

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

**ST-SYMPHORIEN-  
SUR-COISE**

par

J.L. FEYBESSE, J.M. LARDEAUX, M. TEGYEV,  
Y. KERRIEN, B. LEMIERE, G. MAURIN,  
F. MERCIER, D. THIÉBLEMONT

**ST-SYMPHORIEN-SUR-COISE**

La carte géologique à 1/50 000  
SAINT-SYMPHORIEN-SUR-COISE est recouverte  
par les coupures suivantes  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :  
à l'ouest : MONTBRISON (N° 167)  
à l'est : LYON (N° 168)

Fours	Tarare	Lyon
Montbrison	SAINT- SYMPHORIEN- SUR-COISE	Givors
Firminy	Saint- Étienne	Vienne



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE  
BRGM  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
SAINT-SYMPHORIEN-SUR-COISE À 1/50 000**

par

**J.L. FEYBESSE, J.M. LARDEAUX, M. TEGYEY,  
Y. KERRIEN, B. LEMIÈRE, G. MAURIN,  
F. MERCIER, D. THIÉBLEMONT**

1995

**Éditions du BRGM  
Service géologique national**

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

— *pour la carte* : FEYBESSE J.L., LARDEAUX J.M., TEGYEV M., GARDIEN V., PETER-LONGO J.M., KERRIEN Y., BECQ-GIRAUDON J.F. (1996) — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Saint-Symphorien-sur-Coise** (721). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.L. Feybesse *et al.* (1995), 110 p.

— *pour la notice* : FEYBESSE J.L., LARDEAUX J.M., TEGYEV M., KERRIEN Y., LEMIÈRE B., MAURIN G., MERCIER F., THIÉBLEMONT D. (1995) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Saint-Symphorien-sur-Coise** (721). Orléans : BRGM, 110 p. Carte géologique par J.L. Feybesse *et al.* (1996).

© BRGM, 1995. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1721-X

## SOMMAIRE

	Pages
<b>RÉSUMÉ</b>	5
<b>ABSTRACT</b>	5
<b>INTRODUCTION</b>	9
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	12
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	12
Série du Pilat	12
Complexe métamorphique du Lyonnais	13
Série volcano-sédimentaire de la Brévenne	36
Intrusifs syncinématiques (Viséen inférieur)	45
Granites namuro-westphaliens	52
Stéphanien	58
<i>CÉNOZOÏQUE</i>	60
<b>CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</b>	61
<b>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE</b>	67
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	86
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	87
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	87
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	87
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	89
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	89
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	92
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	92
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	96
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	103
<b>AUTEURS</b>	104
<b>ANNEXES</b>	105
<i>ANALYSES CHIMIQUES ET GÉOCHRONOLOGIQUES</i> (tabl. I à V)	
<i>CARTES ET COUPES LITHOSTRUCTURALES</i> (fig. I à VI)	

## RÉSUMÉ

Située dans le Nord-Est du Massif central, au SSW de la ville de Lyon, la carte Saint-Symphorien-sur-Coise recouvre la terminaison sud des monts de Tarare et une grande partie des monts du Lyonnais.

C'est une région au relief contrasté située aux confins des bassins de la Loire et du Rhône dont la ligne de partage des eaux chemine entre Yseron et Saint-Christo-en-Jarez. Elle est drainée principalement par les vallées de la Brévenne, de la Coise, de l'Artille et du Bozançon.

Région essentiellement agricole, son habitat est regroupé en petits bourgs ou dispersé dans des hameaux ou des fermes isolées.

D'un point de vue géologique c'est une région composite où sont représentées des entités géologiques d'âge, de nature et d'histoire différents. Le sous-sol est composé en majeure partie de terrains métamorphiques ou granitiques, les terrains sédimentaires non métamorphiques apparaissant :

- soit à la faveur de petits bassins, à remplissage d'âge stéphanien et/ou tertiaire, tels ceux de Sainte-Foy-l'Argentière et de Tartaras ;
- soit en bordure du bassin sédimentaire tertiaire de Montbrison, « limagne » dont la limite orientale passe à hauteur de Saint-Galmier où émergent les sources minérales de Badoit.

L'entité métamorphique la plus vaste est celle des monts du Lyonnais, qui constitue l'ossature de l'assemblage géologique régional. Au Nord-Ouest et au Sud-Est, ce complexe, composé de sédiments et de granites métamorphisés, est en contact tectonique avec la série paléovolcanique de la Brévenne et avec celle du Pilat.

Les roches granitiques intrusives sont représentées par les massifs de Soucieu, de Saint-Héand, de Saint-Galmier, de Salt-en-Donzy et de Saint-Laurent-de-Chamousset, qui ont recoupé les terrains métamorphiques à des époques diverses de l'évolution géologique.

## ABSTRACT

The map area of the 1:50,000-scale Saint-Symphorien-sur-Coise sheet is located to the east of the French Massif Central in the internal zone of the Variscan belt, which developed between 450 Ma and approximately 270 Ma (Burg and Matte, 1978; Autran and Cogné, 1980; Bard *et al.*, 1980; Brun and Burg, 1982; Autran, 1984; Matte, 1986; Ledru *et al.*, 1989, 1994a,b; Gardien *et al.*, 1990; Malavieille *et al.*, 1990). The area has been subjected to tangential, transcurrent

and extensional tectonics, responsible for the present terrane assemblage.

The lithological column is geometrically made up of three geological entities from the base to the top (fig. 1):

1. The Pilat metamorphic succession consists of paragneiss, micaschist, Cambrian orthogneiss (intruded approximately 550 Ma), and alkaline basic amphibolite. Its early metamorphic evolution is masked by late Variscan extensional tectogenesis associated with intense recrystallization (Gardien *et al.*, 1990; Malavieille *et al.*, 1990).
2. The Lyonnais metamorphic complex is made up of metasediments (lower metasedimentary unit), overlain by amphibolite and leptynite, themselves overlain by Ordovician lamellar orthogneiss (orthogneissic unit, emplaced approximately 500 Ma), and pelitic-rich metasediments (upper metasedimentary unit). These units contain catazonal relics of lenticular form of either mantle (peridotite) or crustal (basic and acid granulite, eclogite) origin.
3. The Brévenne palaeovolcanic succession, interpreted as a monogenic bimodal magmatic suite of mantle origin, was emplaced during the Tournaisian between 360 and 350 Ma in an intra-continental extensional context.

Stratigraphic and palaeogeographic reconstitutions (Milési and Lescuyer, 1989) indicate that this succession was emplaced in a submarine environment. The base is made up of sedimentary rocks with reef limestone intercalations (le Goujet), and/or a magmatic unit of acid composition with submarine lava and associated intrusions. This unit is cut and overlain by intrusive gabbro and dolerite, and by submarine basaltic lava. Finally, this is overlain by siltstone with acid pyroclastic intercalations.

Granites were intruded into these three entities during various stages of the Variscan tectono-metamorphic evolution:

- lamellar, syntectonic granite of Dinantian age (approximately 340 Ma), exposed at Soucieu-Rontalon, St-Héand and Grand-Chemin;
- granitic massifs of Namurian-Westphalian age, exposed at St-Galmier, Salt-en-Donzy and St-Laurent-de-Chamousset;
- microgranite veins.

The Lyonnais metamorphic complex, whose earliest Variscan history is better established than that of the Pilat succession, records the early tectono-metamorphic phases of the Variscan orogeny. Petrologic study of assemblages present in the crustal rocks (paragneiss, basic or acid granulite) or in the mantle rocks (peridotite) (Dufour, 1985; Dufour *et al.*, 1985; Lardeaux and Dufour, 1987; Gardien *et al.*, 1988, 1990; Lardeaux *et al.*, 1989), combined with structural analysis, reveals the following evolution:

1. A high pressure and high temperature metamorphic episode, earlier than the composite regional foliation S1-2, and interpreted as being the result of these rocks having been buried at a subduction

zone, and associated intralithospheric lamination marking the earliest stages in the stacking of the Lyonnais complex. This tangential stacking phase, P0, is recorded by high-pressure relics with residual tectonic banding Sx and stretching lineation Lx.

2. The following stage consists of the tectonic folding phases P1 and P2 during which the rocks buried in the previous stage were raised due to uplift and erosion, and suffered retrograde metamorphism. At this time, the whole of the Lyonnais domain underwent coaxial deformation and, in places, anatexis synchronous with either P1 ou P2. The composite regional foliation S1-2 developed at this stage under MP-HT metamorphic conditions, defined in the gneissic formations by the assemblage of biotite, sillimanite, potassic feldspar and garnet.
3. The ultimate metamorphic event recognized in the Monts du Lyonnais is synchronous with the P3 tectonic phase. This phase is important for the following reasons : on the one hand, it marks the beginning of the tectono-metamorphic evolution of the Brévenne succession, recorded by deformation episodes D1 and D2 (Feybesse *et al.*, 1988); and on the other hand, it played a major part in the stacking of the geological entities.

The P3 tectonic phase took place in the Dinantian, between 350 and 340 Ma according to dating of the metamorphism (Costa *et al.*, 1989); it is manifested :

- firstly by thrust tectonics responsible for the joining together of the Lyonnais domain with the Brévenne succession (D1 deformation episode of this entity) and the Pilat succession;
- secondly by dextral strike slip faulting, associated with lamellar syntectonic granites of Dinantian age (339 Ma; Gay *et al.*, 1981), associated with folds of a mapping-scale (P3 folds in the Lyonnais domain, and P2 folds in the Brévenne succession [D2 deformation episode of this entity]).

In the Lyonnais, at the contact with the overlying Brévenne succession, the metamorphism synchronous with P3 is marked by a decrease in temperature and a moderate increase in pressure compared to P1 and P2. This metamorphism is particularly defined by the association of staurolite + kyanite + muscovite + chlorite (MP-MT metamorphism; Delfour *et al.*, 1989).

However, at this stage, prograde metamorphism began in the Brévenne succession, the highest grade marked by hornblende.

In the Pilat succession, metamorphism related to this tectonic activity corresponds to relic paragenesis with garnet and staurolite ± kyanite, as recorded by V. Gardien (1990); thermobarometric analysis indicates a higher pressure than that for the Lyonnais paragneiss, evidence which confirms thrusting of the Lyonnais onto the Pilat succession at this stage.

4. At about 322 Ma (Costa *et al.*, 1989), an extensive phase took over (Gardien *et al.*, 1990; Malavieille *et al.*, 1990), characterized

by a ductile stage leading progressively into a brittle stage. The ductile stage is particularly well represented in the southeast of the St-Étienne basin and can be traced up to the Lyonnais/Pilat contact. The brittle stage is marked by normal faults which cut the Lyonnais/Pilat contact.

These extensional structures are cut by microgranite dykes which seem to have been controlled by sinistral strike slip movements. These microgranitic intrusions are discordantly overlain by early Stephanian sediments with deposition in the Ste-Foy-l'Argentière and La Giraudière (or St-Étienne?) transtensional basins controlled by NE-SW dextral strike slip movement (and/or by normal faulting in the St-Étienne basin).

Structural deformation continued with N-S dextral and NNE-SSW sinistral strike slip faulting, followed by NW-SE sinistral strike slip faulting.

On a regional scale, tectono-metamorphic evolution comes to an end with the end-Eocene to Miocene tectonics, causing the final changes to the arrangement of the horst blocks located between the Neogene troughs of Montbrison in the west, and Bresse in the east.

The Saint-Symphorien-sur-Coise map area is of specific interest due to it containing evidence of almost all the evolutionary tectonic and metamorphic stages of the internal Variscan zone :

- early stages : subduction between 450 and 400 Ma, and high pressure catazonal metamorphism and then intra-lithospheric lamination at the onset of collision (before 380 Ma);
- intermediate Variscan MP-HT metamorphism between 400 and 360 Ma, associated with «uplift» and coaxial deformation (phases P1 and P2 of the Lyonnais domain);
- between 360 and 340 Ma, stage of lateral convergence with creation of the extensional areas (Brévenne), thrusting (Lyonnais being joined with the Pilat and Brévenne successions), and dextral strike slip faulting;
- late Variscan extensional tectonics affecting the Pilat succession and end-Variscan strike slip movement between 322 and 295 Ma, and possibly even 270 Ma.

## INTRODUCTION

Située dans le Nord-Est du Massif central, au SSW de la ville de Lyon et au Nord-Ouest de l'agglomération stéphanoise, la carte Saint-Symphorien-sur-Coise recouvre la terminaison sud des monts de Tarare, une grande partie des monts du Lyonnais, et la terminaison nord-est du bassin de Saint-Étienne.

C'est une région au relief contrasté située aux confins des bassins de la Loire et du Rhône dont la ligne de partage des eaux chemine entre Yseron et Saint-Christo-en-Jarez. Elle est drainée principalement par les vallées de la Brévenne, de la Coise, de l'Artille et du Bozançon.

D'un point de vue géologique, la carte se subdivise en trois entités géologiques principales : la série du Pilat au Sud-Est, le complexe métamorphique du Lyonnais au centre et, au Nord-Ouest, la série de la Brévenne (fig. 1).

Ces entités s'insèrent dans une région clé pour la compréhension de l'évolution géologique du Massif central et plus généralement de la chaîne varisque. En effet, la partie nord-est du Massif central donne accès à la quasi-totalité des événements tectoniques, métamorphiques, et magmatiques qui jalonnent l'évolution de cette partie de la chaîne :

- stades précoces :
  - *subduction*, vers 450 Ma, contemporaine de l'évolution métamorphique prograde scellée dans les reliques catazonales du domaine lyonnais,
  - puis/et *laminations intralithosphériques* éocollisionnelles, marquant la première étape de l'édification de la pile lithologique du domaine lyonnais ;
- métamorphisme HT-MP médiovarisque, développé entre 400 et 360 Ma, pendant les phases tectoniques P1 et P2 du Lyonnais, ce stade correspondant à l'évolution métamorphique rétrograde du bâti lyonnais ;
- entre 360 et 340 Ma, stade de convergence (latérale?) avec développement :
  - vers 360 Ma, d'aires distensives, probablement en contexte trans-tensif (?), telle celle de la Brévenne,
  - puis de chevauchements (synchrones de l'épisode de déformation D1 et de la phase tectonique P3 définis respectivement dans la série de la Brévenne et dans le domaine lyonnais), responsables de l'accolement du domaine lyonnais avec les séries du Pilat et de la Brévenne,
  - de grands décrochements dextres, telle la zone de cisaillement sud-lyonnaise, synchrones d'un plissement régional (plis P3 du domaine lyonnais et P2 de la série de la Brévenne) ;
- entre 322 et 295 Ma (voire 270 Ma?), détachement du Pilat et décrochements tardi-varisques, qui sont le moteur probable de l'individualisation des bassins stéphaniens.

**Fig. 1**

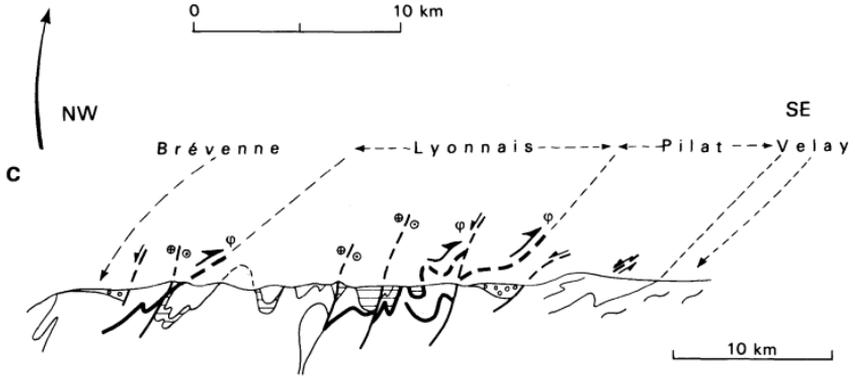
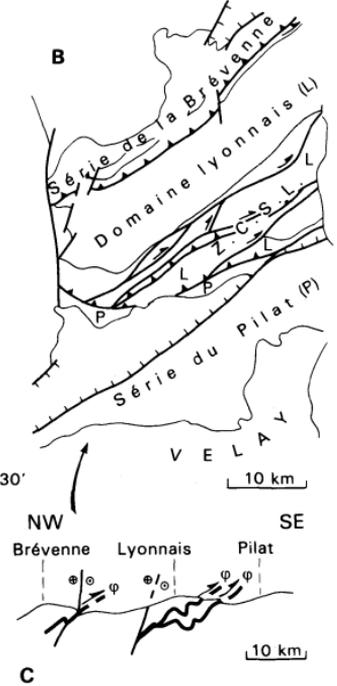
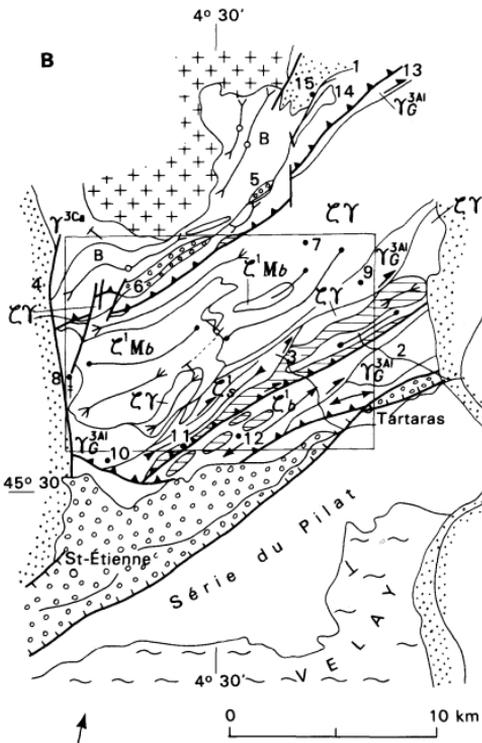
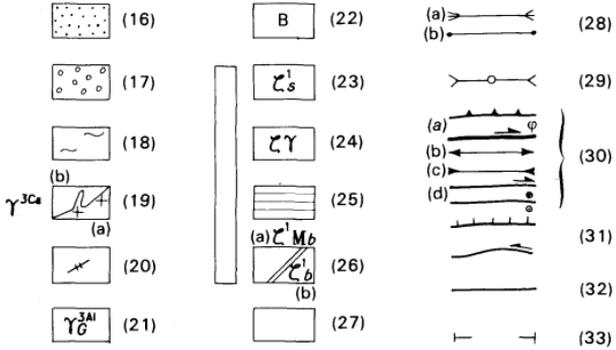
**A : schéma de localisation**

**B : schéma lithostructural régional**

**C : coupes lithostructurales schématiques**

**LÉGENDE**

- 1 : Brévenne (riv.)
- 2 : Artille (riv.)
- 3 : Bozançon (riv.)
- 4 : Bassin de Montbrison
- 5 : Bassin de la Giraudière
- 6 : Bassin de Ste-Foy-l'Argentière
- 7 : Yseron
- 8 : St-Galmier
- 9 : Rontalon
- 10 : St-Héand
- 11 : St-Christo-en-Jarez
- 12 : St-Romain-en-Jarez
- 13 : Granite de Grand-Chemin
- 14 : Gneiss d'Éveux
- 15 : L'Arbresle
- (16) et (17) : **Couverture sédimentaire**
- (16) : Post-Paléozoïque
- (17) : Carbonifère
- (18) : Complexe migmatitique vellave
- (19) et (20) : **Granites namuro-westphaliens**
- (19) : Granites ; a : de St-Laurent-de-Chamousset ; b : de Salt-en-Donzy
- (20) : Granite de St-Galmier
- (21) : Granites syncinématiques d'âge viséen inférieur
- (22) : Série de la Brévenne
- (23) à (26) : **Domaine lyonnais**
- (23) : Ensemble métasédimentaire sommital
- (24) : Ensemble orthogneissique
- (25) : Amphibolites, gneiss à amphibole et ortholeptynites
- (26) : Ensemble métasédimentaire basal, a - migmatites ; b - paragneiss
- (27) : Série du Pilat
- (28) : a - synclinorium ; b - anticlinorium lié à la phase tectonique P2 du domaine lyonnais
- (29) : Synforme P2 liée à la phase tectonique D1-2 définie dans la série de la Brévenne
- (30) : a - chevauchement ; b - antiforme ; c - synforme et d - décrochement dextre liés à la phase tectonique P3 définie dans le domaine lyonnais.
- Z.C.S.L. - zone de cisaillement sud-lyonnaise
- (31) : Faille normale liée au détachement du Pilat
- (32) : Faille indifférenciée
- (33) : Position de la coupe C



Commencés à la fin de l'année 1987, les levés de terrain se sont achevés début 1990. Ils ont été menés avec la répartition suivante :

- J.M. Lardeaux (université de Lyon) et V. Gardien (E.T.H., Zürich), pour les terrains métamorphiques du domaine lyonnais de la moitié orientale de la carte, excepté l'angle sud-est levé par J.M. Peterlongo (université de Clermont-Ferrand);
- Y. Kerrien (BRGM), pour la couverture sédimentaire stéphanienne (bassin de Sainte-Foy-l'Argentière) et cénozoïque; J.F. Becq-Giraudon (BRGM), pour le bassin stéphanien de Tartaras;
- les granites de Saint-Laurent-de-Chamousset et de Salt-en-Donzy, le granite de Saint-Galmier et les terrains métamorphiques du domaine lyonnais de la moitié occidentale du territoire de la carte ont été levés par M. Tegye (BRGM), pour la moitié est, et J.L. Feybesse (BRGM), pour la moitié ouest;
- le levé de la série de la Brévenne a été assuré par J.L. Feybesse et M. Tegye.

Dans cette région, de nombreux travaux, concernant tant le socle lyonnais que la série de la Brévenne, se sont succédé. De plus, de nombreuses recherches minières ont été menées récemment par le BRGM dans la série de la Brévenne et dans le socle lyonnais. Parmi les travaux scientifiques les plus récents, on citera (*cf.* bibliographie) :

- l'analyse thermobarométrique des paragenèses métamorphiques, qui a permis à l'équipe de l'École normale supérieure de Lyon de définir l'évolution métamorphique du socle lyonnais;
- les études pétrologiques, métamorphiques, structurales, géochimiques, volcanologiques et gîtologiques, qui ont permis aux chercheurs du BRGM de reconstituer le cadre géographique et géodynamique, la stratigraphie et l'évolution tectono-métamorphique de la série de la Brévenne.

L'équipe chargée du levé et de la rédaction de la notice a mené ses recherches avec le souci de préciser :

- les lithologies métamorphiques et leur origine anté-orogénique;
  - l'évolution structurale et métamorphique des entités géologiques;
- et de replacer les phénomènes observés dans le cadre géodynamique général.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### *PALÉOZOÏQUE*

#### **Série du Pilat**

La série du Pilat est située entre le complexe migmatitique du Velay au Sud (feuille Saint-Étienne) et le complexe métamorphique du Lyonnais au Nord. Elle est composée de micaschistes alumineux, de gneiss leptynitiques, d'orthogneiss et de rares amphibolites.

Cette série n'apparaît qu'à l'extrême Sud-Est de la carte où elle est représentée par des **gneiss à deux micas** ( $\zeta\rho$ ) dans lesquels des sillons de leucogranites syntectoniques sont boudinés (Chenevoy, 1964; Ravier et Chenevoy, 1996), et des **micaschistes « à minéraux »** ( $\xi$ ).

### Complexe métamorphique du Lyonnais

Composé de terrains antédévonien, le complexe métamorphique des monts du Lyonnais est l'une des trois grandes entités géologiques régionales.

Constituée en majeure partie de roches gneissiques rubanées à biotite-sillimanite (Peterlongo, 1960), cette entité est un assemblage de roches orthogneissiques et métasédimentaires contenant des lentilles de roches mantelliques (péridotites) et des reliques catazonales de composition et d'origine variées, au nombre desquelles on compte des éclogites, des granulites acides et basiques et des gneiss kinzigitiques (Dufour, 1982, 1985; Lardeaux et Dufour, 1987; Lardeaux *et al.*, 1989; Gardien *et al.*, 1988, 1990).

La pile lithologique, qui a été reconstituée à l'occasion du levé de cette carte, sera argumentée plus loin; succinctement, elle est composée de la base au sommet (au sens géométrique): (1) d'un ensemble métasédimentaire basal (métagrès-pélites et grauwackes); (2) d'un ensemble composite (orthoptynites, amphibolites et roches spatialement associées); (3) d'un ensemble orthogneissique lamellaire; et (4) d'un ensemble métasédimentaire sommital (méta-pélites).

Au cours de leur histoire, ces roches ont subi une anatexie plus ou moins intense qui s'est manifestée à des moments divers de l'évolution tectono-métamorphique du domaine lyonnais.

Ces roches migmatitiques sont situées structurellement à différents niveaux de la pile; elles présentent une trame gneissique plus ou moins envahie par des mobilisats. Quand la fusion partielle a été importante, la trame initiale para- ou orthogneissique n'est plus identifiable que par la minéralogie, l'abondance relative des minéraux et la composition chimique globale ou la persistance de paléosomes.

L'aspect de ces roches peut-être très varié suivant :

- la nature de la roche originelle (pélites, grauwackes, métagranites, amphibolites,...);
- le taux de fusion partielle;
- l'intensité de la déformation syn- ou post-anatectique.

Dans cette étude, les descriptions reprendront ces critères auxquels nous ajouterons : (1) la place dans l'évolution tectonique et métamorphique du domaine lyonnais (liaison anatexie-déformation); et (2) la position dans la pile lithologique.

## Ensemble métasédimentaire basal

Cet ensemble est composé de métagrésos-pélites surmontées par des métagrauwackes.

Au cours de la phase tectono-métamorphique P2 du domaine lyonnais (cf. « Évolution tectono-métamorphique »), les *métagrésos-pélites* ont subi à des degrés divers une fusion partielle plus ou moins poussée. Ainsi, de ce point de vue, on distingue :

- des métagrésos-pélites très fortement migmatitisées, situées globalement au cœur de l'anticlinorium de Saint-Symphorien-sur-Coise (voir la carte et le schéma structural présenté avec celle-ci);
- des paragneiss grésos-pélitiques, localisés au Sud-Est de la carte, au cœur de l'anticlinorium de Saint-Romain-en-Jarez (voir la coupe présentée avec la carte). Ces roches, situées au même niveau de la pile lithologique que les migmatites précédentes, sont néanmoins peu affectées par l'anatexie et conservent le plus souvent l'aspect typique de paragneiss.

Les *métagrauwackes* sont pour l'essentiel très migmatitiques; de fréquents panneaux peu ou pas migmatitiques (paléosomes) ont été néanmoins observés.

ζ<sup>1</sup>Mb. **Métagrésos-pélites migmatitiques (« migmatites à cordiérite de Saint-Symphorien-sur-Coise »)**. Ces migmatites à cordiérite, grenues, dites de « type Saint-Symphorien-sur-Coise », dérivent pour l'essentiel de roches pélitiques. Très développées à l'Ouest de la carte, formant le cœur de l'anticlinorium de Saint-Symphorien-sur-Coise, elles apparaissent sous forme de roches massives à texture souvent équante, à « taches » sphériques de cordiérite, très sombres et bleutées lorsqu'elles sont fraîches. Souvent d'aspect granitique en raison d'un taux de fusion extrêmement fort et d'une faible déformation de phase P2, elles passent sur les flancs de l'antiforme (et localement, à l'intérieur du « massif », dans des couloirs de structuration) à des roches plus structurées, à restites (S1 relictuelle) et à « taches » aplaties disposées dans la schistosité S2.

Les migmatites grenues réapparaissent sporadiquement au sein des métagrauwackes, à la faveur d'intercalations pélitiques (au Sud-Est de Garde-Milon, à l'Est de Saint-Médard). Elles semblent par contre absentes à l'Est de la carte.

Le faciès grenu le plus typique, visible dans la région de Saint-Symphorien, est riche en cordiérite sous forme de cristaux millimétriques, parfois groupés en nodules centimétriques, dans une matrice quartzo-feldspathique à biotite. Cette dernière forme localement des amas et restites qui soulignent une foliation fruste.

En lame mince, la texture varie de grenue, isotrope et hypidiorphte (les feldspaths, parfois la cordiérite, présentant une tendance automorphe), à granoblastique plus ou moins hétérogranulaire, et

granolépidoblastique dans les faciès légèrement foliés. Les cristaux les plus gros, généralement plurimillimétriques, sont d'orthose, de plagioclase et de cordiérite (parfois de quartz), tandis que la biotite, la sillimanite, la muscovite (et souvent le quartz) sont inframillimétriques.

La composition modale moyenne des anatexites grenues à cordiérite a été établie par E. Dufour (1982) : quartz (25,5 %), orthose (17,2 %), oligoclase (9,6 %), biotite (15,6 %), chlorite (1,7 %), cordiérite (20 %), muscovite (6,7 %), minéraux opaques (2,2 %), sillimanite (1 %), grenat + zircon + allanite (0,5 %). La faible teneur en plagioclase (de l'ordre de 10 %) est compatible avec un protolite sédimentaire de type shales gréseux mais exclut les grauwackes.

Le quartz (souvent xénomorphe et granoblastique) occupe surtout une position interstitielle entre le feldspath et la cordiérite ; il forme aussi des gouttelettes au sein de l'orthose, de la cordiérite, plus rarement du plagioclase (où il peut renfermer lui-même des aiguilles de sillimanite).

Le plagioclase (An 16-23) est souvent subautomorphe ; de rares granules de grenat y sont inclus, et plus fréquemment des aiguilles de sillimanite. La muscovite se développe tardivement, en amas lamelleux désordonnés, dans les roches les plus altérées.

La biotite, brun-rouge, est en lamelles équantes, localement groupées en assemblages légèrement orientés ; elle est parfois légèrement chloritisée. Sa composition est celle d'une biotite *s.s.*, plus ferrifère et alumineuse que les biotites des différents granitoïdes de la carte (*cf.* fig. 5, 6, 7).

Le feldspath potassique — orthose finement perthitique, en cristaux xénomorphes à subautomorphes — est pœcilitique autour de quartz, oligoclase, biotite, grenat, sillimanite, zircon et opaques. Il est parfois frangé de petits cristaux de plagioclase et/ou de myrmékites.

La cordiérite forme des cristaux xénomorphes à subautomorphes, souvent pœciloblastiques, et par endroits tendant à souligner un rubanement. Elle inclut du quartz, du zircon, quelques biotites et minéraux opaques, et souvent une quantité importante de fines aiguilles de sillimanite. Son altération en pinite est très variable.

Les minéraux accessoires sont : le zircon, fréquent et de formes variables ; la sillimanite, localement abondante, en fibres dans la cordiérite et plus ou moins associée à de la biotite ; le grenat, en grains arrondis ou en atolls au sein du plagioclase ; l'apatite, l'ilménite, et le rutile sous forme de sagénite dans la biotite.

Le faciès « à structuration plus marquée » apparaît sur les flancs de l'anticlinorium de Saint-Symphorien-sur-Coise. Lorsqu'on s'éloigne du cœur de l'anticlinorium, les migmatites à cordiérite acquièrent une structuration de plus en plus marquée.

Les migmatites grenues passent à des roches à taches aplaties dans la foliation S2, puis à des migmatites orientées dont l'aspect structuré est lié à la foliation S1 mieux préservée et réorientée par la déformation P2, la structuration étant principalement soulignée par des amas biotitiques. Les leucosomes ou les paléosomes, totalement fondus,

ont cristallisé après la phase P1 et leur faible déformation témoigne que S2 est restée très modérée.

En lame mince, ces amas biotitiques orientés se présentent sous forme de rubans discontinus à texture granolépido-blastique, et sont associés à des assemblages fibreux de sillimanite plus ou moins plissotés, inclus dans les poëciloblastes de cordiérite; en dehors de ces rubans, la cordiérite est associée à des feldspaths subautomorphes et à du quartz granoblastique, la texture se rapprochant de celle des migmatites grenues.

Plusieurs reliques de disthène (relique du métamorphisme granulitique) ont été analysées (à la sonde RAMAN) dans des feldspaths :

— dans un grand feldspath potassique, le cristal de disthène étant « blindé » dans du plagioclase (oligoclase), au sein d'une migmatite foliée à cordiérite-sillimanite provenant d'une zone proche du contact avec l'orthogneiss (Nord-Est de Saint-Symphorien, affleurement de la Grange-Salomon);

— dans de grands cristaux d'oligoclase, par exemple près de Lamure et à l'Est de Hurongues, sur le flanc nord de l'anticlinorium de Saint-Symphorien-sur-Coise, à proximité des orthogneiss.

La nature originelle de ces migmatites à cordiérite est déduite de leur composition chimique très alumineuse; il s'agit d'anciennes pélites, plus ou moins riches en matériel argileux et quartzo-feldspathique (Serrano, 1979; Dufour, 1982). La teneur en plagioclase, constamment inférieur à 10 %, permet d'étendre cette attribution aux faciès non analysés et exclut qu'il puisse s'agir d'une série avec une proportion notable de grauwackes.

**δ. Amphibolites banales indifférenciées.** Ces roches affleurent en lentilles métriques au sein des métagrésos-pélites migmatitiques. En lame mince, elles présentent une foliation (pas de texture magmatique relictuelle) soulignée par les minéraux de métamorphisme. Elles sont composées de hornblende brune, de plagioclase et contiennent du sphène comme minéral accessoire.

**ζ<sup>1</sup>b. Paragneiss grésos-pélitiques à biotite, sillimanite, grenat.** Ces roches sont constituées essentiellement de quartz, plagioclase, feldspath potassique, grenat, biotite et silicates d'alumine. Leur composition chimique indique une origine paradérivée de type grauwackes et shales (tabl. I, en annexe).

Un gradient de déformation finie conduit à la coexistence de paragneiss peu déformés et de paragneiss foliés. Dans les zones les moins déformées, les roches montrent souvent des textures de type coronitique (Gardien *et al.*, 1990) qui permettent de reconnaître la succession paragénétique suivante :

quartz + plagioclase + feldspath potassique I + grenat + disthène  
+ rutile + biotite;

quartz + plagioclase + biotite + sillimanite (prismatique et fibrolitique) + ilménite + cordiérite + feldspath potassique 2 ;  
quartz + plagioclase + muscovite + chlorite + ilménite.

Dans les zones foliées, la structure plano-linéaire majeure est soulignée par un assemblage à quartz + plagioclase + biotite + sillimanite + feldspath potassique. Localement, une anatexie partielle est bien développée et la structure planaire disparaît au profit d'une texture granoblastique. Dans ces faciès anatectiques, des porphyroblastes (0,5 à 4 mm) de cordiérite et de feldspath potassique englobent les phases préexistantes et en particulier le grenat, la sillimanite et la biotite.

Ces roches ont fait l'objet d'études minéralogiques détaillées (Gardien *et al.*, 1990) qui ont montré que la succession paragénétique reconnue reflète une évolution rétomorphique depuis les conditions du faciès « granulite de haute pression » jusqu'aux conditions du faciès des « schistes verts ».

$\zeta^2$ Mb. **Métagrauwackes migmatitiques.** Cette formation affleure au toit des métagrésos-pélites, notamment sur le flanc méridional de l'anticlinorium de Saint-Symphorien-sur-Coise (fig. Ib)\*. Elles forment aussi une bande beaucoup plus étroite, au Nord de l'anticlinorium, et affleurent dans la région de Châtelus à la faveur du repli antiforme d'une synforme liée à la phase P2 et à cœur d'orthogneiss migmatitiques (fig. II ; voir aussi la coupe et le schéma structural de la carte). Vers l'Est, elles s'enfoncent sous les orthogneiss sus-jacents.

