

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

SAINT-AGRÈVE

par

M. CHENEVOY

SAINT-AGRÈVE

La carte géologique à 1/50 000
SAINT-AGRÈVE est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : LE PUY (N° 186)
à l'est : VALENCE (N° 187)
au nord : SAINT-ÉTIENNE (N° 177)
au nord-ouest : MONISTROL (N° 176)

Monistrol-sur-Loire	Annonay	Sernières
Ysingeaux	ST-AGRÈVE	Tourmon
Le Monastier	Limaatre	Valence



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,
DES POSTES ET TÉLÉCOMMUNICATIONS
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
SAINT-AGRÈVE À 1/50 000**

par

**M. CHENEVOY
avec la collaboration de
F. MERCIER, C. VAUTRELLE**

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* : CHENEVOY M., LOCHON P., MASMEJEAN B., MICHON G. (1995). — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Saint-Agrève** (793). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Chenevoy, avec la collaboration de F. Mercier, C. Vautrelle (1995), 31 p.

— *pour la notice* : CHENEVOY M., avec la collaboration de MERCIER F., VAUTRELLE C. (1995) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Saint-Agrève** (793). Orléans : BRGM, 31 p. Carte géologique par M. Chenevoy, P. Lochon, B. Masméjean, G. Michon (1995).

© 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 : 2-7159-1793-7

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	6
<i>ROCHES MÉTAMORPHIQUES</i>	6
<i>ROCHES PLUTONIQUES</i>	14
<i>FILONS</i>	18
<i>FORMATIONS VOLCANIQUES</i>	18
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	18
REMARQUES PÉTROLOGIQUES ET STRUCTURALES	19
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	26
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	26
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	27
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	27
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	27
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	30
AUTEURS	30
ANNEXE	31
<i>TABLEAU D'ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS</i>	

INTRODUCTION

Le territoire couvert par la feuille Saint-Agrève se situe dans la partie septentrionale des Cévennes, ou haut Vivarais. Il s'inscrit en totalité dans la région du « talus cévenol » qui raccorde, par une série d'abrupts et de plateaux, les hautes terres du bassin de la Loire, mollement ondulées et dont l'altitude dépasse 1 000 m (plateau du Velay), au bassin rhodanien. Trois régions s'y distinguent au **plan morphologique** :

- le tiers occidental est une partie de peu de relief du plateau du Velay. Les cours d'eau n'y sont guère encaissés et les conditions d'affleurement sont médiocres dans ce pays de taillis, prairies et cultures que favorise une altération superficielle parfois importante ;
- les trois cinquièmes médians sont au contraire de relief très accusé, avec de longues croupes qui séparent des vallées profondes dont les cours d'eau empruntent les grandes directions tectoniques. Les conditions d'affleurement y sont variables d'un lieu à l'autre dans un paysage, tantôt de roches déchiquetées, à nu ou recouvertes d'une maigre végétation de genêts et de châtaigniers, tantôt de grandes pentes revêtues d'éboulis (« chirats ») et d'épaisses forêts de conifères ;
- une lanière orientale correspond à l'amorce du plateau qui, à l'Est, domine le Rhône de près de 300 m. La topographie y est de nouveau assez douce, le sol largement cultivé, l'observation du sous-sol difficile.

Du **point de vue géologique**, deux régions peuvent être individualisées :

- une région orientale où s'observent essentiellement des granites hétérogènes et anatexites sombres, riches en biotite et cordiérite ; ces mêmes roches n'apparaissent qu'épisodiquement, sur des surfaces restreintes, sur le reste du territoire ;
- une région centrale et ouest, vaste domaine d'affleurement des formations cristallophylliennes et migmatitiques de la *série métamorphique du Vivarais occidental*, dont les associations minérales témoignent d'une cristallisation sous basse pression et température modérée à élevée. Une bonne part de ces formations, riches en quartz et feldspaths, représente d'anciens leucogranites déformés, recristallisés et migmatitisés à des degrés divers ; le reste correspond à des métapelites et, pour une petite partie, à des metabasaltes qui sont, semble-t-il, les produits d'un magmatisme alcalin contemporain de la sédimentation pélitique.

Dans la région centrale, les assises stratifiées et foliées qui forment la partie supérieure de l'édifice quartzo-feldspathique, dessinent des synformes plates axées au NNE, tronçonnées par un réseau dense de fractures de direction NE prédominante. Ces ondulations à grand rayon de courbure et ces fracturations masquent en partie des déformations plus anciennes et beaucoup plus complexes, comme en témoignent les plis d'amplitude plurihectométrique reconnaissables en

quelques lieux privilégiés, et la linéation d'étirement subméridienne qui est visible un peu partout : antérieurement à la tectonique tardive responsable des synformes et des accidents cassants, une tectonique souple, contemporaine du métamorphisme catazonal de basse pression, s'est exprimée, en plusieurs phases sans doute, qui restent à décrypter.

À l'Est comme à l'Ouest, les formations quartzo-feldspathiques et leurs intercalations métapélitiques s'appuient, par leur base anatectique à granitique, sur les anatexites et granites sombres. La signification de ce substratum demeure inconnue.

DESCRIPTION DES TERRAINS

ROCHES MÉTAMORPHIQUES

Ces roches participent à deux lignées qui vont d'un pôle ectinique à un pôle granitique, et comportent toute une suite de roches de degré de migmatitisation variable : une lignée quartzo-feldspathique claire, prédominante, dont certains termes au moins sont des méta-granites ; et une lignée sombre dont les matériaux originels étaient le produit d'une sédimentation pélitique à grauwackeuse.

Lignée sombre : gneiss et migmatites d'origine pélitique

ζ_c^{1-2} . **Gneiss fins sombres à biotite, cordiérite et orthose.** Ces gneiss bien réglés, de grain fin avec toutefois des passées plus grossières, se rapportent à trois types pétrographiques qui alternent irrégulièrement en bancs centimétriques à métriques et dont l'un ou l'autre prédomine suivant les lieux : *type massif* où se mêlent intimement biotite et matériel quartzo-feldspathique isogranulaire ; *type lité*, marqué par des variations de teneur en biotite et de granulométrie qui accusent la foliation ; *type schisteux*, à feuillet micacés cloisonnant des lits ou amygdales de quartz et feldspath en ocelles. Leur composition minérale comporte : quartz (30-45 %), oligoclase (15-25 %), perthite (3-6 %) d'orthose à fuseaux d'albite et myrmékite sporadique, biotite (15-30 %) et sillimanite (1-3 %), cordiérite (5-20 %) en amas allongés dans les feuillet micacés ou en prismes et petits nodules dans les mobilisats quartzo-feldspathiques, grenat automorphe sporadique et muscovite secondaire. La foliation de ces gneiss est peu pentée (< 25°). Les structures apparentes sont des micro- et mésoplis syn- à postfoliaux. Les bancs les plus massifs sont fréquemment boudinés. La composition chimique correspond à un protolite de composition argilo-quartzreuse ou grauwackeuse.

Les gneiss fins sombres constituent, dans le complexe leptyno-gneissique stratifié (cf. *infra*), des lentilles concordantes d'épaisseur très variable et de faible extension latérale, sauf dans la région nord-ouest où ce faciès forme un horizon quasi continu sur une douzaine

de kilomètres et s'étend davantage encore au Nord sur le territoire de la feuille Annonay. La plupart des lentilles paraissent se situer au même niveau de l'édifice quartzo-feldspathique, quelques-unes sont plus profondes et les mobilisats à cordiérite y sont fréquents. Des amphibolites accompagnent beaucoup d'entre elles dans la région centrale. D'une manière générale, le passage des gneiss fins à leur environnement quartzo-feldspathique est brutal, et leurs limites sont concordantes avec la foliation.

M_c^{1-2} . Gneiss grossiers hétérogènes à biotite, cordiérite et orthose.

Ces gneiss sombres, à foliation fruste et granulométrie grossière, ont un litage irrégulier et possèdent des mobilisats grenus lenticulaires à feldspaths amygdalaires; ils admettent localement, en intercalations minces et répétées, des gneiss fins massifs et d'autres à feuilletés millimétriques alternativement micacés et quartzo-feldspathiques, et ils présentent parfois des zones nébulitiques difficiles à distinguer de l'anatexite sombre banale. Leur composition minérale comporte principalement : quartz (20-30 %), oligoclase basique (20-30 %) parfois myrmékitique et perthite (10-25 %) d'orthose et d'albite subautomorphe dans les zones grenues, biotite (10-20 %) associée à la sillimanite (2-6 %) dans des cloisons discontinues, cordiérite (5-20 %) en blastes réactionnels pœcilitiques dans les feuilletés micacés et en cristaux prismatiques dans les mobilisats. Les structures observées sont de rares microplis isoclinaux et une linéation minérale (biotite, feldspath) assez constante. La composition chimique correspond à un protolite pélitique argilo-quartzeux, relativement mature, un peu différent de celui des gneiss fins.

