Cf. Sain-Bel	Stratiforme	Spilite Kératophyre	2 puits distants de 100 à 150 m. Production (XVIII <sup>e</sup> - XIX <sup>e</sup> s.) : quelques centaines de tonnes de minerai de cuivre.
Le Soupat La Mine	8.4009	Ba	Quartz Barytine Fluorine Galène Blende Chalcopyrite Malachite	Filon Puissance : 0,2 m	Gneiss	En 1914 une petite descenderie a reconnue une zone broyée métrique encaissant un filon barytique de 20 cm de puissance. Structure de Vaugneray.
Carrière St-Antoine	8.4010	Pyr	Quartz Pyrite	Amas stratiforme	Séricitoschiste Tuf Kératophyre	Minéralisation stratifiée visible dans la carrière. Proximité du puits Saint-Antoine.

● **Pierre de construction et graviers.** Aucune exploitation de pierre taillée ou de construction n'existe aujourd'hui, toutes les carrières produisent des granulats ; les principales se trouvent au Sud de la vallée de la Brévenne (la Patte, Courly) et à Pontcharra-sur-Turdine (Vindry).

Pour mémoire citons le calcaire à gryphées qui a été activement exploité comme pierre de construction et de dallage entre l'Arbresle et Saint-Bis et à Belmont, et la Pierre dorée de l'Aalénien qui était extraite au Nord de Charnay et aux Oncins.

Les amphibolites et metabasaltes dévoniens, ainsi que le granite de Saint-Laurent étaient des pierres de construction de qualité médiocre.

Les microgranites du Plat-du-Mont étaient plus appréciés pour leurs qualités mécaniques et leur teinte rose, et ont été exploités autour d'Ancy, Saint-Forgeux notamment.

● **Pierre à ciment.** La société Lafarge-Coppée alimente sa cimenterie du val d'Azergues à partir des vastes carrières où, entre Belmont et Charnay, sont prélevés et mélangés les divers niveaux du Toarcien, de l'Aalénien et du Bajocien.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### *ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE* (fig. 13, en pages centrales)

1. L'itinéraire part de Vaugneray, à 12 km à l'Ouest de Lyon. Cette localité a donné son nom aux vauugnérîtes, roches dioritiques potassiques et magnésiennes communes sous forme de filons et de petits massifs. Le gisement-type est situé au lieu-dit le Pinay, sur la D 50 au Sud-Est de Vaugneray.
2. Suivant la route du col de Malval (D 50), de bons affleurements montrent la transition entre faciès œillé et rubané dans les gneiss du Lyonnais, et le faciès anatectique : vers Montferrat et la Girardièrre.
3. Le faciès œillé des orthogneiss montre clairement son origine de granite porphyroïde déformé, à l'approche du col de Malval (au-dessus de la cote 650).
4. Les relations entre les phases de plissement, et avec la phase d'anatexie, peuvent s'observer vers la Roche-Coucou, sur la D 24 au Sud-Est du col de la Luère. Revenir au col de Malval et poursuivre vers Courzieu.
5. Au-delà du col de Malval, la D 50 franchit le contact tectonique entre gneiss lyonnais et amphibolites de la Brévenne, séparés du contact par une lame métrique de granite de Grand-Chemin.
6. A la scierie de Longecombe, affleurement de granite albitique sur le bord de la route. La roche, claire, montre une nette orientation schisteuse.

**7.** Dans Courzieu, prendre la route de Bourbon : en face du pont dans le hameau, on rencontre l'amphibolite finement rubanée, sombre, à porphyroclastes feldspathiques (<1 cm), (alternance des passées plus ou moins riches en porphyroclastes). Ce faciès « tacheté » peut être observé, toujours en proximité du contact tectonique, entre gneiss lyonnais et la série de la Brévenne. Plus loin, dans un virage en épingle près de la source captée, affleurement de granite de Grand-Chemin, montrant un faciès fin mylonitique.

**8.** Plus haut, sur le chemin de Lafont, on peut observer le faciès fin de ce granite syntectonique, intercalé avec des gneiss riches en biotite ; ces gneiss fins sont les dernières formations vers l'Ouest du socle du Lyonnais.

**9.** A la sortie nord de Courzieu (les Hôtelleries), affleurement d'amphibolite massive sur un chemin à droite.

**10.** Sur la route en direction de Bessenay, alternances décamétriques (?) entre roches volcaniques métamorphiques (basaltes, rhyodacites). Rejoindre la N 89 à Saint-Cyr et la reprendre vers le Sud-Ouest.

**11.** Au carrefour de la N 89 et de la route D 101 vers Brussieu (la Patte), observation d'une épaisse pile volcanique basique traversée de différents dykes basiques dévoniens (dolérites, microgabbros) de couleur sombre et de grain parfois grossier. Ces faciès hypovolcaniques présentent un aspect rappelant les complexes de dykes des ophiolites.

**12.** La D 101 vers Saint-Laurent-de-Chamousset contourne la carrière de la Patte (exploitée pour remblai, notamment pour le TGV Paris-Lyon). Elle atteint, 1 km au Nord-Ouest, le granite de Saint-Laurent-de-Chamousset, observable à la faveur des travaux d'élargissement. Très frais, il prend une teinte sombre où se détachent les grands feldspaths potassiques rouges. Il est localement parcouru de filonnets de quartz et de lamprophyre. Retour vers Sain-Bel par la N 89.

**13.** Au Nord de la Rochelle (1 km), route à droite vers les Vieilles-Mines. On peut observer, en affleurement près des anciens travaux miniers, les altérations hydrothermales environnant la minéralisation de Sain-Bel (5 millions de tonnes de pyrite, exploitée de 1850 à 1972). La carrière Saint-Antoine, montrant en coupe l'amas pyriteux, n'est pas autorisée à la visite. Les haldes possèdent en outre des échantillons de minéralisation polymétallique, dont l'exploitation remonte aux temps gallo-romains : la pyrite est accompagnée de blende, galène, cuivre gris, bornite, covellite, chalcocite, et des sulfates rares (Roire, 1959).