Cette formation est en fait l'équivalent, pour un protolite métagrauwackeux, des migmatites de Saint-Symphorien-sur-Coise : elle présente souvent le même taux de fusion et s'apparente à ces roches par ses teneurs en Cr, V, Ni (*cf.* « Conditions de formation des entités géologiques »). Mais, contrairement aux migmatites de Saint-Symphorien-sur-Coise, une orientation relique, soulignée par des micropaléosomes (traînées de biotite, restites), subsiste. Fréquemment cette orientation est transposée et amplifiée par la schistosité S2 (foliation composite S1-2).

Ces migmatites, plus feldspathiques que les précédentes, sont d'aspect très « granitique » et de teinte gris-beige dominante. Elles résultent de l'anatexie intense de paragneiss grauwackeux (les paléosomes présentent une foliation antérieure à l'anatexie). Elles renferment des panneaux préservés de gneiss plagioclasiques à biotite, sillimanite ± grenat (paléosomes), qui attestent de l'origine métagrauwackeuse de cette formation souvent très fondue.

On observe parfois un faciès « de transition » entre migmatites riches en feldspath et migmatites à cordiérite ; il s'agit de migmatites

\* Les figures I à VI sont présentées en annexe (dépliant).

foliées et rubanées à néosomes quartzo-feldspathiques et à mélanosomes composés de biotite, sillimanite, avec un peu de cordiérite.

En lame mince, les métagrauwackes migmatitiques présentent une texture qui varie suivant le taux de fusion que ces roches ont subi :  
— dans les faciès riches en mélanosomes, la texture est granolépido-blastique planaire, plus ou moins rubanée (= foliation S1 relictuelle et S2 néoformée);

— dans les diatexites, la texture est à tendance grenue hypidiomorphe, orientée, les lamelles de biotite recristallisant dans le plan de foliation, parallèlement aux restites lépidoblastiques (à biotite  $\pm$  sillimanite). Dans les faciès les plus rubanés, on observe un contraste important dans la taille du grain, entre les leucosomes à grands cristaux de quartz et de feldspath (présentant localement une texture pegmatoïde) et les mélanosomes ou paléosomes de grain fin, inframillimétrique.

La composition minéralogique des métagrauwackes migmatitiques, de type diatexite, est la suivante, par ordre d'abondance décroissante : oligoclase et quartz, biotite, sillimanite, feldspath potassique, muscovite accessoire, apatite, zircon, rare grenat.

Dans ces roches, les néosomes sont constitués de plagioclase sous forme de cristaux tabulaires, subautomorphes, tandis que le quartz est en plages polycristallines et le feldspath potassique xénomorphe et interstitiel. La biotite, en grandes lamelles brunes à inclusions de zircon, est surtout interstitielle, mais elle se trouve aussi sous forme de petits cristaux inclus dans le plagioclase. Les cristaux xénomorphes et trapus d'apatite sont généralement associés à la biotite. La muscovite, peu abondante, est interstitielle et tardive.

Les restites ou mélanosomes sont riches en biotite, en groupes lamelleux plus ou moins xénomorphes, incluant des amas fibreux de sillimanite allongés dans le plan de foliation. Du plagioclase est interstitiel et, localement, de la cordiérite a été observée.

Lorsque la roche est très rubanée, elle est composée d'une alternance millimétrique à centimétrique de néosomes quartzo-plagioclasiques (leucotonalitiqes) et de mélanosomes à biotite-sillimanite ( $\pm$  cordiérite, localement). Dans les faciès sans cordiérite, aux épontes des leucosomes, les mélanosomes se chargent en feldspath potassique et en bourgeons myrmékites.

$\zeta^2$ **b. Métagrauwackes peu ou pas migmatitiques (paléosomes).** D'une manière générale, ces paléosomes sont nombreux et de taille décimétrique à kilométrique. Ils affleurent au sein des migmatites précédentes où ils soulignent, par endroits (autour de Chevrières, de Saint-Médard, et d'Avezieux) des plis liés à la phase P2.

Ces paragneiss plagioclasiqes sont constitués essentiellement de biotite, plagioclase, quartz, sillimanite (fibrolite), parfois cordiérite.

## **Amphibolites et ortholeptynites**

Cette formation composite est constituée d'ortholeptynites et d'amphibolites massives ou rubanées, associées localement à des gneiss à amphibole ou à pyroxène.

Ces roches, situées entre l'ensemble métasédimentaire de base et l'ensemble métagranitique, peuvent être intimement associées (les amphibolites apparaissant en lentilles dans les leptynites) ou en masses plus importantes et séparées, situées au même niveau structural (ortholeptynites de Chaussan, amphibolites et leptynites de la « bande de Riverie »).

Cette formation affleure en deux secteurs principaux :

- au Nord, au contact Lyonnais/Brévenne ;
- au Sud et au Sud-Est de la carte, entre Saint-Christo-en-Jarez et Mornant (« bande de Riverie »).

En dehors de ces deux secteurs, elle réapparaît sporadiquement, intercalée entre l'ensemble métasédimentaire de base et l'ensemble orthogneissique.

D'une manière générale, dans tout le Nord-Est du domaine lyonnais, cette formation affleure à la faveur de replis P2 et/ou P3. Ce type de gisement explique l'apparente intercalation de ces roches dans les formations paradérivées et rend la cartographie difficile en raison des conditions d'affleurement insuffisantes.

$\delta\lambda^2$ . **Amphibolites, ortholeptynites, gneiss à amphibole ou pyroxène (contact Lyonnais/Brévenne)**. Ces roches affleurent au mur géométrique de l'orthogneiss, sur le flanc nord du synclinorium, lié à la phase P2, de Chazelles-sur-Lyon (fig. III ; voir aussi coupe et schéma structural de la carte).

Il s'agit d'un niveau discontinu, concordant avec la foliation régionale et d'épaisseur variable. Ce niveau, bien qu'il ait déjà été remarqué dans la région de Courzieu et, plus au Nord, à l'Ouest de Lentilly, n'a pas été cartographié sur la carte Tarare. Il est composé d'amphibolites feldspathiques à lentilles et porphyroclastes plagioclasiques, d'amphibolites rubanées, de gneiss amphiboliques à grenat, de gneiss à lits de pyroxènes et d'ortholeptynites.

Les amphibolites, nous le verrons, sont très différentes d'un point de vue pétrographique et géochimique de celles de la série de la Brévenne. Par contre, comme les gneiss, elles s'apparentent pétrographiquement à certains faciès décrits dans la « bande de Riverie ».

À l'Ouest, entre la Pierre-Blanche et la Pierre-Bleue, et à Viricelles, le niveau, composé respectivement de leptynites à lentilles d'amphibolites et d'ortholeptynites, est préservé pour partie de la mylonitisation liée à l'accident dit du « contact Lyonnais/Brévenne » tout proche.

De ce fait, la foliation S1-2 et la texture typique, observées dans des faciès similaires de la « bande de Riverie », ont été conservées.

Par contre, en dehors de ces secteurs, les roches ont été fortement mylonitisées. C'est le cas en particulier à Montromant, où la mylonitisation rend difficile l'identification de la formation. En cet endroit, les amphibolites sont très hétérogènes et, à taux de déformation égal, n'ont pas les faciès typiques de la Brévenne. L'étude cartographique détaillée et une étude pétrographique comparant les amphibolites de Montromant avec celles du domaine lyonnais et de la série de la Brévenne, a permis de montrer que cette hétérogénéité résultait d'un mélange tectonique d'amphibolites d'origine différente :

- des métagabbros de la série de la Brévenne ;
- des amphibolites rubanées à lentilles et clastes feldspathiques du domaine lyonnais.

Au total, dans cette formation du contact Lyonnais/Brévenne, quatre types de roches ont été répertoriés. Les particularités texturales et minéralogiques de ces différents types pétrographiques se résument de la façon suivante.

● ***Amphibolites feldspathiques plus ou moins leucocrates (amphibolites et leptynites à amphibole)***. Il s'agit principalement d'amphibolites gneissiques et rubanées, plus largement plagioclasiques et moins homogènes que les metabasites de la Brévenne qui peuvent inclure des niveaux nettement leucocrates (leptynites à biotite et leptynites à amphibole).

Elles sont fréquemment associées aux niveaux d'amphibolites migmatitiques et correspondent à un type pétrographique largement représenté parmi les amphibolites du domaine lyonnais (Blanc, 1981). Leur texture est granoblastique, généralement hétérogranulaire, à schistosité mylonitique marquée.

La paragenèse est à plagioclase, amphibole, quartz, sphène ± biotite ± chlorite ± épidote et opaques.

Le plagioclase (oligoclase-andésine) est principalement sous forme de porphyroclastes (millimétriques à centimétriques) partiellement séricitisés, aux formes émoussées, allongés dans la foliation et granulés ; leurs fractures sont cicatrisées par du quartz ; ils incluent parfois de l'amphibole et des gouttelettes de quartz. Le plagioclase est aussi présent dans la matrice granonématoblastique, moulant les porphyroclastes, associé à l'amphibole et au quartz.

L'amphibole est plus ou moins abondante selon les rubans, sous forme de cristaux xénomorphes peu ou non zonés, extrêmement étirés dans le plan de schistosité (ils soulignent la linéation d'étirement) et parfois frangés de chlorite. Il s'agit d'une hornblende magnésienne à tschermackitique (la zonation chimique, très faible, mesurée entre le cœur et la bordure des amphiboles, montrant une évolution du rapport Fe/Mg et de la teneur en AlVI, inverse de celle qui existe dans les

amphiboles des métagabbros de la Brévenne). Les amphiboles contiennent de fréquentes inclusions de plagioclase, de quartz, de sphène.

Le quartz forme des rubans granoblastiques discontinus allongés dans la schistosité, et ceinture fréquemment les clastes de plagioclase.

La biotite, peu abondante dans les amphibolites, forme le ciment de niveaux leptyniques riches en clastes de plagioclase (+ quartz et opaques, accessoires), interstratifiés dans les amphibolites.

L'épidote, généralement rare, peut néanmoins former des « lits » plus ou moins boudinés, associés aux leptynites à biotite interstratifiées dans les amphibolites rubanées.

Le sphène, l'apatite, les minéraux opaques (oxydes de fer et pyrite) complètent cette paragenèse, ainsi que le zircon et l'épidote qui sont plus rares.

Ces séquences d'amphibolites-leptynites ( $\pm$  épidotites) auraient une origine sédimentaire ou volcano-sédimentaire; des séquences de ce type sont décrites dans le groupe leptyno-amphibolique (Blanc, 1981).

Pétrographiquement identique à ces amphibolites très plagioclasiques, une roche provenant de la carte Tarare (Courzieu) et du même niveau structural, a été datée par S. Costa (Costa *et al.*, 1989) à 380 Ma par la méthode  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  sur amphibole. Cet âge aurait été obtenu sur des amphiboles reliques épargnées par la mylonitisation de l'accident, et représenterait celui du métamorphisme barrowien HT-MP anté-P3 du domaine lyonnais (J.M. Lardeaux, comm. orale; Costa *et al.*, 1989).

● **Amphibolites migmatitisées.** Le rubanement de ces amphibolites correspond à des alternances irrégulières de niveaux sombres (prédominants), riches en amphiboles, et de « lits » quartzo-plagioclasiques plus ou moins plissotés, d'épaisseur souvent millimétrique et renferment des lentilles et porphyroclastes centimétriques épars de plagioclase.

Ces amphibolites rubanées à débit en dalles, ressemblent aux amphibolites migmatitisées décrites par D. Blanc (1981) dans les monts du Lyonnais : caractérisées par une diversité de faciès semblable, elles comprennent des amphibolites sombres peu transformées, et des « métatexites à leucosome quartzo-feldspathique, continu ou irrégulier, bordé par un mélanosome amphibolique ».

Ce rubanement est parallèle à la foliation S3 régionale développée dans l'accident du contact Lyonnais/Brévenne et nettement affecté par elle; les porphyroclastes présentent des figures de déformation rotationnelle intense, en particulier des « queues de cristallisation » asymétriques dans les sections parallèles à la linéation, cohérentes avec le sens du cisaillement (ENE) décrit le long de cet accident majeur (Feybesse *et al.*, 1988).

Ces amphibolites sont proches des amphibolites feldspathiques décrites ci-dessus. À l'échelle de l'affleurement, tous les types coexistent, entre des amphiboles sombres, des amphibolites plus feldspathiques et discrètement rubanées à porphyroclastes de plagioclase, et des amphibolites migmatitisées où des leucosomes quartzo-plagioclasiques sont nettement individualisés en rubans plus ou moins larges, bordés

par des mélanosomes amphiboliques. Ces rubans sont concordants avec la foliation et nettement affectés par le cisaillement.

Ces amphibolites présentent la même association minéralogique que le faciès précédent, dont elles diffèrent par la ségrégation des assemblages quartzo-plagioclasiques, et par le rubanement du fond amphibolique plus ou moins mélanocrate, car composé de groupes plus ou moins denses de prismes de hornblende associés au sphène, avec du plagioclase interstitiel. De la biotite apparaît localement, en bordure des rubans amphiboliques.

• **Gneiss amphiboliques à grenat.** Ce faciès, échantillonné au Reynard, au contact du granite syncinématique de Grand-Chemin, est un gneiss amphibolique rubané, à porphyroclastes de plagioclase assez calcique (An 46-56), corrodés par le quartz, dans une matrice granoblastique fortement planaire composée de rubans plus ou moins riches en grands prismes d'amphibole de type magnésio-hornblende, en plagioclase (andésine) et en quartz. Le sphène et les opaques sont fréquents. La biotite est accessoire, associée à l'amphibole. Le grenat, peu abondant, a la composition suivante : almandin (30 %), grossulaire (24 %), spessartine (24 %), andradite (13-17 %), pyrope (6 %).

• **Gneiss à clinopyroxène.** Sur la route d'Aveize à l'Argentière, à quelques centaines de mètres de l'hôpital de l'Argentière, affleurent entre le granite syncinématique de Grand-Chemin et les amphibolites massives de la Brévenne, un gneiss à clinopyroxène associé à des amphibolites rubanées à clastes de plagioclase. Ce gneiss à clinopyroxène est une roche massive et très résistante, de couleur blanc verdâtre.

En lame mince, il apparaît légèrement rubané (pyroxène plus ou moins abondant) et injecté de veines quartzzeuses. Sa texture est granoblastique, hétérogranulaire, le clinopyroxène étant sous forme de poëcilocristaux incluant du plagioclase et du sphène, le plagioclase composant aussi la matrice interstitielle, à tendance mosaïque; le tout est affecté par la déformation mylonitique.

La paragenèse est simple : plagioclase, clinopyroxène, rare amphibole, quartz, sphène et apatite. Le clinopyroxène est une salite (Wo 47-49, En 32-35, Fs 17-19); il est plus ou moins déformé, granulé; quelques rares amphiboles cristallisent dans les fractures. Le plagioclase, de composition intermédiaire (andésine, An 45), est localement séricitisé. Outre ces deux composants principaux, le quartz forme des plages interstitielles et des veines recristallisées, tandis que le sphène est présent en nombreux petits cristaux automorphes; l'apatite est sous forme de quelques grands cristaux fracturés.

Ce type de roche, riche en calcium et magnésium, pourrait dériver de niveaux sédimentaires (dolomies impures), décarbonatés au cours du métamorphisme, donnant un gneiss calco-magnésien.

$\delta\lambda^2$ . **Amphibolites et gneiss amphiboliques (zone Saint-Cristo-en-Jarez—Mornant)**. Il s'agit d'un ensemble de roches très hétérogène du point de vue pétrographique et textural. On passe en effet, de façon très progressive, d'amphibolites sombres et équantes à des amphibolites feldspathiques et à des gneiss amphiboliques à biotite, très nettement foliés. Par ailleurs, les amphibolites sombres comme les gneiss amphiboliques peuvent être affectés d'une forte migmatitisation qui se traduit par l'apparition :

- de métatexites à leucosomes quartzo-feldspathiques et mélanosomes amphiboliques ;
- de diatexites qui conduisent à l'individualisation de roches à textures grenues de type dioritique.

Dans les amphibolites sombres, la texture est en général grano-blastique, rarement nématoblastique. L'amphibole (60 à 70 % de la roche) est une hornblende brune, en général xénomorphe, qui contient de nombreuses inclusions de sphène, d'ilménite, de plagioclase ou de quartz ; au cœur de ces amphiboles il est parfois possible de reconnaître des reliques de clinopyroxène ; quand ces hornblendes sont de grande taille (> 2 mm), elles peuvent être fracturées et alors en partie pseudomorphosées par des associations de type : chlorite + albite + calcite + sphène. Le plagioclase (An 35 à An 55), toujours xénomorphe, contient de nombreuses gouttelettes de quartz et est le plus souvent séricitisé. Les minéraux accessoires les plus courants sont le feldspath potassique, la biotite, le quartz, l'apatite (parfois en gros cristaux de 0,5 mm de diamètre), le zircon, l'ilménite, la pyrite. Enfin, le sphène y est toujours abondant, en grains isolés ou bien en amas dispersés dans la roche.

Dans certaines de ces amphibolites sombres, il est possible de reconnaître des clastes de grenat. De grande taille (> 3 mm), ces minéraux sont le plus souvent fracturés, disloqués et en grande partie remplacés par des associations à chlorite, hornblende, plagioclase et quartz. Ces grenats contiennent de nombreuses inclusions de quartz, plagioclase et ilménite.

Les amphibolites feldspathiques sont des roches où une foliation fruste est observable, et elles sont naturellement plus largement plagioclasiques que les amphibolites sombres. Du point de vue minéralogique on y reconnaît de la hornblende verte ou brune, en grains souvent déstabilisés à leur périphérie.

$\delta\lambda^2$ . **Amphibolites du Fresnay**. En dehors des deux secteurs principaux précédents, la formation réapparaît sporadiquement en lambeau dans un décrochement lié à la phase P3 (des leptynites à intercalations de gneiss calciques ont été observées au moulin des Gouttes) ou intercalée entre l'ensemble métasédimentaire basal et l'ensemble orthogneissique (le Fresnay ; fig. IV ; voir aussi coupe et schéma structural de la carte).

Dans le second cas, les roches, de mêmes types que celles rencontrées dans le niveau de Riverie ou dans celui de la Gachet (carte Saint-Étienne) apparaissent en lentilles boudinées.

δψ. **Amphibolites à reliques écolitiques, amphibologyroxénites.** Des amphibologyroxénites et des écolites (partiellement amphibolitisées) ont été échantillonnés, au Nord des migmatites à cordiérite de Saint-Symphorien-sur-Coise, en limite des orthogneiss. Elles constituent un ensemble de roches sombres, massives, qui forment de très nombreux blocs résistants dans les prés situés entre les fermes du Frenay et du Bresson.

● **Amphibologyroxénites (amphibolites à clinopyroxène).** Ce sont des roches denses et sombres, comportant des rubans clairs plus ou moins continus, concordants avec la foliation et n'excédant pas le centimètre. Ce rubanement correspond à des alternances de niveaux prédominants riches en amphibole-pyroxène, et de niveaux à plagioclase-clinopyroxène-quartz. La texture est granoblastique équigranulaire, les grains ayant des sutures principalement lobées.

La paragenèse est simple : amphibole verte, clinopyroxène vert pâle, quartz, sphène, zircon, apatite et opaques. L'amphibole est une hornblende de type ferro-hornblende à ferropargasitique-hornblende ; elle inclut quelques plagioclases et sphènes. Le plagioclase a une basicité élevée (bytownite : An 78,6-87,7) ; généralement frais, il est envahi par la prehnite le long de microfractures. Le clinopyroxène, de type ferro-salite (Wo 48-49, En 18-20, Fs 31-33), est souvent poëcilitique autour de l'amphibole et du plagioclase.

La composition très calcique et ferrifère de ce faciès, reflétée par la coexistence de ferro-salite, de ferro-hornblende et de bytownite, peut traduire une origine par sédimentation chimique carbonatée, synchrone d'un épisode volcanique basique : il pourrait s'agir de métatufs carbonatés (Blanc, 1981).

● **Amphibolites à reliques écolitiques.** Roches équantes, verdâtres, très denses, dont l'amphibole apparaît sur la cassure en grandes lamelles brillantes, le grenat étant au contraire en très petits cristaux entourés d'une auréole vert sombre correspondant à la kéliphitisation.

La texture est hétérogranulaire et orientée, caractérisée par l'allongement plus ou moins marqué, dans le plan de foliation, de poëciblastes d'amphibole vert pâle de type cummingtonite, à inclusions lamellaires de plagioclase (An 24). Ces amphiboles sont disposées parallèlement à des kélyphites allongées, plages semi-opaques renfermant des grenats relictuels sous forme de grains arrondis frangés d'une fine auréole symplectique composée de plagioclase (labrador : An 58) et d'amphibole plus verte, de type pargasitique. Le grenat est un almandin (44 %) riche en pyrope (31-34,5 %), il contient 11 à 15 % d'andradite, 10 à 13 % de grossulaire, 1 % de spessartine. Les clinopyroxènes analysés sont de deux types : omphacite, relique de la paragenèse écolitique (atteignant 45,66 % de jadéite) et diopsidesalite appartenant à la paragenèse secondaire, comme la cummingtonite.

Les caractères pétrographiques de ce faciès, indiquent une évolution rétromorphique à partir du stade I (faciès écolite) à omphacite-grenat, vers un stade II (faciès amphibolite HT-MP) à plagioclase,

cummingtonite pœciloblastique ou hornblende (dans les symplectites) et diopside.

$\lambda^1$ . **Ortholeptynites (de Chaussan)**. Le faciès le plus commun est une leptynite leucocrate, parsemée de rares grenats et de quelques fibres de sillimanite. Un faciès particulier, contenant des nodules de sillimanite et quartz, affleure localement à Bellevue et Yzeron.

Ces leptynites possèdent une texture granoblastique hétérogranulaire et sont affectées d'une déformation ductile très hétérogène. Elles contiennent des clastes inframillimétriques de microcline perthitique et des mobilisats quartzo-feldspathiques.

L'assemblage minéralogique est le suivant : quartz + oligoclase + microcline + grenat + biotite + sillimanite (fibrolite) + muscovite + apatite + ilménite + zircon.

Ces leptynites se caractérisent par une homogénéité remarquable tant à l'échelle de l'affleurement qu'à celle de la lame mince, suggérant l'origine éruptive de ce matériel; des études géochimiques détaillées (Dufour, 1982) indiquent une origine volcanique (rhyolite).

### **Ensemble orthogneissique**

Cet ensemble est caractérisé par son homogénéité chimique. Il dérive de granites calco-alcalins proches des adamellites (Dufour, 1982). Lors de la phase tectonique majeure, ces méta-granites ont été structurés de façon hétérogène (Lardeaux et Dufour, 1987). 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.

$\zeta\gamma_{[1]}$ . **Orthogneiss œillés à biotite**. 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.

ζΥ<sub>[2]</sub>. **Orthogneiss rubanés.** Minéralogiquement identiques aux gneiss œillés, ils constituent la majeure partie des affleurements orthodérivés du Nord de la feuille. 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.

ζΥ<sub>[3]</sub>. **Orthogneiss anatectiques.** Au cours de l'évolution tectonométamorphique du domaine lyonnais, les orthogneiss ont été migmatitisés à deux reprises. Ces deux événements ont pu être distingués, notamment dans les régions de Chazelles-sur-Lyon et de Châtelus où il est possible d'observer le second reprenant le premier.

Dans ces secteurs, la *première migmatitisation* est la plus développée ; elle se marque par une production importante de leucosomes et par des ségrégations biotitiques lamellaires parfois décimétriques.

Les leucosomes constituent la masse la plus importante, ils ont été fortement déformés, transposés et boudinés dans la foliation S1, si bien qu'ils présentent des formes lenticulaires et sont moulés par les lits phylliteux ; de ce fait, la roche a un aspect lité très irrégulier car le « litage » est marqué par une imbrication des leucosomes lenticulaires moulés par les biotites. De plus, ces leucosomes ne cachètent jamais la foliation S1.

Cette intense déformation syn- ou tardimigmatitique est synchrone de la phase P1 car, outre la déformation des leucosomes dans les plans de la foliation S1, il est clair que les leucosomes sont plissés, en même temps que la foliation S1, par le plissement P2 et localement transposés dans S2.

La description précédente concerne un secteur où la deuxième phase de migmatitisation n'est pas exprimée. Au Sud-Ouest de Chazelles-sur-Lyon, les phénomènes migmatitiques syn-D1 sont clairement reconnaissables ; mais, à l'approche de l'antiforme de Saint-Symphorien-sur-Coise, où la deuxième phase d'anatexie est très intense, la foliation S1 et les leucosomes associés sont cachetés par des leucosomes d'une deuxième génération.

Cette *deuxième phase d'anatexie* qui, nous le verrons, est synchrone de la phase P2, affecte une bonne partie des roches du domaine lyonnais mais à des degrés divers.

Dans les orthogneiss, l'anatexie de deuxième phase se développe localement aux dépens des formations œillées et/ou rubanées. Elle apparaît en bouffées décamétriques 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 grain fin. Les limites avec l'orthogneiss œillé ou rubané restent floues car le passage des gneiss aux anatexites est continu sur un même affleurement, et la minéralogie est identique à celle des deux faciès précédents. Tout au plus, il faut parfois noter une plus grande abondance de muscovite.

**Âge de l'ensemble orthogneissique.** Ce magmatisme a été daté à 500 Ma par la méthode Rb/Sr (orthogneiss de la carrière d'Yseron ; Cantagrel *et al.*, 1978). Cet âge, interprété comme celui de la mise en place de ces granites, est peut-être à corrélérer avec celui de l'orthogneiss granulitique de Saint-André-la-Côte (orthogneiss du bois de Cozan :  $497 \pm 8$  Ma) dont la mise en place pourrait être synchrone.

L'âge ordovicien de l'ensemble orthogneissique a été confirmé dans le cadre du levé de cette carte. La méthode de datation utilisée est celle de l'évaporation thermique directe de Pb dans le spectromètre de masse à partir d'un monocristal de zircon, en procédant par paliers de température successifs (Kober, 1986 ; Cocherie *et al.*, 1992). Deux échantillons ont été étudiés :

- le premier (2b 24) a été prélevé, au Sud-Est de Sainte-Foy-l'Argentière, sur la D 489, au lieu-dit les Côtes. Au total, sur quatre zircons analysés, trois cristaux (A, B et D) correspondant à 9 paliers de température, ont été conservés pour le calcul de l'âge. Celui-ci est de  $467 \pm 10$  Ma calculé sur 79 rapports (tabl. II[A], en annexe). Il est interprété comme l'âge de mise en place du granite. Le zircon C donne un âge, calculé sur trois paliers et 13 rapports, sensiblement plus vieux ( $567 \pm 12$  Ma). Il est interprété comme un zircon hérité ;
- le deuxième (1D 203) a été prélevé sur la D 103, au Sud-Est de Maringes. Sur quatre cristaux analysés, deux (B et D) ont donné un âge moyen de  $466 \pm 9$  Ma calculé sur 38 rapports correspondant à 7 paliers (tabl. II[B]). Il est interprété également comme l'âge de mise en place du granite. Les deux autres zircons (A et C) n'ont pas fourni des résultats interprétables.

### **Ensemble métasédimentaire sommital**

Dans la pile lithologique, l'ensemble métasédimentaire sommital est au-dessus de l'ensemble orthogneissique. Il est composé de métasédiments alumineux (métapélites migmatitiques) au sein desquels de nombreuses lentilles de « gneiss kinzigitiques » attestent du caractère alumineux de l'ensemble qui affleure au cœur de la synforme de Marcenod.

$\zeta^1$  s. **Migmatites à biotite, sillimanite, cordiérite et gneiss kinzigitiques.** Les métapélites migmatitiques sont très homogènes, et elles présentent souvent une texture granoblastique ; leur paragenèse est à biotite, sillimanite, cordiérite, feldspath potassique  $\pm$  disthène et grenat.

Les gneiss kinzigitiques ont été baptisés ainsi par E. Dufour (1982) à cause de leur richesse en quartz et en minéraux alumineux de haute température. Ces gneiss ont été rencontrés, dans l'ensemble métasédimentaire supérieur, au Sud-Ouest de la carte, autour du hameau du Basson, au Sud-Est du bois de la Chalée et vers la Maladière.

Ce sont des roches massives de gros grain et d'aspect violacé, dû à l'abondance de grenat rouge (cristaux millimétriques à centimétriques) et de cordiérite bleue, souvent fraîche et en grands cristaux (plurimillimétriques à centimétriques), ainsi que de biotite. Elles présentent une foliation plus ou moins marquée et, en lame mince, une texture granoblastique très hétérogranulaire.

Exemptes de feldspath potassique, elles sont plus ou moins riches en quartz et pauvres en plagioclase. Certains termes renferment plus de 40 % de cordiérite, correspondant à des « cordiéritites à grenat et sillimanite » (Dufour, 1982). Les gneiss kinzigitiques les plus communs se distinguent des migmatites grenues de Saint-Symphorien, outre la rareté du feldspath potassique, par leur abondance en cordiérite (moyenne 31 %) et la sillimanite prismatique (15,5 %), le grenat devenant un minéral cardinal (8,6 %). Ces faciès très appauvris en feldspath potassique, plagioclase et quartz, sont probablement des « restites » dont le leucosome s'est séparé lors de stades anatectiques précoces (lors des premiers incréments de la phase P1 ?).

Le plagioclase, localement développé, est en cristaux subautomorphes, à zonations oscillatoires, d'oligoclase-andésine (An 22-35) contenant de la sillimanite fibreuse et prismatique, de la biotite, du zircon et des opaques.

La biotite, brun-rouge, est hétérogranulaire, les lamelles de la génération la plus précoce (la plus magnésienne et titanifère) étant incluses dans le grenat, de même que quelques rares spinelles alumineux (hercynite) qui représentent des reliques du faciès granulitique. Les biotites plus tardives apparaissent aux dépens des grenats (aspect de symplectites) ou en groupes lamelleux plus ou moins orientés dans la foliation, lorsque celle-ci est marquée, et auréolés de sillimanite fibreuse.

La cordiérite, toujours présente, est généralement fraîche, en grands cristaux à tendance automorphe, plurimillimétriques ; ils incluent du quartz, de très abondantes aiguilles de sillimanite, ainsi que du grenat, de la biotite et du zircon.

La sillimanite se présente aussi sous forme de prismes automorphes atteignant parfois le millimètre.

Le grenat, incolore à légèrement rosé en lame mince, est ferromagnésien, très riche en almandin (74 à 80 %) avec une teneur moyenne en pyrope de 14,4 % (atteignant 17,3 % au cœur). Les accessoires sont le zircon (fréquent), l'apatite (rare), le graphite et l'ilménite.

Cette paragenèse semble sceller deux stades de cristallogenèse (Gardien, 1990) :

- le plus précoce, relictuel, est défini par l'association de haute pression Ky + Grt + Kfs développée à environ 10 à 12 kbar;
- le second, de moyenne pression (environ 6 kbar), est défini par l'association Crd + Grt.

$\zeta^2$ . **Paragneiss migmatitiques à biotite et sillimanite.** Ces paragneiss affleurent dans la partie nord des monts du Lyonnais. Ce sont des roches sombres à débit régulier et plus ou moins migmatitiques. Elles sont composées de quartz parfois en lentilles dites « d'exsudation », d'oligoclase, de biotite et de sillimanite (fibrolite) soulignant la foliation et plus ou moins rétrotransformées en muscovite.

### Formations métamorphiques lenticulaires

$\zeta^B$ . **Gneiss granulitiques basiques.** Il s'agit de roches sombres et massives contenant quartz, plagioclase, grenat, clinopyroxène, orthopyroxène, amphibole, biotite, rutile, ilménite et sphène. Il s'agit donc de plagiopyrigarnites et de pyriclasites. Chimiquement, ces roches correspondent à des basaltes tholéitiques intraplaques métamorphisés (Blanc, 1981 ; Dufour, 1985).

Au microscope, des textures réactionnelles permettent de distinguer différents stades métamorphiques :

- grenat + clinopyroxène + plagioclase 1 + orthopyroxène 1 + rutile + quartz;
- orthopyroxène 2 + plagioclase 2 + hornblende brune + ilménite + quartz;
- plagioclase 3 + hornblende verte + cummingtonite + biotite + quartz + sphène.

Cette histoire métamorphique démontre une rétrotransformation progressive depuis les conditions du faciès « granulite de haute pression », dans les conditions du faciès « granulite de pression intermédiaire », puis dans les conditions du faciès « amphibolite ».

$\zeta^A$ . **Gneiss granulitiques acides.** Ce sont des roches leucocrates à hololeucocrates, massives et à grain fin. Ces roches acides correspondent essentiellement à d'anciennes rhyolites ou d'anciens granites (Dufour, 1982). Trois types de granulites acides peuvent être distingués d'après leur constitution minéralogique (Dufour, 1982 ; Lardeaux *et al.*, 1989) :

- granulites à quartz + plagioclase + grenat + feldspath potassique + orthopyroxène;
- granulites à quartz + plagioclase + grenat + feldspath potassique + silicate d'alumine (distiche ou sillimanite);
- granulites à quartz + plagioclase + grenat + feldspath potassique + kornéropine + sillimanite (rare disthène).

Toutes ces roches se présentent à l'affleurement en lentilles métriques à décimétriques concordantes avec la foliation des gneiss encaissants. Elles représentent des reliques structurales, qui montrent des textures

coronitiques et des minéraux reliques témoins de stades métamorphiques précoces. Ces roches ont un aspect saccharoïde, avec une matrice quartzo-feldspathique parsemée de grenats millimétriques. Elles sont particulièrement bien exposées dans les environs de Soleymieux, de Vergnassière, du Chéron et de Saint-André-la-Côte où les orthogranulites ont été datées à  $497 \pm 8$  Ma (Rb/Sr; Duthou *et al.*, 1981), âge interprété comme celui de la mise en place.

D'un point de vue minéralogique, le quartz est abondant (toujours au moins 20 % du volume de la roche) sous la forme de plages de cristaux interlobés. Le feldspath potassique apparaît en phénoblastes (1 à 3 mm) de mésoperthites, ou en petits cristaux équants (0,1 mm) associés au quartz dans la matrice. L'oligoclase se présente sous plusieurs habitus : des petits cristaux automorphes dans la matrice, des minéraux réactionnels auréolant des silicates d'alumine, des plages tardives envahissant toutes les autres phases.

• Dans les **granulites à kornéropine** (tabl. III), trois types de grenats peuvent être distingués : des clastes de grande taille (grenats 1), incluant du quartz, des feldspaths, des biotites et des zircons ; des cristaux globuleux (grenats 2) disposés en couronnes autour des précédents ; des minéraux se développant aux dépens de spinelles (grenats 3). Ces derniers grenats sont souvent entourés d'une auréole d'oligoclase. Les grenats 1 sont zonés, les teneurs en Ca et Mg diminuent, celles en Fe et Mn augmentent des cœurs vers les bordures des cristaux. Les grenats 2 sont chimiquement identiques aux bordures des grenats 1. Enfin, les grenats 3 sont très différents des précédents, ce sont des almandins pauvres en calcium. Leur rapport  $(Fe+Mn)/(Fe+Mg+Mn)$  est identique à celui des spinelles qu'ils incluent, suggérant la formation du grenat 3 par la réaction : spinelle + quartz  $\rightarrow$  grenat + corindon.