Les gneiss hétérogènes constituent dans la région centrale, vers la base des formations quartzo-feldspathiques, des lentilles concordantes d'extension décamétrique à hectométrique et d'épaisseur très variable; bon nombre d'entre elles sont dans les anatexites claires, certaines dans les granites hololeucocrates et migmatitiques, et quelques-unes s'associent aux anatexites et granites sombres. Dans la région nord-ouest, ils sont largement développés en relais vers le Nord de l'horizon des gneiss fins sombres.

M_c^{1-2} . Anatexites sombres à cordiérite et/ou sillimanite. Ces roches hétérogènes mais cependant très typées comportent des zones schisteuses à foliation floue ou plissotée et structure stromatique mêlées étroitement à des parties finement grenues, de structure nébulitique, à petits feldspaths en « billes » et flammèches micacées; leur grande richesse en biotite, et souvent en cordiérite dont les prismes sont dispersés ou concentrés en globules centimétriques dépourvus d'auréole claire, leur confère une teinte sombre, bleutée à la cassure fraîche, virant au brun jaunâtre par altération. Leur composition minérale comporte principalement : quartz (20-27 %), perthite (10-25 %) d'orthose et d'albite en veines et fuseaux, oligoclase basique (10-25 %) parfois myrmékitique en cristaux subautomorphes, biotite (10-20 %), sillimanite (0-5 %) en nombreux amas fibreux dans le faciès schisteux mais rare et en inclusions des divers minéraux dans le faciès grenu,

cordiérite (10-25 %) sous les trois habitus classiques de ce type de roche (réactionnel dans les mélanosomes, prismatique à granulaire dans la matrice quartzo-feldspathique, en cristaux poëcilitiques associés à parité au quartz dans les globules centimétriques). La composition chimique globale correspond à un protolite pélitique argilo-quartzeux, relativement mature.

Sur le territoire de la feuille, les anatexites sombres se présentent en deux sortes de gisement. Dans les régions orientale et sud-ouest, elles sont largement développées et s'associent au granite hétérogène sombre en un complexe situé sous les formations quartzo-feldspathiques claires, anatectiques ou granitiques; elles y sont riches en septa de toutes tailles de gneiss schisteux, en enclaves arrondies ou lenticulaires et de taille pluridécimétrique de gneiss gris plagioclasiques à grain fin, et parfois en bouffées métriques hololeucocrates à « châtaignes » de cordiérite; leur passage au granite est progressif. Ailleurs, elles sont en affleurements limités au sein des anatexites claires, ou en bordure du granite monzonitique, ou encore en lentilles à limites nettes, d'épaisseur plurimétrique, dans le granite migmatitique.

Dans la région de Saint-Agrève, les anatexites sombres définies ci-dessus contiennent de petits massifs, et plus souvent des filons associés en lacis, de **granite monzonitique à tablettes d'orthose** ($M_c^{1-2}_{[1]}$), lesquels ne peuvent être individualisés à l'échelle du 1/50 000.

Mr³. Granite monzonitique sombre, hétérogène, à biotite, avec ou sans cordiérite, associé aux anatexites. Ce granite, toujours assez sombre, est remarquable par son hétérogénéité à toutes les échelles due à des variations de granulométrie cependant toujours assez grossière, de structure (orientation locale, présence ou non de mégacristaux d'orthose parfois aplatis en tablettes, ou de biotite en schlieren, etc.) et de composition modale, et à la présence de nombreuses enclaves de nature et taille diverses. La composition minérale comporte principalement le quartz (20-30 %), l'oligoclase basique (10-40 %) d'habitus automorphe caractéristique, la perthite (10-30 %) d'orthose et d'albite en films, la biotite (15-25 %) et la cordiérite (0-15 %) prismatique ou en grains, ou encore en amas nodulaires centimétriques à inclusions quartzieuses; la sillimanite fibreuse est accidentelle, la myrmékite sporadique aux joints des feldspaths. La composition chimique est celle d'un monzogranite peralumineux, assez voisine de celle des anatexites sombres. Les enclaves les plus nombreuses et importantes (taille pluridécimétrique), de limites floues, sont faites d'anatexites sombres; les autres, décimétriques à plurimétriques, sont des gneiss hétérogènes, des gneiss plagioclasiques gris, parfois des amphibolites ou des vaugnérites; les plus petites, centimétriques à décimétriques, sphériques ou ellipsoïdales et à limites nettes, sont des enclaves surmicacées ou des dragées de quartz ou de feldspath.

Le granite hétérogène sombre affleure sur d'assez vastes surfaces dans les régions orientale et sud-ouest. Il s'y différencie en panneaux de forme et dimension variées, à limites indécises, au sein des ana-

textites sombres à cordiérite dont il se distingue sans ambiguïté par son grain de taille toujours supérieure et l'automorphisme accusé de ses feldspaths. Il se situe géométriquement, avec les anatexites sombres, sous le complexe leptyno-gneissique, le contact étant progressif mais rapide. Il s'observe d'autre part dans les autres régions, en gisements exigus au sein du granite migmatitique avec lequel il présente les mêmes relations ambiguës.

Lignée claire : leptynites, gneiss leptyniques et migmatites d'origine ignée

$\lambda\zeta^3$, $r\lambda\zeta^3$, $\lambda\zeta_m^3$, $s\lambda\zeta^3$. **Complexe leptyno-gneissique : gneiss leptyniques et leptynites à orthose et sillimanite.** Il s'agit d'un ensemble de faciès qui, ordonnés *en bancs* ($\lambda\zeta^3$) ou disposés plutôt *en massifs* ($r\lambda\zeta^3$), sont si étroitement mêlés sur le terrain à diverses échelles et si voisins d'aspect qu'il n'est pas possible de les séparer cartographiquement, d'autant que les passages de l'un à l'autre sont toujours progressifs. Tous possèdent en commun une pauvreté générale en biotite, avec un caractère leptynique cependant plus ou moins marqué, une foliation régulière et plane, une linéation minérale (sillimanite) de direction subméridienne, une teinte beige à rosée; mais le mica noir peut être distribué en lits ou d'une manière homogène ($\lambda\zeta^3$), ou au contraire rassemblé en amas dans une roche de foliation alors plus fruste et riche en rubans de quartz ($r\lambda\zeta^3$).

Parmi les roches ordonnées en bancs, le faciès le plus répandu est un *gneiss leptynique lité*, de grain moyen inframillimétrique, où la biotite et la sillimanite déterminent des feuilletés parallèles et continus qui cloisonnent régulièrement la matière quartzo-feldspathique. Des mobilisats concordants hololeucocrates, à petites biotites disséminées ou parfois riches en grenat, peuvent y souligner la foliation; ils sont bordés d'un fin liseré micacé et souvent boudinés. Un autre faciès banal, *œillé*, comporte en plus ou moins grande quantité, insérés dans la trame litée et moulés par les feuilletés micacés, des monocristaux d'orthose ou des amygdales quartzo-feldspathiques de taille et degré d'aplatissement variés. Des faciès subordonnés sont une *leptynite massive*, de grain fin et exempte d'yeux, où la biotite dispersée mais orientée dessine une vague structure plissée, et une *leptynite rubanée* caractérisée par l'alternance régulière de lits centimétriques assez riches en biotite pour les uns et à grenat dispersé pour les autres. Des plis décimétriques ouverts déforment parfois la foliation de ces divers faciès; des zones nébulitiques et des mobilisats peuvent en marquer le plan axial.

Parmi les roches disposées en massifs, le faciès commun est le *gneiss leptynique à rubans quartzeux*, roche de granulométrie moyenne assez grossière, homogène à l'échelle de l'affleurement, riche en yeux feldspathiques de taille variable que moulent et cloisonnent des amas de biotite et des rubans de quartz. Un deuxième faciès banal doit à sa matrice quartzo-feldspathique de grain millimétrique, où les rubans

quartzeux sont moins développés, un aspect plus leptynique; cette *leptynite œillée* est également riche en mégacristsaux souvent automorphes de feldspath potassique qui lui donnent, avec ses paquets centimétriques de biotite, un aspect franchement granitique. Un faciès accidentel est un *gneiss œillé* grossier, très riche en mégacristsaux d'orthose dont la plus grande dimension dépasse parfois 8 cm; ce véritable « cumulat feldspathique » est généralement riche en rubans de quartz. Des plis décimétriques ouverts déforment en divers lieux la foliation; le plan axial en est parfois marqué par une zone d'architecture nébulitique, seule marque apparente de mobilisation.