Au village de Saint-Pierre-la-Palud, on visite l'intéressant musée de la mine.

**14.** A Sain-Bel, on reprend la D 7 vers Lyon. Dans le premier virage, après le passage à niveau, grand affleurement de gneiss d'Eveux, mylonitiques verdâtres. Plus loin, passage à des siltites, au volcanisme basique, puis au volcanisme acide associé à la minéralisation (carrière du Gervais, non accessible, avec soda-rhyolites porphyriques à grenat). Les séricitoschistes décrits par Bardin (1971), auréole d'altération hydrothermale, n'affleurent que très mal.

**15.** Au Nord de la route, à l'entrée d'un lotissement, affleurent les siltites grises. Ces matériaux à grain fin sont très sensibles aux déformations et l'on peut observer la superposition des phases de plissements.

**16.** A 1 km à l'Est des Roches, ancienne carrière du Pralon où l'on observe les deux faciès du granite de Grand-Chemin (porphyrique et fin) en alternance décimétrique. Revenir vers l'Arbresle par la D 19. Au lieu-dit Mosouvre, filon de microgranite porphyrique.

**17.** Les gneiss d'Eveux s'observent à l'Arbresle près de la gare, et surtout sur la N 7 : le grand affleurement au carrefour de la D 496 est cimenté en partie, mais à 1 km vers Lyon, les talus montrent dans de bonnes conditions des gneiss mylonitiques ortho-dérivés, à porphyroclastes feldspathiques, recoupés par des filonnets aplitiques eux-mêmes replissés.

**18.** A Fleurieux-sur-l'Arbresle, les talus de la station d'épuration sont constitués de roche ultrabasique serpentinisée, de couleur vert plus clair et vif, dense et de toucher gras.

**19.** Sur la N 7, près d'un pont SNCF à la sortie de Fleurieux, observation de micaschistes, équivalents métamorphiques des siltites. Leur aspect est lustré.

**20.** Retour vers l'Arbresle, et suivre la D 496 jusqu'au carrefour de la D 118 vers Sancey : excellent affleurement de laves basaltiques en coussins, dont la forme tubulaire apparaît en coupe malgré la déformation. Ces types de laves se sont déposées généralement sur un fond marin.

**21.** De l'Arbresle rejoindre le Pont-Dorieux par la N 496. Là prendre à gauche la N 485. Face à la cimenterie Lafarge (parking facile) une bonne coupe permet d'étudier les principaux faciès du Trias : grès, argiles versicolores, alternances argilo-schisto-gréseuse, dolomie et grès dolomitique. Le contact avec le socle paléozoïque y est visible.

**22.** Poursuivre jusqu'à Châtillon : la colline est formée des calcaires aaléniens, faciès « Pierre dorée », bien visibles à la base du flanc est. Monter au château pour jouir du panorama. En arrière, sur l'arête de la colline, une faille fait affleurer un peu de Bajocien supérieur, faciès Ciret, dont la teinte blanchâtre tranche avec la couleur rousse de l'Aalénien.

**23.** Reprendre la N 485, traverser Chessy puis prendre à droite la D 19 : face au cimetière, le talus de route montre les marnes du Toarcien.

Revenir à nouveau sur la N 485, la prendre vers la droite et poursuivre encore 400 m. Au premier embranchement à droite, on peut observer les niveaux de l'Hettangien (Choin bâtard) et du Sinémurien (calcaires à grain de quartz, calcaires à gryphées).

**24.** Faire demi-tour et revenir au Pont-Dorieux. Prendre à gauche la D 70 et monter jusqu'aux grandes carrières Lafarge qui permettent (demander sur place l'autorisation) de découvrir une coupe complète du Lias : Sinémurien en bord de route, calcaires argileux et marnes du Pliensbachien, marnes et oolite ferrugineuse du Toarcien, calcaires à entroques et silex de l'Aalénien.

Revenir en poursuivant d'abord la D 70 puis en prenant à gauche, après l'hôpital de Bayère, la D 70 E d'où l'on pourra dans la descente, apprécier une très jolie vue sur Châtillon et la vallée d'Azergues. Retour à l'Arbresle.

**25.** Sortir de l'Arbresle par la N 7 en direction de Tarare ; 1 km 200 après le pont sur la Turdine et l'embranchement de la D 19, le talus droit de la route montre les formations du Trias : dolomie massive en petits bancs, grès grossiers, un peu plus loin marnes versicolores, dolomies laminées, surmontées de dolomie massive rousse, gréseuse.

Prendre à droite la petite route de Saint-Bis. A 50 m, dans le premier virage, affleure le « Choin bâtard » de l'Hettangien. En poursuivant la coupe, on peut observer les niveaux de base du Sinémurien (calcaires à grains de quartz). Vers Saint-Bis, d'anciennes carrières offrent de bonnes séries des calcaires à gryphées.

**26.** Revenir sur la N 7 et reprendre à droite la direction de Tarare. Au lieu-dit les Fours, dans la montée après le pont sur le ruisseau du Ropiel, le talus gauche de la route montre les terrains attribués à l'Oligocène : conglomérat à galets calcaires patinés dans une matrice argilo-calcaire rougeâtre, argile rougeâtre avec banc discontinu de calcaire concrétionné (calcrète). Un peu plus haut, hameau de la Gobelette, contact par faille (grande faille Chessy-Savigny) du compartiment sédimentaire avec la formation de la Brévenne (affleurement médiocre dans le talus montrant les séricitoschistes et la minéralisation pyriteuse disséminée). Retour à l'Arbresle puis gagner Sain-Bel.

**27.** Prendre la D 91, 1 km au Sud. La vallée du Pénon coupe les alternances régulières de roches volcaniques et subvolcaniques acides et basiques. Entre Marange et les Quatre-Pierres, observer la trace d'un accident majeur intra-Brévenne, où l'on trouve en lambeaux tectoniques des gabbros, serpentinites et des gneiss. Avant le pont sur le Penon, passage à un ensemble formé essentiellement de rhyodacites.