Les silicates d'alumine — sillimanite essentiellement, rarement disthène — sont des minéraux relictuels. Ils sont allongés au cœur de structures réactionnelles coronitiques, entourés de plagioclase et spinelle ou de corindon.

Les kornéropines se présentent, comme des silicates d'alumine, en reliques minéralogiques. En effet, ces minéraux trapus, à relief assez fort et incolores, ne subsistent qu'au cœur d'agrégats de cordiérite et corindon. Ces minéraux sont assez riches en fer. De façon exceptionnelle, ces minéraux sont associés à des saphirines incolores et craquelées. Ces dernières sont aussi rétrotransformées en cordiérite et corindon.

Le spinelle apparaît autour des silicates d'alumine en association avec de l'oligoclase en dessinant des textures symplectiques. Quelques symplectites montrent, accessoirement, la présence de granules de corindon. On trouve aussi des spinelles en inclusions dans les grenats 3. Ces spinelles ont sensiblement la même composition. Les éléments en traces les plus fréquents sont Mn, Cr, Ni et plus occasionnellement Si et Ti.

Les minéraux accessoires les plus abondants sont le rutile prismatique, le zircon et l'apatite. Le sphène apparaît, dans les zones rétro-morphosées en particulier, aux dépens du rutile. On note aussi la présence d'ilménite et de sulfures.

D'après les observations texturales, la succession paragénetique suivante est à retenir (sachant que le quartz et le plagioclase sont toujours présents) :

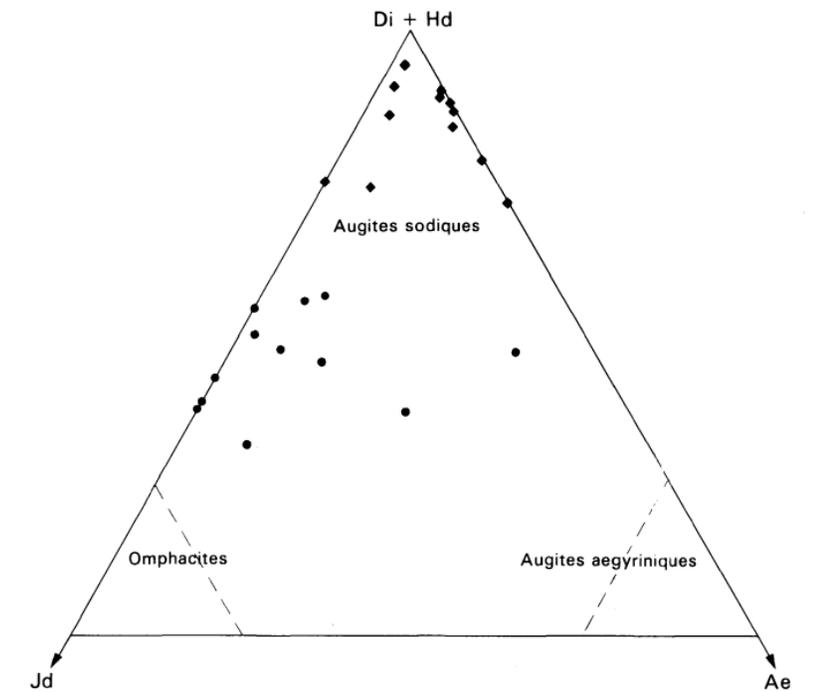
sillimanite (ou disthène) + kornéropine + grenat 1 + feldspath potassique + saphirine (rare) + rutile ;  
grenat 2 + corindon + cordiérite 1 + spinelle + sillimanite + feldspath potassique + ilménite + biotite brune (rare) ;  
grenat 3 + cordiérite 2 + biotite brune + ilménite ;  
biotite verte + muscovite + sphène + chlorite + diaspore.

Cette succession reflète une évolution rétro-morphique depuis les conditions du faciès « granulite de haute pression » jusqu'au faciès « schistes verts ». Cette rétro-morphose correspond essentiellement à une décompression, comme le montrent la transformation du disthène en sillimanite, du rutile en sphène, la zonation des grenats, mais aussi les réactions :

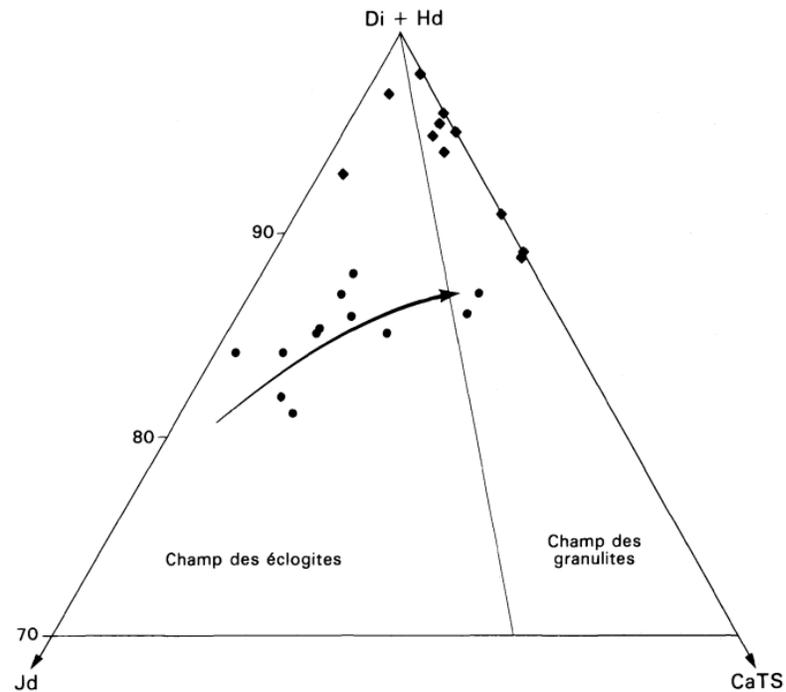
sillimanite + saphirine (ou kornéropine) → cordiérite + corindon ;  
grenat + sillimanite → spinelle + cordiérite ;  
grenat + disthène → spinelle + plagioclase + quartz ;  
grenat + sillimanite + quartz → cordiérite ;  
grenat + feldspath potassique + H<sub>2</sub>O → cordiérite + biotite + quartz ;  
spinelle + quartz → grenat.

• Dans les **granulites à silicates d'alumine**, de belles textures réactionnelles permettent de reconnaître une évolution métamorphique polyphasée. Le grenat a réagi pour donner soit de la cordiérite associée au quartz, au sein de symplectites, soit des assemblages de biotite, de sillimanite et de quartz. Le disthène est toujours présent à l'état de petits cristaux subautomorphes qui montrent nettement les deux clivages (010) et (001) suborthogonaux et quelques macles sur les sections longitudinales. Ce disthène est souvent auréolé d'une couronne polycristalline d'oligoclase (An 23) et de quartz (+ biotite) qui l'isole du feldspath potassique. Enfin, le disthène présente parfois aussi une fine couronne discontinue de vermicules de spinelle marron. L'ensemble de ces textures réactionnelles traduit la déstabilisation de l'association grenat + feldspath potassique + disthène, caractéristique du faciès « granulite de haute pression ».

• Dans les **granulites à orthopyroxène**, le grenat, riche en almandin (62 à 69 %), présente des contacts nets avec le feldspath potassique ou le plagioclase. L'orthopyroxène, qui est un hypersthène, apparaît sous la forme de cristaux millimétriques bruns ; il montre parfois un début d'altération marqué par le développement de biotite le long des plans (010) et (100) et l'apparition d'une fine auréole de cummingtonite vert clair. Le feldspath potassique se présente sous deux habitus : des phénoclastes à contours très lobés de microcline perthitique, faiblement moiré et à vermicules ou rubans d'albite ; et des



a - Composition des clinopyroxènes des éclogites *s.l.* (●) et des granulites basiques (◆) des monts du Lyonnais dans le diagramme d'Essene et Fyfe



b - Variation de la composition des clinopyroxènes au sein d'un même échantillon. Les champs des éclogites et des granulites ont été repris des travaux de Lovering et White

**Fig. 2 - Composition des clinopyroxènes des assemblages de haute pression des monts du Lyonnais**

petits cristaux d'orthose perthitique, qui sont intimement associés aux cristaux de quartz et de plagioclase de la matrice. Deux générations de biotites peuvent être distinguées dans ces granulites à orthopyroxène : une biotite précoce, ferreuse et riche en titane (4,6 à 5,1 % de  $TiO_2$ ), fréquemment associée aux orthopyroxènes, sous forme de cristaux souvent rongés par le quartz ; et une biotite tardive, en très fines paillettes qui recourent souvent les feldspaths potassiques.

Comme dans les autres types de granulites, l'association grenat + feldspath potassique + orthopyroxène témoigne des conditions du faciès « granulite » sous des pressions moyennes à élevées.

ψ. **Éclogites.** Elles se présentent en lentilles déca- à décimétriques de couleur sombre ou verte.

Les assemblages de type éclogitique, bien que souvent très rétro-morphosés, montrent la présence originelle de clinopyroxène, grenat, rutile et parfois disthène (Lasnier, 1968 ; Coffrant et Piboule, 1971). Une étude détaillée de ces associations conduit à reconnaître différents types de pyroxène (Dufour et Lardeaux, 1984 ; Dufour *et al.*, 1985) ;  
— un pyroxène relictuel, sous forme de grands cristaux parfois encore subautomorphes, montre des contacts nets avec le grenat ;  
— un pyroxène secondaire, qui se développe aux dépens des précédents, est associé à l'apparition du plagioclase dans ces roches. Pyroxène secondaire et plagioclase se présentent sous la forme de kélyphites, classiques de la rétro-morphose des éclogites de haute température ;  
— un pyroxène encore plus tardif forme parfois de véritables chaînes de petits cristaux limpides autour des cristaux globuleux de grenat, voire de quartz.

À chaque type morphologique de pyroxène correspond un chimisme bien défini (tabl. IV). Les grands cristaux de pyroxène 1, subautomorphes, sont les plus riches en jadéite et sont zonés (15 % de Jd au cœur et 8 % à la périphérie) ; dans la classification d'Essene et Fufe, il s'agit d'augites sodiques. Les pyroxènes 2, associés au plagioclase dans les kélyphites, ont une teneur en jadéite qui varie de 5 à 6 %. Quant aux pyroxènes 3, ils ne contiennent que rarement la jadéite (au plus 2 %), mais ils sont enrichis en molécules de diopside et hedenbergite. Ils sont, tant au point de vue de leurs caractères morphologiques que de leur chimisme, très proches des clinopyroxènes des granulites basiques (Dufour, 1985).

Dans un diagramme (Di+Hd)—CaTs—Jd, (fig. 2), discriminant pour les différents clinopyroxènes de haute pression, cette évolution suggère une diminution progressive de la pression et un rééquilibrage des paragenèses des éclogites *s.l.* dans un environnement granulitique. L'évolution métamorphique de ces roches basiques serait alors similaire à celles décrites récemment dans d'autres massifs affectés par les événements de haute pression du cycle calédonno-varisque, Bohême et Norvège en particulier.

L'amphibolitisation de ces roches est souvent avancée et des assemblages à hornblende + plagioclase + clinozoïsite + ilménite sont fréquents. Ces éclogites amphibolitisées dérivent d'une ancienne série basaltique à caractères tholéïtiques (Coffrant et Piboule, 1971 ; Blanc, 1981). On y reconnaît d'anciens termes cumulatifs magnésio-alumineux (éclogites riches en disthène) et des termes différenciés ferrotitanés (éclogites à quartz et rutile).

Comme les autres reliques de haute pression, les éclogites amphibolitisées montrent une évolution métamorphique polyphasée depuis le faciès « éclogite » vers le faciès « granulite » et enfin un rééquilibrage dans les conditions du faciès « amphibolite ».

**π. Péridotites.** Les péridotites se présentent sous la forme de lentilles métriques à hectométriques étirées et alignées dans la foliation majeure des gneiss. On observe à l'intérieur des massifs péridotitiques une structure mylonitique bien conservée et discordante sur la foliation des gneiss (fig. 3). Cette déformation mylonitique est hétérogène et, dans les zones les moins déformées, les minéraux métamorphiques sont coronitiques, alors qu'ils soulignent la foliation dans les zones très déformées (Gardien *et al.*, 1988).

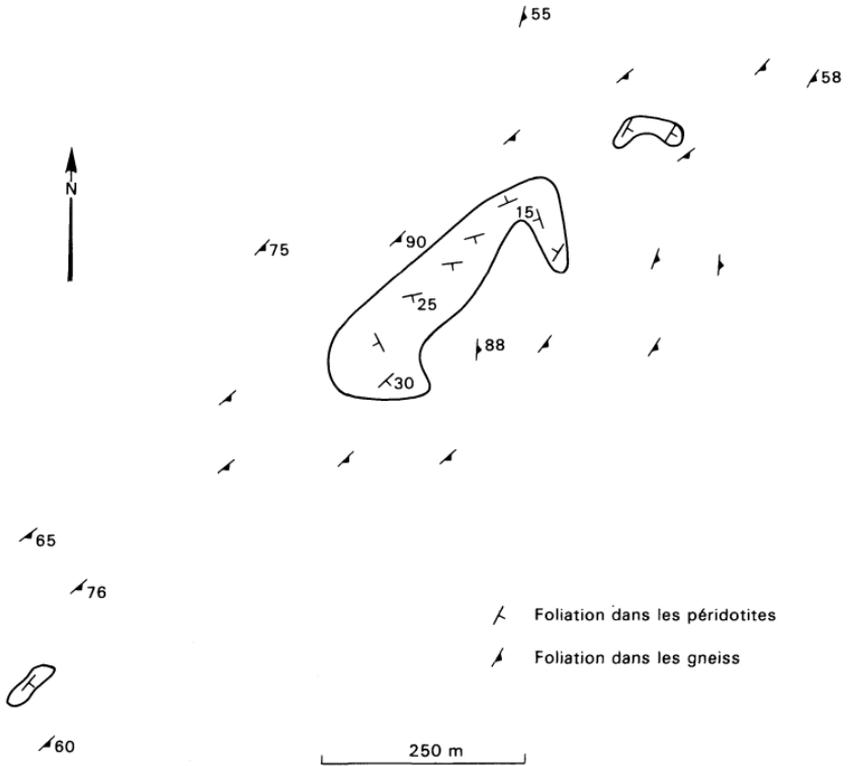
L'olivine (forstérite 90 %) est la phase la plus abondante. Les néoblastes, de diamètre inférieur au millimètre, forment la matrice de la roche. Quelques rares porphyroclastes persistent, isolés au sein des néoblastes.

Les pyroxènes sont des diopsides et des enstatites dont les néoblastes soulignent, avec l'olivine, la texture mylonitique. Il existe, cependant, de nombreux porphyroclastes de pyroxène, soit en reliques isolées dans la texture mylonitique, soit en agrégats étirés évoquant des microrubans pyroxéniques. Ces porphyroclastes sont soit zonés, en aluminium et calcium en particulier, soit ils renferment des exsolutions de spinelle et de grenat.

Le spinelle présente des habitus très variés. On le trouve en reliques porphyroclastiques auréolées de grenats, en agrégats étirés dans la foliation mylonitique en coexistence avec du grenat, mais aussi en auréoles kélyphitiques liées à la déstabilisation des grenats. Quand il coexiste avec le grenat, le spinelle est toujours très riche en chrome (20 à 30 %).

Le grenat est typiquement un minéral réactionnel. En effet, dans les zones les moins déformées, il forme des couronnes autour des spinelles primaires de la lherzolite initiale et contient de nombreuses inclusions de pyroxène et d'olivine. Il est alors de taille centimétrique et sa composition est celle d'un pyrope (pyrope 90 %, almandin 10 %). Quand ils sont impliqués dans la déformation mylonitique, les grenats montrent une réduction de la taille des grains, leur diamètre devenant inférieur au millimètre.

Les kélyphites constituent une auréole réactionnelle traduisant la déstabilisation des grenats. Il s'agit de couronnes faites de fibres



**Fig. 3 - Cartographie des lentilles de péridotites du bois des Feuilles contenues dans les paragneiss (gréso-pélites)**

d'orthopyroxène et de spinelle, bordées de grains d'orthopyroxène en pavage externe, qui se développent à l'interface grenat/olivine.

Les amphiboles montrent une évolution morphologique et chimique. Les plus précoces sont des pargasites qui pseudomorphosent les porphyroclastes de pyroxène dans les rubans et les agrégats. Ces larges cristaux d'amphibole passent progressivement à des fibres incolores à composition de trémolite, associées à des chlorites.

Les chlorites sont de deux types. Les plus précoces, fibreuses et incolores, sont associées aux trémolites. Les plus tardives forment de grandes plages vertes, pléochroïques, qui effacent progressivement les paragenèses antérieures.

Le talc apparaît en lamelles très réfringentes étroitement associées aux fibres de trémolite et de chlorite.

Serpentine et magnétite sont issues de la déstabilisation des olivines pour l'essentiel et forment une trame (antigorite et chrysotile) plus ou moins bien développée dans le fond de la roche.

### Série volcano-sédimentaire de la Brévenne

Disposée de part et d'autre de la rivière dont elle porte le nom, cette série a été définie par J.M. Peterlongo en 1960. Au Sud-Est, elle est séparée du complexe métamorphique du Lyonnais par un contact anormal, qui est souligné par le granite syncinématique dit « de Grand-Chemin » (Feybesse *et al.*, 1988, Delfour *et al.*, 1989). À l'Ouest, elle est limitée par les granites namuro-wesphaliens de Salt-en-Donzy et de Saint-Laurent-de-Chamousset.

La série de la Brévenne a fait l'objet de nombreuses études qui ont analysé la stratigraphie, la pétrologie, l'évolution tectono-métamorphique, la géochimie et les conditions de mise place des différents termes de la série (Peterlongo, 1960; Fontelles, 1968; Bardin, 1971; Durand, 1981; Piboule *et al.*, 1982; Pin et Lancelot 1982; Jouchoux, 1983; Pin, 1988, 1989; Delfour *et al.*, 1989; Feybesse *et al.*, 1988; Poupon *et al.*, 1988; Wickert, 1988; Milési et Lescuyer 1989; Poupon, 1989; Lemièrre *et al.*, 1989; Gros *et al.*, 1989).

Elle est constituée de faciès principalement volcaniques et hypovolcaniques, acides (soda-rhyolites et soda-dacites) et basiques (basaltes et dolérites), associés à leurs équivalents grenus (gabbros et trondhjémites). Dans la partie septentrionale de la série, cartographiée sur la feuille Tarare (Delfour *et al.*, 1989; Milési et Lescuyer 1989), le caractère effusif est dominant. Par contre, son extrémité sud, qui affleure dans le quart nord-ouest de la carte Saint-Symphorien-sur-Coise, est principalement constituée de faciès hypovolcaniques (dolérites, kératophyres microgrenus) associés à des termes plus profonds (gabbros, trondhjémites). Toutefois, cette tendance avait déjà été remarquée sur la carte Tarare, à travers une augmentation très nette des proportions de roches microgrenues et grenues vers le Sud.

Une autre particularité réside dans l'absence de niveaux sédimentaires francs dans la partie méridionale de la série de la Brévenne. En effet, certains faciès d'aspect très phylliteux et schistosé ressemblent, à l'affleurement, à des roches sédimentaires ou volcano-sédimentaires. Mais leur examen microscopique a montré qu'il s'agissait généralement de metabasites fines plus ou moins bréchifiées et hydrothermalisées, puis intensément déformées (mylonites syn-D1). Il en résulte un enrichissement en biotite et/ou chlorite, un rubanement métamorphique donnant à la roche un aspect « séquencé ».

La série de la Brévenne affleure donc, pour l'essentiel, sur le territoire de la carte Tarare où la pile stratigraphique, qui a été définie récemment (Milési et Lescuyer, 1989), est la plus complète. Aussi, dans le souci de replacer les roches observées dans leur contexte, chacune sera décrite puis localisée dans cette succession stratigraphique, en citant au passage les observations qui permettent d'établir une corrélation.

## Magmatisme acide

$\rho\alpha B$ . **Métakératophyres\* ou soda-rhyolites à soda-dacites métamorphisés.** Ce sont des roches claires, beige rosé à gris bleuté lorsqu'elles sont fraîches, et qui acquièrent une couleur gris verdâtre par altération météorique. Fraîches, elles sont compactes et présentent une cassure esquilleuse; les moins déformées ont un aspect de lave ou de roche finement grenue, le plus souvent porphyrique, à phénocristaux de plagioclase atteignant 2 à 3 mm. La mésostase quartzo-feldspathique est claire lorsqu'elle s'enrichit en séricite, ou sombre et plus ou moins rubanée si elle est chargée de biotite verte, d'épidote ou, plus rarement, d'amphibole sous forme de prismes plurimillimétriques. Ce dernier minéral souligne, avec la biotite et/ou la séricite, la foliation S1 et la linéation d'étirement qui peut être très intense, notamment dans les accidents où la texture est souvent linéaire.

À l'examen microscopique, les roches de grain fin, métakératophyres, présentent une texture microgrenue porphyrique, la mésostase étant composée d'un assemblage dense de microlites grossiers ou de microlattes d'albite (tendance trachytique grossière), allongés dans la foliation et séparés par du quartz interstitiel.

Cette mésostase est plus ou moins recristallisée, acquérant une texture granoblastique planaire (foliation S1) qui moule les phénocristaux subautomorphes d'albite dont certains sont déformés, partiellement granulés et recristallisés. Ces phénocristaux sont localement groupés en assemblages glomérophyriques plus ou moins étirés dans la foliation S1.

$\eta^1 B$ . **Métatrondhjémities.** Considérés comme cogénétiques des métakératophyres, les métatrondhjémities ont une texture grenue ou microgrenue relativement bien préservée malgré la déformation.

Dans les trondhjémities, des assemblages glomérophyriques de plagioclase plus ou moins étirés dans la foliation S1 sont entourés par une matrice micropegmatitique graphique rayonnante, constituée par l'association symplectique d'albite et de quartz interstitiel. Des lamelles de biotite, partiellement chloritisées, sont associées à des cristaux d'oxydes de fer, et du quartz est individualisé sous forme de plages polycristallines; le zircon est fréquent.

Dans les dykes hypovolcaniques intrusifs dans les metabasites de Saint-Génis-l'Argentière, un échantillonnage serré et une étude micro-

\* *Kératophyre*. Ce terme a été retenu pour rendre compte des caractéristiques pétrographiques essentielles des volcanites acides de la Brève: 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-kératophyre »).

*Métakératophyre*. 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 sont décelables par les variations chimico-minéralogiques (potassification, silicification).

scopique détaillée ont montré quelques variations de texture entre le cœur des dykes et leurs bordures « figées » : avec la même porphyricité, les microlattes de la mésostase sont en partie préservées dans les faciès microgrenus du cœur des dykes, tandis que la mésostase des zones de bordure est granoblastique de grain très fin, et chargée, le long des plans de foliation, en minuscules lamelles de biotite ou en rubans d'épidote et d'opaques étirés.

Ainsi, l'association minérale des roches acides est homogène, caractérisée par la prépondérance de l'albite accompagnée en proportions variables de quartz, de chlorite et/ou de biotite, d'épidote, et de minéraux accessoires : zircon  $\pm$  apatite, et oxydes de fer  $\pm$  titane. Localement se développent des niveaux plus riches en biotite ou, plus rarement, en amphibole.

La biotite semble appartenir à plusieurs générations :

- la première, déstabilisée en chlorite, est peu abondante, interstitielle dans les trondhjémites, localement en inclusion dans les plagioclases ;
- la seconde, la plus fréquente dans les faciès rubanés de dykes, est due à l'action du métamorphisme régional sur des niveaux hydrothermalisés (enrichis en potassium) et forme des lamelles sombres, soulignant les plans de schistosité ;
- la troisième génération de biotite apparaît dans les zones proches du granite de Saint-Laurent-de-Chamousset : elle forme des amas de néobiotite brune cristallisés en tous sens à partir de chlorite ou biotite préexistante, sous l'effet du métamorphisme thermique.

## **Magmatisme basique**

Les amphibolites (métadolérites, métagabbros) constituent le second des deux grands ensembles composant la série de la Brévenne. Sous des aspect macroscopiques variés, qui ont été décrits comme amphibolites massives, amphibolites feldspathiques, chloritoschistes, ces roches sombres et verdâtres présentent une forte homogénéité pétrochimique.

**$\theta B$ . Métagabbros, métadolérites (amphibolites).** Contrairement à la partie septentrionale de la série de la Brévenne où ont été décrits des laves basiques à débit en coussins (carte Tarare; Delfour *et al.*, 1989), il n'apparaît pas de faciès franchement effusifs sur la carte Saint-Symphorien-sur-Coise, mais des métadolérites et des métagabbros.

Dans cette portion de Brévenne, la recristallisation métamorphique et la déformation sont très intenses. Aussi, comme dans toute la série, il n'y a plus aucune trace d'une paragenèse minérale primaire (paragenèse magmatique). De même, la texture primaire de ces roches est souvent mal préservée, sauf en bordure nord de la carte, en particulier au Nord de Sainte-Foy-l'Argentière, ou dans sa partie occidentale. Cependant :

- il est possible de faire la distinction entre une roche à texture microlitique (effusive) et une roche à texture microgrenue (hypovolcanique) ou grenue (profonde);
- il a été vérifié à plusieurs reprises (l'Argentière, le Poiron, le Cartelé, Saint-Génis-l'Argentière, la Pierre-Bleue, Montromant : la Pénrière) que la déformation et la recristallisation métamorphiques conservent les contrastes granulométriques entre un faciès grenu (gabbro), un faciès microgrenu (dolérite) et un faciès de bordure (shilled margin).

Par conséquent, par analogie avec les amphibolites à textures résiduelles, la principale distinction est basée sur la granulométrie des amphibolites : celles de grain fin étant interprétées comme d'anciennes dolérites, les amphibolites plus grossières correspondant à d'anciens gabbros.

Les ultrabasites sont rares, et serpentinisées comme par exemple à Saint-Génis-l'Argentière où la chromite a été observée dans une roche complètement altérée.

Les roches à **texture magmatique résiduelle** sont des métadolérites plus ou moins fines et des métagabbros. Le faciès microgrenu est le plus répandu (doléritique). Il affleure en bordure de carte, le long de la D 4 reliant Saint-Laurent-de-Chamousset à Sainte-Foy-l'Argentière, et le long de la N 496 au Nord de Lafay, ainsi qu'au sein des massifs basiques situés à l'Ouest de Maringes et dans la région de Virigneux.

Ces *métadolérites* sont des amphibolites massives, vert sombre à noires, qui forment des niveaux métriques ou plurimétriques plus ou moins boudinés, à bordures très schistosées (aspect de chloritoschistes).

L'examen microscopique fait apparaître une forte densité de micro-lattes de plagioclase (accompagnées parfois de phénocristaux) plus ou moins émoussées, déformées, allongées dans la foliation S1 ; les plans C et S sont soulignés par la recristallisation d'amphiboles interstitielles, à tendance aciculaire, associées à des opaques (oxydes de fer ± titane).

Les *métagabbros* à texture résiduelle, dont le faciès le plus frais affleure dans le bois situé au Sud du château de la Valsonnière (Saint-Génis-l'Argentière), présente en fait une texture blastomylonitique porphyroclastique, caractérisée par l'abondance de grands cristaux d'amphibole (atteignant le centimètre) allongés dans la foliation et moulés par une « matrice » riche en plagioclases associés à des amphiboles plus fibreuses qui soulignent la foliation syn-D1 et la linéation d'étirement L1.

Dans le cas de gabbro mélanocrate, les phénoclastes d'amphibole semblent remplacer d'anciens clinopyroxènes, tandis que la recristallisation de la matrice a effacé les contours des plagioclases originels.

Dans d'autres metabasites de gros grain, au contraire, il arrive que des lattes de plagioclase soient reconnaissables, et que les amphiboles soient plus ou moins recristallisées ou remplacées par des amas de chlorite ± biotite (dans les zones très fracturées).

Les roches à **texture purement métamorphique** sont les plus abondantes. Leur texture est granonématoblastique foliée, parfois rubanée et microplissée. Les faciès les plus grossiers présentent une texture mylonitique à porphyroclastes (d'amphibole et/ou de plagioclase) partiellement préservés. Ceux-ci soulignent, dans le plan de la foliation syn-D1, une linéation d'étirement qui est particulièrement développée dans les accidents syn-D1 au sein desquels ces roches présentent souvent une texture linéo-planaire à linéaire.

● **Paragenèse métamorphique.** La composition minéralogique des metabasites est typique de roches épimétamorphiques, caractérisée par l'association suivante : plagioclase généralement sodique (An 2-20) et amphibole verte (composants prépondérants); chlorite, biotite, épidote, quartz, en quantité très variable; accessoirement : oxydes ± sulfures, rare sphène (contrairement aux amphibolites du socle lyonnais), apatite, calcite.

Le plagioclase, en général de l'albite, est plus ou moins bien conservé sous forme de microlattes et de phénocristaux; dans ce dernier cas, il est souvent granulé et peut renfermer de l'épidote et/ou de la biotite (dans les microfractures). Dans quelques roches doléritiques, la basicité du plagioclase est plus forte, atteignant l'oligoclase au cœur des cristaux.

Les amphiboles présentent une gamme étendue de compositions, d'une roche à l'autre, mais aussi à l'intérieur de certains échantillons de grain grossier : les métagabbros renferment des porphyroclastes d'amphibole à cœur pâle d'actinote, entouré d'une couronne vert bleuté de hornblende édénitique dont le zonage traduit un métamorphisme prograde. Les sections flexueuses à cœur actinolitique, souvent limité par des contours nets et aux formes prismatiques, évoquent d'anciens cristaux de clinopyroxène qui aurait été rétromorphosé d'abord en actinote, puis rééquilibré en une hornblende édénitique au cours du métamorphisme.

La biotite est en quantité variable, comme minéral secondaire lié à la fois à une phase hydrothermale précoce et au métamorphisme de contact (la biotite étant abondante dans les roches situées au voisinage du massif de Saint-Laurent-de-Chamousset). La chlorite, peu abondante, se présente en agrégats flexueux provenant en partie de l'altération de la biotite.

L'épidote est présente localement, en position interstitielle ou formant des rubans concordants avec la schistosité; elle dérive dans ce cas d'un hydrothermalisme précoce.

Les opaques peuvent être assez abondants; ce sont principalement des oxydes (magnétite plus ou moins titanifère) étirés dans la schistosité, plus rarement des sulfures.

● **Métamorphisme thermique.** Au contact du granite de Saint-Laurent-de-Chamousset, les metabasites montrent les effets du métamorphisme thermique. Celui-ci se marque par une mosaïque de « recuit » constituée essentiellement de plagioclase, et le développement de biotite

claire (jaune verdâtre) dans les microfractures de la roche, ainsi qu'en association avec les amphiboles.

### Reconstruction stratigraphique

De récentes observations lithostructurales et volcanologiques détaillées (Milési et Lescuyer 1989; Gros *et al.*, 1989) ont précisé les relations, les conditions de mise en place et l'empilement des roches composant la série de la Brévenne.

La pile lithostratigraphique comprend trois formations principales (Milési et Lescuyer, 1989; fig. 4).

La base de la série est composée de sédiments psammitiques à quartzitiques, à intercalations de carbonates (le Goujet, secteur de Violay-Ternant, et Beaujolais), et/ou d'une formation de composition acide : laves sous-marines (dômes, coulées) et intrusions associées, à intercalations subordonnées de sédiments noirs et de tufs à cristaux.

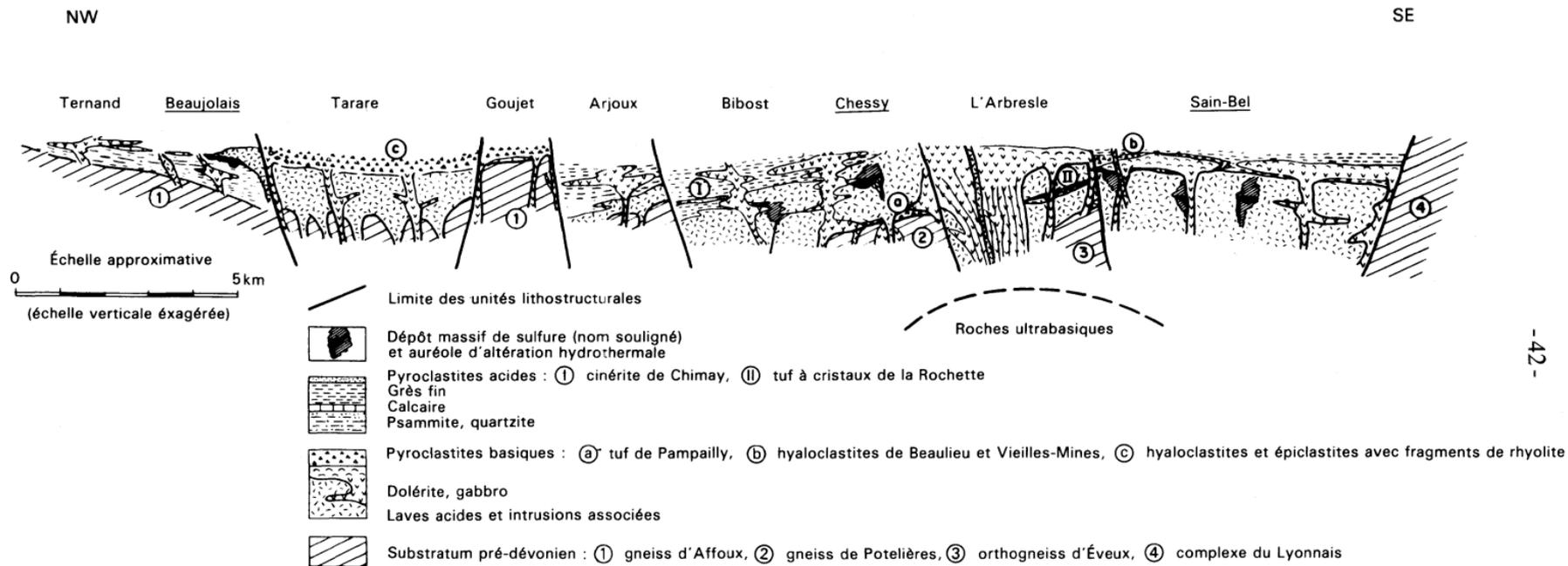
Sur le territoire de la carte Saint-Symphorien-sur-Coise, cette formation est réduite à ses termes hypovolcaniques (kératophyres microgrenus), les laves acides n'apparaissant que sporadiquement (au Nord de Grézieux-le-Marché) à la base géométrique de la pile lithologique. Quant aux sédiments noirs et aux tufs à cristaux, ils sont totalement absents.

La formation précédente est surmontée par des laves basaltiques sous-marines. Celles-ci sont absentes sur la carte Saint-Symphorien où, pour l'essentiel, les roches basiques sont des équivalents hypovolcaniques (dolérites) ou « profonds » (gabbros), intrusifs dans la formation acide basale (région de Virigneux : le Chambon, Virigneux, le Cartelé).

Ces intrusions sont des sills, des dykes ou des massifs qui présentent un faciès de bordure (« fine-grained chilled margins ») au contact avec leur encaissant rhyodacitique.