La composition minérale des divers faciès est analogue et comporte : quartz (25-45 %) développé parfois en rubans polycristallins, perthite (30-40 %) d'orthose et d'albite en fuseaux (et taches pour les grands cristaux), oligoclase acide (15-30 %) subautomorphe et parfois myrmékitique, biotite (3-10 %), sillimanite (1-5 %) en fuseaux fibreux, grenat almandin (0-3 %) pœcilitique, muscovite secondaire. Certains mégacristsaux d'orthose ont des inclusions de quartz, plagioclase et biotite disposées en zones concentriques, mais la plupart ont des caractères morphologiques de blastes. Notons comme particularités des roches à rubans de quartz : la rareté du grenat almandin par ailleurs riche en spessartine, la présence exceptionnelle de spinelle zincifère dans la leptynite œillée, l'abondance locale de la **muscovite** primaire ($\lambda\zeta_m^3$), magmatique, dans le gneiss leptynique. La composition chimique, identique pour tous les faciès, est celle d'un granite peralumineux potassique.

Les gneiss leptyniques et leptynites en bancs forment une part majeure du complexe leptyno-gneissique qui est lui-même l'élément essentiel des formations quartzo-feldspathiques claires : gneiss leptyniques lités et faciès associés définissent un ensemble de plusieurs centaines de mètres qui paraît se situer au-dessus des termes les plus mobilisés de la lignée claire. Les matériaux à rubans de quartz constituent quant à eux une large part de la fraction supérieure du complexe leptyno-gneissique; passant très progressivement aux gneiss leptyniques et leptynites en bancs, ils forment plutôt de grandes masses à leur intérieur qu'un horizon continu. Ils affleurent également en quelques panneaux de dimensions modestes, au plus kilométriques, dans les termes anatectiques de la lignée claire. En divers lieux, des passées métriques d'un matériel clair, homogène et de grain fin, dont les petites biotites dispersées sont disposées parallèlement à la foliation générale, s'interprètent au mieux comme des méta-aplites, en accord avec l'origine granitique probable du complexe leptyno-gneissique. Notons enfin que les limites des divers faciès sont partout progressives.

Un faciès de leptynite massive et homogène, de grain moyen millimétrique, a pour originalité de présenter des **ségréations surmicacées** ($s\lambda\zeta^3$) de forme ellipsoïdale plus ou moins aplatie et de distribution irrégulière, qui déterminent parfois une foliation discrète avec des rubans centimétriques de quartz, des feldspaths ovalaires en grands cristaux ou non et de larges lames reliques de muscovite. Les agrégats

micacés, toujours infracentimétriques et zonés, ont un cœur millimétrique de biotite brune et un cortex de biotite verte hyperalumineuse, biotites ferreuses associées intimement à du quartz et des oxydes de fer ; ils peuvent s'expliquer par la déstabilisation d'almandin par un fluide aqueux potassique.

Cette leptynite s'observe rarement à l'affleurement mais fréquemment en « pierres volantes » : elle forme par exemple de vastes « chirats » aux flancs du mont Chaix, au Nord de la Louvesc. Ses gisements sont dispersés dans le complexe leptyno-gneissique, principalement dans les gneiss leptyniques et leptynites à rubans quartzeux avec lesquels ses relations n'ont pu être observées.

M³, Mc³. Anatexites claires à biotite, sillimanite et grenat, avec ou sans cordiérite. Ce matériel toujours très clair, blanc à rosé, mais hétérogène sur les plans de la granulométrie, de la structure et de la composition minérale, comporte trois faciès plus ou moins intimement mêlés dans les deux grandes aires distinguables par l'absence de la cordiérite (M³) ou sa présence (Mc³) : un faciès prédominant de structure vaguement *litée* ou *foliée*, à cloisons de biotite et sillimanite discontinues, planes ou plissotées, avec localement des mégacristaux feldspathiques épars dans la matrice de grain millimétrique ; un faciès assez commun d'architecture *nébulitique*, qui peut être riche en grenat ; enfin un faciès *massif* subordonné dont la matrice, grenue à feldspaths automorphes et paillettes dispersées de biotite, enserre quelques mégacristaux d'orthose, parfois des feuilletts courts de sillimanite qui déterminent les surfaces de débit striées d'une linéation minérale, et surtout des agrégats ou petits cristaux dispersés de grenat, ou des nodules de cordiérite entourés d'une auréole purement quartzo-feldspathique. Des « diaclases » à cordiérite et/ou grenat, ou encore des alignements de petits nodules de ces minéraux, ajoutent localement à sa complexité.

Les compositions minérales des trois faciès sont analogues : quartz (25-35 %), perthite (35-45 %) d'orthose et d'albite en films parfois denses et aussi en taches et veines dans les mégacristaux, oligoclase acide (10-20 %) automorphe auréolé d'albite ou de myrmékite, biotite (1-5 %), sillimanite (0-2 %) en amas fibreux et cloisons entre les minéraux matriciels, grenat almandin (0-4 %) riche en spessartine et/ou cordiérite (0-6 %) souvent associée pœcilitiquement au quartz dans des nodules centimétriques, spinelle zincifère exceptionnel. Composition chimique peu variable de leucogranite peralumineux potassique, tout à fait comparable à celles des divers faciès du complexe leptyno-gneissique.

Les anatexites claires sont largement développées sur le territoire de la feuille ; elles y forment la base normale du complexe leptyno-gneissique auquel elles passent progressivement et qu'elles séparent ainsi quasi continuellement du granite hololeucocrate hétérogène, du granite migmatitique ou, directement, du substratum granito-anatectique sombre. Elles se présentent banalement sous la forme du faciès

folié dont les cloisons micacées sont relayées par des zones nébulitiques ou des bouffées hololeucocrates diffuses à grenat ou cordiérite nodulaire. Le faciès massif, hololeucocrate sans ou plus souvent à nodules de grenat ou de cordiérite, s'individualise en certains lieux au mur de l'anatexite banale qu'il frange d'une manière irrégulière à la limite des granites hétérogènes ; il forme aussi, dans l'aire d'affleurement du complexe granito-anatectique sombre, des panneaux plurihectométriques interprétables comme autant de témoins de la semelle anatectique du complexe leptyno-gneissique. La cordiérite est spécialement développée dans la moitié sud-ouest du territoire de la feuille, et dans la partie inférieure de l'horizon anatectique clair.

$M\gamma^1$, $M\gamma^{1-2}$. Granite hétérogène clair, hololeucocrate à leucocrate, associé aux anatexites. Ce granite, toujours pauvre, mais à des degrés divers, en minéraux ferromagnésiens et de teinte grisâtre à blanc rosé, est remarquable par son hétérogénéité liée à des variations de sa structure et de sa composition modale. Il se caractérise en particulier par la coexistence, à l'échelle de l'affleurement, de zones équantes à fines biotites éparses et plagioclases automorphes avec parfois des mégacristsaux d'orthose trapus ou au contraire en forme de tablettes, de passées à rubanement discret dessiné par des cloisons micacées discontinues, et de parties riches en cordiérite soit prismatique, soit en nodules pluricentimétriques entourés ou non d'une auréole blanche. Ces divers faciès sont agencés de manière confuse dans le faciès *hétérogène* s.s. banal ; mais ils peuvent aussi s'ordonner en bancs parallèles d'épaisseur métrique à décamétrique auxquels s'accordent rubanement, alignements de cordiérite nodulaire et allongement des mégacristsaux feldspathiques : s'individualise ainsi en certains lieux un *granite hétérogène rubané* dont l'anisotropie est aussi marquée par une alternance de lits décimétriques dont la teneur en biotite et la granulométrie varient. Le granite *hololeucocrate* ($M\gamma^1$) est souvent à gros grain, voire pegmatitique, et riche en cordiérite nodulaire avec des schlieren micacés. Le granite à tendance *leucocrate* ($M\gamma^{1-2}$) contient un peu plus de biotite, et les zones à tablettes d'orthose et/ou cordiérite prismatique peuvent y être très abondantes, jusqu'à former en certains lieux un lacis filonien surimposé à une trame dont les caractères sont ceux de l'anatexite claire.

La composition minérale du granite hétérogène clair est celle de l'anatexite claire. Le grenat et la sillimanite n'y sont toutefois que sporadiques, tandis que la cordiérite est fréquemment présente, aussi sous l'habitus prismatique. La composition chimique est également celle d'un leucogranite peralumineux alcalin, un peu moins siliceuse cependant que celle des divers faciès du complexe leptyno-gneissique.