**28.** Au Sud de Bessenay, aux Potelières, l'on peut observer une autre coupe de l'un de ces accidents majeurs.

**29.** A la sortie ouest de Bibost (le Trève), les rhyodacites kératophyriques sont moins déformées. Elles se présentent en coulées de lave claire, peu pentées, séparées par des interbancs.

**30.** Au lieu-dit Peloux, près de Saint-Julien-sur-Bibost, on retrouve des siltites grises, affleurant notamment dans la tranchée de l'ancienne voie ferrée.

**31.** A Saint-Julien, reprendre la D 33 vers le Sud. Au lieu-dit Chinay, dans le talus du chemin de la croix de Bernay, observation de cinérites de composition rhyolitique, finement litées.

**32.** La D 33, au Nord de Saint-Julien, vers Bonbeyron, coupe un autre grand accident. Les gneiss à grenat sont mieux observables que précédemment. Les différentes roches sont cornéifiées par l'auréole de contact du granite de Saint-Laurent, probablement présent à assez faible profondeur. Un micro-

granite porphyrique de type Plat-du-Mont, de couleur rose saumon, recoupe tardivement l'ensemble selon NW-SE. Rejoindre Ancy.

**33.** A 1 km au Sud-Ouest, vers Montrottier (bois du Ruy), la route longe d'anciennes petites carrières taillées dans ces microgranites, jadis utilisés pour la construction. L'encaissant, non exploité, est le granite de Saint-Laurent, à plus gros grain, altéré. Reprendre la direction de Saint-Forgeux.

**34.** Le long de la montée vers la crête du mont Popey, affleurements de granite. Sur le chemin de crête du mont Popey, on observe différentes roches volcaniques ou grenues dévoniennes, transformées en cornéennes par le granite : gabbros, basaltes et dolérites, rhyodacites kératophyriques. Des blocs de gabbros à gros grain déformé, se trouvent au Nord du Bancillon.

**35.** A Saint-Forgeux prendre vers l'Ouest en direction de Ronzière. Après l'embranchement du château de Ronzière, le talus rocheux de la route est constitué d'Est en Ouest de soda-dacite porphyrique à petits phénocristaux de plagioclase, et de microtrondhjémite, la coupe se termine sur un tuffolave andésitobasaltique à éléments anguleux de roches basiques diverses.

**36.** Continuer par la route d'Affoux. Dans le grand virage au Sud du mont Crépier, au niveau d'un calvaire où le panorama s'étend sur le domaine occupé par le granite de Saint-Laurent-de-Chamousset, apparaissent quelques affleurements de ce granite intrusif dans les orthogneiss d'Affoux.

**37.** A 200 m à la sortie du village d'Affoux, monter à droite par la petite route menant au mont Crépier. Arrêt après 400 m ou poursuite en voiture suivant l'état du chemin jusqu'à la croix du Crépier où affleurent des gabbros appartenant aux intrusions dévoniennes dans les gneiss d'Affoux.

**38.** Ces derniers forment de grandes dalles rocheuses à une centaine de mètres à l'Est. On peut y observer divers degrés de déformations, y compris des kinks tardifs dans un granite porphyroïde à grands phénocristaux de feldspaths potassiques.

**39.** Redescendre sur la D 38 et prendre en direction de Tarare. Au carrefour du Gouget affleurent des tufs dacitiques, vitroclastiques à lapillis aplatis de lave microlitique mais aussi de fragments de siltite. La matrice vitroclastique étirée contient chlorite et épidote et montre une schistosité fruste d'aplatissement.

**40.** Monter en direction du Gouget. L'ancienne carrière de calcaire est située à 100 m au Nord-Est du calvaire avant la descente sur la ferme. Reposant en discordance angulaire sur les gneiss d'Affoux, les calcaires gréseux de la base du Carbonifère forment des bancs pluridécimétriques inclinés de 30° vers le Nord-Ouest. Dans le fond de la carrière ils sont surmontés par des alternances de siltites noires et de grès fins immatures.

**41.** Revenir sur la D 38 en direction de Tarare et, après environ 1 km, prendre à gauche le chemin descendant au Pont. Le contact, faillé, entre les gneiss d'Affoux et les sédiments détritiques de la base du Carbonifère est

visible à 50 m du carrefour. Les grès conglomératiques, bréchiques affleurent de chaque côté et sur le chemin. Ils sont constitués d'une matrice gréseuse contenant des galets anguleux de gneiss d'Affoux, de roche volcanique acide, de dolérite, et de quartz mono- ou polycristallin.

**42.** Reprendre en direction de Tarare et à Saint-Marcel-l'Éclairé prendre à droite la route descendant vers l'église du village puis vers le Janin en direction de la N 7. Quelques affleurements de siltites vertes du Viséen inférieur-moyen.

**43.** Entre le virage de Coquary et le moto-cross, le talus rocheux offre du Sud-Ouest au Nord-Est la succession suivante :

- dacite porphyrique, faciès d'extrusion avec localement texture autobréchique ;
- zone faillée avec panneaux de serpentine et siltite du Dévonien ;
- à nouveau dacite d'extrusions à texture porphyrique et amygdalaire ;
- tuffo-lave dacitique : dans un fond de lave vitreuse (recristallisée) très riche en amygdales (foncées) nombreux fragments anguleux de dacite porphyrique. Ces fragments atteignent plusieurs centimètres au creux du virage du moto-cross ;
- dacite porphyrique, faciès de lave, contenant localement des enclaves de gneiss d'Affoux, ou à faciès autobréchique et amygdalaire ;
- filons de microgranite tardif recoupant ces laves, et intercalation (tectonique ?) de gneiss d'Affoux ;
- puis jusqu'au passage sous la voie ferrée, « alternances » de tuffo-lave, de dacite d'extrusion et de lave dacitique.