Une association de dykes type « sheeted dyke complex », comparable à ceux décrits en contexte ophiolitique, a été décrit à Brussieu (carte Tarare; Sider et Ohnenstetter, 1986; Milési et Lescuyer, 1989; Lemièrre *et al.*, 1989). En différents secteurs — le Poiron, les Placettes, Montromant (la Pénrière), l'Argentièrre, Saint-Génis-l'Argentièrre, à l'Ouest de Virigneux —, des évidences d'un polycyclisme des dykes basiques ont été observées. Ceci conduit à une alternance décarnétrique à métrique de roches acides et basiques ou à des intersections multiples de dykes (intrusions multiples).

L'ensemble est recouvert par des sédiments silteux à intercalations subordonnées de pyroclastites acides. Cette formation sommitale n'apparaît pas sur le territoire de la feuille où les termes les plus tardifs sont des dykes acides hypovolcaniques (microgrenus) ou profonds (grenus).



**Fig. 4 - Essai de reconstitution de la série volcano-sédimentaire du Dévonien supérieur - Viséen inférieur (?) au Nord-Ouest de Lyon**  
(d'après Milési et Lescuyer, 1989)

À Saint-Génis-l'Argentière et à la Côte-Romain, les dykes acides hypovolcaniques recourent les roches basiques. Quant au matériel grenu, sa composition est de type trondhémitique; il est intrusif dans les rhyodacites basales et les gabbros (Virigneux, route de Maringes à They, le Cartelé).

Ces roches grenues ou microgrenues, considérées comme cogénétiques des volcanites de la Brévenne (Beurrier *et al.*, 1980) apparaissent le plus souvent dans l'environnement d'accidents tangentiels (Delfour *et al.*, 1989; Feybesse *et al.*, 1988; Gros *et al.*, 1989; Gros *et al.*, à paraître). Elles marquent un ultime épisode magmatique tardif de composition acide, qui a été défini à l'Arbresle et à Sain-Bel (carte Tarare) où des dykes felsitiques recourent les volcanites basiques et les métasédiments sommitaux (Milési et Lescuyer, 1989).

### Âge du magmatisme

Pour intégrer le magmatisme de la Brévenne dans le cadre du cycle varisque et définir dans quel contexte tectonique global intervient l'ouverture de cette structure, il est primordial de préciser la nature géochimique (il sera discuté des aspects géochimiques au chapitre « Conditions de formation des entités géologiques ») et l'âge du magmatisme, qui sont controversés.

En effet, l'activité volcanique des domaines du Sud Morvan—Vosges et de la Loire, est classiquement attribuée à la période Dévonien supérieur—Dinantien (Autran et Cogné, 1980) et, sur la base de corrélations géologiques, la série de la Brévenne et rapportée au Dévonien supérieur (Delfour *et al.*, 1989). Mais certains travaux (Reitz et Wickert, 1988; Sider *et al.*, 1986) remettent en cause cette interprétation et suggèrent que le magmatisme de la série de la Brévenne pourrait être plus ancien.

L'âge proposé ici pour le magmatisme de la série de la Brévenne sera déduit de l'argumentation géologique et géochronologique suivante :

- la série est recoupée par les granites namuro-wesphaliens de Salt-en-Donzy et de Saint-Laurent-de-Chamousset;
- les terrains du Viséen inférieur reposent en discordance sur l'unité métavolcanique de Violay, qui est considérée comme un équivalent de la série de la Brévenne (Delfour *et al.*, 1989; Wickert, 1985; Milési et Lescuyer, 1989);
- des calcaires d'âge frasnien—famennien sont à la base de la série de la Somme, qui est considérée comme un équivalent du magmatisme de la Brévenne dans le Morvan occidental (Autran et Cogné 1980; Lemièrre *et al.*, 1989; Delfour *et al.*, 1989);
- de même, au Nord-Ouest de la série de la Brévenne, les séries de Violay—Ternand et du Beaujolais présentent, à leur base, des sédiments (recoupés par des hypovolcanites d'affinité Brévenne) au sommet desquels apparaissent des calcaires (Milési et Lescuyer, 1989) similaires à ceux du Goujet (situés au Sud de Tarare);

— les calcaires du Goujet reposent en discordance de sédimentation sur les gneiss d'Affoux (Delfour *et al.*, 1989). Ils sont affectés, comme les pyroclastites basiques sus-jacentes et contrairement aux dépôts viséens qui les remanient, par l'unique déformation synfoliale D1 définie dans la série de la Brévenne (Milési et Lescuyer, 1989; Gros *et al.*, 1989). Leur dépôt est rapporté au Famennien supérieur (Strunien) d'après l'analyse micropaléontologique de biomicrites à crinoïdes et conodontes (A. Autran, comm. orale);

— des reliques de microsphères attribuées au Protérozoïque supérieur ou au Paléozoïque inférieur auraient été observées dans des épischistes interprétés comme des sédiments synchrones de l'activité volcanique (Reitz et Wickert, 1988). On notera : (1) que ces sphérules ne permettent pas de discriminer les unités sédimentaires de la période Briovérien—Paléozoïque (Chauvel, comm. pers.; Mansuy, 1983); et (2) que ces sédiments sont recoupés par les dolérites de la série de la Brévenne et engagés dans un accident syn-D1. Ces schistes devraient donc plutôt être interprétés comme l'un des nombreux lambeaux de socle épimétamorphique (Lemière *et al.*, 1989) qui jalonnent les accidents syn-D1 (Feybesse *et al.*, 1989; Delfour *et al.*, 1989; Milési et Lescuyer, 1989; Gros *et al.*, 1989). Cependant, ces épischistes seraient monométamorphiques, ce qui les distingue des gneiss « type Éveux »;

— l'unique déformation synfoliale (D1) qui affecte la série de la Brévenne (Feybesse *et al.*, 1988; Delfour *et al.*, 1989; Gros *et al.*, 1989) est synchrone de la phase P3 qui achève l'évolution tectono-métamorphique du complexe métamorphique lyonnais;

— d'après : (1) des datations obtenues pour les granites syncinématiques (granites de Grand-Chemin et de Soucieu) par la méthode  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  sur des muscovites et des biotites synchrones de la phase P3 du domaine lyonnais ( $349 \pm 3$  et  $346 \pm 3$  Ma; Costa *et al.*, 1989); et (2) l'âge du granite syncinématique de Grand-Chemin ( $339 \pm 8$  Ma, Rb/Sr; Gay *et al.*, 1981), la phase D1-2 (Brévenne) et son équivalente lyonnaise (phase P3) interviennent entre 350 et 340 Ma.

Les éléments de chronologie relative et ces datations permettent donc de cerner l'âge de la série dont la mise en place peut être rapportée au Carbonifère basal (Tournaisien) entre 360 et 350 Ma.

On notera que des études géochronologiques ont été entreprises par J.Y. Calvez à la faveur d'une action engagée sur la mine de Chessy et son environnement (contrat CEE MA 1M-0030-F).

Les analyses ont porté d'une part sur des rhyodacites de l'ensemble acide basal (échantillon MP 9; tabl. II[D]) et d'autre part sur une trondhjémite appartenant à l'épisode magmatique terminal (échantillon TA 7D41; tabl. II[E]).

La méthode de datation utilisée est celle de l'évaporation thermique directe de Pb dans le spectromètre de masse à partir d'un monocristal de zircon (Kober, 1986). Les résultats sont dans le tableau II[D] et [E]. On peut regretter de n'avoir qu'un seul palier pour chaque cristal (ce qui interdit de calculer un âge moyen statistiquement représentatif). Toutefois, le fait que, compte tenu des erreurs, plusieurs zircons

donnent des valeurs de même ordre (en particulier aucun âge supérieur à 360 Ma n'est obtenu)\* tend à montrer que ces résultats ne sont pas fortuits et qu'ils ont une signification géologique.

Ces études n'aboutissent donc pas à des résultats quantitatifs définitifs mais fournissent une estimation (360 à 340 Ma) qui plaide également pour un âge fini-dévonien à carbonifère basal du magmatisme de la Brévenne.

### **Intrusifs syncinématiques (Viséen inférieur)**

Sont regroupées dans cette catégorie des roches de chimisme varié (allant du granite à biotite ± muscovite aux vaugnérites à pyroxène, amphibole et biotite, avec des intermédiaires dioritiques-tonalitiques à biotite, et granodioritiques) qui sont souvent intimement associées puisque l'on observe des passages progressifs d'un faciès à l'autre.

Ces roches affleurent en massif (granite de Saint-Héand, à l'Ouest de La Gimond, et granite de Soucieu) ou en lames de direction NW-SE dont un faisceau important traverse la carte entre La Gimond et Soucieu.

Les lames granitiques sont coalescentes avec les massifs; elles sont engagées dans les décrochements dextres NE-SW, synchrones de la phase P3 du domaine lyonnais. L'un de ces décrochements, jalonné par le granite de Grand-Chemin, reprend l'accident tangentiel dit du contact Lyonnais/Brévenne.

Ces accidents affectent localement les massifs au sein desquels on constate une importante gradation de la déformation depuis des zones faiblement déformées, où la structuration est souvent au-dessous du seuil de perception macroscopique (par exemple au sein du granite de Saint-Héand), jusqu'à des zones intensément foliées (mylonites liées au fonctionnement des accidents).

Ces observations, ainsi que les faits suivants, démontrent le synchronisme de ces intrusions et de la phase P3 (Lardeaux et Dufour, 1987; Feybesse *et al.*, 1988) :

- ces intrusifs recoupent les structures des phases P1 et P2 du domaine lyonnais (l'Hôpital);
- l'existence de zones faiblement (ou pas) déformées permet de vérifier qu'aucune déformation antérieure à la phase P3 n'a affecté ces roches (on citera par exemple le granite de Saint-Héand ou la vaugnérite des Flaches);
- la disposition spatiale des intrusifs lamellaires est en harmonie avec la géométrie des plis liés à la phase P3 : parallèles à la schistosité S3, ces lames se disposent (comme d'ailleurs les accidents) en plan

\* L'âge plus jeune de  $315 \pm 27$  Ma, obtenu sur le Zr I de l'échantillon MP 9, est rapporté à une perte de plomb (continue ou épisodique).

axial de ces structures. À titre d'exemple on citera les lames granitiques du synclinorium P3 de Marcenod (fig. 1a et b; voir aussi coupe et schéma structural de la carte), ou les lames granitiques disposées en plan axial des antiformes P3 de Couzon et du Chaptenet;

— l'âge du protolite des granites ( $339 \pm 8$  Ma; Gay *et al.*, 1981), obtenu par la méthode Rb/Sr, est en accord avec l'âge du métamorphisme synchrone de la phase P3, déterminé par la méthode  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  appliquée aux biotites et aux muscovites métamorphiques des granites syncinématiques :

- l'âge du granite de Soucieu ( $341 \pm 3$  à  $338 \pm 3$  Ma sur biotites;  $333 \pm 3$  Ma sur mica blanc),
- l'âge du granite de Grand-Chemin ( $349 \pm 3$  et  $346 \pm 3$  Ma; Costa *et al.*, 1989).

On notera que les âges  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  obtenus pour le granite de Grand-Chemin sont significativement plus vieux (environ 10 Ma). Ceci pourrait indiquer que le seuil de  $350^\circ\text{C}$  (« cooling ») \* a été plus rapidement atteint dans la partie haute de la pile qu'au cœur du domaine lyonnais.

Quand elles sont engagées dans les accidents, ces roches présentent une texture mylonitique, souvent linéo-planaire ou linéaire, définies par l'association de plans de déformation continue (plan S = foliation) et de plans de déformation discontinue (plan C et/ou C') qui portent une linéation d'étirement NE-SW à ENE-WSW (Feybesse *et al.*, 1988; Delfour *et al.*, 1989; Lardeaux et Dufour, 1987).

Des textures ultramylonitiques apparaissent à différentes échelles. Elles sont caractérisées, suivant la roche concernée, par une intense recristallisation et une forte réduction granulométrique des grains de quartz; les micas et/ou les amphiboles sont laminés, boudinés et/ou recristallisés, tandis que les feldspaths sont granulés en fins rubans polycristallins.

$\gamma^{3\text{Al}}$ . **Granites aluminopotassiques.** Le granite de Grand-Chemin est le massif lamellaire le plus septentrional. Il est intrusif dans les mylonites du contact tectonique séparant le socle lyonnais de la série de la Brévenne (Feybesse *et al.*, 1988; Delfour *et al.*, 1989).

Ce granite est constamment présent à l'interface de ces séries ou est intrusif dans les formations lyonnaises, à faible distance du contact (Viricelles, le Reynard, l'Argentière, les Roches, Montromant). Il est d'ailleurs souvent séparé des amphibolites de la Brévenne par un mince niveau de roches appartenant au domaine lyonnais : gneiss plagioclasiques fins à biotite  $\pm$  grenat  $\pm$  sillimanite  $\pm$  staurotide  $\pm$  disthène, et par des gneiss amphiboliques à grenat (par ex. au Reynard), et plus fréquemment par des amphibolites rubanées (exceptionnellement accompagnées de gneiss à pyroxène, comme à Savoie au Sud-Est de l'Argentière).

\* La méthode  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  détermine l'âge du « cooling » c'est-à-dire, dans le cas présent, le moment auquel la roche concernée a franchi, au cours de son refroidissement, la température de  $350^\circ\text{C}$ .

Le granite de Grand-Chemin se met en place sous forme d'injections multiples lenticulaires, de puissance généralement décimétrique à décimétrique (Viricelles, le Reynard, l'Argentière, les Roches, Montromant), parfois disposées en plan axial de plis d'entraînement synchrones de la déformation D1-2 (secteur de Montromant, fig. V).

Le *faisceau majeur de Soucieu—La Gimond* s'étend, du massif de Soucieu (au Nord-Est) à celui de Saint-Héand au Sud-Ouest. Entre les deux massifs, il est jalonné par des lames granitiques plus ou moins continues engagées dans les décrochements dextres syn-P3.

Ces granites, associés à des zones mylonitiques majeures, présentent des digitations métriques à décimétriques, intercalées dans les formations lyonnaises adjacentes. Ainsi, le long des zones très mylonitiques, telle celle de Marcenod à Fontanès, ils sont intimement mélangés aux migmatites à cordiérite  $\pm$  sillimanite  $\pm$  grenat.

Par endroits (région du Bruneton et à la bordure nord-est du granite de Saint-Héand), on constate une association intime avec des vaugnérites et à des tonalites biotitiques.

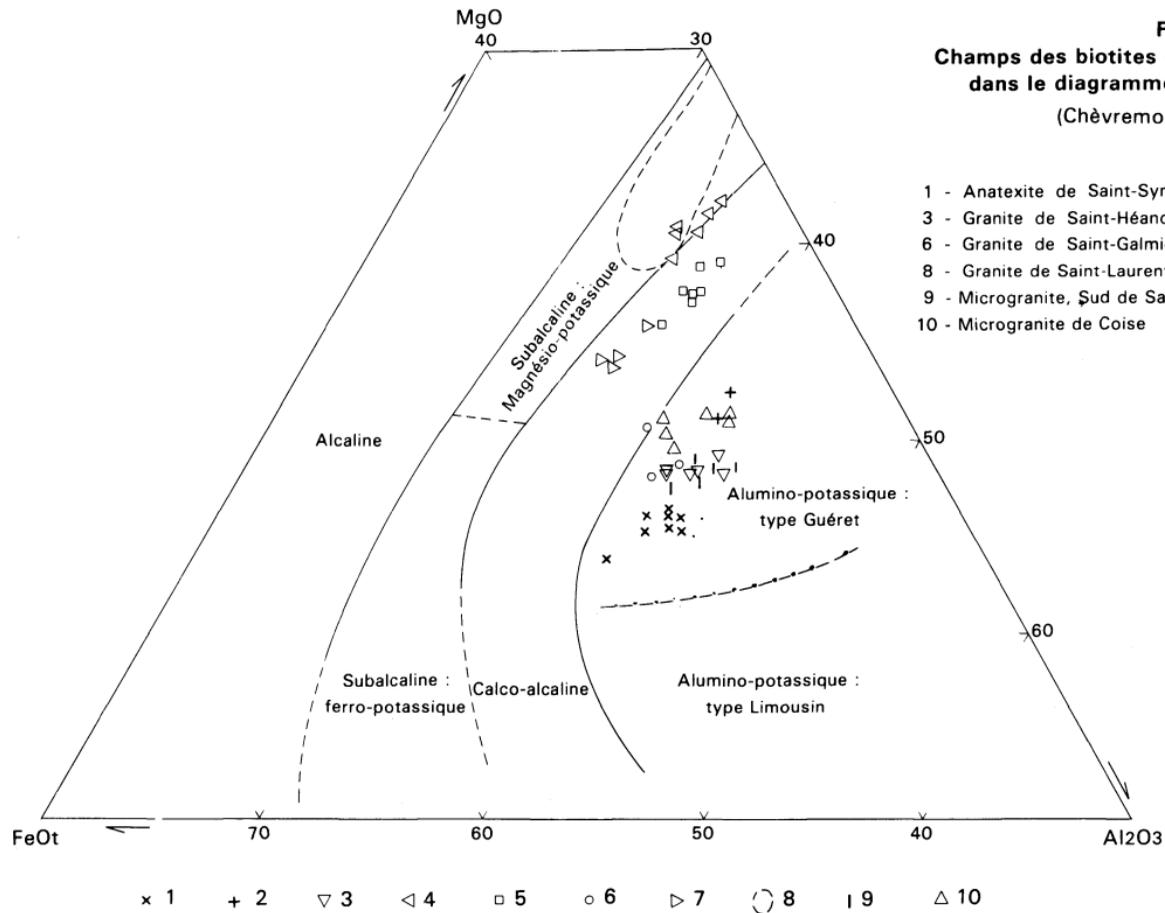
Les granites aluminopotassiques se présentent sous deux aspects d'après leur texture :

- l'un, œillé, à phénoclastes pœcilitiques de microcline (incluant des petits cristaux subautomorphes de plagioclase et de biotite) au sein d'une mésostase grenue quartzofeldspathique (à plagioclase zoné) et à lamelles de biotite  $\pm$  muscovite; dans les faciès déformés, les phénoclastes sont moulés par la foliation S3 et présentent à leurs extrémités des ombres de pression asymétriques;
- l'autre, faciès fin de bordure des lames granitiques, présente les mêmes caractères texturaux et compositionnels que la mésostase du premier type.

Ces variations de grain s'observent clairement à l'Ouest de Montromant et à Savoie (granite de Grand-Chemin), ou dans les régions de Rontalon (granite de Soucieu) et de Saint-Bonnet-les-Oules (massif de Saint-Héand).

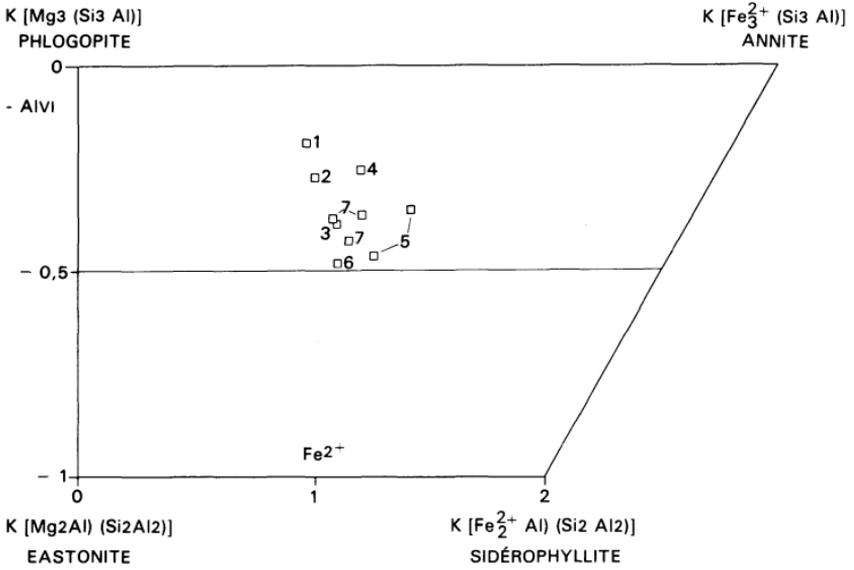
Les compositions minéralogiques sont homogènes : microcline à la fois en phénocristaux très pœcilitiques autour de petits plagioclases et de biotites, et dans la mésostase; plagioclase en cristaux zonés (An 7-30), avec prédominance de l'oligoclase (An 20-22); quartz en rubans polycristallins soulignant la déformation mylonitique; biotite plus ou moins chloritisée; muscovite en quantité variable; apatite et zircon, accessoires.

Le report des analyses de biotite dans les diagrammes MgO-FeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de P. Chèvremont *et al.* (1988) et dans le diagramme Al/Mg de H. Nachit *et al.* (1985) (fig. 5, 6 et 7), montre leur composition relativement homogène et alumineuse, et les classe parmi les associations aluminopotassiques (type « C » de Guéret).



**Fig. 5**  
**Champs des biotites des principaux granitoïdes**  
**dans le diagramme MgO - FeOt - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>**  
 (Chèvremont *et al.*, 1988)

- 1 - Anatexite de Saint-Symphorien; 2 - Granite de Grand-Chemin;
- 3 - Granite de Saint-Héand; 4 - Vagnérite; 5 - Tonalite;
- 6 - Granite de Saint-Galmier; 7 - Granodiorite de Salt-en-Donzy;
- 8 - Granite de Saint-Laurent-de-Chamousset;
- 9 - Microgranite, Sud de Saint-Laurent-de-Chamousset;
- 10 - Microgranite de Coise



1 - Vaugnérinite, 2 - Tonalite, 3 - Granite synclinématique de Grand-Chemin ; 4 - Granite de Saint-Galmier ; 5 - Anatexite grenue de Saint-Symphorien-sur-Coise ; 6 - Granite synclinématique du Saint-Héand ; 7 - Microgranite de Coise

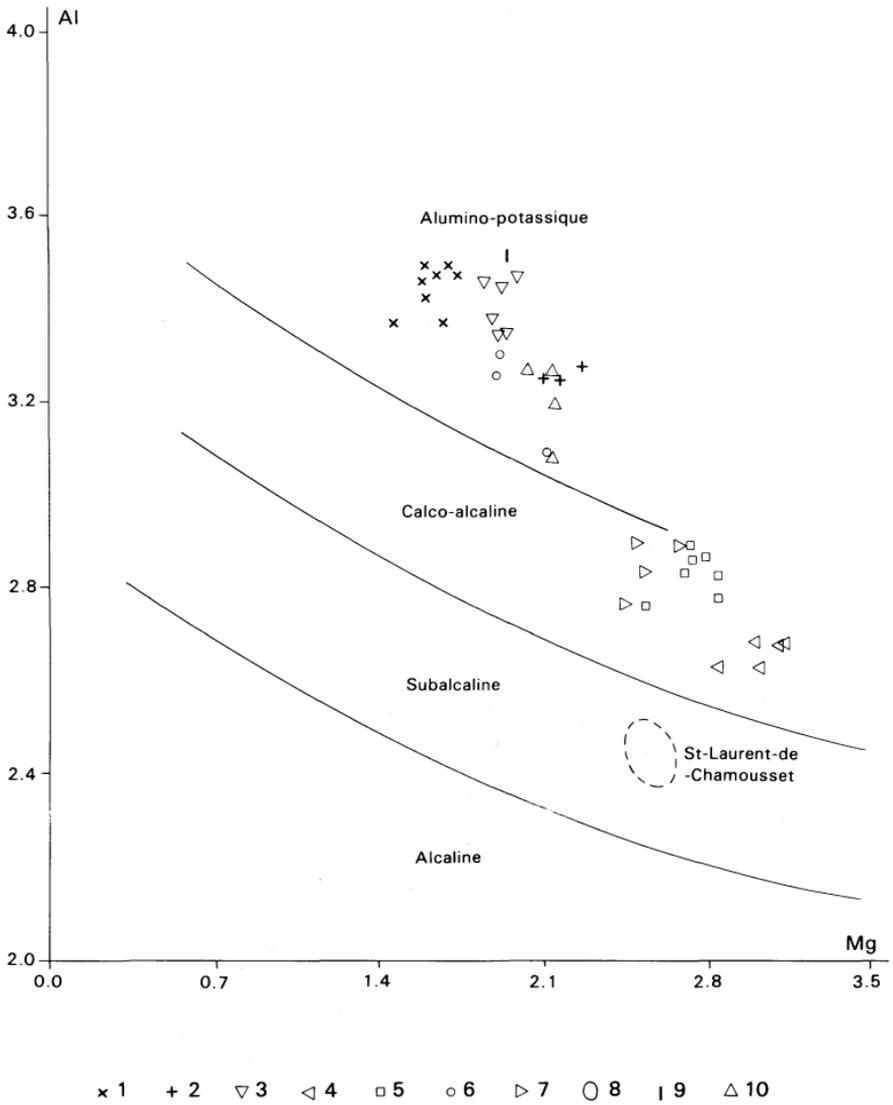
**Fig. 6 - Composition des biotites des principaux granitoïdes dans le diagramme de Wiewora (1990)**

Les biotites du granite de Saint-Héand présentent un rapport Al/Mg beaucoup plus élevé que celles du granite de Grand-Chemin (sidérophyllite + eastonite : 48 contre 38, respectivement ; phlogopite : 23,3 contre 30,6). Cette particularité est peut-être en rapport avec le fait que les biotites du second sont d'origine métamorphique, alors que celles du granite de Saint-Héand sont probablement primaires (magmatiques).

**v. Vaugnérites (et tonalites associées).** Principalement associées à certains granites synclinématiques situés au sein des monts du Lyonnais, des vaugnérites\*, roches sombres et très résistantes, constituent des lames ou des massifs orientés NE-SW, qui apparaissent en relief dans la topographie. C'est le cas, en particulier, de la lame du Vinoy, ou de celle située à l'Est de Marcenod, qui présente les mêmes caractères mylonitiques que le granite associé (observé près du lieu-dit le Bruneton).

L'étude détaillée des roches prélevées au-dessus de la ferme de la Combe et au Bruneton montre que le faciès mélanocrate, le plus

\* Roche définie à Vaugneray (feuille Tarare)



**Fig. 7 - Champs des biotites des principaux granitoïdes dans le diagramme de Nachit *et al.* (1985)**  
1-10 : mêmes types que légende fig. 5

typique des vaugnérîtes, est composé de clinopyroxène, d'amphibole, de biotite et de plagioclase ( $\pm$  feldspath potassique) et qu'il est associé à des roches plus ou moins différenciées : principalement des tonalites riches en biotite, mais parfois aussi des granites à biotite.

Des occurrences plus ponctuelles de vaugnérîtes doivent être signalées ; par exemple à l'Ouest de Coise (Sud du Lupin), où les mauvaises conditions d'affleurement n'ont pas permis d'observer les relations de ce « filon » avec l'encaissant migmatitique.

Des observations comparables ont été faites au Sud-Ouest de Grammond, en bordure nord du granite de Saint-Héand, où le faciès mélanocrate, très résistant, apparaît le long de la D 6, alors que des rochers plus clairs et d'aspect hétérogène, près de Chez-Tache, sont composés du mélange de tonalite à biotite-amphibole et de granite à biotite.

- En lame mince, les **vaugnérîtes** présentent une texture grenue de grain fin (millimétrique) hypidiomorphe (plagioclase et ferromagnésiens subautomorphes, feldspath potassique xénomorphe et pœcilitique) à foliation mylonitique ; celle-ci est soulignée principalement par la disposition de la biotite en groupes lamelleux plus ou moins déformés dans les plans C et S, l'étirement des cristaux de sphène dans le plan principal de foliation et, dans les faciès les moins mélanocrates, la présence de lanières granoblastiques de quartz moulant les autres cristaux.

La composition modale de ces roches varie beaucoup, d'une part à travers les proportions des minéraux ferromagnésiens : biotite toujours très développée, mais pyroxène pouvant être très abondant et automorphe ou seulement en petites reliques éparses au cœur des amphiboles, et, d'autre part, par les abondances très variables du quartz et du feldspath potassique (ceux-ci étant absents des termes les plus mafiques, riches en pyroxène).

Le faciès le plus typique (roches noires du Bruneton et de la D 6, Sud-Ouest de Grammond) est composé de plagioclase subautomorphe, zoné (andésine An 36-45), de biotite brune riche en magnésium (Fe/Mg 36 à 40) et en titane (2,6 à 3,2 en TiO<sub>2</sub>), d'amphibole vert pâle de type hornblende actinolitique, subautomorphe à xénomorphe, de clinopyroxène en prismes corrodés (de type salite : Wo 45,6-50, En 36,8-38,2, Fs 12,4-14,8) souvent relictuels dans l'amphibole, de microcline en cristaux interstitiels et pœcilitiques localement déformés, et de quartz souvent peu abondant soit globuleux, soit en plages interstitielles granoblastiques ; la biotite et le plagioclase sont à la fois en inclusion dans l'amphibole et en cristaux individualisés ; minéraux accessoires : sphène fréquent, pouvant être sous forme de grands cristaux automorphes associés à la biotite et à l'amphibole, plus ou moins déformés, étirés dans la schistosité mylonitique, et apatite en prismes plus petits.

Un faciès plus mélanocrate, affleurant à la Combe, est seulement constitué par de la biotite, du plagioclase (labrador) et du clinopy-

roxène, avec de l'amphibole nettement moins abondante, un peu de sphène et de magnétite. Un type intermédiaire l'accompagne, il est aussi à plagioclase comme seul feldspath, mais très riche en biotite et amphibole, tandis que le clinopyroxène est accessoire.

Les analyses de biotite du faciès type, reportées dans les diagrammes de H. Nachit *et al.* (1985) et de P. Chèvremont *et al.* (1988) (fig. 5, 6, 7), situent les vaugnérîtes dans le domaine basique des associations calco-alcalines, en limite du domaine basique des associations subalcalines magnésio-potassiques, légèrement décalées vers le calco-alcalin par rapport aux vaugnérîtes de Corse étudiées par P. Rossi (1981, 1984).

• Les **tonalites** à biotite, associées aux vaugnérîtes, sont des roches sombres et foliées rencontrées aux mêmes affleurements, formant des barres rocheuses, par exemple au Bruneton (à la ferme des Roches).

Le faciès type présente les mêmes caractères de déformation mylonitique que les granites syncinématiques et les vaugnérîtes. Il est composé de biotite brune riche en titane (plus de 3 %  $\text{TiO}_2$ ), de plagioclase subautomorphe de taille variable, zoné (andésine-labrador : An 37-59,6) à inclusions de biotite, de quartz interstitiel et parfois granoblastique; accessoires : sphène, apatite et zircon. Le faciès est fréquemment associé à des roches intermédiaires entre diorite et granodiorite à biotite. Celles-ci présentent une certaine hétérogénéité : les cristaux de feldspath potassique, de grande taille, frangés de myrmékites, apparaissent par niveaux au sein d'une roche dioritique de grain plus fin, uniquement composée de plagioclase et d'amas lamelleux de biotite.

Si l'on compare les compositions des biotites du faciès typique de tonalite à biotite à celles des biotites des vaugnérîtes (fig. 5, 6, 7), elles se situent dans le domaine des associations calco-alcalines et, quoique proches de celles des vaugnérîtes, elles sont intermédiaires, par le rapport Mg/Al, entre celles-ci et celles des granites syncinématiques alumino-potassiques. Ces tonalites à biotite pourraient donc résulter de l'hybridation d'un « magma vaugnéritique », d'origine mantellique, et d'un « magma granitique » alumino-potassique produit par fusion crustale.

### Granites namuro-westphaliens

$\gamma_{\text{G}}^{3\text{Al}}$ . **Granite alumino-potassique à biotite (de Saint-Galmier)**. Le granite porphyroïde de Saint-Galmier affleure à l'Ouest de la carte, où il est intrusif dans les formations ortho- et paradérivées du Lyonnais dont il recoupe les structures liées aux phases P1 et P2. Ce massif est localisé dans une zone où la phase P3 n'est pas exprimée, si bien qu'il n'a pas été possible de le caler par rapport à cet événement. De même, bien qu'au Sud de Chambœuf il soit en contact avec le granite syncinématique de Saint-Héand, aucune chronologie n'a pu être établie entre ces deux intrusifs. Il se pourrait que ce granite soit contemporain

des granites syncinématiques du Viséen inférieur, avec lesquels il présente beaucoup de similitudes géochimiques.

En lame mince, ce granite présente une texture grenue hypidiomorphe équante et porphyroïde. Les cristaux de plagioclase sont abondants, automorphes et zonés (An 16,6-32), partiellement séricitisés; leur taille est en moyenne de 2 mm, pouvant atteindre le demi-centimètre. La biotite est brune, légèrement chloritisée, en lamelles indépendantes ou parfois groupées, de taille semblable à celle du plagioclase; quelques lamelles plus petites sont incluses dans le plagioclase. Le feldspath potassique est sous forme de grands cristaux (centimétriques) xénomorphes, pœcilitiques autour du plagioclase et de la biotite, de même que le quartz, parfois globuleux, mais le plus souvent en plages polycristallines interstitielles. Accessoires : zircon, apatite, rares oxydes (aiguilles de sagénite dans la biotite en voie de chloritisation).

De ces observations pétrographiques, on peut déduire l'ordre de cristallisation des minéraux du granite : zircon et apatite, biotite, plagioclase, orthose et quartz. De plus, on notera que le granite de Saint-Galmier, qui n'est pas déformé, a des biotites de composition légèrement plus ferrifères que celles des biotites des granites mylonitiques (fig. 5, 6, 7).

$\gamma^{3Ca}$ . **Monzogranite calco-alkalin à biotite (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 données chronologiques concernant ce granite sont rares. F. Lauzac (1960) le distingue du granite rouge de Saint-Laurent-de-Chamousset. Il le considère antérieur à ce massif, ce que confirme l'observation d'un filon de granite de Chamousset recoupant le granite de Salt-en-Donzy (à Foix), effectuée dans le cadre de ce levé. Par ailleurs, H. Sider *et al.* (1986) proposent une analogie avec les granites de Boën-sur-Lignon, d'âge viséen supérieur. Ces auteurs suggèrent un allongement N140 à N165 du massif, argumenté par l'étude statistique de l'orientation des marqueurs de la déformation (car, au moins sur le territoire de la carte, la structuration planaire du granite est en-deçà du seuil de perception macroscopique).

Sur le territoire de la carte, le granite s'allonge vers l'Est en direction de Sainte-Foy-l'Argentière; il émet d'ailleurs dans la série encaissante de la Brévenne de nombreuses digitations filoniennes pouvant s'apparenter aux microgranites de type Brussieu, définis dans le cadre du levé de la carte Tarare. Ces filons de direction sub-E-W recoupent les structures liées aux déformations D1 et D2 de la série encaissante de la Brévenne.

De couleur grise, le monzogranite de Salt-en-Donzy présente une texture grenue équante, de grain moyen, moins porphyrique que

celle du granite de Saint-Laurent-de-Chamousset. Il se caractérise par l'abondance des cristaux automorphes de plagioclase, de taille moyenne plurimillimétrique et zonés (andésine), des lamelles trapues de biotite (à rapport Mg/Al élevé; fig. 5 et 7), dans une matrice à feldspath potassique interstitiel xénomorphe et quartz polycristallin. L'amphibole (rare, d'après J. Delfour *et al.*, 1989) n'a pas été observée ici.