Le granite hétérogène clair, présent principalement dans la région ouest de la feuille, est associé étroitement aux anatexites claires auxquelles il passe progressivement ; il se distingue d'ailleurs difficilement de leur faciès massif à cordiérite nodulaire quand les conditions d'observation sont médiocres, et son importance peut être sur- ou sous-estimée ; il en forme en partie le plancher, les séparant parfois visi-

blement du complexe granito-anatectique sombre. Dans ce cas, une zone de mélange peu épaisse s'observe habituellement à la limite de ce dernier complexe où le granite clair enveloppe des éléments sombres et s'y injecte en filonnets.

γ²M. **Granite leucocrate migmatitique.** On a cartographié comme « granite leucocrate migmatitique » une formation hétérogène où prédominent largement divers faciès granitiques mais où d'autres matériaux tels que gneiss et anatexites sombres, toujours présents, prennent en certains lieux de l'importance tout en restant mêlés intimement aux précédents : la couleur de l'ensemble est ainsi relativement sombre. Ce granite présente une architecture stratifiée ou agmatique suivant les lieux ; dans le premier cas, les faciès granitiques s'ordonnent en bancs d'épaisseur variable (jusqu'à la dizaine de mètres) et s'interstratifient avec des niveaux habituellement moins épais de gneiss hétérogènes et d'anatexites sombres ; dans le second, les termes granitiques constituent des volumes quelconques, étroitement mêlés, et l'ensemble emballé des panneaux d'anatexites et gneiss hétérogènes sombres de taille métrique à décamétrique, ainsi que des enclaves généralement plus petites de matériaux divers : gneiss fins plissés et boudinés, amphibolites, gneiss leptyniques lités ou œillés, vaugnérites, etc. Les faciès granitiques associés sont à peu de chose près ceux décrits dans le granite hétérogène clair ; la biotite est toutefois en moyenne un peu plus abondante tout en demeurant en paillettes éparées, et la composition chimique peut être celle d'un leucogranite monzonitique.

Le granite leucocrate migmatitique est développé surtout dans la moitié est du territoire de la feuille où il occupe, vis-à-vis des anatexites claires et du complexe granito-anatectique sombre, la même position que le granite hétérogène clair à l'Ouest. Il passe d'ailleurs progressivement à ce dernier par raréfaction ménagée des enclaves et panneaux sombres et perte d'orientation, et la limite entre eux est fort incertaine. Il forme aussi, dans l'aire d'affleurement des anatexites et granites sombres, des panneaux plurihectométriques susceptibles d'être autant d'éléments résiduels de l'unité migmatitisée du complexe leptynogneissique géométriquement sus-jacent.

Roches basiques

δ¹¹. **Amphibolites massives ou litées, avec pyroxénites accessoires.** Sur le territoire de la feuille, les formations basiques comportent principalement des amphibolites de diverses sortes, et accessoirement des pyroxénites qui leur sont étroitement associées et n'ont pu être individualisées cartographiquement.

Les **amphibolites** les plus banales présentent une alternance de lits millimétriques (type *lité*) à centimétriques (type *rubané*), les uns quasi purement mafiques, les autres riches en plagioclase, et sont de grain habituellement fin ; leur composition minérale comporte la hornblende verte édénitique ou hastingsitique, l'andésine ou plus rarement le

labrador, l'épidote, parfois la biotite localement abondante (gneiss amphibolique), du quartz en petite quantité souvent, avec sphène, apatite, sulfures et ilménite. Certaines sont des *amphibolo-pyroxénites* à lits verdâtres parfois épais, riches en salite, épidote, grenat grossulaire à composante andradite notable, parfois calcite. Quelques-unes sont des *amphibolites massives* de grain fin ou grossier, à texture doléritique ou gabbroïque relique parfois.

Les *pyroxénites* sont massives et de grain très fin ; elles sont faites principalement de salite avec du labrador basique ou de la bytownite, du grossulaire riche en andradite, et des quantités variables d'épidote, sphène, calcite et sulfures ; elles sont disposées en lits centimétriques souvent boudinés ou en lentilles décimétriques à métriques dans les amphibolites litées et rubanées.

Tous ces matériaux sont fréquemment déformés par des plis isoclinaux décimétriques ou des plis ouverts à charnière ronde, décimétriques à métriques ; une linéation minérale (hornblende) y est toujours marquée.

Au plan chimique, les amphibolites massives, qui forment des niveaux épais ou des lentilles, ont une composition globale de basalte transitionnel à alcalin. Les amphibolites litées et rubanées, architecturées en bancs, peuvent représenter des tufs basiques de même composition peu remaniés, tandis que les amphibolo-pyroxénites et les pyroxénites s'interprètent au mieux comme des mélanges d'une composante volcanique analogue et de matériaux argilo-carbonatés.

Les amphibolites s'ordonnent en couches dont l'épaisseur totale peut atteindre 60 m et l'extension latérale 2 à 3 km dans les quatre gisements principaux de la feuille : Beaudinet-Durand au Sud-Est de Saint-André-en-Vivaraïs, Lafarre, le Crouzet au Nord-Ouest de la Louvesc, les Franchises-Béraudiers au Nord-Est de Nozières. Les trois premiers, où les amphibolites sont associées à des gneiss fins et présentent des successions verticales analogues des types pétrographiques, paraissent situés au même « niveau stratigraphique » médian du complexe leptyno-gneissique ; la position du quatrième, voisin du domaine anatectique, est différente mais n'exclut pas son appartenance à un même horizon originel. Des occurrences plus modestes s'observent en divers lieux dans des environnements variés : gneiss leptynique et leptynite à rubans quartzeux mais aussi gneiss leptynique lité, anatexite claire, voire granite migmatitique ; les amphibolites y sont associées ou non à des gneiss fins ou hétérogènes grossiers. Dans tous les gisements, les contacts des amphibolites et de leurs encaissants leptyno-gneissiques, anatectiques ou granitiques, sont nets.

ROCHES PLUTONIQUES

Les granites homogènes n'occupent qu'une très faible part du territoire de la feuille Saint-Agrève où ils n'apparaissent qu'en petits

gisements. Leurs liens avec les anatexites et granites hétérogènes y semblent d'ailleurs étroits.

γ^{3M} , $\rho\gamma^{3M}$. **Granite monzonitique à biotite et cordiérite, parfois porphyroïde.** Sous son aspect le plus typique (γ^{3M}), ce granite est une roche homogène et équante, sombre car riche en biotite, de grain moyen, à feldspaths automorphes avec localement quelques mégacristaux centimétriques trapus d'orthose. Dans quelques gisements, le caractère **porphyroïde** est accusé ($\rho\gamma^{3M}$) et les mégacristaux sont plus gros (jusqu'à 3 cm) et parfois orientés. L'orientation peut également affecter la matrice, y compris celle du faciès banal équigranulaire où la biotite est rassemblée alors en amas aplatis. La cordiérite, habituellement rare, est en petits prismes ou en nodules centimétriques quelquefois entourés d'une discrète auréole claire. Les enclaves, de gneiss fins ou d'anatexites sombres exclusivement, sont rares. Chimiquement, il s'agit d'un monzogranite peralumineux, calco-alcalin et moyennement riche en potassium, avec toutefois deux sous-types : l'un dont la composition est celle du granite hétérogène sombre, l'autre moins siliceux et potassique, plus calcique et surtout riche en Fe, Mg et Ti; les cortèges respectifs d'éléments-traces accusent cette différence, comme d'ailleurs aussi la typologie de leurs zircons.

Le granite monzonitique, équigranulaire ou porphyroïde, forme des petits massifs intrusifs dans les formations les plus diverses. Certains, tels ceux de la région de Saint-Victor et Saint-Félicien, recoupent des granites hétérogènes et anatexites sombres; d'autres sont intrusifs dans les formations claires : granite migmatitique ou hétérogène clair à l'Ouest et au Sud-Ouest de Saint-Félicien, anatexite et granite hétérogène clairs près de Saint-Jeure-d'Andaure, gneiss leptynique lité près de Malleval ou à rubans quartzeux au Sud de la Louvesc. Les premiers ont habituellement la composition du granite hétérogène sombre voisin, tandis que les seconds appartiennent systématiquement au deuxième sous-type chimique, riche en éléments cafémiques.