**44.** Prendre la N7 vers Tarare. A l'embranchement de la Plata, à droite, prendre la petite route parallèle à la N7. Après une « lame » d'orthogneiss mylonitique d'Affoux, succèdent des « alternances » de dacite porphyrique et de tufs dacitiques à andésitiques tectonisés, métamorphisés et schistosés (pendage 20°E).

**45.** Traverser Tarare en direction de Roanne et poursuivre jusqu'à la route de Joux. Dans le village prendre la route de Saint-Cyr-de-Valorges. Sur quelques centaines de mètres affleurent des grès et des conglomérats à galets de quartz, quartzites, lydiennes noires et calcaires, caractéristiques de la partie supérieure du Viséen inférieur-moyen.

**46.** Puis la route recoupe l'épanchement de tuf soudé rhyodacitique marquant le début de l'intense activité volcanique aérienne du Viséen supérieur. Une petite carrière, à 500 au Sud-Ouest de Chez Henry, est entaillée dans cette roche grise, homogène. La section de route qui suit, jusqu'au croisement avec le chemin conduisant à la chapelle de la Salette, montre de beaux affleurements où les conglomérats à galets de quartz, quartzite, lydienne et calcaire, alternent avec des bancs de grès, de siltites (subordonnées) et de niveaux à apparence de grès fins mais se révélant être en lame mince des tufs remaniés rhyo-dacitiques, riches en débris et échardes de verre, cristaux brisés de plagioclases et fragments anguleux de lave rhyodacitique à plagioclase et biotite.

**47.** Revenir à Joux et prendre à destination de Violay en passant par la croix des Cieux. Au col avant Violay, prendre à gauche la route de la Tour-Matagrin que l'on atteindra pour le panorama d'orientation et l'environnement de gneiss d'Affoux. Poursuivre vers le Sud-Est jusqu'à la D 38 pour rejoindre Panissière.

**48.** A la croix du Signy, rejoindre Panissières par la D 60 puis la vallée de la Loise par la D 103. A 1 km au Sud-Ouest de Chambost par la D 7, carrière de microgranite aplitique rose clair, à grain fin. Dans certaines fractures, dendrites d'oxyde de manganèse ressemblant à des feuilles.

**49.** Rejoindre Chambost puis prendre la D 101 ; 500 m avant Saint-Clément-les-Places, observation de microgranite noir dur, à petits feldspaths clairs, en enclaves hectométriques dans le granite de Saint-Laurent.

**50.** Revenir vers Salt-en-Donzy (hors de la carte) et rejoindre la D 89 Feurs-Lyon. A la montée vers Saint-Martin-Lestra, carrières de granite clair porphyroïde de Salt. A Saint-Martin, prendre la D 116.

#### BIBLIOGRAPHIE

AUTRAN A., PETERLONGO J.M. (1979) — Massif central. *Revue des Sciences Naturelles d'Auvergne*, vol. 45, fasc. 1-2-3-4.

AUTRAN A., COGNÉ J. (1980) — La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. 26<sup>e</sup> C.G.I., Paris, colloq. C. 6, pp. 30-111.

BARDIN D. (1971) — Les amas pyriteux de Sain-Bel (Rhône) liés au groupe spilites-kératophyres de la Brévenne. *Bull. BRGM*, (2), II, 6, pp. 17-41.

BÉBIEN J., ROCCI G., FLOYD P.A., JUTEAU T., SAGON J.P. (1977) — Le volcanisme dévono-dinantien, élément déterminant dans la reconstitution du cadre géotectonique de l'Europe moyenne varisque. Coll. inter. CNRS, Rennes, n° 243, p. 275-291, 6 fig.

BÉBIEN J., GAGNY C. *et al.* (1980) — Volcanites du Précambrien au Crétacé et leur signification géostructurale. *Mém. BRGM*, n° 107, pp. 99-135.

BÉBIEN J., GAGNY C., ROCCI G. (1981) — La place du volcanisme dévono-dinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque au Paléozoïque. 26<sup>e</sup> C.G.I. Paris, colloque C.6, p. 213-225.

BELLOTO 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 minéralisés du prospect de Gilly-sur-Loire (Morvan). Essais comparatifs, guides de prospection. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Institut national polytechnique de Lorraine, Nancy, 220 p., 63 fig., 9 pl.

BERNARD-GRIFFITHS J., CANTAGREL J.M., DUTHOU J.L. (1977) – Radiometric evidence for an Acadian tectono-metamorphic event in western Massif central français. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 61, pp., 199-212.

BERTAUX J., CAGNY C. (1978) – Apport de la pétrologie structurale à l'étude de filons de microgranite intrusif dans les tufs anthracifères (Viséen de la région de Roanne, Loire). *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XX, n° 6, pp. 883-887.

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 I. 313 p.

BESSON M., FONTEILLES M. (1974) – Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéiitique et calco-alcaline. *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr.*, 97, pp. 445-449.

BEURRIER M., CHIRON J.C., GAY M., PIBOULE M. (1979) – Relations de la Série de la Brévenne avec celle du Lyonnais ; quelques précisions. 7<sup>e</sup> RAST, Lyon 1979, p. 52.

BEURRIER M., PIBOULE M., DURAND C. (1980) – Gisement, pétrographie et géochimie des plagiogranites dévonodinantien des Monts de Tarare et du Beaujolais méridional (M.C.F.). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 290, D, pp. 147-150.

BIRAI A., BOULADON J., CACHAU-HEIRREILLAT F. – Résultats de la prospection géochimique stratégique pour Cu, Pb, Zn, Co des environs de Chessy et de Sain-Bel. Rap- BRGM 68 SGL 018 GIT.

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, 119 p.

BLANC D. (1981) – Les roches basiques et ultrabasiques des Monts du Lyonnais. Étude pétrographique, minéralogique et géochimique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. de Lyon I, 152 p.