Des **filons** de microgranite de puissance métrique à décamétrique affleurent abondamment sur la bordure sud du granite de Salt-en-Donzy. Ces microgranites ne sont jamais déformés. Leurs épontes, comme celles du granite de Salt-en-Donzy, sont souvent le siège d'une bréchification hydraulique accompagnée d'une silicification de l'encaissant. À l'affleurement, ils peuvent être confondus avec des trondhjémites ou des kératophyres de l'unité de la Brévenne, ayant subi le métamorphisme de contact. Ce sont des roches blanches compactes, localement porphyriques, chargées en biotite (notamment en amas polycristallins ovales).

En lame mince, la texture est grenue, porphyrique à grain fin, avec une matrice quartzo-feldspathique équante. La biotite est en grandes lamelles automorphes ou en amas. Le feldspath potassique est subordonné au plagioclase. Les accessoires sont des oxydes de fer, de l'apatite et du zircon.

$\Upsilon^{3MK}$ . **Monzogranite magnésio-potassique à biotite et amphibole (de Saint-Laurent-de-Chamousset)**. Le granite de Saint-Laurent-de-Chamousset occupe une vaste superficie qui recouvre pour partie les coupures Feurs, Tarare, Amplepuis, Monbrison et Saint-Symphorien-sur-Coise. Sur le territoire de cette dernière, il affleure au Nord de Sainte-Foy-l'Argentière. Son contact avec la série de la Brévenne, observé à Souzy, est faiblement penté. À la périphérie du massif affleurent des filons d'un matériel aplitique ou porphyrique, interprétés comme un cortège filonien périgranitique.

Le granite de Saint-Laurent-de-Chamousset appartient à la lignée des « granites rouges ». C'est un granite porphyrique, à matrice de grain moyen. Sa texture est subautomorphe équante, et sa composition minéralogique est, par ordre d'abondance décroissante : plagioclase en cristaux subautomorphes à zonation oscillatoire (andésine au cœur, oligoclase en périphérie), généralement peu séricitisés; feldspath potassique à la fois en cristaux centimétriques automorphes à inclusions de plagioclase, biotite, amphibole et en petits cristaux, plus ou moins perthitiques; quartz, xénomorphe et interstitiel; biotite en lamelles brun sombre (riche en magnésium), à inclusions d'apatite et de zircon; amphibole sous forme de cristaux automorphes, de type magnésio-hornblende. Les minéraux accessoires observés sont l'apatite, le zircon, des oxydes de fer, de la pyrite, du sphène et de l'allanite.

La séquence de cristallisation, déduite de ces caractères texturaux et minéralogiques est la suivante : minéraux accessoires, amphibole, biotite, plagioclase, quartz et orthose.

Ce granite, dont la composition chimique est celle des monzogranites à affinité subalcaline (Delfour *et al.*, 1989), se situe aussi dans le domaine des associations magnésio-potassiques d'après la composition chimique des biotites (fig. 5 et 7).

Des **filons** de microgranite rose, de puissance métrique à décamétrique, affleurent sur la bordure du granite de Saint-Laurent-de-Chamousset et, à proximité de celle-ci. Ces microgranites et aplites, qui représentent le cortège aplitique du granite, ne sont pas déformés. Le faciès le plus courant est une roche aplitique de grain millimétrique, non porphyrique. On observe aussi quelques pegmatites de grain centimétrique, de composition leucocrate, et un faciès microgrenu très porphyrique à phénocristaux d'orthose atteignant le centimètre, de quartz et de plagioclase millimétriques.

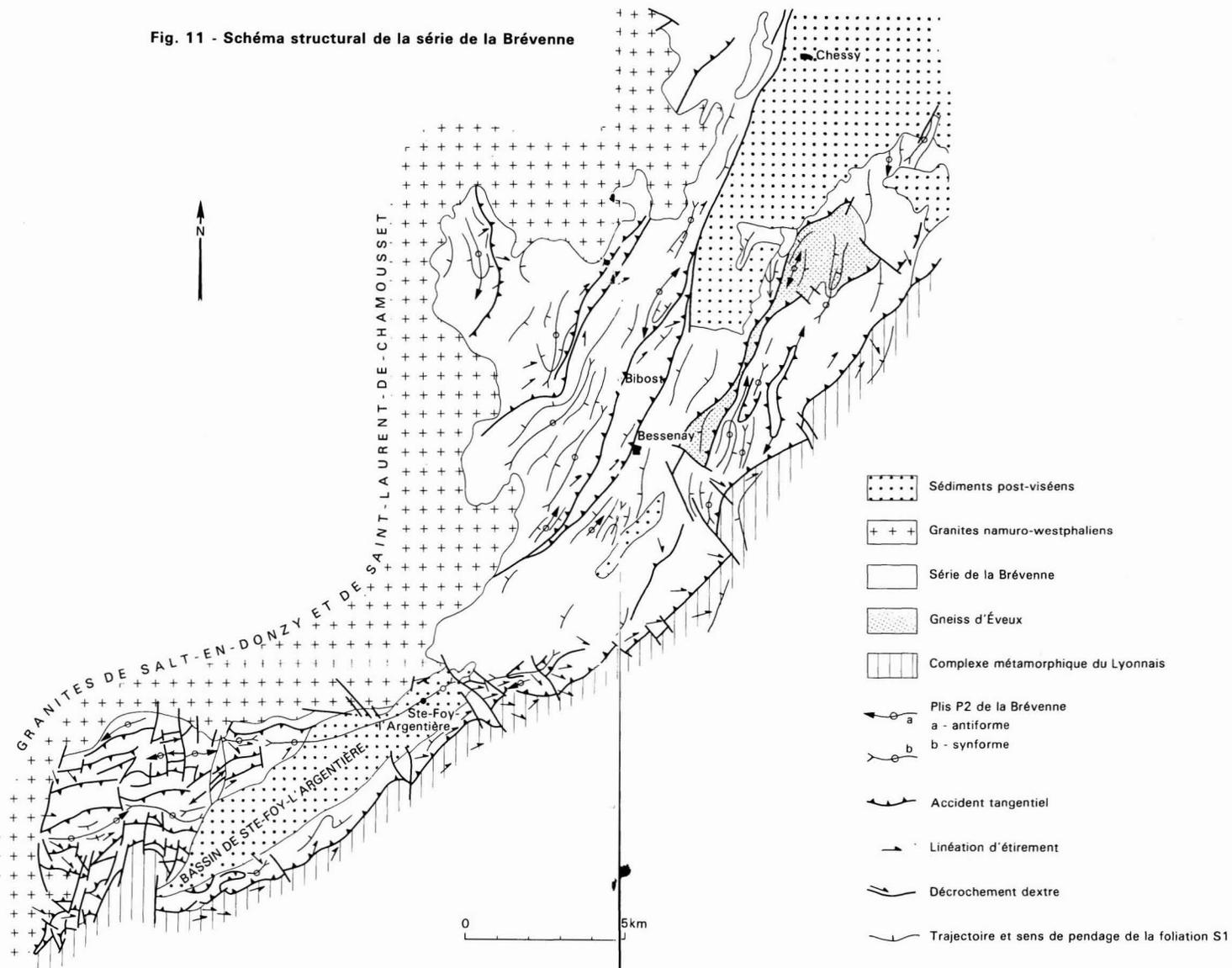
En lame mince, le faciès aplitique présente une texture microgrenue équante, à tendance graphique, dont le quartz constitue l'ossature. Ses minéraux sont, par ordre d'abondance décroissante, le quartz, le feldspath potassique, l'albite, la muscovite, parfois la biotite plus ou moins chloritisée. Accessoirement, il contient de la tourmaline, de l'apatite, des oxydes de fer et de la pyrite.

Le faciès porphyrique est semblable, par sa composition, au granite de Saint-Laurent-de-Chamousset, et au « microgranite de Saint-Clément-les-Places » décrit sur la feuille Tarare dans sa partie sud (Delfour *et al.*, 1989) ; il en diffère, toutefois, par l'absence d'amphibole. Sa texture est équante, très porphyrique. Dans une mésostase aplitique, de composition quartzo-feldspathique (feldspath potassique dominant) à quelques muscovites, on observe de grands phénocristaux d'orthose subautomorphes (riches en inclusions de petits plagioclases), de biotite, parfois d'apatite, des cristaux abondants, millimétriques, automorphes, à facture rhyolitique ; la biotite est sous forme de longues lamelles brunes, peu chloritisées, à inclusions de petits zircons, d'oxydes de fer, accessoirement de grandes apatites. De la muscovite forme, outre les lamelles éparses dans la mésostase, des assemblages secondaires plus fins dans certains plagioclases et remplace un minéral porphyrique ou blastique entièrement déstabilisé (cordiérite possible).

La composition chimique de la biotite montre (fig. 5 et 7) que le rapport Al/Mg très élevé classe ces microgranites parmi les associations alumino-potassiques ; ils s'apparentent aux leucogranites ultimes des magmas granitiques et témoignent de la fin de la cristallisation du massif de Saint-Laurent-de-Chamousset.

μΥ. **Microgranites de type Coise.** Ces microgranites ont été définis sous l'appellation « microgranites type Plat-du-Mont » sur le territoire de la carte Tarare (Delfour *et al.*, 1989). Ils affleurent, sur l'ensemble

Fig. 11 - Schéma structural de la série de la Brévenne



de la feuille, en filons de puissance variant entre quelques mètres et une centaine de mètres, selon une direction WNW-ESE à NW-SE. Certains d'entre eux peuvent être suivis sur plusieurs kilomètres; soulignant des zones de cataclase importante, ils sont associés à des brèches siliceuses localement très développées.

Ces microgranites présentent, avec les gneiss migmatitiques du Lyonnais, des contacts francs, localement des bordures figées (bien visibles par exemple au Sud-Est de Saint-Symphorien-sur-Coise), le plus souvent très siliceuses et présentant les caractères plus ou moins bréchiques évoqués ci-dessus. Leur mise en place est donc liée à une fracturation en grand d'un bâti froid et solide. À Saint-Denis-sur-Coise, leur disposition en épi par rapport aux failles NW-SE suggère que leur mise en place a été contrôlée par le jeu senestre de ces accidents. Leurs relations sont différentes avec le granite de Saint-Laurent-de-Chamousset, où les contacts deviennent plus flous, ce qui suggérerait une mise en place lors de la fracturation de celui-ci, alors qu'il est incomplètement refroidi et cristallisé (Hibbard et Watters, 1985; Del-four *et al.*, 1989).

Le faciès type est bien représenté à Coise où il a été exploité pour la construction d'habitations, et en particulier pour celle de la chapelle. C'est en effet une roche de teinte saumonée, non déformée et peu altérable, très résistante et tenace, qui apparaît souvent — comme à Coise — en relief dans la topographie. Elle est porphyrique, avec des feldspaths centimétriques et de gros quartz subautomorphes.

En lame mince, ces microgranites présentent une texture équante, microgrenue et très porphyrique, avec des feldspaths subautomorphes et de grands quartz globuleux, souvent polycristallins et à inclusions de biotite. Les plagioclases sont les phénocristaux les plus abondants, zonés (An 16,8-37), à cœur souvent saussuritisé; certains, plus petits, sont inclus dans de grands phénocristaux épars d'orthose. La biotite, brune, s'observe en inclusions dans tous les autres phénocristaux de même que dans la mésostase; elle renferme elle-même des zircons, apatites et quelques oxydes. La mésostase est principalement quartzofeldspathique, avec le plagioclase également abondant, à composition d'andésine (An 42-43), et renferme de la muscovite et de la biotite, accessoires.

La composition chimique de la biotite rattache ces microgranites aux associations alumino-potassiques (fig. 5, 6, 7).

## Stéphanien

h5a. **Stéphanien inférieur (bassin de Tartaras). Brèche, schistes noirs, grès conglomératiques.** L'ensemble des terrains houillers affleurant dans la région de Tartaras, appartient à l'assise de Rive-de-Gier que l'on rapporte au Stéphanien inférieur. Dans cette assise, définie sur le territoire des feuilles voisines Saint-Étienne et Givors, on distingue de bas en haut :

- une brèche à gros blocs anguleux comprenant des éléments dinantiens;
- des schistes noirs à intercalations de grès plus ou moins grossiers ou conglomératiques.

Le bassin de Tartaras est à proximité du « seuil de Givors » qui sépare les deux systèmes régionaux de dépôts houillers : le bassin de la Loire à l'Ouest et celui du Bas-Dauphiné à l'Est.

h5b. **Stéphanien supérieur (bassin de Sainte-Foy-l'Argentière). Conglomérats, grès arkosiques, schistes micacés et couches charbonneuses.** Le bassin houiller de Sainte-Foy-l'Argentière est un fossé tectonique de 11 km de long sur une largeur de 1,5 à 2 km. On ne peut donc observer le contact stratigraphique entre le Carbonifère et le socle encaissant.

La série stéphanienne consiste en une alternance d'argiles, de schistes et de grès, avec couches de houille et niveaux de conglomérats. Les couches probablement les plus proches de la base de la série qui puissent s'étudier à l'affleurement, se situent au Sud-Ouest de Souzy ( $x = 763,990$ ;  $y = 80,200$ ) avec, de bas en haut, la coupe suivante :

- 5 m d'argile brun-rouge avec îlots gris-vert;
- 0,80 m de sable rougeâtre fin à moyen;
- 0,40 m de conglomérat à éléments subanguleux de socle de 1 à 6 cm;
- 0,50 m d'argile brun-rouge;
- 4 m de sable quartzo-feldspathique rouge d'abord, puis rose pâle, surmonté d'argile rougeâtre;
- l'ensemble est coiffé de colluvions limoneuses à petits éléments de socle.

Les conglomérats sont formés d'éléments, généralement roulés et très altérés, de microgranite, de granite (galets vraisemblablement issus du granite de Saint-Laurent-de-Chamousset), d'amphibolite et de quartz. La matrice est un grès grossier, finement conglomératique, avec des stratifications entrecroisées. Un bon affleurement de ces niveaux a été observé au Sud de Meys ( $x = 759,900$ ;  $y = 77,060$ ). Les alternances d'argiles, schistes et grès, avec lits charbonneux à plantes (*Cordaites*, *Pecopteris*), sont bien visibles dans la carrière exploitée par les tuileries de Sainte-Foy, à 2,5 km au Sud-Ouest de la ville ( $x = 764,070$ ;  $y = 79,450$ ).

L'épaisseur totale du houiller du bassin de Sainte-Foy-l'Argentière est supérieure à 600 m et pourrait même, localement dépasser 1 000 m. En effectuant la synthèse des observations recueillies lors des travaux miniers d'exploration et d'exploitation, on peut retenir la coupe générale suivante :

- à la base un conglomérat inférieur, épais de 15 à 20 m, avec matrice argileuse souvent rougeâtre;

- 150 m d'alternance d'argiles et de grès avec quelques intercalations de poudingues. Localement, cet ensemble recèle un faisceau charbonneux (faisceau des Rosandes);
- 90 m représentant le faisceau de Sainte-Foy, avec trois niveaux de houille séparés d'alternances argilo-schisto-gréseuses;
- plusieurs centaines de mètres d'une série répétitive de grès arkosiques, de schistes silto-micacés et d'argiles avec rares et très minces lits charbonneux à plantes. Un niveau de grès à troncs silicifiés (*Dadoxylon*) a été repéré dans cette série.

Les failles qui délimitent le bassin ont un tracé vertical et toutes les observations concordent pour leur attribuer localement un jeu vertical.

Les restes végétaux sont rares dans les schistes et grès, abondants par contre dans les couches charbonneuses. On y rencontre *Pecopteris*, *Cordaites*, *Calamites*, *Anomlaria*, qui semblent indiquer un âge stéphanien supérieur.

### CÉNOZOÏQUE

g-m. **Oligo-Miocène indifférencié. Argiles, sables et poudingues.** Il s'agit des formations de la bordure orientale de la plaine du Forez qui ne forment ici qu'un mince liseré en bordure occidentale de la carte, au Sud de Saint-Galmier.

En bordure de la Coise quelques entailles en talus de route ont montré des sables jaunâtres argileux à graviers et galets. À l'Ouest, sur le territoire de la feuille Montbrison, des poudingues à matrice calcaire ont été signalés dans la formation.

L'attribution au Tertiaire est incertaine.

**K. Complexe d'alluvio-colluvionnement et d'altération de la dépression Sainte-Foy—Viricelles.** Au centre du bassin de Sainte-Foy, les terrains stéphanien sont recouverts d'une formation épaisse (13 m au sondage 721-2-12 et > 14 m au 721-2-13) où se mélangent les produits de l'altération du houiller, en place où faiblement transportés, avec des **colluvions** (C) provenant de l'altération du socle des versants. Des limons d'inondation et des niveaux fluviatiles à graviers peuvent s'y intercaler.

**A. Complexe de pente.** Aux flancs du fossé de Sainte-Foy-l'Argentière, le contact des terrains stéphanien et du socle est souvent masqué par un complexe de pente: arène grossière solifluée à fragments anguleux de socle, qui empâte le relief des failles bordières.

**Fx. Alluvions anciennes de la plaine du Forez.** En bordure ouest de la carte, au Sud de Saint-Galmier, se terminent ces alluvions anciennes de la Loire qui s'étalent largement sur le domaine de la feuille voisine Montbrison.

Fy. **Alluvions des basses terrasses de la Coise.** Quelques lambeaux d'une basse terrasse de la Coise ont été préservés à l'amont de Saint-Galmier. Leur nature n'est pas connue.

Fz. **Alluvions récentes et actuelles.** Elles occupent le fond des vallées mais aucun cours d'eau ne développe de plaine alluviale (angle sud-est de la feuille). Leur épaisseur est comprise entre 5 et 9 m (sondages autoroutiers); elles sont sablo-graveleuses, très hétérométriques et n'ont pas révélé de potentiel aquifère.

J. **Cônes de déjection.** Un petit cône de déjection torrentiel occupe le débouché du ravin du ruisseau de la Tivillière (affluent rive droite de la Coise) dans un secteur où la vallée de la Coise présente des flancs raides.

## CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

### *ENSEMBLE MÉTASÉDIMENTAIRE BASAL*

Dans le cadre de l'Inventaire minier de la France, les cartes géochimiques établies à partir des valeurs obtenues par l'analyse des « stream sédiments » font apparaître, pour les migmatites dérivant de métapelites de Saint-Symphorien-sur-Coise et les méta-grauwackes migmatitiques sus-jacentes, des teneurs en vanadium, chrome et nickel d'un niveau particulièrement élevé (Lambert et Viallefond, 1987). La tendance révélée par ces valeurs relatives est cohérente avec les analyses de roche effectuées à titre de contrôle.

On notera que des observations similaires ont été faites dans des grauwackes des Calédonides scandinaves (Guézou, 1986) : elles renferment des teneurs moyennes de 174 ppm de chrome et de 94 ppm de nickel. L'origine de cet enrichissement peut être liée à un facteur mécanique : remaniement d'ultrabasites, d'amphibolites,... ; or, ces roches sont bien représentées dans le Lyonnais et, de plus, sont présentes en lentilles dans les métasédiments concernés : lentilles d'ultrabasites à Aveizieux, amphibolites à Jancenay et à Saint-Médard.

D'autre part, les cartes géochimiques de l'Inventaire mettent en évidence des zones très riches en Va, Ni, Cr, qui pourraient être la trace de roches basiques ou ultrabasiques, subaffleurantes ou dispersées en « lentilles » trop petites pour être décelées sans conditions d'affleurement exceptionnelles.

De même, des leptynites à intercalations de gneiss mésocrates à silicates calciques, apparaissent en lentilles décimétriques au sein des migmatites de l'ensemble métasédimentaire basal (au SSW d'Aveizieux, à l'Ouest de Saint-Médard, et à Jancenay).

Ces leptynites à niveaux de silicates calciques sont des roches foliées mésocrates, plus ou moins rubanées et composées d'un assemblage

granoblastique orienté dont les constituants sont le quartz, le plagioclase calcique (anorthite), le clinopyroxène de type salite (Wo 47, En 29-34, Fs 18-23), l'amphibole, une magnésio-hornblende, et le grenat riche en almandin (40 %), spessartine (26-28 %) et andracite (15-21 %).

Cette paragenèse, riche en calcium, fer et manganèse, indiquerait également, pour ces niveaux, une origine sédimentaire dans un contexte à dominante volcanique acide. Elle indique la participation d'un matériel volcanique à la sédimentation.

On notera d'ailleurs qu'une telle origine serait cohérente avec les conclusions de l'étude des amphibolites du domaine lyonnais localisées au contact Lyonnais/Brévenne (cf. *infra*). En effet, les caractéristiques pétrographiques et géochimiques de ces roches, situées au sommet (géométrique) des méta-grauwackes, évoquent une origine paradérivée : faciès volcano-détritique (tuffite) ou détritique, de type grauwackeux (*s.l.*), remaniant des roches magmatiques basiques.

## AMPHIBOLITES ET ORTHOLEPTYNITES

### Amphibolites du contact Lyonnais/Brévenne

Huit échantillons d'amphibolites rubanées à clastes ont été analysés (les éléments majeurs ont été dosés par fluorescence X au BRGM, les éléments-traces soit par activation neutronique au laboratoire P. Süe du C.E.N. - Saclay, soit par ICP/MS au BRGM). Sept échantillons proviennent de la feuille Saint-Symphorien (4 de la partie occidentale : les Champs, Ouest de la Pierre-Blanche ; 3 des coupes de l'Argentière et de Montromant) ; le huitième, pour comparaison, étant la roche prélevée dans le même horizon structural, près de Courzieu, sur la feuille Tarare (Costa, 1989).

Cette étude géochimique permet de distinguer deux cas :

- le premier, concerne les metabasites de Montromant et de l'Argentière. Ces roches, dont le caractère composite a été démontré précédemment\*, présentent cependant des caractères géochimiques (majeurs et traces) identiques à ceux des metabasites de la série de la Brévenne, probablement en raison de la prépondérance (en volume) des gabbros de cette série dans le mélange tectonique ;
- le second, comprenant les roches de la partie occidentale de la carte (amphibolites et leptynites) et l'amphibolite de Courzieu (carte Tarare), se distinguent des metabasites de la série de la Brévenne, d'une part par des teneurs plus variables et élevées en silice (52,4 à 71 %), d'autre part par des spectres d'éléments-traces différents de ceux des métavolcanites, tant de la Brévenne que du Lyonnais méridional.

\* L'analyse pétrographique et cartographique a montré que ces metabasites correspondent au mélange intime (d'origine tectonique) d'amphibolites rubanées et/ou à clastes feldspathiques et de métagabbros de la Brévenne (voir « Description des terrains »).

dional. Ces spectres révèlent, en effet, un fractionnement important en zirconium et hafnium dans ces roches, qui indiquerait une origine paradérivée : il s'agit probablement de faciès volcano-détritique (tuffite) ou détritique, de type grauwackeux (*s.l.*), remaniant des roches magmatiques, basiques et peut-être différenciées.

### **Amphibolites et gneiss amphiboliques de la zone de Saint-Christo-en-Jarez—Mornant (la « bande de Riverie »)**

Du point de vue de l'origine de l'ensemble de ces matériaux, une étude géochimique détaillée (Blanc, 1981) a démontré que l'essentiel des amphibolites ont une origine orthodérivée, comme le montrent, à l'échelle de la lame mince, la présence de reliques de textures grenues dans les amphibolites, mais aussi, sur le terrain, la présence de reliques de métagabbros bien reconnaissables dans les zones peu déformées.

Seules quelques amphibolites feldspathiques sont d'origine paradérivée, correspondant à la transformation d'anciens tufs faiblement remaniés, ou bien de mélanges de tufs et de produits d'une sédimentation chimique carbonatée. Pour le reste, les amphibolites ont des compositions de tholéiites océaniques différenciées. On y reconnaît en effet des amphibolites ferrotitanées (anciens liquides) et des metabasites à composition chimique de résidus cumulatifs.

### *SÉRIE DE LA BRÉVENNE*

Afin de replacer la série de la Brévenne dans le cadre du cycle varisque, il sera discuté du contexte géodynamique de mise en place, en prenant en compte des travaux récents (Delfour *et al.*, 1989; Pin, 1989; Milési et Lescuyer, 1989; Lemièrre *et al.*, 1989; Lemièrre, à paraître;) et des résultats obtenus dans le cadre du levé de cette carte (Thiéblemont, 1990).

### **Conditions de mise en place**

Les conditions de mise en place de cette série volcano-sédimentaire ont été précisées à l'occasion de la reconstruction stratigraphique et des investigations gîtologiques et géochimiques qui ont été menées dans l'environnement de la mine de Chessy (Milési et Lescuyer, 1989; Lemièrre *et al.*, 1989).

Pour ces auteurs, l'existence de coulées vésiculées à pillows préservés (Durand, 1981; Delfour *et al.*, 1989; Milési et Lescuyer, 1989) indique clairement une *mise en place en milieu sous-marin*. De même, le débit perlitique des laves rhyodacitiques, la présence d'amas sulfurés exhalatifs à sulfures-barytine (Chessy, Vieilles-Mines de Sain-Bel), localement de schistes noirs, et l'absence d'ignimbrites ou d'autres formations volcaniques aériennes, sont des indicateurs d'un tel milieu.

De plus, la coexistence de basaltes à faible vésiculation, émis en profondeur et d'amas sulfurés exhalatifs (Chessy), avec des formations plus superficielles telles que lamines rhyolitiques et peut-être minéralisations sulfurées intra-stockwerk à caractères d'ébullition (Sain-Bel; Poupon, 1989), indiquerait des conditions bathymétriques variables.

### **Contexte géodynamique et situation par rapport aux domaines crustaux**

Les caractères géochimiques de la Brévenne ont été étudiés à maintes reprises, notamment à partir d'échantillons prélevés sur le territoire de la carte voisine Tarare. Quelques études complémentaires ont été menées dans le cadre du levé de la carte Saint-Symphorien-sur-Coise (Thiéblemont, 1990). Nous nous bornerons ici à relater les résultats et les interprétations majeures de ces travaux. Pour plus de détail, on se reportera notamment aux travaux suivants : Durand (1981), Piboule *et al.* (1982), Pin et Lancelot (1982), Jouchoux (1983), Delfour *et al.* (1989), Lemièrre *et al.* (1989), Ohnenstetter et Sider (1988), Pin (1989), Thiéblemont (1990).

Il est communément admis que le magmatisme de la Brévenne s'est développé à la faveur d'une aire distensive qui, d'après les données magnétiques et gravimétriques, se prolongerait, vers le Nord, sous la Bresse (Autran *et al.*, 1994). L'origine de cette aire reste controversée : aire distensive *en contexte convergent* (= bassin distensif intra-arc; Pin, 1989) ou *océanisation* (= rift intracontinental) *avortée* (Piboule *et al.*, 1982). Parmi les arguments en faveur du deuxième contexte on citera :

— la présence, comme dans le Sud du Beaujolais et dans le secteur de Violay, d'un volcanisme tholéiitique à caractère de MORB (Lemièrre *et al.*, 1989; Ohnenstetter et Sider, 1988);

— la mise en évidence d'un « sheeted dyke complex » (Milési et Lescuyer, 1989);

— la persistance de lambeaux du « socle » originel de la série, tels les gneiss d'Affoux, recoupés par ce magmatisme tholéiitique (dykes et petits intrusifs) (Delfour *et al.*, 1989; Milési et Lescuyer, 1989);

— la faible proportion de détritisme grossier issu du démantèlement d'un socle ou d'édifices volcaniques voisins, par rapport aux sédiments détritiques fins (siltites) (Milési et Lescuyer, 1989; Lemièrre *et al.*, 1989), indiquant l'absence de reliefs importants.

On notera néanmoins que l'anomalie négative en Nb et Ta constatée a été rapportée à un contexte de subduction (Pin, 1989). Un tel contexte est cependant difficilement compatible avec :

— la coexistence d'un magmatisme basique à faibles teneurs en Ti, Nb, Ta, suggérant un magmatisme de type arc, et d'un magmatisme à teneurs normales (MORB) ou transitionnelles plus élevées, de type rift;

— l'existence d'un magmatisme transitionnel (T-MORB) en relation géométrique avec la bordure nord du domaine Brévenne—Beaujolais (secteur de Ternand—Cruison; Ohnenstetter et Sider, 1988).

En effet, ces anomalies sont rares en contexte d'arc et impliquent alors l'intervention d'une distension interne (rift intra-arc, transformantes,...) ou encore une position en arrière-arc (Ohnenstetter et Sider, 1988).

De plus, les données isotopiques Sr-Sm-Nd pour les magmas basiques impliquent une origine par mélange entre un manteau « normal » et un composant « crustal », excluant une origine océanique ou purement crustale.

Enfin, l'étude des rapports entre éléments hygromagmaphiles et des rapports isotopiques (Thiéblemont, 1990) met en évidence l'intervention d'un manteau faiblement appauvri, dont les caractéristiques sont spécifiques des domaines continentaux : « manteau sous-continentale » très distinct du manteau supra-subduction, ce qui exclut un contexte de convergence (Thiéblemont, *ibid.*).

Certains des faits précédents plaident en faveur d'un *site intracontinental*; cette position est confortée par les faits suivants :

- mise en évidence d'une contamination crustale dans le processus génétique des magmas basiques (Milési et Lescuyer, 1989; Lemièrre *et al.*, 1989; Lemièrre, à paraître) qui présentent de fortes analogies avec les tholéiites continentales (Thiéblemont, 1990);
- similarité géochimique entre les dykes et intrusifs recoupant le lambeau gneissique d'Affoux et les termes effusifs de la Brévenne;
- origine essentiellement continentale des siltites, et leur source surtout orthodérivée (Lemièrre *et al.*, 1989), plaidant pour un bassin-versant fermé intracontinental plutôt que pour un bassin intra-arc;
- abondance des magmatites felsiques ( $\geq 50\%$  du volume) : rhyodacites (kératophyriques) et trondhjémites;
- grande variabilité des « spectres-trace » des roches acides (traduisant des rapports entre éléments hygromagmaphiles hétérogènes), compatible avec un contexte de contamination crustale plutôt qu'avec un processus de cristallisation fractionnée (Thiéblemont, 1990);
- les trondhjémites sont plus proches géochimiquement des types continentaux que des plagiogranites océaniques (Piboule *et al.*, 1982; Thiéblemont, 1990);
- contribution de l'anatexie crustale à la genèse des magmas acides, d'où l'évocation d'une origine purement anatectique (Sider et Ohnenstetter, 1986), d'un processus de fusion partielle et de contamination crustale (Thiéblemont, 1990), ou d'un modèle de contamination d'un matériel en cours de fractionnement (Lemièrre *et al.*, 1989).

L'apport crustal a été rapporté également à une anatexie infracrustale compatible avec un *contexte de subduction* (Pin, 1989). Il est vrai qu'un tel environnement peut rendre compte de l'enrichissement en éléments incompatibles, notamment en terres rares légères, soit par les fluides libérés par la plaque subductée, soit par assimilation sélective des composants labiles de la croûte continentale.

Toutefois, cette argumentation n'est pas valide car les distensions intracontinentales produisent aussi, systématiquement, un enrichissement en terres rares légères des magmas associés. De plus, les valeurs

du total terres rares et des rapports Ta/Tb, Nb/Ta et Zr/Y sont trop élevées pour envisager un contrôle par subduction. D'autre part, les anomalies négatives en Ta et Nb peuvent s'expliquer autrement que par l'influence de la subduction : effet de phases stables au résidu.

Par ailleurs, la contamination crustale et la position intracrustale peuvent être argumentées indirectement par des preuves de l'héritage d'un vieux socle, par exemple des âges conventionnels U/Pb systématiquement perturbés. De même, la présence indiscutable de zircons anciens hérités (cf. *infra*) dans les laves felsiques est interprétée comme la trace de l'incorporation des produits de la fusion partielle de l'encaissant gneissique des chambres magmatiques. On notera d'ailleurs que D. Thiéblemont (1990) parle d'une fusion partielle de la croûte profonde (matériel amphibolique) à l'origine des roches acides. Ces gneiss pouvant dériver d'un remaniement détritique ou d'une granitisation de vieux nucléus.

Des études géochronologiques ont été entreprises par J.Y. Calvez, à la faveur d'une action engagée sur la mine de Chessy et son environnement (contrat CEE MA 1M-0030-F). Les analyses ont porté sur des rhyodacites et des rhyolites de l'ensemble acide basal (échantillons PM 9 et TA 3570 ; tabl. II[D] et [F]). La méthode de datation utilisée est celle de l'évaporation thermique directe de Pb dans le spectromètre de masse à partir d'un monocristal de zircon (Kober, 1986).

Pour l'échantillon TA 3570, 6 cristaux ont été analysés : les résultats sont dans le tableau II[F]. Le zircon Zr 7 donne un âge approximatif du volcanisme qui rejoint l'estimation déduite des arguments géologiques et géochronologiques (voir « Description des terrains »).

Les zircons Zr 2, 3, 1, 8 et 5 donnent des âges très anciens (2 127 à 2 867 Ma) interprétés comme celui de la cristallisation de ces cristaux hérités.

### INTRUSIFS SYNCINÉMATIQUES D'ÂGE VISÉEN INFÉRIEUR

Les granites aluminopotassiques, et en particulier celui de Grand-Chemin, présentent une signature géochimique de magma associé aux contextes post-collisionnels (Thiéblemont, 1990).

Quant aux vaugnérites qui sont spatialement associées et comagmatiques de ces granites syncinématiques, la richesse de certains échantillons en éléments incompatibles traduit une origine (ou au moins une forte participation) mantellique (Thiéblemont, *ibid.*). Par leurs teneurs élevées en Th, ces vaugnérites s'apparentent aux roches magmatiques mises en place dans des contextes post-collisionnels (lamprophyres et minettes), et les fortes teneurs en Th, K<sub>2</sub>O, ... pourraient traduire le recyclage de croûte continentale au sein du manteau (Thiéblemont, *ibid.*).

## GRANITES NAMURO-WESTPHALIENS

Les caractères géochimiques des monzogranites de Saint-Laurent-de-Chamousset et de Salt-en-Donzy suggèrent, d'après J. Delfour *et al.* (1989), une évolution indépendante de différents magmas à partir d'une même souche, à origine mixte : un magma issu du manteau évolue vers des compositions granitiques par apport de matériel crustal fondu au cours de sa montée. La faible différenciation observable traduirait une mise en place à faible profondeur (laccolites et dykes).

### ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

#### ÉVOLUTION ANTÉ-NAMURIENNE

#### Complexe métamorphique du Lyonnais

Le complexe métamorphique du Lyonnais est clairement poly-déformé.

Son histoire débute par un métamorphisme prograde de haute pression, interprété (Gardien, 1990; Gardien *et al.*, 1990) comme la trace d'un enfouissement des terrains concernés dans une zone de subduction, et des déformations précoces (P0) développées dans des conditions métamorphiques de HT-HP (Lardeaux et Dufour, 1987; tabl. 1). Elle se poursuit avec des phases de déformation (P1 à P3), synchrones d'un métamorphisme de type MP-HT à MP-MT, qui sont responsables de l'essentiel de la structuration du domaine lyonnais.

#### Phases précoces P0

La(es) phase(s) précoce(s) (P0) sont scellées dans les « formations lenticulaires » (= reliques de haute pression) : rubanement tectonique Sx et linéation d'étirement Lx résiduels liés à une mylonitisation dans des conditions de haute pression et de haute température (Lardeaux et Dufour, 1987).