γ^{3M} . **Granite monzonitique à biotite, à tablettes d'orthose.** Cette roche se distingue du granite monzonitique à biotite (γ^{3M}) par la présence de tablettes centimétriques d'orthose maclée Carlsbad, parfois très abondantes et orientées parallèlement; elle peut en outre contenir de la cordiérite en prismes demi-centimétriques et ses teneurs en biotite et tablettes feldspathiques sont alors plus faibles. Les autres caractères minéralogiques sont identiques, et l'on retrouve également la dualité chimique, plus marquée encore, avec un sous-type rapportable à une association alumino-potassique et l'autre à une association alumino-cafémique. De la même manière aussi, la typologie des zircons différencie les deux sous-types.

Sur le territoire de la feuille, le granite à tablettes d'orthose présente deux sortes de gisements : petits massifs de dimensions hecto- à plurikilométriques intrusifs dans les anatexites sombres ou dans les formations quartzo-feldspathiques, anatexites claires et termes foliés, et, dans les anatexites sombres exclusivement, filons associés en lacis

(cf. *supra* : Mc^{1-2} [11]) et dans lesquels les tablettes feldspathiques sont disposées parallèlement aux épontes généralement nettes. Les deux sous-types chimiques, relativement pauvres et riches en éléments ca-fémiques et titane, correspondent aux corps insérés respectivement dans les anatexites sombres et les formations claires.

γ^{2M} . **Leucogranite monzonitique à biotite et cordiérite prismatique.** Granite gris clair à beige, homogène et équant, de grain assez fin et discrètement porphyrique par la présence de quelques mégacristsaux centimétriques d'orthose irrégulièrement distribués, et de prismes et globules plurimillimétriques de cordiérite. La composition minérale comporte : quartz, perthite d'orthose et d'albite en films, oligoclase basique automorphe, très peu de biotite en paillettes dispersées ou regroupées en amas centimétriques, cordiérite associée au quartz dans les petits nodules, sillimanite sporadique et muscovite secondaire. Chimiquement, c'est un leucogranite peralumineux calco-alcalin monzonitique.

Le leucogranite monzonitique à biotite et cordiérite forme, principalement dans la région centrale de la feuille, quelques massifs de dimensions kilométriques au maximum, intrusifs dans les gneiss fins (massif de Beaudinet au Sud-Est de Saint-André-en-Vivaraïs) et les gneiss leptyniques lités (massif de Malleval), ou insérés dans les anatexites claires avec lesquelles il a des relations ambiguës. La cordiérite peut être abondante dans leur partie bordière et y marquer, avec la biotite, une linéation minérale parallèle à la linéation minérale régionale (sillimanite); il n'y a pas d'enclaves, hors quelques schlieren micacés. Le massif de Beaudinet, qui est en lentille concordante dans les gneiss fins principalement, a été daté par une isochrone Rb/Sr sur roche totale à 317 ± 22 Ma, le rapport isotopique du strontium s'établissant à 0,7105.

γ^{1K} . **Leucogranite potassique à biotite et muscovite.** Granite très clair, beige à rosé, homogène et équant, à grain fin et feldspaths automorphes, moucheté de micas millimétriques. Composition minérale : quartz (31-34 %) en grains isodiamétriques, orthose (25-35 %) perthitique, albite ou oligoclase acide (20-30 %), biotite (2-9 %) et muscovite (2-8 %) parfois losangique dont les proportions s'inversent d'un gisement à l'autre, andalousite accidentelle, cordiérite et sillimanite en reliques sporadiques, micropegmatites graphiques locales. Le chimisme indique un leucogranite alcalin potassique, très pauvre en calcium.

Le leucogranite alcalin à deux micas forme de petits massifs à limites nettes dont les dimensions maximales ne dépassent guère le kilomètre, ou des filons de puissance métrique à décamétrique pour une extension de quelques centaines de mètres, tous corps de direction générale NE à E. Il est intrusif spécialement dans les formations claires dont il possède des enclaves décimétriques à plurimétriques ainsi que, localement, de granites, anatexites et gneiss sombres. Le granite de l'essai filonien de Bonneton dans la vallée du Doux,

angle sud-est de la feuille, est de ce type mais doit à une très forte cataclase généralisée un aspect particulier.

σγ. **Vaugnérites et roches assimilées.** On a regroupé sous l'expression « vaugnérîtes et roches assimilées » des roches ignées plus ou moins basiques, largement cristallisées le plus souvent mais qui peuvent être de grain fin, de structure équante ou discrètement foliée, voire gneissique, et qui se présentent en essaims d'enclaves arrondies de dimensions variées (décimétriques à plurimétriques), en masses d'apparence filonienne ou en grands gisements lenticulaires allongés sur plusieurs dizaines à centaines de mètres.

Dans les **vaugnérîtes**, la fréquence des minéraux varie dans des proportions considérables, et les associations minérales ne sont pas identiques d'un gisement à l'autre, ni même d'une enclave à l'autre d'un essaim. Mais on retrouve partout les constituants essentiels suivants : le quartz xénomorphe, subordonné et sporadique ; le plagioclase en courtes lattes zonées, constituant majeur dont la basicité varie de l'oligoclase au labrador basique ; le feldspath potassique interstitiel ou pœcilitique, orthose ou microcline, qui peut faire défaut ou être le seul feldspath présent ; la biotite, minéral le plus caractéristique des vaugnérîtes, en principe en grandes lames pœcilitiques ; l'amphibole, qui est une actinote, une hornblende verte ou une pargasite selon les cas ; le clinopyroxène relictuel ou automorphe, peu fréquent mais abondant dans certaines enclaves ; l'apatite en aiguilles canaliculées, le sphène et l'allanite, l'ilménite et la magnétite. La composition chimique est évidemment variable, et souvent hors du domaine igné classique par certains caractères, mais la majorité des roches appartiennent cependant au champ pétrographique des *monzodiorites* s.l. (monzonites, monzodiorites et diorites en proportions égales, avec les équivalents quartziques).

Des **roches assimilées** que caractérise l'abondance du pyroxène, s'observent dans certains gisements. Homogènes et équantes habituellement, de grain grossier assez constant, ces roches comportent dans un enchevêtrement de baguettes plagioclasiques, soit des ortho- et clinopyroxènes en cristaux automorphes, soit du clinopyroxène seulement associé à l'amphibole abondante ; quartz et feldspath potassique y sont rares, l'apatite est habituellement en cristaux trapus et la biotite en quantité parfois importante. Les compositions chimiques sont moins variées et toutes les roches se situent dans le champ pétrographique des *gabbro-diorites* plus ou moins quartziques (gabbro-norites et diorites à ortho- et clinopyroxène, diorites à clinopyroxène et amphibole).

Sur le territoire de la feuille, les vaugnérîtes sont spécialement abondantes dans le quart sud-est où elles forment en particulier trois essaims majeurs de petits massifs et enclaves : Molières—Agréve au Sud de Lafarre, Saint-Félicien, et Fillon—col du Perrier au Sud de la localité précédente. Des gisements mineurs s'observent en divers lieux. Dans tous les cas, les caractères pétrographiques et structuraux des

roches basiques et de leurs encaissements, et les relations aux contacts, suggèrent une mise en place magmatique des vaugnérites immédiatement avant ou durant la mobilisation anatectique. Les roches assimilées ne s'observent guère, quant à elles, que dans le vaste essaim situé à l'Ouest d'Empurany, avec les massifs de Lesches, la Roue, la Faurie et le Mas, analogues à ceux très voisins des environs de Lamastre, au Sud.

FILONS

Les quartz filoniens sont exceptionnels sur le territoire de la feuille et toujours de très petite dimension : ils n'ont pas été représentés.

FORMATIONS VOLCANIQUES

De rares témoins du volcanisme du Velay s'observent dans la partie occidentale du territoire de la feuille. Ils se rapportent à la phase précoce des épanchements basaltiques alcalins, d'âge miocène supérieur à pliocène.

β^1_{ol} . **Basaltes alcalins à olivine, ankaramites.** Basaltes à olivine et ankaramites tertiaires se présentent le plus souvent comme des roches aphyriques grises à bleutées ; quelques-unes possèdent des phénocristaux millimétriques d'augite et d'olivine ; les nodules périclétiques n'y sont pas rares. Ils forment :

— soit des coulées de 20 à 25 m d'épaisseur moyenne, en inversion de relief sur le socle entre les altitudes 900 et 1 100 m ; un exemple en est la coulée cartographiée dans l'angle sud-ouest de la feuille, au Sud de Mars, dont le point d'émission est situé plus à l'Ouest sur le territoire de la feuille Yssingaux ;

— soit des necks, ou des dykes auxquels s'associent fréquemment des coulées de blocailles ; la butte de Montréal au Nord-Est de Mars est de cette catégorie, ainsi que les quelques petits gisements disséminés sur la totalité du territoire de la feuille.