BLÈS J.L., BONIJOLY D., GROS Y. (1982) – Apport de l'analyse structurale à la connaissance des gîtes filoniens. *Bull. BRGM*, (2), II, p. 427-436.

BLÈS J.L., BONIJOLY D., CASTAING C., GROS Y. (1984) – Évolution des contraintes dans le Massif central français depuis le tardi-hercynien jusqu'au Tertiaire. 27<sup>e</sup> Congrès géologique international (Moscou).

BONIJOLY D., CASTAING C. (1984) – Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif central français en régime compressif. In : « Tectonique cassante en distension et coulissement ». *Ann. Soc. géol. Nord*, CIII, p. 104-114.

BOYER C. (1976) — Les grandes périodes d'activité volcanique au cours des temps paléozoïques dans les Massifs Armoricain et Central. *Bull. BRGM*, Sec. I, n° 1, p. 3-24.

BOYER C. (1979) — Bilan et synthèse des paléovolcanismes anté-Dévonien en France. *Bull. Soc. géol. Fr.* T. XXI, n° 6, p. 695-708.

CARME F. (1975) — Caractères chimiques de deux ensembles de roches magmatiques pré-orogéniques du socle anté-houiller des massifs cristallins externes alpins et des Monts du Lyonnais. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 281, 89-92.

CARROUE J.P., PAQUIER J. — Prospection de la structure à barytine, fluorine et galène de Vaugneray. Rap. BRGM 80 RDM 039 FE.

CASTAING C. *et al.* (1984) — Évolution des différents contextes tectoniques et géodynamiques du socle du bassin de Paris depuis le Protérozoïque. Nouvelles hypothèses sur la nature de l'anomalie magnétique. *Mém. BRGM*, 81-2, p. 163-184.

CHERMETTE A., SIRE L. (1926) — Le spath fluor dans le Massif central, ses applications. *Rev. indust. minér.*, n° 141.

CHERMETTE A. (1960) — Les ressources de la France en spath fluor. Publication du BRGM, éditions Technip, Paris, 56 p.

CHERMETTE A. (1977) — Les anciennes mines de Chessy et de Sain-Bel. *Suppl. Bull. mens. Société linéenne de Lyon*, n° 10, pp. 21-37.

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

CHICHERY M. (1938) — Stratigraphie des formations dinantiennes du bassin de l'Ardoisière, près de Vichy. (Allier). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 206, p. 263-265.

CHICHERY M. (1942) — Sur l'âge des tufs anthracifères du bassin de l'Ardoisière, vers Vichy. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, p. 23-24.

CHIRON J.C. (1972) — Rapport préliminaire sur la géologie et la métallogénie de la série dévono-dinantienne dans le Nord-Est du Massif central. Rapport BRGM 72 S6 N 124, MET, 40 p., 4 fig., 1 tabl.

COFFRANT D., PIBOULE M. (1971) — Les éclogites et roches associées des massifs basiques de Saint-Joseph (Monts du Lyonnais, Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, t. XIII, p. 283-291.

COUREL L. (1970) — Trias et Rhétien de la bordure nord et est du Massif central français. Thèse, Dijon.

COUREL L. (1973) — Modalités de la transgression mésozoïque : Trias et Rhétien de la bordure nord et est du Massif central français. *Mém. Soc. géol. de Fr.*, n° 118, p. 1-152, 31 fig., pl. I à VIII.

DEBON F., LE FORT P. (1982) – A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Royal Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 73, 135-149.

DE LA ROCHE H. (1962) – Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. *Sc. de la Terre* (Nancy, France), IX, 3, pp.293-337.

DE LA ROCHE H. (1968) – Comportement géochimique différentiel de Na, K, et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 267, série D., pp.39-42.

DE LA ROCHE H., LE TERRIER J., GRANDCLAUDE P., MARCHAL M. (1980) – A classification of volcanic and plutonic rocks using  $R_1$ - $R_2$  diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, pp.183-210.

DE LA ROCHE H., STUSSI J.M., CHAURIS L. (1980) – Les granites à deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et de corrélations géochimiques appuyés sur une banque de données. Implications pétrologiques et métallogéniques. *Sc. de la Terre*, (Nancy, France), XXIV, 1, 5-121.

DE LA ROCHE H. (1986) – Classification et nomenclature des roches ignées : un essai de restauration de la convergence entre systématique quantitative, typologie d'usage et modélisation génétique. *Bull. Soc. géol. France*, 8, II, 2, 337-353.

DEMAY A. (1947) – Sur les relations entre le Viséen et son substratum cristallophyllien entre Balbigny et Violay, et sur le problème de l'âge du cristallophyllien de la zone lyonnaise. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 224, n° 26, p. 1 832 à 1 834.

DESROUSSEAUX J. (1938) – Bassins houillers et lignifères de France, Imprimerie nationale, Paris, p. 99.

DIDIER J., LAMEYRE J. (1977) – Le noyau Arvene du Massif central français dans l'orogénèse varisque. La chaîne varisque de l'Europe moyenne et occidentale. Coll. int. CNRS, n° 243, Rennes, pp. 39-55.

DIABATE A. (1984) – Étude pétrographique et géochimique de l'environnement de la minéralisation de Sain-Bel (Rhône) : étude métallogénique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Grenoble.

DRIAN A. (1849) – Minéralogie et pétrologie des environs de Lyon, Charles Savy J. édit., Lyon, 540 p.

DUFOUR E. (1982) – Pétrologie et géochimie des formations orthométamorphiques acides des Monts du Lyonnais (Massif central, France). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. de Lyon I, 241 p.

DUFOUR E. (1985) – Granulite facies metamorphism and retrogressive evolution of the Monts du Lyonnais metabasites (Massif central, France). *Lithos*, vol. 18.

DUFOUR E., LARDEAUX J.M. (1984) – Nouvelles données sur les relations éclogites-granulites dans les Monts du Lyonnais. 10<sup>e</sup> R.A.S.T., Bordeaux, p. 195.