Ces mylonites seraient antérieures à la foliation composite régionale S1-2 acquise lors des deux phases suivantes (P1 et P2). Elles sont rapportées à une tectonique tangentielle profonde, « lamination intralithosphérique » (Gardien, 1990; Gardien *et al.*, 1990) à l'origine de la première étape de l'édification de la pile lithologique du domaine lyonnais. Cet événement interviendrait lors des premiers stades d'une rétro-morphose générale à pression décroissante.

Cette évolution rétro-morphique du domaine lyonnais serait liée pour l'essentiel à une remontée (« uplift ») du domaine épaissi (Gardien, 1990; Gardien *et al.*, 1990). Elle se développe au cours des phases tectoniques suivantes (P1 à P2).

## Phase P1

La phase de déformation P1 est responsable de la foliation régionale (S1) qui, d'une manière générale, est de direction NE-SW.

Au cours de cette phase s'est développée une anatexie intense qui a affecté les amphibolites et les leptynites ainsi que l'ensemble orthogneissique et l'ensemble métasédimentaire sommital. Le synchronisme de cette anatexie et de la phase P1 a été argumenté notamment au niveau du faciès migmatitique de l'ensemble orthogneissique : les leucosomes ont été fortement déformés, transposés et boudinés dans la foliation S1 et sont moulés par les lits phylliteux (foliation S1). Ces leucosomes ne cachètent jamais la foliation S1 et ils sont plissés en même temps que la foliation S1 par le plissement P2, et localement transposés dans S2.

La foliation, synchrone de plis isoclinaux observés sporadiquement, s'est développée, d'après l'analyse géométrique de la déformation, dans des conditions de déformation coaxiale. La coaxialité de la déformation est attestée par les faits suivants :

- selon les sections XZ, les ombres de pression, développées autour des marqueurs de la déformation (grenats, feldspaths, ...), sont symétriques ;
- l'examen simultané des sections XZ et YZ permet d'observer souvent un étirement équivalent selon X et Y. Ce phénomène est net en particulier (1) dans l'orthogneiss anatectique : les mobilisats transposés et boudinés dans la foliation S1 sont lenticulaires ; les axes X et Y de ces marqueurs sont peu différents ; et (2) dans le faciès œillé de l'orthogneiss : la forme en disque, à peine ovalisé dans la direction X, des porphyroclastes de feldspath, indique un ellipsoïde de déformation de type K très inférieur à 1.

## Phase P2

La phase de déformation P2 est synchrone de plis isoclinaux d'axe plongeant au Nord-Ouest ou au Nord de 30 à 70°. Ces plis déforment la foliation S1. Une schistosité S2 de pénétrativité inégale, transpose par endroits la foliation S1 ; elle porte une linéation d'étirement plongeant au Nord-Ouest ou au Nord.

L'analyse géométrique des structures, par exemple la forme en galette des taches de cordiérite, révèle le caractère généralement coaxial de la déformation.

Un deuxième stade de migmatitisation intervient durant la phase P2. Suivant les secteurs, cette migmatitisation peut être absente (par exemple au Nord de Chazelles-sur-Lyon), se manifester par des bouffées de fusion partielle (par exemple dans la partie est de la carte) ou être extrêmement intense (région de Saint-Symphorien-sur-Coise).

BRÉVENNE		LYONNAIS		PILAT
Phase	Éléments structuraux	Phase	Éléments structuraux	
D2	Axe de pli P2b et linéation d'intersection Crénulation S2b	P3	Décrochement dextres, axe de pli P3 et linéation d'intersection S1-2/S3	Foliation composite résultant de la reprise d'une foliation anté-namurienne par la tectogenèse associée à la tectonique extensive fini-varisque (namuro-westphalienne)
D1	Chevauchements  Foliation S1b  Linéation d'étirement Le1b		Chevauchements  Foliation ou crénulation S3  Linéation d'étirement Le3	
		P2	Axe de pli et linéation S1/S2 Foliation S2 Linéation d'étirement Le2	
		P1	Plis isoclinaux P1 Foliation S1 Linéation d'étirement Le1	

**Tableau 1 - Chronologie relative des phases et des épisodes tectoniques définis dans les trois grandes entités géologiques régionales**

Le synchronisme de cette migmatitisation et de la phase P2 est argumenté par les faits suivants :

- au Sud-Ouest de Chazelles-sur-Lyon, les phénomènes migmatitiques syn-D1 sont clairement reconnaissables ; mais, à l'approche de l'antiforme de Saint-Symphorien-sur-Coise, où la deuxième phase d'anatexie est très intense, la foliation S1 et les leucosomes syn-P1 sont cachetés par une deuxième génération de leucosomes ;
- dans les métagrauwackes très migmatitiques, les paléosomes présentent une foliation S1 qui est cachetée par des bouffées de fusion partielle ; de plus, les taches de cordiérite se développent comme des pœciloblastes sur cette foliation S1, et sont disposées suivant S2 ;
- les migmatites sont engagées dans des plis P3, reprises dans les accidents synchrones de la phase P3 (les leucosomes sont déformés à l'état plastique, donc après leur cristallisation) et recoupées par les granites synkinématiques (syn-P3).

### Phase P3

La phase de déformation P3 se manifeste tout d'abord par une tectonique tangentielle, puis par des décrochements synchrones du plissement P3 reconnu dans le domaine lyonnais, et du plissement P2 défini dans la série de la Brévenne (*cf.* tabl. 1).

**Accidents tangentiels.** Les accidents tangentiels majeurs sont ceux des contacts Lyonnais/Brévenne et Lyonnais/Pilat.

● L'accident du **contact Lyonnais/Brévenne** est responsable de l'accolement des deux ensembles dont l'interface est marquée par une zone de transposition et de mylonitisation majeure (Feybesse *et al.*, 1988; Delfour *et al.*, 1989). La mylonitisation affecte l'ensemble orthogneissique et l'association amphibolites-ortholeptynites-gneiss qui subsiste localement en lentilles échelonnées dans l'accident. Ces roches sont affectées par une déformation rotationnelle caractérisée par la présence de bandes de cisaillement (plans C, S, C') (voir plus loin : « Série volcano-sédimentaire de la Brévenne »), une très forte réduction de la granulométrie, des ombres de pression asymétriques autour des clastes observés dans les sections XZ et un ellipsoïde de déformation de type  $K \geq 1$ . La foliation composite S1-2-3 (= foliation S1-2 transposée dans S3) porte une forte linéation d'étirement de direction NE-SW plongeant au Sud-Ouest. L'analyse des critères cinématiques révèle un cisaillement vers le Nord-Est.

La foliation et la linéation d'étirement sont marquées par des minéraux syncinématiques :

- dans les orthogneiss et les gneiss, la paragenèse développée lors des phases P1 et P2 (Kfs, Pl, Sil, Bt, Qtz, Grt) est remplacée par l'association staurotide-disthène-muscovite-chlorite ;
- dans les amphibolites, la zonation des amphiboles indique une évolution rétrograde (*cf.* « Description des terrains »).

Cette évolution des paragenèses indique le passage d'un métamorphisme de HT-MP à un métamorphisme de MP-MT consécutif à une diminution de la température (de 650 à 500 °C).

● La tectonique tangentielle syn-P3 a provoqué, **à l'intérieur du domaine lyonnais**, une lamination dont on perçoit l'existence à l'interface entre l'association amphibolites-gneiss amphiboliques de la « bande de Riverie » et les métagrésos-pélites de l'ensemble métasédimentaire basal sous-jacent. Ceci est net, notamment, en différents secteurs autour de Saint-Christo-en-Jarez où ces formations sont séparées par des ultramylonites. Les roches affectées sont les amphibolites et leur « matrice » gneissique (gneiss amphiboliques, ortholeptynites, paragneiss). Elles présentent une texture linéaire caractérisée par l'aspect presque isotrope des sections YZ. Selon les sections XZ, les minéraux (quartz, amphibole, feldspath) sont fortement étirés et les clastes présentent des ombres de pression fortement asymétriques. Dans ces mylonites, l'analyse des critères cinématiques indique un cisaillement vers l'ENE.

Le métamorphisme associé à cette déformation est défini par des assemblages de MP-MT développés aux dépens des paragenèses de HP-HT et de MP-HT relictuelles : clinopyroxène de type salite, amphibole hastingsitique à pargasitique, grenat riche en pyrope (11 à 12 %) et en almandin (69 à 83 %), sillimanite prismatique ou fibreuse, mésoperthites. Ces assemblages de MP-MT néoformés sont caractérisés, suivant les roches, par l'apparition de mica blanc, de biotite, de

magnésio-hornblende et de chlorite. Ils traduisent une évolution rétro-morphique comparable à celle observée au contact Lyonnais/Brévenne.

Ces faits définissent donc un accident tangentiel intra-domaine lyonnais et postérieur aux phases P1 et P2 et au métamorphisme MP-HT associé : à l'issue de ce métamorphisme MP-MT, la pile lyonnaise, en cours de rétro-morphose et de remontée isostasique (« uplift »), subit donc un nouveau raccourcissement et un écaillage qui achève l'élaboration de la pile lithologique.

• Cependant, c'est l'accident du **contact Lyonnais/Pilat** qui correspond probablement au chevauchement majeur. En effet, l'existence d'un contact anormal majeur à ce niveau de la pile est attesté par le fait qu'une entité ayant connu un stade métamorphique de haute pression (le domaine lyonnais) et corrélée à l'« unité supérieure des gneiss » (Ledru *et al.*, 1989 ; Gardien, 1990 ; Gardien *et al.*, 1990), repose sur une unité moins métamorphique (la série du Pilat) qui est corrélée à l'« unité inférieure des gneiss » (*ibid.*).

Ces deux unités, s'opposant par leur évolution tectono-métamorphique, sont donc nécessairement séparées par un accident majeur.

Cet accollement des deux entités est rapporté à une tectonique tangentielle dont on perçoit les effets notamment dans la région de Chagnon. En ce lieu, le contact Lyonnais/Pilat a été remanié en partie par des failles normales stéphaniennes, et l'assemblage minéralogique des roches a recristallisé en mica blanc au cours du métamorphisme basse pression associé au détachement du Pilat. Cependant, ces phénomènes n'occulent pas une mylonitisation intense, développée lors des stades précoces de la phase P3 et liée à un cisaillement vers le Nord-Est. En effet :

– *au Nord-Ouest du contact*, les paragneiss lyonnais présentent une texture linéo-planaire caractérisée par des sections XY presque isotropes, contrastant avec la forte orientation observée dans les sections XZ. Selon les sections XZ, les clastes de feldspath présentent des ombres de pression asymétriques et l'analyse cinématique indique un cisaillement vers l'Est ou l'ENE.

La mylonitisation provoque une importante recristallisation qui efface les contrastes lithologiques encore perceptibles à l'issue des phases P1 et P2. Une importante gradation de la déformation se manifeste notamment par un nouveau rubanement correspondant à de forts contrastes granulométriques liés à une réduction tectonique hétérogène de la taille du grain.

L'examen microscopique de ces mylonites permet de constater que le cisaillement est synchrone d'une paragenèse de MP-MT : biotite, sillimanite fibreuse. Cette paragenèse se développe aux dépens d'un assemblage de MP-HT (biotite, sillimanite prismatique, feldspath potassique) : la foliation S1-2 relique, soulignée par la biotite et de la sillimanite prismatique, est plissée et partiellement recristallisée dans le plan de la foliation S3 qui souligne le plan axial de ces microplis. La sillimanite prismatique recristallise en fibrolite qui se développe dans le plan de S3 ;

— à l'approche du contact, dans les gneiss lyonnais, la paragenèse MP-MT définie ci-dessus est en partie rétromorphosée : la sillimanite et le feldspath sont partiellement remplacés par du mica blanc qui apparaît en quantité importante ; conjointement, les biotites sont chloritisées. Le développement de ces minéraux, qui est lié au métamorphisme basse pression associé à la tectonique extensive namuro-west-phalienne du Pilat (Malavielle *et al.*, 1990 ; Gardien, 1990), est alors clairement postérieur à la mylonitisation décrite précédemment qu'ils tendent à masquer.

Le mica blanc apparaît selon deux habitus : (1) en petites lattes réparties dans les plans de discontinuité préexistants (développement en arc polygonal) ; et (2) en fins cristaux aciculaires, issus de la déstabilisation des feldspaths, ou en rosettes ; localement cette cristallisation statique désorganise totalement les structures antérieures ; — au Sud-Est du contact, dans les gneiss à deux micas de la série du Pilat, la paragenèse synchrone du détachement (mica blanc cristallisant en arc polygonal ou en rosettes statiques, chlorite développée aux dépens de la biotite), est largement développée. Elle se superpose à une texture mylonitique dont l'analyse cinématique (qui est encore possible dans certaines plages préservées) indique un cisaillement vers l'ESE. Dans la série du Pilat, cette mylonitisation pourrait être synchrone du développement de la paragenèse la plus ancienne (à disthène, staurotide et grenat), antérieure au métamorphisme HT-BP associé au détachement en extension fini-carbonifère du Pilat (Gardien, 1990).

La température restituée par cette paragenèse précoce (500 à 650 °C) et la pression de l'ordre de 8 kbar (Gardien, 1990) indiquent que l'accolement de la série du Pilat à celle du Lyonnais intervient à un stade déjà avancé de la rétromorphose, c'est-à-dire au stade de la phase P3 de ce dernier (vers 350 à 340 Ma ; Costa *et al.*, 1989). De plus, l'empilement géométrique contrasté, la cinématique vers l'ESE et le fait, qu'à ce stade, la pression soit plus élevée dans la série du Pilat que dans le domaine lyonnais sus-jacent, imposent que ce dernier ait été charrié sur cette dernière.

**Décrochements et plis.** Ces structures s'inscrivent dans un continuum avec la tectonique tangentielle précédente, car la géométrie de la déformation est la même (plan d'aplatissement, axes de plis et linéation d'étirement). Par contre, le développement des décrochements dextres marque le passage d'un régime tectonique tangentiel à un régime transcurrent.

Les accidents tangentiels précédents sont repris par des décrochements dextres et par les plis P3 du domaine lyonnais ainsi que, pour ce qui concerne l'accident du contact Lyonnais/Brévenne, par le plissement P2 défini dans la série de la Brévenne. Ceci est net en particulier au Couzon et à Chagnon, sur le territoire de la carte Saint-Étienne : les ultramylonites liées au stade tangentiel sont engagées dans des plis P3, en plan axial desquels se développe une schistosité de crénulation S3 et localement des décrochements dextres. Ces der-

niers sont soulignés par des lames de granite syncinématique qui recoupent les ultramytonites.

Les décrochements dextres ont une direction NE-SW. Ils traversent toute la feuille et se poursuivent sur la carte voisine Tarare (Delfour *et al.*, 1989; Lardeaux et Dufour, 1987). Ces accidents sont particulièrement abondants au Sud-Est de la carte où ils se sont développés en plan axial de grands plis liés à la phase P3 (synclinorium de Marcenod, anticlinorium de Saint-Romain-en-Jarez; voir la coupe et le schéma structural de la carte).

Ces accidents sont le plus souvent soulignés par des granites et des vauugnérites syncinématiques (Lardeaux et Dufour, 1987) parmi lesquels on compte le granite de Grand-Chemin. Dans ce dernier cas, le granite lamellaire recoupe les ultramytonites de l'accident tangentiel du contact Lyonnais/Brévenne, au contact desquelles il présente un faciès de bordure plus leucocrate et souvent de grain plus fin.

Le granite de Grand-Chemin, intrusif dans les gneiss ultramytonitiques du Lyonnais, est le plus souvent nettement moins déformé que ces derniers. Il souligne un décrochement dextre et est situé sur le flanc normal sud-est du vaste synclinorium (P3 Lyonnais, P2 Brévenne) dont le cœur est occupé par la série de la Brévenne. Sur ce flanc, il se dispose parallèlement au plan axial de cette structure (fig. III; voir aussi coupe de la carte).

Les plis P3, dont les axes plongent faiblement (0 à 20°) vers le Nord-Est et le Sud-Ouest, sont généralement droits. Ils admettent en plan axial une schistosité S3 dont la pénétrativité varie considérablement : dans les domaines où la déformation est coaxiale, la schistosité est de type « crénulation cleavage »; par contre, elle devient très pénétrative (foliation) dans les décrochements.

**Âge de la tectonique P3.** L'âge de la tectonique P3 peut être déduit des faits suivants :

— les structures liées à la phase P3 reprennent celles des phases P1 et P2. Ceci est net en particulier : (1) à l'Ouest de Viricelles, sur les talus de la N 496 où la foliation S1 est recoupée par la foliation S2, puis ces surfaces sont déformées par un pli P3; et (2) au Sud-Ouest de l'Hôpital où la schistosité S3 et une lame de granite syncinématique recoupent la foliation composite S1-2 et un pli P2;

— la tectonique P3 est synchrone de l'unique phase de déformation (D1-2; tabl. 1) reconnue dans la série de la Brévenne dont l'activité magmatique est rapportée au Tournaisien (360 à 350 Ma) :

- les tectoniques tangentielles syn-P3 (Lyonnais) et syn-D1 (Brévenne; cf. *infra* et tabl. 1) sont contemporaines. En effet, de part et d'autre de l'interface entre les deux entités, dans les mylonites syn-D1 et syn-P3, les axes de la déformation et la cinématique sont rigoureusement identiques et les paragenèses métamorphiques sont « co-stables »,

- les plis P2 définis dans la série de la Brévenne s'inscrivent dans un continuum de déformation avec la tectonique tangentielle D1 et sont synchrones des plis P3 définis dans le domaine lyonnais (cf. *infra* et tabl. 1);
- la mylonitisation, liée à la tectonique tangentielle, est scellée, dans la série de la Brévenne et dans le domaine lyonnais, par la mise en place du granite de Grand-Chemin ( $339 \pm 8$  Ma);
- les failles et le métamorphisme liés au détachement du Pilat (développé à partir de 322 Ma) reprennent les structures développées pendant la phase P3 (cf. « Évolution post-viséenne »);
- des datations obtenues par la méthode  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  sur des muscovites et des biotites synchrones de la phase P3 (Costa *et al.*, 1989) indiquent que la phase P3 (Lyonnais) et/ou la phase D1-2 (Brévenne) interviennent au plus tard entre 350 et 340 Ma.

On peut donc estimer que le dernier empilement de nappes de la région s'est achevé vers la fin du Tournaisien.

### L'empilement lithologique

L'empilement lithologique a été argumenté en divers secteurs du domaine lyonnais (fig. I à VI, en annexe; voir aussi coupe et schéma structural de la carte). Sa détermination repose sur l'analyse géométrique: (1) des relations entre la surface plissée et la schistosité développée en plan axial du pli (relations S1/S2 et relations S1-2/S3); et (2) de l'asymétrie des plis d'entraînement P2 et P3.

● **L'ensemble métasédimentaire basal** est composé de métagrésopélites et de pélites surmontées de métagrauwackes. Cet ensemble apparaît sous les formations sus-jacentes, au cœur d'antiformes liées à la phase P2 ou à la phase P3. On citera par exemple :

- l'antiforme de Saint-Symphorien-sur-Coise (voir la coupe et le schéma structural de la carte) dont le flanc nord a été reconnu au Sud de Chazelles-sur-Lyon, à l'interface orthogneiss/métagrauwackes (fig. VI). Le cœur de cette antiforme est occupé par les migmatites de Saint-Symphorien-sur-Coise qui, de ce fait, sont clairement sous les métagrauwackes;
- l'antiforme P2 de Châtelus, qui apparaît sur le flanc inverse sud-est de l'antiforme de Saint-Symphorien-sur-Coise (fig. Ib, II; voir aussi coupe de la carte);
- les antiformes P3 de la région de La Chapelle-sur-Coise (fig. IV).

● **L'association amphibolites-ortholeptynites** (et gneiss amphiboliques) affleure au-dessus de l'ensemble métasédimentaire basal :

- au cœur de synformes (région de Saint-Christo et de Saint-Romain-en-Jarez; fig. Ia et b; schéma structural de la carte);
- en lentilles à l'interface entre les métasédiments et l'orthogneiss sus-jacent (région de La Chapelle-sur-Coise; fig. IV);

— au contact Lyonnais/Brévenne, en lentilles préservées sur le flanc inverse du synclinorium P2 de Chazelles-sur-Lyon (fig. VI ; voir aussi coupe et schéma structural de la carte).

● **L'ensemble orthogneissique** surmonte les formations précédentes. Il apparaît notamment en synforme : synforme P2 de Chazelles-sur-Lyon (fig. VI ; coupe et schéma structural de la carte) ; synformes P3 de la région de La Chapelle-sur-Coise (fig. IV ; coupe et schéma structural de la carte) ; synclinorium de Châtelus dont le repli anti-forme argumente la position inférieure des méta-grauwackes (fig. II ; coupe et schéma structural de la carte).

L'orthogneiss (à l'Ouest de Marcenod, au Chaptenet ; voir la carte géologique et le schéma structural) et l'association amphibolites, orthoptynites, gneiss amphiboliques (région de Marcenod) réapparaissent, sous l'ensemble métasédimentaire sommital à la faveur de replis antiforme du synclinorium de Marcenod (fig. 1a et b ; coupe et schéma structural de la carte).

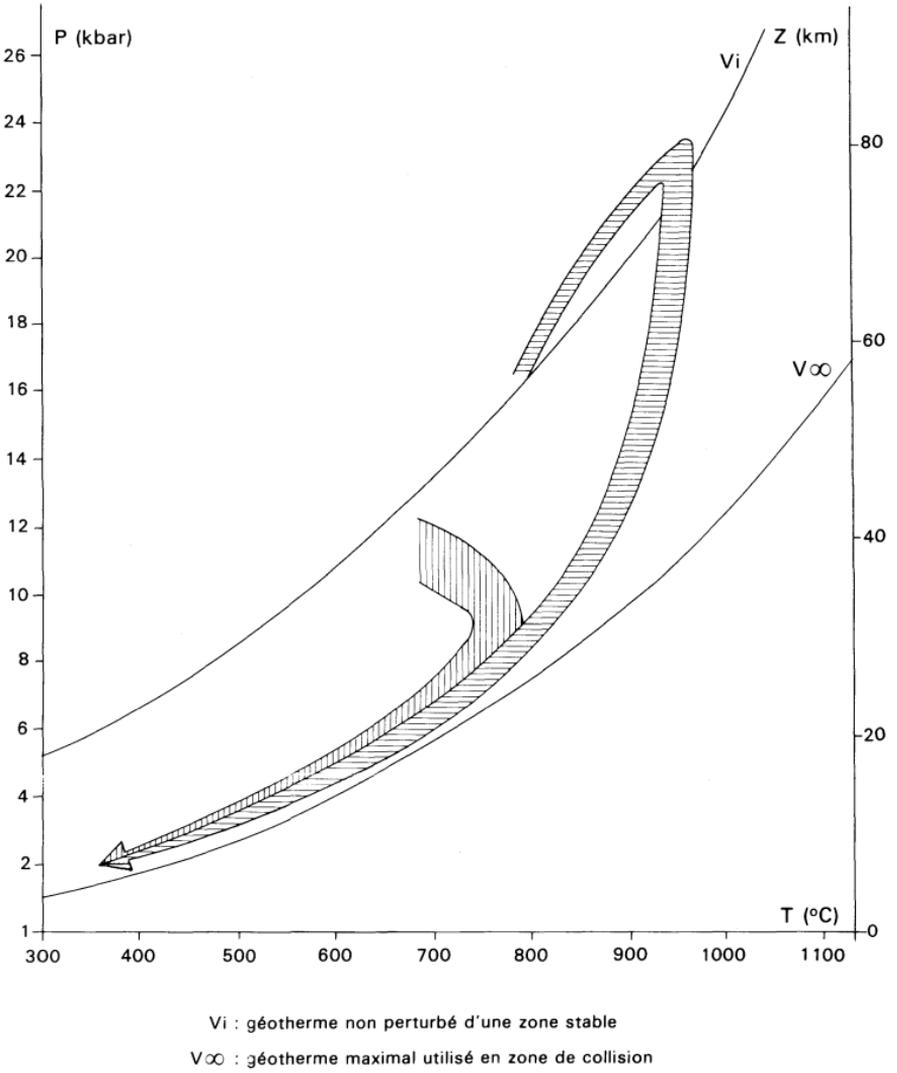
### Évolution métamorphique du domaine lyonnais

Dans le complexe métamorphique lyonnais, on reconnaît des assemblages mantelliques et crustaux. C'est donc l'histoire de la lithosphère paléozoïque qui peut être discutée ici. Pour cela, des études pétrologiques détaillées ont été menées sur les différents assemblages (Dufour, 1985 ; Dufour *et al.*, 1985 ; Lardeaux et Dufour, 1987 ; Gardien *et al.*, 1988 ; Lardeaux *et al.*, 1989 ; Gardien *et al.*, 1990).

● **Roches crustales.** Dans les roches crustales, l'évolution métamorphique est polyphasée. Les paragenèses écolitiques 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 constante ou légèrement croissante (fig. 8, 9, 10).

La succession des conditions métamorphiques dans le temps est donc la suivante : faciès écolite vers faciès granulite jusqu'au faciès amphibolite. Ce dernier stade est particulièrement bien exprimé dans les formations gneissiques 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?). La structuration majeure (P1+P2) est contemporaine des conditions de pression intermédiaire (6-8 kbar) et de moyenne à haute température (700 °C).

● **Roches mantelliques.** Dans les roches mantelliques, les inclusions, nombreuses, d'olivine, de spinelle et de pyroxène au cœur des grenats coronitiques, témoignent d'un stade antérieur à la formation du pyrope. La nature et l'habitus des phases reliques sont ceux d'une lherzolite à spinelle à texture porphyroclastique. Le développement du



**Fig. 8 - Évolution thermique des roches crustales et mantelliques des monts du Lyonnais**

pyrope, contemporain de la déformation mylonitique, caractérise la transition lherzolite à spinelle—lherzolite à grenat, donc le transfert à très haute pression de ces lherzolites du sommet du manteau.

La formation des kélyphites aux dépens des grenats marque le retour dans le champ d'une péridotite à spinelle, c'est-à-dire dans des conditions de pressions inférieures à 20 kbar. La suite de l'histoire correspond à une rétro-morphose progressive qui se marque par l'apparition de phases de plus en plus hydratées. On a alors la succession des faciès à lherzolite à spinelle, lherzolite à amphibole, lherzolite à amphibole et chlorite, lherzolite à amphibole, chlorite et talc. L'apparition tardive des serpentines indique que la température est devenue inférieure à 500°C. Le stade prograde, caractérisé par une forte augmentation de pression pour une température légèrement croissante, n'est compatible qu'avec une subduction.

Si l'on tient compte de la présence d'éclogites associées aux péridotites, on conçoit alors que c'est l'ensemble croûte + manteau supérieur, c'est-à-dire la lithosphère paléozoïque, qui a été subductée.

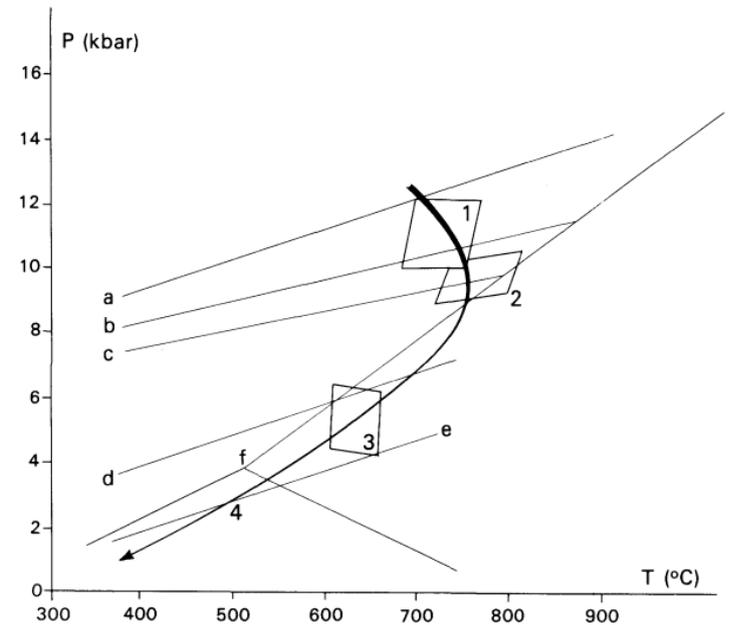
● **Évolution thermobarométrique des roches mantelliques et crustales.** Les évolutions thermobarométriques établies dans les roches mantelliques et crustales des monts du Lyonnais sont reportées sur la figure 8 où sont également figurés le géotherme d'une croûte stable (Vi) et le géotherme relaxé à l'infini ( $V_{\infty}$ ) qui rend compte de la température post-collisionnelle maximale atteinte dans une zone de convergence (England et Thompson, 1984). Les trajectoires « pression-température » calculées dans les monts du Lyonnais impliquent une histoire géodynamique qui nécessite :

— l'enfouissement d'une portion de lithosphère dans une zone de subduction, comme en témoigne l'évolution prograde des péridotites ;  
— des laminations intralithosphériques responsables de la juxtaposition tectonique des roches crustales et mantelliques, dont rend compte la parfaite juxtaposition des trajets rétro-morphiques des roches crustales et mantelliques ;

— la remontée (« uplift ») du domaine épaissi. Les structures liées à cet événement sont parfaitement représentées dans toutes les lithologies. Il s'agit d'une foliation composite soulignée par des alternances de lits riches en minéraux ferromagnésiens et de niveaux quartzo-feldspathiques, associés souvent à une linéation d'étirement soulignée par des biotites, des sillimanites ou des agrégats quartzo-feldspathiques. Il est donc clair que le champ de déformation majeur de cette unité est acquis bien après le stade de haute pression. On remarquera que cette remontée témoigne d'une histoire en collision. En effet, jamais la perturbation thermique maximale post-épaississement n'est transgressée.

**En résumé,** la remontée des portions de lithosphère subductée, dans les monts du Lyonnais, est contrôlée par :

— le rééquilibrage isostatique et l'érosion responsables de l'augmentation de température enregistrée dans certains assemblages crustaux ;

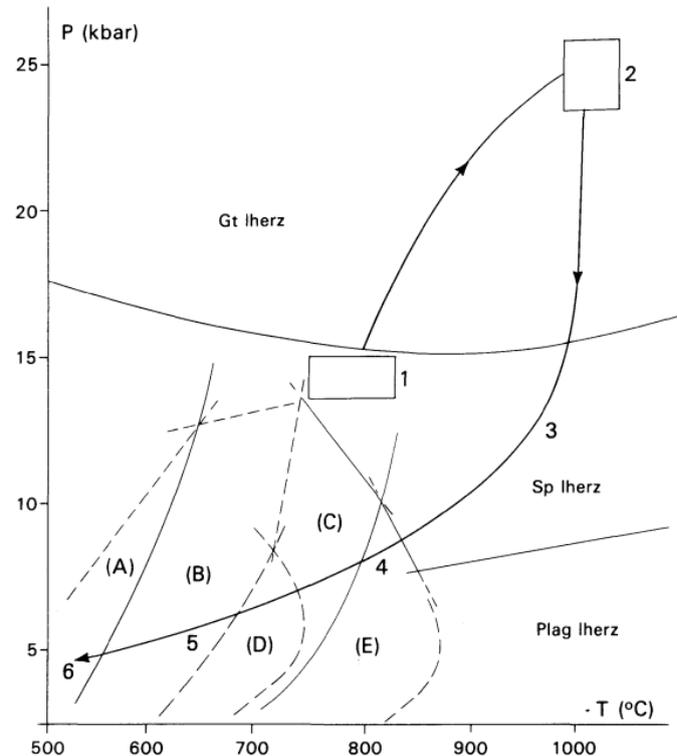


1 à 4 : stades paragenétiques observés

f : point triple des silicates d'alumine

a, b, c, d, e : géobaromètres utilisés pour des paragenèses à grenat + plagioclase + silicate d'alumine + quartz + muscovite + biotite + rutile + ilménite

**Fig. 9 Trajectoire thermodynamique des roches crustales des monts du Lyonnais**



1 à 6 : stades paragenétiques observés

(A), (B), (C), (D), (E) : champs des péridotites hydratées (d'après Jenkins, 1981, 1983)

**Fig. 10 - Trajectoire thermodynamique des péridotites à grenat des monts du Lyonnais**

— la tectonique traduisant la juxtaposition des roches mantelliques et crustales à la faveur de laminations intralithosphériques dans un contexte de collision continentale.

### **Série volcano-sédimentaire de la Brévenne**

L'étude de l'évolution tectono-métamorphique de la série de la Brévenne a été entreprise dans le cadre du levé de la carte Tarare (Delfour *et al.*, 1989; Feybesse *et al.*, 1988) et dans celui d'un contrat CEE (Gros *et al.*, 1989); elle sera ici complétée et synthétisée.

La série de la Brévenne diffère fondamentalement du complexe métamorphique du Lyonnais, évidemment par son âge mais aussi par son évolution tectono-métamorphique qui débute alors que celle des gneiss s'achève avec la phase P3. En effet, cette phase P3 est synchrone de l'unique phase de déformation D1-2 qui affecte la série de la Brévenne (tabl. 1; Delfour *et al.*, 1989; Feybesse *et al.*, 1988).

La série de la Brévenne est affectée par deux épisodes de déformation D1 et D2 dont l'homoaxie témoigne d'un événement tectono-métamorphique progressif (Brun et Choukroune, 1987; Feybesse *et al.*, 1988).

#### **Premier épisode de déformation D1**

Le premier épisode de déformation D1 est définie par une foliation composite S0-S1 portant une linéation d'étirement L1, des microplis P1 et des accidents tangentiels.

**Microplis.** Rares, déversés vers l'Est et à charnières déracinées, leurs axes plongent de 5 à 45° dans la direction N340 à 30°E.

**Foliation composite S0-S1.** C'est le plan de débit principal car les contacts lithologiques sont le plus souvent transposés : la stratification est rarement perceptible. En revanche, dans des zones relativement préservées, des structures magmatiques fluidales sont parfois encore perceptibles; c'est le cas par exemple dans l'environnement de la mine de Chessy (carte Tarare), dans des corps laviques ou des dykes soda-rhyolitiques (Milési et Lescuyer, 1989).

La foliation S1 est marquée par des minéraux de métamorphisme : actinote et/ou hornblende, biotite, plagioclase. Ces minéraux soulignent une linéation d'étirement L1 dont la direction, NW-SE à NE-SW, varie en raison de l'intervention du plissement P2.

**Accidents tangentiels.** Principale manifestation de la phase D1, ils sont situés au contact avec le complexe gneissique lyonnais, et à l'intérieur de la série où ils contrôlent l'empilement géométrique des unités lithotectoniques (fig. 11, en pages centrales, et fig. III).

En effet, sur le territoire de la carte Tarare, l'analyse lithostratigraphique, volcanologique et structurale a permis de reconstituer l'empilement lithologique de la série et de constater que des accidents superposent *quatre unités lithotectoniques principales* contenant tout ou partie de la séquence lithostratigraphique définie précédemment (Milési et Lescuyer, 1989; Gros *et al.*, 1989; Delfour *et al.*, 1989).

De la même façon, la terminaison méridionale de la série (carte Saint-Symphorien-sur-Coise) est scindée par des accidents en quatre unités principales superposées (fig. 11 et III).