$E\beta$. **Coulées de blocailles, éboulis basaltiques.** Ce type de formation, généré fréquemment par les dykes et necks basaltiques du volcanisme du Velay, s'observe à Montréal.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Les formations superficielles, très peu développées sur le territoire de la feuille, se résument à quelques cordons alluviaux dans le lit des rivières principales, hors les éboulis. Ces derniers, connus sous le nom local de « chirats » et souvent à blocs énormes, revêtent les pentes les plus élevées d'un manteau très irrégulier, discontinu, couvert habituellement de denses forêts de sapins et formé quasi *in situ* à partir des horizons gneisso-leptyniques ; pour ces raisons, ils n'ont pas été cartographiés.

F. Alluvions : blocs, galets, graviers et sables. Les alluvions récentes, peu étendues, jalonnent les cours du Doux, de la Daronne, de l'Ay et de la Cance, et de leurs affluents. Elles sont formées de blocs, galets, graviers et sables, tous produits de déjection torrentiels, et elles se raccordent en divers lieux à des dépôts colluviaux.

REMARQUES PÉTROLOGIQUES ET STRUCTURALES

Les formations quartzo-feldspathiques claires et leurs intercalations basiques

La totalité des formations cristallophylliennes ectiniques et la majorité des termes anatectiques reconnus sur le territoire de la feuille font partie de la « *série métamorphique du Vivarais occidental* » (Chenevoy et Ravier, 1968) dont les témoins géographiquement discontinus forment sur le plateau du Vivarais, parallèlement au Rhône, autant de jalons entre la série du Pilat au Nord et celle du Tanargue au Sud ; ces trois séries présentent en effet la même succession lithostratigraphique avec, de bas en haut (Chenevoy, 1973) :

- (1) un puissant ensemble clair, associant des anatexites à cordiérite ou grenat à la base et des leptynites et gneiss œillés moins mobilisés ;
- (2) un horizon médian, habituellement discontinu, de gneiss sombres à sillimanite et cordiérite, admettant en divers lieux des amphibolites agencées en un épais niveau ;
- (3) un second ensemble clair stratifié, peu ou pas mobilisé, de leptynites et gneiss œillés à sillimanite et parfois muscovite ;
- (4) des métapélites sommitales à sillimanite-cordiérite, puis andalousite-cordiérite, enfin cordiérite seule au niveau de la mésozone supérieure.

Les anatexites claires et le complexe leptyno-gneissique, avec ses lentilles de gneiss sombres et d'amphibolites, s'identifient aisément aux ensembles (1), (2) et (3) ; et les matériaux granitiques clairs (granite hétérogène clair et granite migmatitique), rassemblés sous le qualificatif de « granite des Cévennes » (Chenevoy et Ravier, 1974), qui sont en soubassement des anatexites claires, peuvent être rapportés à l'ensemble basal car ils forment avec elles, et les termes quartzo-feldspathiques sus-jacents, une lignée géochimique silico-alkaline bien individualisée.

- La **nature originelle des matériaux** paraît s'établir comme suit :
 - les formations quartzo-feldspathiques, interprétées pour l'essentiel sur les territoires des feuilles voisines comme d'anciens volcano-sédiments d'une couverture de socle, représentent ici, au moins pour une large part, un ancien leucogranite diversement orthogneissifié et migmatitisé ;
 - les gneiss sombres sont, par leurs caractères chimiques, des métagrauwackes ;

— les amphibolites correspondent principalement à des produits volcaniques plus ou moins remaniés et mêlés à une composante argilo-carbonatée. La composition des termes massifs, anciennes coulées ou intrusions, les apparente à des basaltes alcalins.

• Les **transformations métamorphiques** relèvent d'un processus de recristallisation dynamique de type basse pression-haute température. La quasi-totalité des associations observées sont catazonales, du faciès amphibolite de haut degré : la paragenèse à sillimanite-orthose-cordiérite-biotite est ubiquiste, qu'elle soit synchrone de la foliation ou tardive, syn-anatectique. La muscovite typomorphe ne s'observe qu'accidentellement dans les termes les plus élevés de la série. Le grenat, qui est toujours un almandin riche en spessartine, est surtout présent dans les mobilisats.

Les températures (géothermomètre grenat-biotite) et pressions (géobaromètre grenat-plagioclase calibré pour l'assemblage grenat-plagioclase-sillimanite-quartz par Ghent) maximales atteintes dans les gneiss fins sombres : 650-680°C, 3,6-3,8 kbar, permettent d'envisager un gradient géothermique moyen de 50°C/km à l'apogée du métamorphisme. L'anatexie s'est largement développée à la base du système, sous pression un peu plus basse, semble-t-il. Aucune information indiscutable argumentant une phase précoce de recristallisation en climat barrovien n'a été obtenue.

• L'**évolution structurale** et la signification des unités lithostratigraphiques et de leur empilement demeurent en question. Si la foliation, plate à l'échelle régionale, et qui porte assez systématiquement une linéation minérale subméridienne, est bien marquée dans toutes les formations hors celles affectées par l'anatexie, les structures plissées micro- et mésostructurales ne s'observent guère que dans les amphibolites et gneiss fins sombres associés. Les plis synfoliaux P1 reconnus seulement dans les matériaux basiques et dont les axes sont parallèles à la linéation minérale, les plis postfoliaux subisoclinaux P2 à ouverts P3 (figures d'interférence) anté- à syn-anatectiques, et la foliation mylonitique non pénétrante, tardi- à post-anatectique, dont les surfaces portent une linéation de glissement marquée encore par la sillimanite fibreuse et également subméridienne, paraissent exprimer une évolution cinématique relativement continue.

L'étape majeure de cette évolution semble être la tectonique tangentielle contemporaine de l'ectinisation sous basse pression et haute température, dont tous les matériaux portent la marque. La phase suivante de déformation, qui a engendré les plis postfoliaux, s'est aussi exprimée à petite échelle : des mégaplis P3 d'amplitude pluri-ectométrique, d'axe plongeant faiblement au NNW et déjetés ou déversés à l'Est, ont été reconnus par une cartographie détaillée (P. Lochon) dans le secteur de Beaudinet au Sud-Est de Saint-André-en-Vivarais. La dernière phase importante, marquée par une mylonitisation qui a accentué la foliation et la linéation dans des conditions thermiques encore sévères, paraît avoir correspondu à un transport relatif vers le Nord des parties hautes de l'édifice. Cette ultime expression

de la tectonique tangentielle est antérieure à la mise en place des granites à deux micas qui prélude aux manifestations majeures de la tectonique cassante.

Le complexe granito-anatectique sombre

Ce complexe, qui associe étroitement anatexites et granites hétérogènes sombres à cordiérite, occupe généralement les points bas de la topographie et paraît bien constituer le substratum des formations claires, comme cela s'observe aussi sur les territoires des feuilles voisines. Les relations des deux ensembles sont cependant d'interprétation délicate en ce domaine d'anatexie : le caractère de la limite, habituellement nette quoique ménagée à l'échelle de l'affleurement avec injection fréquente de matériel clair dans le substrat sombre, permet seulement d'exclure une mise en contact tectonique postérieurement à l'anatexie basale des formations quartzo-feldspathiques. Et si rien n'argumente un processus tectonique antérieur, l'hypothèse d'un socle ne peut s'appuyer, sur le territoire de la feuille, que sur le contraste lithologique entre ce complexe et les formations quartzo-feldspathiques sus-jacentes : les anatexites sombres visualisent un détritisme majeur d'une homogénéité remarquable, parent de matériaux relativement matures, dont on retrouve l'équivalent exact dans les « gneiss à cordiérite d'Aubusson » qui forment la fraction anatectique basale de toutes les séries barroviennes réputées acadiennes du Massif central.

Les conditions physiques de cristallisation des anatexites à cordiérite vivaroises n'ont pu être déterminées, faute d'assemblages minéraux adéquats ; celles des gneiss d'Aubusson ont été estimées à 700°C et 5,5 kbar (Chenevoy et Ravier, 1988), soit une pression notablement supérieure à celle des anatexites claires vivaroises, mais cette information ne peut être qu'indicative. Pour ce qui concerne le granite hétérogène sombre, son caractère anatectique et ses liens avec l'anatexite sombre sont des faits d'évidence : passages ménagés et étroite imbrication sur le terrain, minéraux analogues, typologies des zircons semblables, compositions chimiques proches, spectres de terres rares superposables, sont autant d'arguments pour accepter la filiation des deux types de roche.

Les granites intrusifs

Deux sortes de granites intrusifs peuvent apporter des informations sur l'évolution régionale : les leucogranites à cordiérite et les granites monzonitiques.