DUFOUR E., LARDEAUX J.M. (1985) – Interprétation tectonique de l'alternance gneiss ocellés-gneiss rubanés dans les Monts du Lyonnais (M.C.F.). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, (à paraître).

DUFOUR E., LARDEAUX J.M., COFFRANT D. (1985) – Éclogites et granulites dans les Monts du Lyonnais : une évolution métamorphique plurifaciale éohercynienne. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 300, série II, n<sup>o</sup> 4, p. 141-144.

DURAND C. (1981) – Étude pétrographique et géochimique des spilites, kératophyres et roches associées de la série dévono-dinantienne de la Brévenne (Massif central français). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Lyon 1, 128 p., 51 pl.

EBRAY (1860) – Note sur la constitution géologique du Mont d'Or et de ses dépendances. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2<sup>e</sup> série, t. XVI.

ELMI S., VITRY F. (1987) – L'Hettangien inférieur du Beaujolais et du Mont d'Or Lyonnais (France Sud-Est) : un système lagune – barrière progradant. 1<sup>er</sup> Congrès de l'Association des Sédimentologues français, p. 167-168, 1 fig.

ELMI S. (1984) – in Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. BRGM*, n<sup>o</sup> 125, p. 140, fig. 3-20.

ELMI S., RULLEAU L. (1989) – Le Toarcien des carrières Lafarge (Bas-Beaujolais, France), cadre biostratigraphique de référence pour la région lyonnaise. *Geobios* (sous presse).

ELMI S., RULLEAU L. (1989) – Le genre *Pseudolillia* (*Ammonitina*, *Grammoceratina*) dans le Toarcien supérieur (France, Espagne, Portugal, Maroc). 2<sup>e</sup> Convegno Fossili Evoluzione Ambiente, Pergola, 1987, (sous presse).

FINLOW-BATES T., STUMPFL E.F. (1981) – The behaviour of so-called immobile elements in hydrothermally altered rocks associated with volcanogenic submarine exhalative ore deposits. *Mineral Deposita*, 16, 319-328.

FLOYD P.A., WINCHESTER J.R. (1978) – Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chem. Geol.*, 21, pp. 291-306.

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, 2, 3, pp. 1-54.

FOURNET J. (1836) — Note sur les roches éruptives modernes du Lyonnais. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2<sup>e</sup> série, 18, p. 677-678.

GAGNY C., SIDER H., GODINOT A. (1981) — Mise en évidence d'une tectonique tangentielle Sudète dans les formations paléozoïques du Beaujolais méridional (N.E. du Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 293, série II, pp. 1 007-1010.

GAGNY C., LEISTEL J.M., SIDER H., BOUILLER R., KERRIEN Y. (1989) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille FEURS (696) — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 59 p. Carte géologique par GAGNY C., LEISTEL J.M., SIDER H., BOUILLER R. (1989).

GARCIA M.O. (1978) — Criteria for the identification of ancient volcanic arcs. *Earth Sci. Rev.*, 14, pp. 145-165.

GRUNER L. (1857) — Description géologique et minéralogique du département de la Loire.

HIBBARD M.J., WATTERS R.J. (1985) — Fracturing and diking in incompletely crystallized granitic plutons. *Lithos*, 18, pp. 1-12.

IUGS — Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Geol. Newsletter* (1973), 2, p. 110-127. *N. J.G. Miner. Mh* (1973), p. 149-164. *Geotimes* (Oct. 1973), p. 26-30. *Geol. Rdsch.* (1974), 63, p. 773-785.

JOUCHOUX P. (1983) — La série métamorphique spilito-kérotopyrique dévono-dinantienne de la Brévenne occidentale : étude cartographique, pétrographique et géochimique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Lyon, 164 p., 1 annexe, 1 carte.

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

JUNG J. (1946) — Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins. Mémoire pour servir à l'explication de la Carte géologique détaillée de la France. Paris. Imprimerie nationale.

JUNG J., RAGUIN E. (1935) — Discordance du Viséen sur le socle cristallophyllien entre Balbigny, Néronde et Violay (Loire). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 16 p., pp. 248-250.

JUNG J., CHICHERY M., VACHIAS O. (1939) — Contribution à l'étude stratigraphique, magmatique et tectonique de la Montagne Bourbonnaise et du Forez. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 38.

KUNO H. (1968) — Differentiation of basalt magmas. In Hess, H.H., Poldervaart. A., (eds) : Basalts 2, 623-88. New York : Interscience.

LACROIX P. (1980) — Étude géologique 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.

LAUZAC F. (1960) — Étude géologique des granites des Monts de Tarare. D.E.S., Clermont-Ferrand, 35 p., 1 carte.

LEAKE B.E. (1978) — Nomenclature of amphiboles. *Amer. Min.*, 63, 1 023-1 052.

LHEGU J., WALTER J. — Ressources minières françaises. T. 7 : les gisements de barytine, situation en 1980. p.100-101.

LEISTEL J.M., BÉBIEN J. (1982) — Caractéristiques minéralogiques calco-alcalines des volcanites basiques rapportées au Dévonien supérieur-Viséen inférieur de la Montagne Bourbonnaise (NE Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 294.

LETERRIER J., MAURY R.C., THONON P., GIRARD D., MARCHAL M. (1982) — Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 59, p 139-154.

MAZENOT G. (1936) — Les ressources minérales de la région lyonnaise. Sté sc. du Dauphiné, Grenoble. Inst. et. rhodaniennes, Lyon.

MAZERAN (1914) — Feuille de Lyon au 1/80 000 et 1/320 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXIII, n° 135.

MICHEL-LÉVY A. (1908) — Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 120, t. XVII, 1907-1908, 297 p., 51 fig., 7 pl.

MICHEL-LÉVY A. (1929) — Les éruptions dacitiques et rhyolitiques de la fin des temps primaires dans le Morvan. *Bull. volcanique*, t. 6, p. 57-63.