● Les **accidents intra-Brévenne** sont soulignés par :

- des mylonites souvent à texture linéo-planaires ou linéaires (L > S tectonites; ellipsoïde de déformation de type  $K = 1$  à  $K \geq 1$ );
- des lambeaux du socle originel de la série. Sur le territoire de la feuille, ces lambeaux sont rares et intimement mélangés (mélange tectonique) aux trondhjémities, si bien qu'ils ne peuvent être individualisés cartographiquement. C'est le cas à Meys et au Sud-Est de Virigneux;
- des roches ultrabasiques (serpentinites, feuille Tarare : Delfour *et al.*, 1989; et sur le territoire de la carte, à Saint-Génis où elles sont chromifères);
- des plagiogranites (gneiss d'Éveux, feuille Tarare);
- des intrusifs de semi-profondeur (trondhjémities, gabbros) qui représenteraient d'anciennes zones d'alimentation du volcanisme de la Brévenne transposées par les accidents (Gros *et al.*, 1989; Milési et Lescuyer, 1989).

Entre les accidents, la déformation D1 est hétérogène et à caractère coaxial. Elle est particulièrement intense au niveau des accidents où elle présente un caractère rotationnel affirmé, défini par la présence :

- de bandes de cisaillement : plans S(=S1), C et C';
- d'ombres de pression asymétriques développées, suivant la lithologie concernée, autour des clastes d'amphibole (amphibolites) ou de feldspath (trondhjémities, kératophyres, gabbros, lambeaux de socle).

Les mylonites qui soulignent ces accidents présentent souvent une texture linéo-planaire ou linéaire. La foliation S1, marquée par des minéraux syncinématiques ou des clastes déformés, porte une linéation d'étirement soulignée, suivant la lithologie, par des quartz (rubans mono- ou polycristallins), des feldspaths, des micas, ou des amphiboles (actinote et/ou magnésio-hornblende). Selon les sections XZ, les clastes moulés par la foliation sont encadrés par des ombres de pression asymétriques. Les micas sont boudinés ou kinkés.

● Situé au contact de la série de la Brévenne avec le complexe gneissique du Lyonnais (Lardeaux et Dufour, 1987; Wickert, 1988), **l'accident régional majeur dit du « contact Lyonnais/Brévenne »** est à l'origine de l'accolement des deux ensembles (Feybesse *et al.*, 1988; Delfour *et al.*, 1989).

Au niveau de cet accident, les trajectoires de la foliation syn-D1 (S1) et de la linéation L1 passent en continu à celles de la foliation

S3 et de la linéation L3 du domaine lyonnais, qui sont synchrones de la déformation D1 (cf. *supra*).

Du côté de la série paléovolcanique, la déformation D1 est extrêmement intense (les roches sont le plus souvent ultramylonitiques), et présente les caractères définis ci-dessus.

Aussi bien à l'intérieur de la série qu'au contact avec les gneiss lyonnais, l'analyse des critères cinématiques indique un cisaillement global vers le Nord-Est.

Tous les critères convergent donc pour définir, des *accidents chevauchants à vergence NE*, responsables, compte tenu de l'épaisseur des quatre unités superposées, de la mise en place d'une pile lithologique d'environ 8 à 12 km d'épaisseur sur le complexe gneissique lyonnais.

L'importance du chevauchement peut être évaluée, pour chaque unité lithotectonique de la Brévenne, à environ 5 à 7 km (Gros *et al.*, 1989, et à paraître) ce qui, en cumulant les chevauchements, donne pour l'ensemble de la Brévenne un raccourcissement de 20 à 30 km et suggère, de ce fait, une ouverture originelle de cet ordre de grandeur.

**Liaisons métamorphisme—déformation.** La série de la Brévenne a connu une évolution métamorphique prograde avec, tout d'abord, des conditions épizonales définies :

- dans les termes acides, par l'association albite ± quartz ± chlorite ± épidote ;
- dans les roches basiques par la paragenèse albite, actinote, chlorite, épidote ± sphène ± magnétite ;
- dans les métasédiments (carte Tarare) par la présence de muscovite et de quartz.

Puis, des conditions mésozonales sont clairement indiquées par l'apparition de hornblende dans les amphibolites. Les métagabbros, notamment, renferment des porphyroclastes d'amphibole dont le zonage traduit un métamorphisme prograde : le cœur des clastes est composé d'actinote, il est entouré d'une couronne vert bleuté de hornblende édénitique. Le contact entre les deux types d'amphiboles est franc, sans passage progressif.

Dans les mylonites syn-D1, la hornblende édénitique est clairement synchrone de la déformation : elle se développe dans les ombres de pression disposées asymétriquement autour des clastes d'actinote et se prolonge, dans la foliation syn-D1, par de fines amphiboles aciculaires de même nature, donc synchrones du cisaillement.

Ce changement de composition des amphiboles apparaît préférentiellement dans les mylonites syn-D1 et en particulier dans celles de l'accident Lyonnais/Brévenne. Il traduit une augmentation de la température, pour l'essentiel, et de la pression (Delfour *et al.*, 1989) qui,

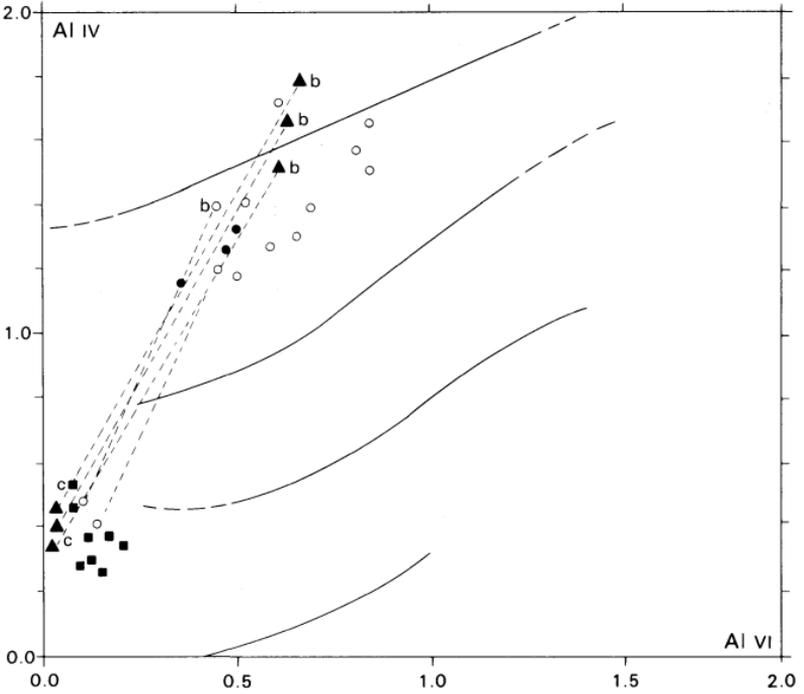


Fig. 12 - Composition des amphiboles de la série de la Brévenne dans le diagramme AlIV - AlVI

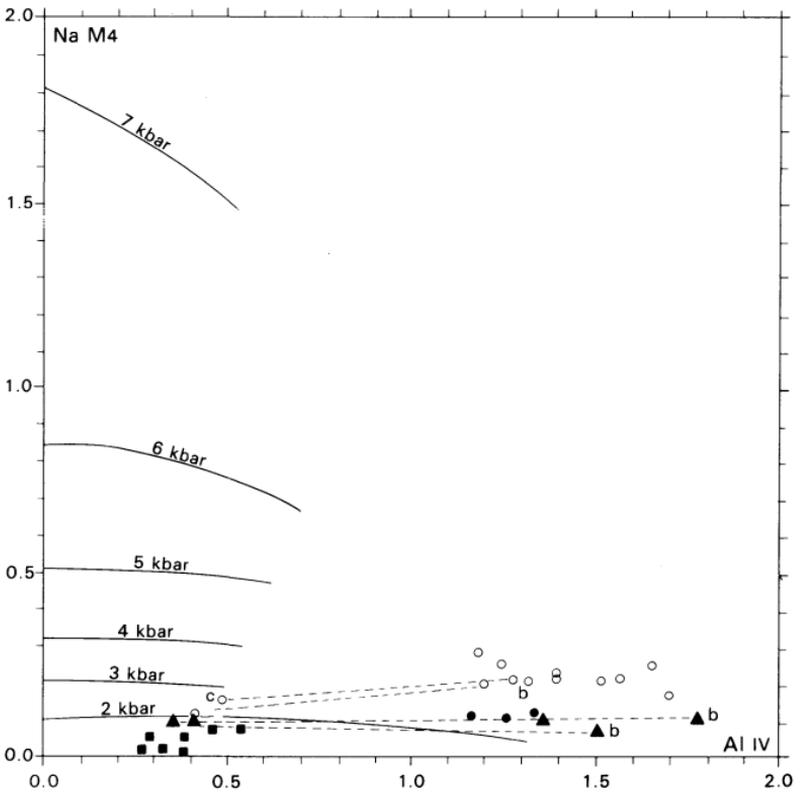


Fig. 13 - Composition des amphiboles de la série de la Brévenne dans le diagramme NaM4 - AlIV

Voir tableau V pour la signification des symboles

sur le territoire de la carte Tarare, se marque également par l'apparition de biotite et de grenat dans les métapélites de la série.

Cette augmentation repose sur des analyses d'amphiboles à la microsonde effectuées sur des roches représentatives de cette évolution (tabl. V). Le report de ces analyses dans les diagrammes Aliv-Alv1 (fig. 12; Zahrutkin, 1968; Cooper, 1972; Brown, 1977; Grapes et Graham, 1978) et NaM4-Aliv (fig. 13; Brown, 1977) confirme l'élévation de température et la montée en pression de 2 à 4 (ou 5) kbar correspondant à l'apparition de la magnésio-hornblende.

Cette évolution prograde du métamorphisme est en rapport avec (1) l'épaississement crustal, et (2) l'accolement avec le complexe métamorphique du Lyonnais dont la paragenèse métamorphique traduit, en contrepartie, une baisse de température localisée aux environs de l'accident du contact Lyonnais/Brévenne (cf. *supra*).

L'âge de la déformation D1 est celui qui a été déterminé pour le métamorphisme synchrone de la phase P3 du domaine lyonnais (cf. *supra*) : 350 à 340 Ma.

## Deuxième épisode de déformation D2

Le deuxième épisode de déformation D2 se manifeste principalement par des plis droits P2, d'axe subhorizontal, de direction NNE-SSW à E-W, associés à une schistosité S2 peu pénétrative (schistosité de dissolution ou de crénulation).

La série de la Brévenne, en particulier les accidents tangentiels syn-D1 et les lambeaux de socle, tel celui d'Éveux, sont engagés dans des plis d'ampleur kilométrique à plurikilométrique (fig. III et 11; coupe et schéma structural de la carte). Notamment, à hauteur de Sainte-Foy-l'Argentière et de Neyrieux (fig. III et schéma structural de la carte) où la série est engagée dans les synclinoriums partiellement masqués par le bassin sédimentaire de Sainte-Foy-l'Argentière et recoupés par le granite de Salt-en-Donzy.

L'analyse géométrique des relations S1/S2 et des plis d'entraînement associés à ces grandes structures permet :

- de reconstituer l'empilement des unités lithostructurales séparées par les accidents syn-D1 ;
- de vérifier que des grands plis ne présentent pas de flanc inverse et de constater en particulier que l'accident du « contact Lyonnais/Brévenne » est constamment situé sur le flanc normal, penté vers le Nord-Ouest, d'une synforme. Une coupe à travers ce flanc de synforme permet de constater que l'on passe en continuité d'un flanc normal de pli P2 (côté Brévenne) à un flanc normal de pli P3 (côté Lyonnais).

L'âge de la déformation D2 peut-être déduit de l'argumentation suivante :

- les bassins stéphaniens (295 à 305 Ma) de la Giraudière (carte Tarare) et de Sainte-Foy-l'Argentière recoupent les structures syn-D2;
- les plis P2 sont recoupés par les granites namuro-wesphaliens (305 à 325 Ma) de Salt-en-Donzy et de Saint-Laurent-de-Chamousset;
- les accidents tangentiels syn-D1 et syn-P3 (340 à 350 Ma) sont repris par les structures syn-D2 (plis P2 Brévenne ou P3 Lyonnais);
- le granite de Grand-Chemin est synchrone de ces plis P2 Brévenne ou P3 Lyonnais; il a été daté par la méthode Rb/Sr à  $339 \pm 12$  Ma (Gay *et al.*, 1981).

D'autre part, dans le cadre du levé de cette carte, un filon de pegmatite émis par l'un des granites alumino-potassiques, également synchrone des plis P3 du Lyonnais, a été daté. La méthode de datation utilisée est celle de l'évaporation thermique directe de Pb dans le spectromètre de masse à partir d'un monocristal de zircon, en procédant par paliers de température successifs (Kober, 1986). L'échantillon daté a été prélevé au Sud de l'Hôpital sur la D 65. Au total, sur quatre zircons analysés, trois cristaux (A, B et E) correspondant à 10 paliers de température ont été conservés pour le calcul de l'âge. Celui-ci est de  $331 \pm 12$  Ma calculé sur 62 rapports (tabl. II[C]). Il est interprété comme l'âge de mise en place de la pegmatite. Le zircon D n'a pas donné de résultats interprétables; on notera néanmoins que deux paliers donnent des valeurs qui indiqueraient qu'il s'agit d'un zircon hérité.

La déformation D2 se développe donc au Viséen inférieur, vers 340 à 330 Ma.

### ÉVOLUTION POST-VISÉENNE

Aux tectoniques additives précédentes succède une **phase distensive fini-varisque** qui se développerait à partir de 322 Ma (Costa *et al.*, 1989).

Au cours de cette période, la tectonique soustractive a évolué en *continuum* d'un stade ductile à un stade cassant qui s'achèverait au début du Permien, avant la fermeture du système isotopique vers 275 Ma.

• Au **stade ductile**, cette tectonique soustractive est particulièrement intense au Sud-Est du bassin de Saint-Étienne (Gardien *et al.*, 1990; Malavielle *et al.*, 1990). Elle s'amortit très vite, dans son expression ductile, vers le Nord-Ouest où l'on en perçoit que les échos lointains : elle se manifeste par une recristallisation intense (mica blanc) jusqu'au contact Lyonnais/Pilat. Au-delà de ce contact, les dernières manifestations sont les failles normales ductiles observées :

— au Sud-Est de l'Hôpital où une faille normale développée dans des conditions métamorphiques épizonales (chlorite, mica blanc) transpose les microplis d'entraînement P3 et la crénulation S3;

— au Vieil-Albuzy (sur le territoire de la carte à 1/50 000 Saint-Étienne) où des failles normales, soulignées par des leucogranites syntectoniques boudinés, perturbent la schistosité et le gaufrage syn-P3.

● Le **stade cassant** poursuit le processus. Au Sud-Est du bassin de Saint-Étienne, les déformations cassantes reprennent les structures ductiles; elles se manifestent par des microfailles normales associées à des fentes de traction subverticales à remplissage quartzeux. Dans le même temps, des failles normales reprennent le contact Lyonnais/Pilat : à Chagnon (carte Saint-Étienne), les failles normales séparant les deux séries (Gardien *et al.*, 1990; Malavieille *et al.*, 1990) recouper les structures de la phase P3 et bréchifient les gneiss « muscovitisés » au stade précédent.

Par la suite, des **filons de microgranite (type Coise)** se mettent en place dans toute la région. Sur le territoire de la feuille, la position de ces intrusions semblent contrôlée par des décrochements senestres NW-SE. Ce que confirment des observations faites à l'échelle régionale qui montreraient que la mise en place de ces filons interviendrait en contexte transcurrent et qu'elle est contrôlée par un raccourcissement NE-SW (Sider *et al.*, 1986).

Ces microgranites se mettent en place à la fin du Westphalien :

— ils recouper les granites namuro-westphaliens;

— les sédiments stéphaniens inférieurs du bassin de Saint-Étienne reposent en discordance sur eux.

Le contexte tectonique dans lequel s'individualisent les **bassins stéphaniens** est actuellement l'objet de controverses.

Ces bassins ont d'abord été interprétés comme des structures ménagées à la faveur des grands décrochements tardi-hercyniens, ce qui se vérifierait pour les bassins de Sainte-Foy-l'Argentière et de la Giraudière qui semblent liés à des zones de transtension ménagées à la faveur de décrochements dextres NE-SW, compatibles avec la direction de la distension (N-S) qui serait à l'origine du bassin de Saint-Étienne. En effet, récemment, le bassin stéphanois a été interprété comme une structure distensive induite par la tectonique extensive identifiée dans la série du Pilat (Malavieille *et al.*, 1990).

La structuration du bâti se poursuit avec des décrochements N-S dextres et NNE-SSW senestres, puis avec des décrochements senestres NW-SE qui cataclasent les filons de microgranite et décalent les bassins stéphaniens.

À l'échelle régionale, l'évolution s'achève avec les **tectoniques Éocène terminal—Oligocène et Miocène** (Delfour *et al.*, 1989), qui apportent les dernières touches à l'organisation des compartiments de ce horst compris entre les fossés néogènes de Montbrison, à l'Ouest, et de la Bresse, à l'Est.

## SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Par la grande variété des entités géologiques rencontrées sur son territoire, la carte Saint-Symphorien permet donc de reconstituer tout ou partie de l'évolution tectonique, métamorphique et magmatique du Massif central et donc d'un segment de la zone interne de la chaîne varisque. Les étapes de cette évolution peuvent être résumées de la façon suivante.

(1) Les stades précoces sont perceptibles à travers les assemblages métamorphiques de haute pression scellés dans les roches crustales ou mantelliques du domaine lyonnais. Cet épisode métamorphique est interprété comme la trace d'un enfouissement (vers 450 Ma, à l'Ordovicien) des terrains concernés dans une zone de subduction. La coexistence, à ce stade, de roches crustales et mantelliques est symptomatique d'une lamination intralithosphérique responsable de la juxtaposition de ces roches et de la première étape de l'édification de la pile lithologique.

Postérieurement à ce stade de convergence et de métamorphisme prograde, le bâti lyonnais subit une évolution rétrograde.

(2) Le métamorphisme HT-MP médiovarisque est développé, entre 400 et 360 Ma, pendant les phases tectoniques P1 et P2 du Lyonnais. Au cours de ce stade, l'ensemble des formations lyonnaises est soumis à une déformation coaxiale et à une évolution métamorphique identique démontrée par la parfaite juxtaposition des courses P-T. Ceci exclut l'existence d'une tectonique tangentielle anté-viséenne.

(3) Le stade de « convergence (latérale?) » se place entre 360 et 340 Ma (Carbonifère inférieur), avec le développement :

— vers 360 Ma, d'aires distensives telle celle de la Brévenne. Le régime tectonique transcurrent senestre général, qui semble régner dans cette partie de la chaîne varisque à cette époque (Burg *et al.*, 1981; Brun et Burg, 1982; Lefort, 1979; Lefort *et al.*, 1982; Audren, 1987), suggère que cette aire distensive pourrait s'être individualisée en contexte transcurrent;

— entre 350 et 340 Ma, *d'abord* des chevauchements responsables de l'accolement du domaine lyonnais avec les séries du Pilat et de la Brévenne; *puis* de grands décrochements dextres, telle la zone de cisaillement dextre sud-lyonnaise, et un plissement d'ampleur régionale.

On notera que les événements tectoniques qui interviennent à ce stade sont compatibles avec le régime tectonique transcurrent dextre

général qui règne à ce moment dans cette partie de la chaîne (Burg *et al.*, 1981; Brun et Burg, 1982; Lefort, 1979; Lefort *et al.*, 1982; Audren, 1987; Barbarin et Belin, 1982; Feybesse *et al.*, 1988; Lerouge, 1988; Lerouge et Quenardel, 1985, 1988; Ledru *et al.*, 1989; Ledru *et al.*, 1994a,b.)

(4) Le stade de détachement tardi-orogénique (à partir de 322 Ma) est défini dans la série du Pilat (Gardien *et al.*, 1990; Malavieille *et al.*, 1990) où cet amincissement crustal est accompagné d'un métamorphisme rétrograde de basse pression-haute température qui a occulté pour partie l'évolution médiovarisque de cette entité.

(5) La structuration du bâti se poursuit avec : (a) la mise en place en contexte compressif de filons de microgranite; (b) l'individualisation des bassins stéphaniens en contexte tectonique compressif (bassins transpressifs) et/ou distensif (?); et (c) des décrochements fini-varisques N-S dextres et NNE-SSW senestres, puis des décrochements senestres NW-SE.

(6) À l'échelle régionale, l'évolution s'achève avec les tectoniques Éocène terminal—Oligocène et Miocène. Ces événements, définis notamment sur le territoire de la carte Tarare où des marqueurs stratigraphiques permettaient de les identifier, ont apporté les dernières touches à l'organisation des compartiments.

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### OCCUPATION DU SOL

La végétation est très variée du fait des contrastes d'altitude : au-dessus de 700 m, les bois de feuillus et de résineux dominant, tandis qu'entre 700 et 400 m, ce sont des herbages et des cultures fourragères. Au Sud-Est par contre, où les reliefs s'abaissent au-dessous de 400 m, apparaissent les vignes et les cultures fruitières.

L'habitat est regroupé en petits bourg (Saint-Symphorien-sur-Coise, Chazelles-sur-Lyon, Saint-Martin-en-Haut, Sainte-Foy-l'Argentière,...) vivant du commerce, de l'artisanat (chapelleries à Chazelles-sur-Lyon, par exemple) et de petites industries (charcuteries industrielles à Saint-Symphorien-sur-Coise, tuileries à Sainte-Foye-l'Argentière,...), où dispersé dans des hameaux ou des fermes isolés.

### RESSOURCES EN EAU

#### Hydrographie

Une ligne de partage sinueuse et fantasque, que la structure géologique explique de manière bien imparfaite, distribue les eaux superficielles soit vers le système Saône—Rhône et la Méditerranée (Brévenne,

Yseron, Garon, Gier), soit vers la Loire et l'Atlantique (Terranchye, Anzieux, Coise).

La région, vallonnée et relativement peu boisée, reçoit une pluviométrie modeste (850 mm/an, moyenne sur 30 ans) mais bien répartie tout au long de l'année.

Le réseau de drainage superficiel est assez dense; les cours d'eau principaux sont fortement incrustés mais aucun ne développe de plaine alluviale véritable. Il n'y a donc pas sur le territoire de cette feuille, de ressource en eau souterraine importante.

### **Hydrogéologie**

Les besoins en eau sont couverts localement soit par la création de retenues sur des ruisseaux secondaires (Nord Saint-Galmier, Nord-Est Grésieu-le-Marché,...), soit par le captage de sources qui sont très nombreuses. Les terrains du socle s'altèrent en arène perméable sur des épaisseurs qui peuvent atteindre plusieurs mètres. Ils sont eux-mêmes diaclasés et fissurés et ce réseau est ouvert dans les parties superficielles de la roche. Les précipitations s'y infiltrent facilement et l'eau circule dans cet aquifère cutané suivant la ligne de plus grande pente, donnant naissance à de multiples sources dont les débits ne sont jamais très importants (0,2 à 1 m<sup>3</sup>/h).

Localement, des colluvions d'arène peuvent s'accumuler dans les dépressions et à l'amont des talwegs, concentrant ainsi une réserve plus importante, ce qui favorise le captage par galerie drainante.

À titre d'exemple, signalons que la commune de Sainte-Foy-l'Argentière puise à cette ressource par des captages au flanc sud du ruisseau d'Oreolle, celle de Riverie en captant les sources du versant sud-est du Grand-Molard et du bois de Chantalerie. Ces sources ont l'inconvénient d'être mal protégées des pollutions.

### **Eaux minérales**

À la limite ouest de la feuille, les eaux minérales de Saint-Galmier, dans le département de la Loire, sont exploitées sous le nom de Badoit.

La commercialisation de l'eau de Badoit débute en 1833. À partir de cette date et jusqu'en 1926, on note une prolifération de puits, jusqu'à vingt-trois, avant que ne soit établi un périmètre de protection. Depuis 1927, quelques forages (2 à 4) assurent la production sans cesse croissante.

Le gisement d'eau minérale de Badoit se situe en bordure est du bassin sédimentaire de la plaine du Forez (carte géologique Montbrison). Les eaux minérales sont captées dans le granite, largement faillé. À l'origine, l'eau émergeait naturellement sous l'effet de la

pression du gaz carbonique. Actuellement, les forages sont exploités par pompage.

L'eau minérale est froide (16 °C), carbogazeuse, bicarbonatée calcique, sodique et magnésienne, de minéralisation moyenne (1 500 mg/l de résidu sec). Sa teneur en fluor est de 1,4 mg/l. Les études géochimiques et isotopiques effectuées sur l'eau et les gaz associés montrent que les eaux acquièrent leur minéralisation au contact de terrains granitiques, pendant un temps de séjour relativement long et à une température de 140 à 170 °C.

Le gaz carbonique, associé à de l'azote, des gaz rares et de l'hélium, qui accompagne l'eau minérale, a une origine profonde. Au cours de sa remontée à travers les terrains granitiques, à la faveur de failles et dans les terrains sédimentaires sus-jacents, l'eau acquiert sa minéralisation caractéristique et le gaz carbonique se dissocie de l'eau, formant un mélange diphasique eau-gaz.

Actuellement, l'eau minérale gazeuse est exploitée en plusieurs forages d'une profondeur de 100 à 200 m ; elle est déferrisée, et le gaz carbonique préalablement stocké est réintroduit.

## *SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES*

### **Granulats**

Les amphibolites de la série de la Brévenne sont exploitées en carrière. L'exploitation de la Pierre-Bleue confectionne des granulats destinés à l'empierrement des routes.

### **Argiles à tuiles**

Le complexe de couverture (K) et la partie superficielle des couches stéphaniennes sont exploités pour la fabrication des tuiles. Des couches argileuses plus pures ont servi à une fabrication de porcelaine fine qui a maintenant disparu.

## *GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

On ne recense aucune exploitation minière en activité. Les dix-sept indices connus se répartissent par moitié dans le quart nord-ouest et dans le quart sud-est.

### **Ressources énergétiques**

La mine de Sainte-Foy-l'Argentière se situe à 1 km au Sud-Ouest de la ville. Le gisement comprend trois couches de houille stratiforme dans des conglomérats et des schistes gris du Stéphaniens supérieur et se localise dans la partie nord-est du bassin. Deux de ces couches ont

été exploitées (0,6 à 3 m de puissance), elles ont fourni 2,4 millions de tonnes de charbon de 1905 à 1931. La période des années de guerre amènera une reprise de l'exploitation de 1941 à 1948.

En 1947, une étude de M. Thoral et J. Louis concluait à un total de réserves probables de 880 000 t et à 2 000 000 t de réserves possibles.

À l'extrémité sud-est de la feuille, le bassin houiller de la Loire se réduit à un sillon de direction WSW-ENE de quelques centaines de mètres de large seulement. Deux sites d'exploitation ont été installés à Trémolin et à Tartaras. Leur production est inconnue mais certainement faible, compte tenu des dimensions réduites du bassin. Ces deux mines ont été fermées et remblayées au moment de la nationalisation en 1946.

### **Ressources minérales**

Elles se répartissent en trois groupes.

#### **• Minéralisations à barytine dominante dans des filons de quartz**

Indice des *Pierres-Blanches*, filon de quartz puissant (2 à 4 m) recoupé par la RN 496 au lieu-dit les Pierres-Blanches. De direction N 70° à pendage SE de 89° il se poursuit sur plus de 2 km, du Béron à l'WSW à la Rate et le Puits à l'ENE. Il présente des poches de barytine blanche qui ont été exploitées de place en place et sur quelques mètres par de petites carrières au début du siècle. Son aval n'a été reconnu que par un seul sondage. Pyrite et chalcopryrite sont aussi présentes ainsi que des oxydes de fer qui peuvent colorer la barytine.

Indice de *la Menue*, filon de quartz à barytine et galène de direction WSW-ENE reconnu par tranchées à l'Est de la ferme. Il recoupe la série de la Brévenne et le granite de Saint-Laurent-de-Chamousset. À proximité on signale un filon de quartz stérile W-E de 5 à 6 m de puissance.

*Le Couzeuil* (ou *Haute-Rivoire*), indice de barytine dans le filon de quartz de direction NW-SE recoupé par les D 81 et 103. D'une longueur supérieure à 2 km, il recoupe la série de la Brévenne et peut-être le granite de Saint-Laurent-de-Chamousset dans une zone où les affleurements sont rares.

*L'Argentière II*, filon de quartz à barytine de direction NE-SW situé à la sortie sud-ouest du village.

*Le Rey*, indice de barytine dans le filon de quartz de direction NW-SE recoupé par la D 6 entre le Rey et la Baronnière.

Indice de *la Croix-Bicourt*, barytine dans le filon de quartz de direction NW-SE recoupé par la D 23 au carrefour de la Croix.

*Saint-Sorlin*, indice de barytine dans le filon de quartz de direction NNW-SSE recoupé par la D 63 à la sortie est du bourg.

● **Minéralisations à plomb dominant.** Elles sont localisées au Nord-Ouest des monts du Lyonnais.

*L'Argentière.* Les anciens travaux de Jacques Cœur pour Ag et Pb réalisés au XV<sup>e</sup> siècle se situent à Chenevière à 1 200 m au Nord-Est du village. La minéralisation est portée par des veines quartzeuses de 10 à 40 cm d'épaisseur dans une caisse de puissance décamétrique reconnue sur 2 km par géophysique. La structure se situe au contact des gneiss et des schistes amphiboliques de la série de la Brévenne avec les migmatites du socle du Lyonnais.

Reconnue par sondage, la minéralisation se localise dans un panneau de 500 m de long où les teneurs cumulées en Pb + Zn + Ag + Cu sont trop basses et trop irrégulièrement réparties dans une zone broyée pour atteindre un seuil économique. Malgré ce résultat, ces travaux attestent bien des possibilités de minéralisation plombo-zincifère et argentifère dans cette partie méridionale de la série de la Brévenne. La démonstration dans la partie nord n'étant plus à faire, avec les mines de Chessy et de Sain-Bel.

*Les Trois-Croix (ou Saint-Galmier).* Indice de galène dans un filon de quartz NW-SE sur 500 à 600 m, qui affleure de part et d'autre du signal géodésique de la cote 428 et recoupe le granite de Saint-Galmier. Des travaux de recherche ont été réalisés au milieu du XIX<sup>e</sup>.

L'indice de galène de *la Bérinche* se situe dans un filon de quartz de direction NW-SE qui recoupe à la fois le granite de Saint-Galmier et les gneiss du Lyonnais. Il a fait l'objet d'une petite exploitation en 1842.

L'indice de galène et de barytine des *Bayards (ou la Tivillière)* se situe dans un filon de quartz kilométrique de direction NW-SE encaissé dans le granite de Saint-Galmier.

● **Minéralisations à sulfures (pyrite, mispickel, stibine) et or.** Elles sont situées au Sud-Ouest des monts du Lyonnais.

Dans la carrière de *Fontanes*, ouverte dans des mylonites silicifiées au Nord-Est du village, plusieurs structures quartzeuses ont été observées. Deux d'entre elles, de puissance métrique et de direction variant de N110° à N150°, avec un pendage N de 65 à 70°, sont minéralisées en pyrite, mispickel et stibine et renferment 1 g/t d'or.

Indices de *Bissieux*. Dans les environs de Bissieux, plusieurs filons de quartz à stibine encaissés dans des gneiss localement recoupés par un leucogranite ont été exploités par la Compagnie minière lyonnaise avant 1914. Les travaux ont comporté :

- un puits à la Petite-Grange ;
- deux galeries de niveau dans le ravin des Grandes-Terres ;
- deux galeries dans le ravin de la Combe.

Ils sont tous comblés aujourd'hui mais les galeries ont suivi des structures bréchiques, silicifiées, minéralisées en stibine, mispickel, pyrite et accessoirement blende et galène.

En 1915, l'exploitant avait obtenu l'autorisation de vendre « l'antimoine aurifère » produit de ses recherches. Des analyses réalisées sur les haldes de quartz microcristallins à mispickel, pyrite et stibine

massive ont confirmé la présence d'or, avec des teneurs parfois supérieures à 10 g/t.

• La **prospection stratégique « Inventaire »** a été réalisée en 1982. La vocation métallogénique de la série de la Brévenne a été confirmée ainsi que les indices de Bissieux. Des anomalies As associées à une prospection alluvionnaire Au ont ouvert de nouvelles perspectives.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

Sur la figure 14 sont indiqués quelques affleurements qui permettent d'observer les principaux « pétrotypes » ou « structurotypes ».

Les affleurements (stations) sont classés en fonction : (1) de l'appartenance du « pétrotype » ou du « structurotype » concerné à l'un ou l'autre des ensembles décrits dans la notice; et (2) du numéro d'ordre par lequel il est indiqué sur la figure 14.

#### Ensemble métasédimentaire basal

Station **6** (Nord-Est Aveizieux : les Granges). Métagrauwaque migmatitique typique contenant des bancs pélitiques intercalés. Noter la similitude de faciès des bancs pélitiques avec les migmatites dites de Saint-Symphorien-sur-Coise de la station 23 (voir ci-dessous).

Station **8**. Métagrauwaques de Chazelles-sur-Lyon (= paléosomes) : reliques de la série métasédimentaire antérieure à la migmatitisation synchrone de la phase de déformation P2 du domaine lyonnais.

Station **20** (centre de loisirs de Hurongues). Métagrauwaque faiblement migmatitique.

Station **22** (la Thénaudières). Métagrauwaque.

Station **23** (château de Saconay). Migmatites dites de Saint-Symphorien-sur-Coise.

Station **33** (Rochefort). Métagrauwaque migmatitique à cordiérite et grenat.

#### Amphibolites massives ou rubanées, ortholeptynites

Station **1**. Mylonites à texture linéaire développées lors de la tectonique tangentielle syn-P3. L'étude en lame mince a montré que ces roches sont des granulites acides qui, au cours de la tectonique P3, ont été plus ou moins intensément rétro-morphosées (notamment, la sillimanite s'est déstabilisée en mica blanc).

Station **2**. Granulite acide : leptynite à grenat et sillimanite (prismatique), mylonitisée lors de la tectonique tangentielle syn-P3. Au cours de cette mylonitisation, la sillimanite prismatique a été partiellement rétro-morphosée en mica blanc.

Station **35**. Amphibolites de la « bande de Riverie » : amphibolites et gneiss amphiboliques plus ou moins migmatitiques, avec tous les intermédiaires entre ces deux termes.

### **Ensemble orthogneissique**

Station **4** (Sud-Ouest de Châtelus). Migmatites « précoces » (anatexie synchrone de la phase P1 = orthogneiss migmatitique). Relations S1/S2 (flanc inverse) en charnière de microplis d'entraînement P2.

Station **5** (église de Fontanès). Orthogneiss mylonitisé lors de la déformation P3.

Station **9** (D 12, vallée de l'Anzieux). Migmatites « précoces » (anatexie synchrone de la phase P1 = orthogneiss migmatitique) engagées dans des plis isoclinaux P2 déformant la foliation S1. Noter les leucosomes anté- à syn-S1 plissés.

Station **11** (N 496, Ouest de Viricelles). Migmatites « précoces » (anatexie syn-P1). Cet affleurement permet d'observer, par endroits, que la foliation S1 est recoupée par la foliation S2 et que ces surfaces (S1 et S2) sont déformées par un pli P3.