- Le **leucogranite à cordiérite de Beaudinet**, encaissé dans les gneiss fins, forme un laccolite qui paraît s'être mis en place dans une surface de discontinuité parallèle à la foliation régionale durant le plissement P3 (P. Lochon). Ses caractères pétrographiques et chimiques sont en accord avec une cristallisation à partir d'un bain de fusion des formations quartzo-feldspathiques contaminé par des matériaux basiques.

L'isochrone obtenu par la méthode Rb/Sr sur roche totale fournit (Lochon *et al.*, 1986) un âge de 317 ± 22 Ma qui situe approximativement sa mise en place, et la phase P3 de déformation synmétamorphique contemporaine, au Namurien. Ce résultat est en accord avec les datations radiométriques relatives aux granites liés de plus ou moins près au métamorphisme de basse pression cévenol : granite du gouffre d'Enfer dans la série du Pilat, dont l'âge situe la fin de la période synfoliale majeure de ce métamorphisme à la limite Viséen—Namurien (329 ± 9 Ma; Caen-Vachette *et al.*, 1984), leucogranite à deux micas de Sagnes, dans la même série, qui scelle ce phénomène à la limite Stéphanien—Permien (288 ± 7 Ma; Pitiot, 1984), leucogranite anatectique à cordiérite du Velay, caractéristique de l'anatexie de basse pression « vellave », enfin, qui a donné un âge stéphanien (298 ± 8 Ma; Caen-Vachette *et al.*, 1982).

• Les **granites monzonitiques à biotite**, équigranulaires et à tablettes d'orthose, sont intrusifs indifféremment dans les formations quartzofeldspathiques claires et dans leur substratum granito-anatectique sombre. Ils sont remarquables par la dualité de certains de leurs caractères minéralogiques et chimiques et par le lien qui paraît exister entre cette dualité et la nature de leur environnement : les granites des massifs inclus dans le complexe sombre ont, pour la plupart, des zircons semblables à ceux de leur encaissant et qui témoignent d'une origine anatectique commune ainsi que des compositions chimiques comparables, tandis que les granites qui recoupent les formations claires possèdent tous des zircons indicateurs d'une cristallisation précoce dans un magma pauvre en eau, et des compositions chimiques moins silico-potassiques mais riches en Fe, Mg, Ti et éléments-traces qui définissent une entité différenciée.

Un mécanisme de fusion partielle à des taux différents d'un protolite du type anatexite sombre, avec séparation plus ou moins complète des restites, permet de rendre compte des caractères de la première population et du granite hétérogène sombre, et cela est cohérent avec les associations spatiales et conditions de gisement. Aucune roche connue en Vivarais n'est par contre susceptible de produire par fusion partielle le magma parent des granites du second type; et, curieusement, ces granites se projettent dans le domaine des granites intra-plaques dans les diagrammes de discrimination des sites géotectoniques de J.A. Pearce *et al.* (1984), très à l'écart des granites du premier type situés normalement dans le champ collisionnel.

L'évolution géodynamique

Le schéma d'évolution géodynamique que l'on peut retenir pour ce petit secteur de la ceinture orogénique hercynienne dépend des réponses que l'on apporte aux deux questions suivantes :

— quelles sont les relations des formations quartzofeldspathiques claires et du complexe granito-anatectique sombre : sont-ce des relations couverture—socle, ou de type tectonique avant l'anatexie, ou bien y avait-il continuum ?

— quelles sont les significations et relations des ensembles lithostratigraphiques (1), (2) et (3) de la série du Vivarais occidental : s'agit-il de parties d'un même édifice antémétamorphique ou d'unités lithotectoniques allochtones d'origines diverses ?

En ce qui concerne le premier problème des relations des formations claires avec leur substratum sombre, sa résolution doit prendre en compte en particulier les données suivantes : le contraste lithologique entre les deux entités claire et sombre, mais l'absence apparente de contraste entre les évolutions métamorphiques de chacune d'elles ; le passage ménagé mais rapide de l'une à l'autre, mais aussi le fait que l'entité claire débute souvent par une « zone de mélange » agmatique où des éléments sombres sont emballés dans du granite clair ; la présence, dans cette zone de mélange (hors territoire de la feuille) exclusivement, d'enclaves d'une granodiorite orthogneissifiée à xénolites de gneiss, dont la répartition couvre l'ensemble du Velay—Forez et qui proviennent d'un unique pluton à caractère post-collisionnel (Mamejean *et al.*, 1987) nécessairement ancien ; et naturellement aussi la sévérité des conditions physiques de transformation.

Dans l'hypothèse d'un *continuum*, les formations claires pourraient représenter un ancien leucogranite intrusif dans une série de pélites alumineuses, déjà métamorphisées sans doute si on tient compte de la nature même de ce pluton et de son caractère post-collisionnel tel qu'il ressort de la projection de sa composition dans les diagrammes de discrimination des sites géotectoniques de mise en place : une évolution métamorphique tardive sous basse pression de l'ensemble, principalement anatectique, rendrait compte des caractères énumérés plus haut, à l'exception toutefois de l'existence et de la répartition des enclaves granodioritiques.

Des *relations tectoniques* antérieures à l'anatexie, c'est-à-dire une allochtonie relative des formations claires par rapport à leur substratum sombre, peut se concevoir quelle que soit la nature originelle de ces formations. Aucune marque de déformation mylonitique n'a été observée dans la zone de contact, mais l'anatexie poussée des matériaux peut les avoir effacées ; et la zone de mélange peut être interprétée comme le produit d'un écaillage tectonique qui expliquerait aussi les enclaves granodioritiques, éléments d'un pluton profond mis en place dans les métapélites antérieurement au cisaillement crustal et à l'anatexie de basse pression.

Des *relations du type socle—couverture* impliquent que la partie basale de la série claire n'est pas méta-leucogranitique, mais d'origine volcano-sédimentaire : anciens sédiments arkosiques à pélitiques (gneiss hétérogènes) mêlés à des produits volcaniques acides. Zone de mélange et enclaves granodioritiques prennent alors une autre signification, et le schéma implique deux cycles métamorphiques indépendants.

Un obstacle au choix apparaît dans tous les cas : l'anatexie poussée des matériaux durant le métamorphisme de basse pression, qui a effacé non seulement les structures originelles, de déformation ou autres, mais aussi les marques d'une évolution métamorphique du

substratum sombre antérieurement aux transformations sous basse pression.

Le second problème est celui de la *nature de l'empilement, tectonique ou non, des divers ensembles de la série du Vivarais occidental*. L'hypothèse la plus actuelle, et d'ailleurs la plus ancienne dans sa conception (Demay, 1931), est celle d'un *empilement d'unités litho-tectoniques* : gneiss leptyniques et leptynites à rubans quartzeux, amphibolites et gneiss fins sombres, et gneiss leptyniques lités seraient autant d'éléments allochtones sans lien originel nécessaire entre eux ; ces éléments se seraient mis en place lors de la phase tangentielle contemporaine du métamorphisme de basse pression, pour évoluer ensuite dans le même climat anatectique. Ce schéma, où l'on retrouve les nappes de A. Demay, ne s'accorde guère aux relations observées entre les unités, mais il permet de résoudre fort simplement les dilemmes posés par les caractères chimiques des métamagmatites acides et basiques.

La participation de tous les ensembles à un édifice unique antémétamorphique, qui n'exclut évidemment pas des cisaillements synmétamorphes internes éventuellement importants, peut s'accommoder de plusieurs interprétations. Une première interprétation est celle d'un ancien leucogranite de type collisionnel, intrusif dans des volcanosédiments représentés maintenant par les gneiss sombres et amphibolites associés (métagrauwackes et metabasaltes alcalins respectivement) et soumis avec eux au métamorphisme de basse pression ; cela s'accorde avec le contact tranché des deux sortes de matériaux et l'apparente identité des empreintes métamorphiques propres à chaque sorte, car aucune marque sûre d'évolution barroviennne n'a encore pu être reconnue dans les matériaux basiques ; et ce n'est pas contradictoire avec le fait que les metabasaltes alcalins et le leucogranite sont des marqueurs successifs de processus de distension et de collision (Chenevoy *et al.*, 1986). Une variante de cette interprétation, qui tient compte de la nature chimique du pluton, est celle d'une mise en place de ce dernier à un niveau structural inférieur dans un contexte déjà métamorphisé ; mais elle se heurte à l'absence d'indication de polymétamorphisme dans les gneiss fins et les amphibolites.