MICHEL-LÉVY A. (1937) — Éléments du socle cristallophyllien remaniés en galets dans le conglomérat de base du Viséen près de Letra (Vallée de l'Azergues, Rhône). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 202, pp. 1 203-1 936.

MICHEL-LÉVY A. (1938) — Formations dinantiennes et substratum granitique des Monts du Beaujolais. *Bull. Soc. géol. Fr.*, VIII, 1-2, pp. 111-132.

MICHON G. (1979) — Typologie des vauugnérites des Monts du Lyonnais et du Haut Vivarais, Massif central français. Conditions de gisement et caractères pétrographiques. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. de Lyon I, 190 p.

MIYASHIRO A. (1974) — Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *Am. Journ. Sc.*, 274, pp. 321-355.

MIYASHIRO A. (1975) — Volcanic rocks series and tectonic setting. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 3, pp. 251-270.

MIYASHIRO A. (1975) — Island arc volcanic rock series : a critical review. *Petrology*, 1, 3, pp. 177-187.

MIYASHIRO A., SHIDO F. (1975) — Tholeiitic and calc-alkaline series in relation to the behaviour of Ti, V, Cr, Ni. *Amer. J. Sci.*, 275, pp. 265-277.

MOUTERDE R. (1952) — Terrains secondaires des environs de Saint-Jeandès-Vignes. (Beaujolais méridional). *Bull. Carte géol. Fr.*, n° 237, Tome X, 151-158.

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

MOUTERDE R., ELMI S. *et al.* (1984) — Le Jurassique des carrières Lafarge à Belmont. Livret-guide de l'excursion du 1<sup>er</sup> Colloque du C.I.E.L., 12 p., 8 fig.

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

NOUVEL J. — Résultat de la campagne géochimique tactique sur le secteur Tarare-Violay. Note SNPA, R/GEO n° 319/72.

NOUVEL J., IRIARTE R. — Résultat de la campagne géochimique tactique sur le filon de Plat-du-Mont. Note SNPA, R/GEO n° 313/72.

PEARCE J.A., CANN J.R. (1973) — Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, pp. 290-300.

PEARCE J.A., NORRY M.J. (1979) — Petrogenic implications of Ti, Zr, Y, Nb variations in volcanic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, 69, pp. 33-47.

PETERLONGO J.M. (1960) — Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais (Massif central français). *Ann. Fac. Sci.*, Clermont-Ferrand, 4, 187 p.

PETERLONGO J.M. (1970) — Pillow-lavas à bordure variolitique et matrice basique dans la série métamorphique de la Brévenne (Rhône, Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2, 190-194.

PEYREL J.Y. (1981) — Pétrologie des granites rouges du NE du Massif central français. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Clermont-Ferrand, 143 p.

PIBOULE M., BEURRIER M., BRIAND B., LACROIX P. (1983) — Les trondhjémites de Chindo et de Saint-Vérand et le magmatisme kérotyphirique associé. Pétrologie et cadre géostructural de ce magmatisme dévonodinantien. *Géol. de la France*, (2), I, n° 1-2, pp. 55-72.

PIBOULE M., BRIAND B., BEURRIER M. (1982) — Géochimie de quelques granites albitiques de l'Est du Massif central français. *N. Jb. Miner. Abh.*, 143, 3, pp. 279-308.

PIBOULE M., BRIAND B., BEURRIER M., LEMIÈRE B. (1982) – Géochimie et origine des granites albitiques de l'Est du Massif central français. 9<sup>e</sup> R.A.S.T., Paris. Soc. géol. Fr. édit., Paris.

PIN C., DUPUY C., PETERLONGO J.M. (1982) – Répartition des terres rares dans les roches volcaniques basiques dévono-dinantiennes du Nord-Est du Massif central. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXIV, n° 4, p. 669-676, 3 fig., 1 ann.

RABY J.A. (1837) – Notice sur les divers gisements de minerai de cuivre de Sain-Bel et de Chessy. *Ann., Mines Fr.*, 3<sup>e</sup> ser, t. IV.

RAMSAY J.G. (1967) – Folding and fracturing of rocks. Mc Grauw-Hill Book Company Inc., New York, 569 p.

RENDU A.T. (1980) – Les travaux dans les mines de Jacques Cœur : Pampilly et Joux-en-Lyonnais. Mines carrières et métallurgie dans la France médiévale. Colloque CNRS, Paris, 1980, p. 274 à 286.

RICHE A. (1913) – Révision feuille Lyon à 1/80 000. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XXII, n° 133.

ROIRE A. (1959) – Les mines de pyrite de Sain-Bel (Rhône). Cadre géologique et minéralisation. Dip. Géol. Pétrogr., univ. Clermont-Ferrand, 78 p.

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

ROUX J.A. (1896) – Études géologiques sur les Monts Lyonnais. *Ann. Soc. linéenne de Lyon*, t. 43, p. 1-95.

ROQUES M., VACHETTE M., VIALETTE Y. (1971) – Géochronologie du socle du Massif central. In : Symposium Jean Jung, Clermont-Ferrand. Éd. Plein air Service, p. 269-289.

RUBIELLO M.F. (1980) – Autochtonie des séries du Dévonien supérieur au Viséen Supérieur sur un socle métamorphique de la région de Roanne (Loire). 8<sup>e</sup> Réunion ann. Sci. Terre, Marseille, p. 316.

RUGET C. (1983) – Les Foraminifères (Nodosariidés) du Lias de l'Europe occidentale. Thèse de docteur d'État, univ. Cl. Bernard, Lyon ; publiée dans *Docum. Lab. Géol. Lyon*, n° 94, 1985, 273 p., 48 fig., 9 tabl., 48 pl.

SCANVIC J.Y., WEECKSTEEN G. (1980) – Carte des linéaments de la France d'après les images des satellites Landsat (1972 à 1976). *Doc. BRGM*, n° 14, 14 p., 1 carte.