Station **12**. Migmatites « précoces » (anatexie syn-P1). Foliation S1, plis P1 et leucosomes syn-S1 plissés par les plis P2.

Station **27**. Orthogneiss « rubané » légèrement migmatitisé durant la phase tectonique P1. Noter les mobilisats transposés dans S1 et la schistosité S2 reprenant S1 et les leucosomes.

Station **29** (secteur de Montromant). Migmatites « précoces » (anatexie syn-P1 = orthogneiss migmatitique). Noter que les leucosomes sont transposés dans S1-2 et que la schistosité S3 recoupe la foliation composite S1-S2 (flanc normal d'une synforme liée à la phase P3).

Station **30**. Cet affleurement permet d'observer l'orthogneiss « œillé » dont la foliation composite S1-S2 est déformée par un micropli P3 et recoupée par la schistosité S3 (Montromant).

Station **32** (carrière d'Yseron). Cette carrière réunit tous les faciès qui composent l'ensemble orthogneissique. Il est possible en particulier d'observer l'orthogneiss « œillé » dont la foliation composite S1-S2 est crénelée par la déformation P3.

### **Ensemble métasédimentaire sommital**

Station **3** (région de Marcenod). Migmatites à cordiérite mylonitisées dans un accident dextre synchrone de la phase P3.

Station **11**. Cet affleurement permet de constater que l'orthogneiss contient des lentilles de paragneiss à grenat et biotite.

### **Roches engagées dans l'accident du « contact Lyonnais/Brévenne »**

Station **10**. Cet affleurement permet d'observer un gabbro à texture linéaire de la série de la Brévenne, localement mélangé tectoniquement avec des lamelles d'amphibolites du socle lyonnais (accident du contact Lyonnais/Brévenne).

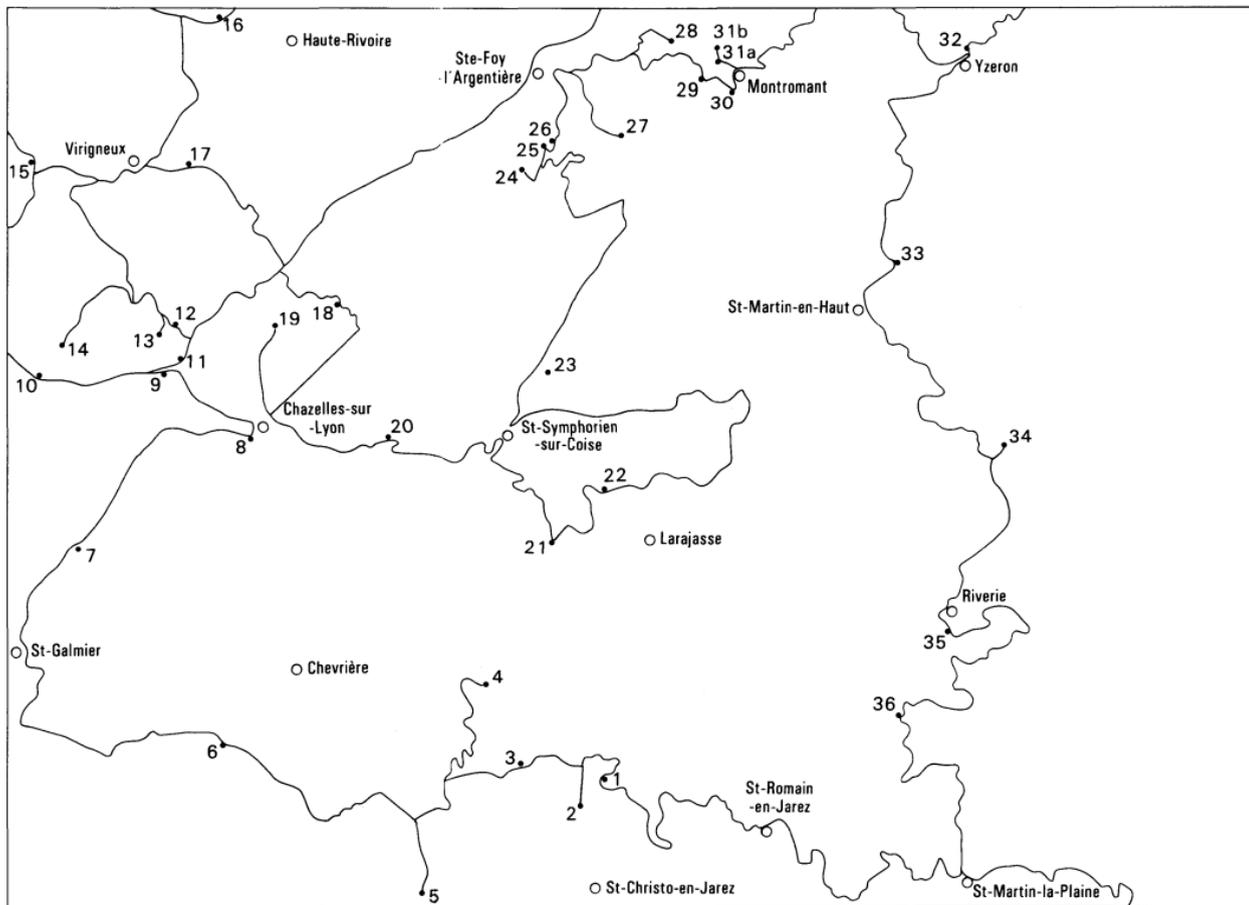


Fig. 14 - Itinéraire géologique

Station **19**. Granite syncinématique de Grand-Chemin, affecté par un cisaillement dextre synchrone du plissement P3.

Station **24** (Montromant). Amphibolite du domaine lyonnais engagée dans l'accident dit du « contact Lyonnais/Brévenne » : amphibolite rubanée hétérogranulaire, migmatitique, riche en porphyroclastes de plagioclase (oligoclase), dans une matrice à amphibole verte à composition de hornblende magnésienne à édénitique (amphibole liée au métamorphisme synchrone du fonctionnement de l'accident dit du « contact Lyonnais/Brévenne »).

Station **25** (route d'Aveize à Sainte-Foy-l'Argentière). Accident du contact Lyonnais/Brévenne : granite de Grand-Chemin peu déformé, intrusif dans les gneiss du Lyonnais ultramyloinitiques.

Station **26** (route d'Aveize à Sainte-Foy-l'Argentière). Granite de Grand-Chemin faiblement déformé (en regard du taux de déformation observé dans les ultramyloinites encaissantes), en contact intrusif avec les gneiss ultramyloinitiques du domaine lyonnais.

Station **27**. Orthogneiss « œillé » affecté localement par des couloirs de cisaillement dextre liés à la phase tectonique P3.

Station **31a** (Montromant). Amphibolite migmatitique du domaine lyonnais, à leucosomes plagioclasiques transposés par la déformation associée au fonctionnement de l'accident tangentiel du « contact Lyonnais/Brévenne ».

L'affleurement permet également de constater, que dans cet accident, des métagabbros de type Brévenne sont incorporés tectoniquement (mélange tectonique) aux amphibolites de type Lyonnais. Il s'agit de métagabbros à phénoclastes d'amphibole zonés : cœur vert pâle à incolore actinolitique, périphérie vert bleuté de hornblende édénitique. Le plagioclase a une composition albitique.

Station **31b**. Amphibolite du domaine lyonnais, à clastes feldspathiques et à mobilisats plagioclasiques, engagée dans l'accident du contact Lyonnais/Brévenne. Noter que, dans les sections XZ, les ombres de pression sont asymétriques.

## Série de la Brévenne

Stations **14** et **17**. Gabbros à texture linéaire jalonnant des accidents intra-Brévenne.

Station **18**. Affleurement permettant d'observer des « kératophyres ».

Station **28** (secteur de Montromant : suivre le chemin sur 200 m au Nord de la Terrasse). Cet affleurement permet d'observer (1) un métagabbro de la série de la Brévenne. L'étude microscopique a montré que les porphyroclastes d'amphibole sont zonés : cœur clair actinolitique, périphérie sombre à composition de hornblende édénitique ; et (2) une trondhjemite à porphyroclastes d'albite. Ces roches ont été mylonitisées lors de la déformation D1 de la Brévenne (synchrone de la phase lyonnaise P3).

## Intrusifs granitiques

Station 7. Granite de Saint-Galmier.

Station 13. Brèche d'éponte observée au contact du granite de Salt-en-Donzy et de son cortège filonien avec l'encaissant.

Station 15. Granite de Salt-en-Donzy.

Station 16. Granite de Saint-Laurent-de-Chamousset.

Station 21. Microgranite de type Coise.

## Formations lenticulaires

Station 34 (Saint-André-la-Côte). Granulites acides et basiques.

Station 36 (bois des Feuilles). Péridotite à grenat en lentilles dans les paragneiss à biotite, sillimanite et grenat de l'ensemble paragneissique basal.

## BIBLIOGRAPHIE

- AUDREN C. (1987) — Évolution structurale de la Bretagne méridionale au Paléozoïque (thèse État, Rennes). Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, n° 31, 365 p.
- AUTRAN A. (1984) — Chevauchements synmétamorphes varisques (Limousin), note de synthèse. In : « Programme Géologie profonde de la France ». Documents BRGM, 81-3, p. V-XXI.
- AUTRAN A., COGNÉ J. (1980) — La zone interne de l'orogénèse varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. In : J. Cogné, M. Slansky (éds) : « Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens ». 26<sup>e</sup> congr. géol. int. (Paris, 1980), coll. C6. *Ann. Soc. géol. Nord*, XCIX, p. 90-111.
- AUTRAN A., LEFORT J.P., DEBÉGLIA N., EDEL J.B., VIGNERESSE J.L. (1994) — Gravity and magnetic expression of terranes in France and their correlation beneath overstep sequences. In J.D. Keppie (ed.) : « Pré-Mesozoic geology in France and related areas ». Berlin : Springer-Verlag, p. 49-72.
- BARBARIN B., BELIN J.M. (1982) — Mise en évidence du cisaillement ductile hercynien « Saint-Gervais-l'Hermitage » (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 294, p. 1377-1380.
- BARD J.P., BURG J.P., MATTE P., RIBEIRO A. (1980) — La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. In J. Cogné, M. Slansky (éds) : « Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens ». 26<sup>e</sup> congr. géol. int. (Paris, 1980), coll. C6. *Ann. Soc. géol. Nord*, XCIX, p. 233-246.
- BARDIN D. (1971) — Les amas pyriteux de Sain-Bel (Rhône) liés au groupe spilites-kératophyres de la Brévenne. *Bull. BRGM* (2), II, 6, p. 17-41.

- BELIN J.M. (1983) — Le massif de Saint-Gervais-d'Auvergne (Massif central français). Évolution d'un ensemble granitique composite. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Clermond-Ferrand, 151 p.
- BEURRIER M., PIBOULE M., DURAND C. (1980) — Gisement, pétrographie et géochimie des plagiogranites dévono-dinantiens des monts de Tarare et du Beaujolais méridional (M.C.F.). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 290, D, p. 147-150.
- BLANC D. (1981) — Les roches basiques et ultrabasiques des monts du Lyonnais. Étude pétrographique, minéralogique et géochimique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Lyon I, 152 p.
- BROWN E.H. (1977) — The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *J. Petrol.*, 18, 1, p. 53-72.
- BRUN J.P., BURG J.P. (1982) — Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc : a corner effect during continental collision. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 61, p. 319-332.
- BRUN J.P., CHOUKROUNE P. (1987) — Déformation progressive et structures crustales. *Rev. géogr. phys. géol. dynam.*, 23, 3, p. 177-193.
- BURG J.P. (1977) — Tectonique et microtectonique des séries cristallophylliennes du haut Allier et de la vallée de la Truyère. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier, 79 p.
- BURG J.P., IGLESIAS M., LAURENT P., MATTE P., RIBEIRO A. (1981) — Variscan intra-continental deformation : the Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula). In Lister, Behr, Weber, Zwart (eds) : « The effects of deformation on rocks ». *Tectonophysics*, 78, p. 161-167.
- BURG J.P., MATTE P. (1978) — A cross section through the French Massif central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. *Z. Dt. Geol. Ges.*, Stuttgart, 109, p. 429-460.
- CANTAGREL J.M., DUTHOU J.L., BERNARD-GRIFFITHS J.L. (1978) — Geochronology of Palaeozoic magmatism in the Massif Central (France) : its connection with tectonism and metamorphism. 4th Int. Conf. Geochr. Cosmochr., Isotope Geology. Geol. Survey open file report, 78-701, p. 55-58.
- CHENEVOY M. (1964) — Précisions nouvelles sur les terrains métamorphiques du mont Pilat (Massif central) et leur histoire cristallogénétique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6, p. 55-63.
- CHÈVREMONT P., GAGNY C., LA ROCHE H. (de), PUPIN J.P., ROSSI P. (1988) — Représentation cartographique du plutonisme acide et du plutonisme intermédiaire à basique associé. Documents BRGM, n° 152, 61 p.
- COCHERIE A., GUERROT C., ROSSI P. (1992) — Single zircon dating by step-wise Pb evaporation : comparison with other geochronological techniques applied to Hercynian granites of Corsica. *Chemical Geology*, 101, p. 131-141.
- COFFRANT D., PIBOULE M. (1971) — Les éclogites et les roches associées des massifs basiques de Saint-Joseph (monts du Lyonnais, Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, t. XIII, p. 283-291.

- COOPER A.F. (1972) — Progressive metamorphism of metabasic rocks from Haast Schist Group of southern New Zealand. *J. Petrol.*, 13, 3, p. 457-492.
- COSTA S., MALUSKI H., LARDEAUX J.M. (1989) —  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  dating in the Monts du Lyonnais area (French Massif Central) : an uplifted complex in a collisional context. *Terra*, abstracts, vol. 1, n° 1, p. 265 (E.U.G., Strasbourg, mars 1989).
- DELFOUR J., DUFOUR E., FEYBESSE J.L., JOHAN V., KERRIEN Y., LARDEAUX J.M., LEMIÈRE B., MOUTERDE R., TEGYEY M. (1989) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Tarare (697). Orléans : BRGM, 120 p. Carte géologique par J. Delfour *et al.* (1989).
- DUFOUR E. (1982) — Pétrologie et géochimie des formations ortho-métamorphiques acides des monts du Lyonnais (Massif central français). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, 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> réunion ann. sci. Terre, Bordeaux, p. 195.
- DUFOUR E., LARDEAUX J.M., COFFRANT D. (1985) — Éclogites et granulites dans les monts du Lyonnais : une évolution métamorphique plurifaciale éohercynienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 300, II, 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 I, 128 p, 150 pl.
- DUTHOU J.L., PIBOULE M., GAY M., DUFOUR E. (1981) — Datations radiométriques Rb/Sr sur les orthogranulites des monts du Lyonnais (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 292, p. 131-144.
- ENGLAND P.C., THOMPSON A.B. (1984) — Pressure temperature paths of regional metamorphism. II: Some petrological constraints from mineral assemblages in metamorphic rocks. *J. Petrol.*, 25, p. 929-955.
- FEYBESSE J.L., LARDEAUX J.M., JOHAN V., TEGYEY M., DUFOUR E., LEMIÈRE B., DELFOUR J. (1988) — La série de la Brévenne (Massif central Français) : une unité dévonienne charriée sur le complexe métamorphique des monts du Lyonnais à la fin de la collision varisque. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 307, p. 991-996.
- FEYBESSE J.L., TEGYEY M. (1987) — Évolution tectono-métamorphique dévonienne et carbonifère de la série de la Sioule. *Géologie de la France*, 2-3, p. 33-41.

- 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, p. 1-54.
- FYFE W.F. (1985) — Fluids, tectonics and crustal deformation. *Tectonophysics*, 119, p. 29-36.
- GARDIEN V. (1990) — Reliques de grenat et de staurotide dans la série métamorphique de basse pression du mont Pilat (Massif central français) : témoins d'une évolution tectono-métamorphique polyphasée. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 310, II, p. 233-240.
- GARDIEN V., LARDEAUX J.M., MISSERI M. (1988) — Les péridotites des monts du Lyonnais (M.C.F.) : témoins privilégiés d'une subduction de lithosphère paléozoïque. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 307, II, p. 1967-1972.
- GARDIEN V., TEGYEV M., LARDEAUX J.M., MISSERI M., DUFOUR E. (1990) — Crustal-mantle relationships in the French Variscan chain : the example of the southern Monts du Lyonnais unit (eastern French Massif Central). *J. Metam. Geol.*, 8, p. 477-492.
- GAY M., PETERLONGO J.M., CAEN-VACHETTE M. (1981) — Âge radiométrique des granites allongés et en feuillets minces syntectoniques dans les monts du Lyonnais (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 293, p. 993-996.
- GRAPES R.H., GRAHAM C.M. (1978) — The actinolite-hornblende series in metabasites and so-called miscibility gap : A review. *Lithos*, 6, 2, p. 85-96.
- GROS Y., MILÉSI J.P., LACOMME A., LESCUYER J.L., POUPON M. (1989) — The Hercynian deformation of the Brévenne series : evidence for thrust tectonics. *In final report Action : « The Chessy Zn-Cu-Ba massive sulphide deposit and the Devonian Brévenne volcanosedimentary belt (eastern Massif Central, France) » ; Project : « Identification of diagnostic markers of high-grade massive sulphide deposits or of their enriched zones in France and in Portugal ».* CEE contract MA 1M-0030-F (D). Rapp. BRGM 89 DAM 010 DEX, Appendix 2, 11 p.
- GROS Y., MILÉSI J.P., LACOMME A., LESCUYER J.L., POUPON M. (à paraître) — Présence d'une tectogenèse tangentielle dans la série de la Brévenne (NE du Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris (accepté).
- GUÉZOU J.C. (1986) — Un modèle géodynamique des Calédonides scandinaves centro-méridionales, Norvège. Thèse État, Paris-Sud (Orsay), 2 vol., 834 p.
- HIBBARD M.J., WATTERS R.J. (1985) — Fracturing and diking in incompletely crystallized granitic plutons. *Lithos*, 18, p. 1-12.
- JOUCHOUX P. (1983) — La série métamorphique spilito-kératophyrique dévono-dinantienne de la Brévenne occidentale : étude cartographique, pétrographique et géochimique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Lyon, 164 p., 1 annexe, 1 carte.

- KOBER B. (1986) — Whole grain evaporation for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations on single zircons using a double filament thermal ion source. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93, p. 63-71.
- LAMBERT A., VIALLEFOND L. (1987) — Bassin de Saint-Étienne : synthèse cartographique et géochimique. Note BRGM/DAM/DEX 1420/87.
- LARDEAUX J.M., DUFOUR E. (1987) — Champs de déformation superposés dans la chaîne varisque. Exemple de la zone nord des monts du Lyonnais (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 305, p. 61-64.
- LARDEAUX J.M., FEYBESSE J.L., JOHAN V., TEGYEY M., DUFOUR E., LEMIERE B., DELFOUR J. (à paraître) — An exemple of thrust-related metamorphism during Hercynian continental collision : the Lyonnais/Brévenne suture zone (M.C.F.). Soumis à *Tectonics*.
- LARDEAUX J.M., REYNARD B., DUFOUR E. (1989) — Granulites à kornéropine et décompression post-orogénique des monts du Lyonnais. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 308, II, p. 1443-1449.
- LASNIER B. (1968) — Découverte de roches éclogitiques dans le groupe leptyno-amphibolique des monts du Lyonnais. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, p. 179-185.
- LAUZAC F. (1960) — Étude géologique des granites des monts de Tarare. D.E.S., Clermont-Ferrand, 35 p., 1 carte.
- LEFORT J.P. (1979) — Iberian-Armorican arc and Hercynian orogeny in western Europe. *Geology*, vol. 7, p. 384-388.
- LEFORT J.P., AUDREN C., MAX M.D. (1982) — The southern part of the Armorican orogeny : a result of cristal shortening related to reactivation of a pre-Hercynian mafic belt during Carboniferous time. *Tectonophysics*, 89, p. 359-377.
- LEMIERE B. (à paraître) — A Late Devonian extensional basin inside the Hercynian orogen : the Brévenne district (Massif Central, France). Relations with subduction processes and preexisting continental crust.
- LEMIERE B., POUPON M., TEGYEY M. (1989) — Petrology of the Devonian Brévenne volcanosedimentary series, host of the massive sulphide deposits of Chessy-Sain-Bel. *In* final report Action : « The Chessy Zn-Cu-Ba massive sulphide deposit and the Devonian Brévenne volcanosedimentary belt (eastern Massif Central, France) » ; Project : « Identification of diagnostic markers of high-grade massive sulphide deposits or of their enriched zones in France and in Portugal ». CEE contract MA 1M-0030-F (D). Rapp. BRGM 89 DAM 010 DEX, Appendix 1.
- LEDRU P., AUTRAN A., SANTALLIER D. (1994a) — Lithostratigraphy of Variscan terranes in the French Massif Central : A basis for paleogeographical reconstruction. *In* J.D. Keppie (ed.) : « Pre-Mesozoic geology in France and related areas ». Berlin : Springer-Verlag, p. 276-288.

- LEDRU P., COSTA S., ECHTLER H. (1994b) — The Massif Central : Structure. In J.D. Keppie (ed.) : « Pre-Mesozoic geology in France and related areas ». Berlin : Springer-Verlag, p. 305-323.
- LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.M., LEROUGE G., FLOC'H J.P., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) — Où sont les nappes du Massif central français? *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), V, 3, p. 605-618.
- LEROUGE G. (1988) — Tectogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : le Massif central français septentrional et le Sud du Massif armoricain. Thèse doct. univ. Paris-Sud (Orsay). Mémoire Géodiffusion, Paris (1988), 2, 363 p.
- LEROUGE G., QUENARDEL J.M. (1985) — Chronologie des événements tectoniques dans le Nord-Ouest du Massif central français et le Sud du bassin de Paris du Carbonifère inférieur au Plio-Quaternaire. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 301, II, 9, p. 621-626.
- LEROUGE G., QUENARDEL J.M. (1988) — Les zones du cisaillement carbonifères dans les plutons vendéens et leur prolongement dans le NW du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), IV, 5, p. 813-838.
- MALAVIEILLE J., GUIHOT P., COSTA S., LARDEAUX J.M., GARDIEN V. (1990) — Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central : Mont-Pilat extensional shear zone and Saint-Étienne upper Carboniferous basin. *Tectonophysics* (in press).
- MANSUY C. (1983) — Les microsphères du Protérozoïque du Massif armoricain (Briovérien) : affinités biologiques et utilisation stratigraphique. Thèse, Rennes, 107 p.
- MATTE P. (1986) — Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, p. 329-374.
- MILÉSI J.P., LESCUYER J.L. (1989) — Action : « The Chessy Zn-Cu-Ba massive sulphide deposit and the Devonian Brévenne volcano-sedimentary belt (eastern Massif Central, France) » ; Project : « Identification of diagnostic markers of high-grade massive sulphide deposits or of their enriched zones in France and in Portugal ». CEE contract MA 1M-0030-F (D). Rapp. BRGM 89 DAM 010 DEX (final report).
- NACHIT H., RAZAFIMAHEFA N., STUSSI J.M., CARRON J.P. (1985) — Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 301, II, 11, p. 813-818.
- OHNENSTETTER M., SIDER H. (1988) — Contraintes géochimiques apportées par le magmatisme sur le développement du bassin marginal ensialique du Beaujolais au Dévonien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, IV, (3), p. 499-510.
- PETERLONGO J.M. (1960) — Les terrains cristallins des monts du Lyonnais (Massif central français). *Ann. fac. sci. Clermont-Ferrand*, 4, 187 p.
- PIBOULE M., BRIAND B., BEURRIER M. (1982) — Géochimie de quelques granites albitiques dévoniens de l'Est du Massif central (France). *Neues Jb. Miner. Abh.*, Stuttgart, 143, 3, p. 279-308.

- PIN C. (1988) — Trace element and isotope geochemistry of the Brévenne Devonian volcanics, Massif Central (France) : a subduction-related bimodal suite in the Variscan belt. *Chem. Geol.*, 170, 1/2, special issue (International congress of geochemistry and cosmochemistry), p. 14 (abstract).
- PIN C. (1989) — Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne d'Europe. Thèse doct. univ. Clermont-Ferrand II, 470 p.
- PIN C., LANCELOT J.R. (1982) — U/Pb dating of an Early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, p. 1-12.
- POUPON M. (1989) — Les altérations hydrothermales associées aux amas sulfurés de Chessy et Sain-Bel (Paléozoïque, série de la Brévenne, Massif central français). Documents BRGM, n° 177, 214 p., 100 fig., 11 tabl., 5 pl.
- POUPON M., MILÉSI J.P., FONTEILLES M. (1988) — Les zonation hydrothermales associées aux amas sulfurés de Chessy et Sain-Bel (Paléozoïque, série de la Brévenne, Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 307, p. 595-601.
- RAVIER J., CHENEVOY M. (1966) — Les granites à muscovite du mont Pilat (Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, VIII, p. 133-149.
- ROMAN F. (1926) — Géologie lyonnaise. Paris : P.U.F., p. 55-56.
- REITZ E., WICKERT F. (1988) — Upper Proterozoic microfossils in low-grade phyllites of the Brévenne Unit, NE Massif Central (France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 307, II, p. 1717-1721.
- ROSSI P. (1981) — Le chimisme des biotites : une clé pour distinguer les termes leucocrates des associations calco-alcalines de ceux des associations à affinité magnésio-potassiques. Résumé des principaux résultats scientifiques et techniques du SGN, BRGM, p. 47-48.
- ROSSI P. (1984) — Analyses inédites de biotites des granitoïdes et roches basiques associées de Corse. Fichier informatique BRGM SGN/GEO.
- SERRANO J.J. (1979) — Gisement et pétrologie des faciès anatectiques et granitiques du substratum de la série métamorphique du Pilat (Haute-Loire, Massif central français). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Lyon I, 127 p.
- SIDER H., LEISTEL J.M., GAGNY C. (1986) — Réflexion sur l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne au Paléozoïque dans le Nord-Est du Massif central français. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8 (4), p. 637-644.
- SIDER H., OHNSTETTER M. (1986) — Field and petrological evidence for the development of an ensialic marginal basin related to the Hercynian orogeny in the Massif Central, France. *Geol. Rundschau*, 75/2, p. 421-443.

- THIÉBLEMONT D. (1990) — Géochimie des formations paléomagmatiques du segment lyonnais de la chaîne varisque (socle et série de la Brévenne) : analyses nouvelles et revue critique des données existantes. Rapport BRGM SGN/GEO 90 R 30624.
- THORAL M., LOUIS J. (1947) — Bassin houiller de Sainte-Foy-l'Argentière. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 225, p. 1342-1343.
- WICKERT F. (1985) — Geologische Untersuchungen im NE-Teil des Massif Central (Frankreich) unterbesonderer Berücksichtigung der Metamorphose und Tektonik der Brévenne-serie. Diss., Freiburg i., Br., 123 p.
- WICKERT F. (1988) — Paleozoic evolution of continental crust in the Beaujolais-Lyonnais area, northeastern part of the Massif Central, France. *Geol. Rundschau*, 77/2, p. 467-482.
- ZHRUTKIN V.V. (1968) — The evolution of amphibolites during metamorphism. *Gap. Vses. Obsch.*, 96, p. 13-23.

#### DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Rhône-Alpes, 29, bd du 11-Novembre, 69100 Villeurbanne, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

## AUTEURS

Cette notice a été rédigée en 1993 par :

J.L. FEYBESSE, M. TEGYEY (complexe du Lyonnais, série de la Brévenne et roches plutoniques);

J.M. LARDEAUX (métamorphisme du Lyonnais);

B. LEMIÈRE, D. THIÉBLEMONT (géochimie du Lyonnais et de la Brévenne);

Y. KERRIEN (couverture sédimentaire permienne et cénozoïque);

F. MERCIER (ressources en eau);

G. MAURIN (gîtes minéraux).

Coordination : J.L. FEYBESSE.

Présentation au CCGF : 20 novembre 1990.

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

Impression de la carte : 1996.

Impression de la notice : décembre 1995.

**ANNEXES**

*ANALYSES CHIMIQUES ET GÉOCHRONOLOGIQUES*

SiO <sub>2</sub>	66,85	65,95	64,85	63,70	66,90	68,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,50	15,90	15,70	15,60	15,85	15,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,29	0,52	0,03	0,30	0,50	0,02
FeO	4,42	4,18	5,15	4,92	4,92	4,47
MgO	1,66	2,06	2,45	2,50	2,33	2,05
CaO	2,26	1,17	1,44	1,25	1,03	0,96
Na <sub>2</sub> O	2,87	3,45	2,79	3,16	1,98	2,54
K <sub>2</sub> O	3,95	3,78	3,64	5,27	3,50	3,72
TiO <sub>2</sub>	0,76	0,82	0,77	0,78	0,76	0,64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,18	0,22	0,16	0,18	0,11
MnO	0,06	0,09	0,10	0,10	0,07	0,09
P.F.	0,89	0,90	1,69	1,28	2,04	1,50
Ba (ppm)	780	796	645	783	703	420
Rb	107	81	179	181	129	106
Sr	192	75	207	190	176	124
Sr	251	320	198	172	182	181
Nb	24	24	115	18	15	11
Y	36	41	29	26	27	33

**Tableau I - Composition chimique des paragneiss de la zone sud des monts du Lyonnais**



	Grenat			Kornéropine			Cordiérite	
	(1)	(2)	(3)				(1)	(2)
SiO <sub>2</sub>	38,38	38,02	36,81	28,91	29,03	29,31	40,19	44,12
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,02	0,04	0,08	0,05	0,15	0,00	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,87	21,67	21,78	42,58	44,19	42,33	31,58	34,74
FeO	31,45	32,44	36,98	13,51	13,11	15,05	14,53	5,45
MgO	4,49	3,97	3,13	9,68	10,06	8,72	1,33	2,05
MnO	0,72	0,81	0,97	0,29	0,14	0,35	0,03	0,07
CaO	2,94	2,41	0,93	0,03	0,01	0,02	0,71	0,62
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	1,60	2,48
Total	99,98	99,37	100,70	95,11	96,62	95,97	90,41	89,75

	Biotite brune		Biotite verte	Spinelles		Corindon
SiO <sub>2</sub>	33,45	33,64	29,57	0,00	0,11	0,13
TiO <sub>2</sub>	2,99	3,13	0,12	0,08	0,00	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,98	20,04	26,82	61,68	60,54	100,00
FeO	22,95	22,73	20,07	35,21	35,78	0,38
MgO	6,58	6,35	6,94	3,88	3,38	0,06
MnO	0,06	0,00	0,04	0,08	0,14	0,00
CaO	0,00	0,07	0,13	0,01	0,00	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,19	0,07	0,08	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	9,90	9,90	8,34	0,00	0,02	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,09	0,11	0,00
Total	96,10	95,94	92,11	101,03	100,09	100,63

**Tableau III - Analyses représentatives des différentes phases des granulites acides à kornéropine**

	Cpx 1		Cpx 2			Cpx 3	
SiO <sub>2</sub>	51,94	51,70	51,97	51,32	51,93	53,52	53,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,15	5,33	3,95	4,26	3,33	1,03	1,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,83	0,60	1,17	0,74	0,28	1,04
FeO	6,52	5,38	5,84	5,90	6,57	4,62	4,90
MgO	11,01	11,56	11,67	11,54	12,01	15,45	15,20
MnO	0,14	0,10	0,44	0,14	0,13	0,03	0,13
CaO	21,03	20,30	21,42	21,11	21,66	23,24	23,34
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	1,90	2,15	1,64	1,70	1,37	0,45	0,38
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,28	0,00	0,20	0,17	0,04	0,13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03
Total	97,92	97,63	97,53	97,34	97,96	98,69	99,49
Si	1,952	1,941	1,964	1,945	1,960	1,988	1,971
Aliv	0,048	0,059	0,036	0,055	0,040	0,012	0,013
Alvi	0,181	0,176	0,139	0,135	0,109	0,033	0,019
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,023	0,017	0,033	0,021	0,008	0,029
Fe <sup>2+</sup>	0,205	0,169	0,186	0,187	0,207	0,144	0,152
Mg	0,617	0,647	0,657	0,652	0,675	0,855	0,838
Mn	0,004	0,003	0,014	0,005	0,004	0,001	0,004
Ca	0,848	0,817	0,867	0,857	0,876	0,925	0,926
K	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Na	0,138	0,157	0,120	0,125	0,101	0,032	0,027
Ti	0,006	0,008	0,000	0,006	0,005	0,001	0,004
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
CaTS (%)	4,20	5,12	3,63	4,93	3,46	1,09	2,27
Aegyr (%)	0,00	2,34	1,70	3,32	2,19	0,91	2,79
Jadéi (%)	14,38	13,30	10,31	9,17	7,87	2,31	0,00

**Tableau IV - Analyses chimiques des différents types de clinopyroxènes dans une même lame mince (éclogite de Saint-Joseph).** Les formules structurales ainsi que Fe<sup>3+</sup> ont été calculées avec les programmes de Lindsley et Andersen

	Métadolérite ▲		Métagabbro ○		Métadolérite ■		Métagabbro ●
	(1) bordure	(2) cœur	(3) bordure	(4) cœur	(2) bordure	(2) cœur	
SiO <sub>2</sub>	43,00	51,78	40,98	50,87	52,62	52,64	46,30
TiO <sub>2</sub>	1,58	0,08	0,48	0,20	0,00	0,05	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,04	2,29	12,33	4,05	2,08	2,45	8,68
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,00	0,03	0,09	0,05	0,06	0,00
FeO	21,08	17,13	20,04	14,40	13,50	12,51	15,60
MnO	0,18	0,26	0,34	0,24	0,39	0,33	0,35
MgO	8,77	13,70	8,81	14,36	14,93	15,39	13,13
CaO	10,59	10,86	11,23	11,86	12,52	12,66	12,12
Na <sub>2</sub> O	2,92	0,53	2,12	0,59	0,32	0,27	1,19
K <sub>2</sub> O	0,40	0,02	0,41	0,12	0,07	0,10	0,33
Total	98,58	96,65	96,77	96,78	96,48	96,71	97,98
Si	6,530	7,691	6,324	7,485	7,728	7,696	6,843
Ti	0,182	0,009	0,056	0,022	0,000	0,006	0,031
Aliv	1,470	0,309	1,676	0,515	0,272	0,304	1,158
Alv <sub>1</sub>	0,327	0,092	0,566	0,188	0,088	0,118	0,354
Cr	0,002	0,000	0,004	0,011	0,006	0,007	0,000
Fe	2,677	2,128	2,586	1,772	1,658	1,529	1,928
Mn	0,023	0,033	0,044	0,030	0,049	0,041	0,044
Mg	1,985	3,032	2,026	3,149	3,268	3,353	2,892
Ca	1,723	1,729	1,857	1,870	1,970	1,983	1,919
Na	0,860	0,153	0,634	0,168	0,091	0,077	0,341
K	0,078	0,004	0,081	0,023	0,013	0,019	0,062
Σ	15,857	15,178	15,854	15,232	15,142	15,132	15,572

**Tableau V - Analyses chimiques d'amphiboles de la série de la Brévenne.** (1) hornblende édénitique; (2) actinolite; (3) hornblende ferro-pargasitique; (4) hornblende actinolitique; (5) magnésio-hornblende