Section paléontologique du Comité d'Entreprise des Usines Lafarge. – Géologie et Paléontologie des carrières Lafarge à Belmont, Rhône, 34 p., 14 pl.

SEYLER M. (1984) – Magmatologie des séries volcaniques métamorphiques : l'exemple des métavolcanites cambro-ordoviennes, en particulier

alcalines, du socle Provençal. Thèse Doc. ès Sciences, univ. Claude-Bernard, Lyon I, 582 p.

SHERVAIS J.W. (1982) — Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 59, p. 101-118.

SIDER H. (1985) — Évolution d'un segment de la chaîne hercynienne dans le Nord-Est du Massif central français. Thèse d'université, Nancy 1, 373 p.

STRECKEISEN A.L. (1967) — Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Miner., Abh.*, 107, 2-3, pp. 144-240.

STRECKEISEN A., LE MAITRE R.W. (1979) — A Chemical Approximation to the Modal QAPF Classification of the Igneous Rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*, 136, 169-206.

TEGYEY M. (1979) — Utilisation de la géochimie majeure pour la cartographie des terrains cristallins. Possibilités de traitement automatique des analyses au BRGM. *Document BRGM*, n° 12, 135 p., 61 fig.

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.

VITRY F. (1986) — Sédimentation détritique et tempestites au Sinémurien inférieur (zone à Rotiforme) dans le Mont d'Or lyonnais et le Bas-Beaujolais (Rhône). *Géol. de la France*, n° 2, p. 177-188, 7 fig. 2 pl. photo.

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, Lyon.

WILLIAMS H., TURNER F.J., GILBERT C.M. (1954) — Petrography. An introduction to the study of Rocks in thin Sections. W.H. Freeman and Co. San Francisco, 406 p.

WOOD A.D., JORON J.L., TREUIL M. (1979) — A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Plan. Sc. Lett.*, Vol. 45, p. 326-336, 4 fig.

YODER H.S., TILLEY C.E. (1962) — Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and experimental rock systems. *J. of petrology*, n° 3, pp. 342-532.

WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1976) — Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 3, pp. 459-469.

WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1977) — Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20 (4), pp. 325-344.

**Carte géologique à 1/250 000.**

Feuille *Chalon-sur-Saône* 1<sup>re</sup> édition (1987) par J.C. Chiron, R. Fleury et Y. Kerrien.

**Carte géologique à 1/80 000.**

Feuille *Lyon* 2<sup>e</sup> édition (1922) par Depéret, Friedel, A. Michel Lévy, Riche, Mazeran, Doncieux.

Feuille *Montbrison* 2<sup>e</sup> édition (1941) par J. Jung, P. Bout, O. Vachias et R. Pecoil.

Feuille *Bourg* 3<sup>e</sup> édition (1969) par F. Roman, A. Michel Lévy, J. Vivet, Dariste de la Chavanne, Raffin.

Feuille *Roanne* 4<sup>e</sup> édition (1965) par de nombreux auteurs, coordination partielle par O. Horon.

**Carte géologique 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* (1988) par C. Gagny, J. Bertaux, M.F. Rubiello et R. Bouiller.

Feuille *Noirétable* (1988) par J.M. Leistel, C. Gagny, B. Barbarin, M. Jeambrun, C. Pellaton et J. Delfour.

---

Feuille *Amplepuis* (1988) par H. Sider, C. Gagny, R. Mouterde, Y. Kerrien, et R. Fleury.

Feuille *Feurs* (1989) par C. Gagny, J.M. Leistel, H. Sider et R. Bouiller.

**Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320 000.**

Feuille *Lyon* (1963), coordination F. Permingeat.

**Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000.**

Feuille *Lyon* (1979), coordination J. Meloux.

**Carte des ressources minérales du Massif central à 1/1 000 000 (1979),** par A. Emberger et J.J. Perichaud.

*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. Ces documents peuvent être consultés au Service géologique régional Rhône-Alpes, 29, boulevard du 11 novembre, 69604 Villeurbanne - Croix Luizet Cedex — ou bien au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

**Autres lieux d'information.**

— Lyon, université Claude Bernard, Département de Géologie, 43, boulevard du 11 novembre, 69622 Villeurbanne Cedex.

— Vitrine des minéraux de Chessy au museum d'Histoire naturelle de Lyon, 28, bd. des Belges.

**AUTEURS DE LA NOTICE**

Cette notice a été rédigée en 1986 ; la participation des auteurs à la rédaction est la suivante :

— introduction, histoire, géologique, documentation complémentaire : J. DELFOUR, J.L. FEYBESSE, V. JOHAN, Y. KERRIEN, B. LEMIÈRE, M. TEGYEY ;

— formations métamorphiques des monts du Lyonnais, lithologie, déformation, évolution métamorphique, déformation cassante, roches filoniennes et minéralisations associées : J.M. LARDEAUX, E. DUFOUR ;

— série de la Brévenne au Sud-Est de la rivière Brévenne, gneiss d'Éveux : V. JOHAN ;

— série de la Brévenne au Nord-Ouest de la rivière Brévenne, mélange tectonique : M. TEGYEY, B. LEMIÈRE ;

— gneiss d'Affoux (lithologie, déformation, métamorphisme), unités de Ronzière, Violay, Viséen inférieur, moyen et supérieur : J. DELFOUR ;

— roches plutoniques et roches filoniennes associées, géochimie des roches volcaniques dévoniennes et des granites : B. LEMIÈRE ;

— épisodes de déformation synmétamorphes des gneiss d'Éveux, de la série dévonnaise, étude structurale du contact Lyonnais—Brévenne, succession des épisodes de déformation cassante : J.L. FEYBESSE ;

— ressources du sous-sol : B. LEMIÈRE, J. DELFOUR, Y. KERRIEN ;

— terrains mésozoïques : Y. KERRIEN, R. MOUTERDE ;

— terrains cénozoïques : Y. KERRIEN ;

— les indices et gîtes minéraux ont été recensés par C. VAUTRELLE.