Un deuxième schéma est celui d'une intrusion leucogranitique dans un environnement métamorphique ou non, érodée avec cet environnement puis recouverte en discordance stratigraphique par les volcanosédiments représentés maintenant par les métagrauwackes et metabasaltes alcalins. Ce schéma est cohérent avec l'apparent caractère monométamorphique de toutes les formations ; mais il implique un événement métamorphique ancien, dont la réalité n'est pas démontrée mais qui pourrait être le processus de transformation anté-anatexie des métapélites basales dans l'hypothèse d'un continuum formations claires—complexe granito-anatectique sombre (voir ci-dessus), par exemple ; et il a pour corollaire que l'épisode distensif marqué par les metabasaltes alcalins est postérieur à l'épisode collisionnel visualisé par le leucogranite.

Cette variante du modèle socle—couverture développé plus haut, qui situe la discordance stratigraphique au toit des formations claires et non à leur mur, fait apparaître, à propos du couple métaleucogranite—métagrauwackes et metabasaltes associés, l'alternative : socle et couverture du granite intrusif dans une série volcano-sédimentaire, posée dans ces mêmes termes par J. Macaudière *et al.* (1987) au Sud, dans les Cévennes médianes ; et pas plus que dans cette dernière région, le dilemme ne peut être tranché ici. Tout au plus peut-on remarquer que, dans l'hypothèse d'une mise en place du leucogranite dans les protolites, déjà évolués ou non, de leur cadre actuel, il est possible de relier (Chenevoy *et al.*, 1986) distension et collision aux cycles orogéniques actuellement postulés dans le Massif central : l'épisode distensif, illustré par le magmatisme alcalin, peut être ordovicien inférieur ou silurien (Autran et Peterlongo, 1980) et l'intrusion leucogranitique marquerait la collision intracontinentale (Autran et Cogné, 1980) dévonienne ; suffisamment refroidie 30 Ma plus tard, cette intrusion pourrait avoir subi l'orthogneissification par le tectono-métamorphisme hercynien *s.s.* dont la phase synfoliale majeure est datée, on l'a dit, à 322 Ma et que scelle ici le granite intrusif de Beaudinet à 317 Ma.

Les déformations ultimes

À l'échelle régionale, la cartographie met en évidence sur le territoire de la feuille des *ondulations à grand rayon de courbure*, grossièrement méridiennes, dont l'axe plonge faiblement au Nord ; les vastes voûtes plates à cœur anatectique de Saint-Jeure-d'Andaure—Saint-Julien-Vocance et de Nozières—Satillieu, que sépare la synforme de la Louvesc, sont les prolongements des mégasstructures analogues décrites au Sud sur le territoire de la feuille Lamastre (Chenevoy *et al.*, 1979a). Ces déformations souples ultimes ont été suivies par une tectonique cassante créatrice de grandes *fractures* pour la plupart très redressées et qui appartiennent pour l'essentiel à deux systèmes : — les accidents les plus importants sont d'orientation SW-NE et WSW-ENE ; ce sont des fractures de décrochement, de sens habituellement dextre, qui peuvent éclater en failles mineures de directions variables. Ces fractures, jalonnées d'importants amas de cataclasites, ont guidé une bonne part du réseau hydrographique ; — l'autre système groupe des fractures qui sont orientées au NNE, ou au Nord ; elles sont plus délicates à reconnaître car elles ne s'accompagnent guère de roches broyées ; elles paraissent antérieures aux précédentes, mais elles ont pu rejouer tardivement, avec ou après elles, en décrochement.

Tous ces accidents sont antéstéphanien : les fractures de direction NE en particulier s'intègrent au système de même orientation décrit au Nord, dans le massif du Pilat, dont les cataclasites sont connues en galets dans le conglomérat de base du Houiller du bassin de Saint-Étienne. Ils ont certainement rejoué à des époques plus récentes, après le Trias en particulier, comme on l'observe sur les territoires des feuilles voisines.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

RESSOURCES EN EAU

Pluviométrie, température et potentiel d'écoulement

La pluviométrie moyenne annuelle varie de 1 400 mm à l'Ouest de la feuille jusqu'à 800 mm vers l'Est, avec également une répartition du nombre moyen de jours avec précipitations significatives (pluies ou neige) supérieures à 1 mm d'eau, de 120 à 80 jours par an (paramètres calculés sur le réseau climatologique d'état et moyennes sur la période 1951-1980 : Météo-France). Enfin, il faut noter l'éventualité de pluies très abondantes de type « pluies cévenoles ».

La température moyenne annuelle s'établit entre 7 et 9°C.

La pluviométrie efficace moyenne, calculée selon la méthode de Turc pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle et qui indique l'écoulement potentiel total, est comprise entre 500 et 300 mm/an (calcul effectué sur la période 1946-1976 : Louvrier et Margat, 1983). Les hautes valeurs se trouvent sur les reliefs du Nord-Ouest et les valeurs diminuent d'Ouest en Est.

Hydrographie

La feuille Saint-Agrève intéresse le bassin de la Loire pour l'extrémité nord et ouest située dans le département de la Haute-Loire, et le bassin du Rhône pour le département de l'Ardèche. La ligne de partage des eaux correspond sensiblement à la limite de département.

Le réseau hydrographique est très dense et, pour les deux bassins, les cours d'eau proches de leurs sources ont un régime semi-torrentiel (l'Eau-Noire et le Doux). La qualité des eaux est bonne ou très bonne et la production d'eau potable par des traitements simples y est possible (agence de bassin Loire-Bretagne, 1985).

Un seul plan d'eau notable est établi au Nord de Saint-Agrève : le lac de Devesset.

Ressources en eau souterraine

Les ressources en eau souterraine sont réparties entre les formations granitiques et métamorphiques et les formations sédimentaires.

De nombreuses sources sont captées, leurs débits varient de quelques litres/minute à 50, voire 100 l/mn. En effet, la fragmentation des bassins-versants d'alimentation multiplie les points d'eau à faible débit unitaire.

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

Les nappes alluviales des Mazeaux et du Lignon en Haute-Loire, ainsi que celles du Doux et de ses affluents la Daronne et l'Ay, sont peu sollicitées pour l'alimentation en eau potable.

Aucune source d'eau minérale ne sourd sur le territoire de la feuille mais, en limite de la carte Lamastre, à Desaignes, est exploitée une eau bicarbonatée calcique gazeuse.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Très peu d'indices sont répertoriés sur le territoire de la feuille.

Les Rochettes (8.4001), mine anciennement exploitée pour barytine, se situe dans le granite du Velay contenant des enclaves de gneiss et de migmatite.

Les campagnes géochimiques multi-éléments effectuées au titre de l'Inventaire du territoire révèlent les anomalies suivantes :

- Ba, Pb, Zn, Ag à Saint-Pierre-sur-Doux, autour des sources du Doux ;
- Pb, Zn à Fonteneyre, à la limite des communes de Saint-Agrève et de Saint-Jeure-d'Andaure ;
- Pb au Nord de Vaudevant ;
- Zn au Nord-Est de Saint-Symphorien-de-Mahun.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

BIBLIOGRAPHIE

AUTRAN A., PETERLONGO J.M. (1980) — Introduction à la géologie du Massif central (France). 26^e congr. géol. int., Paris, livret-guide G 18.1, 123 p.

AUTRAN A., COGNÉ J. (1980) — La zone interne de l'orogénèse varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. 26^e congr. géol. int., Paris, colloque C 61, p. 90-111.

CAEN-VACHETTE M., COUTURIÉ J.P., DIDIER J. (1982) — Âges radiométriques des granites anatectiques et tardimigmatitiques du Velay (M.C.F.). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 294, p. 135-138.

CAEN-VACHETTE M., GAY M., PETERLONGO J.M., PITIOT P., VITEL G. (1984) — Âge namurien du granite à double anisotropie du goufre d'Enfer (Loire, M.C.F.). 10^e R.A.S.T., Bordeaux.

CHENEVOY M. (1973) — Les terrains cristallins du Vivarais : quelques problèmes et résultats. 98^e congr. soc. savantes, St-Étienne, t. 1, p. 425-434.

CHENEVOY M., DURAND G., BEURRIER M., PASSERON J.P. (1979a) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Lamastre (817). Orléans : BRGM. Notice explicative par B. Briand, M. Chenevoy, J. Mergoil, J. Féraud (1979), 25 p.

CHENEVOY M., GAY M., LOCHON P. (1986) — Métabasaltes alcalins et métaleucogranites de la série métamorphique du Vivarais occidental (Massif central français) : marqueurs successifs de processus paléozoïques de distension et de collision. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 303, p. 725-730.

CHENEVOY M., LOCHON P. (1987) — L'anatexie des métagranites de la série métamorphique du Vivarais occidental (Massif central français) : un exemple de fusion partielle avec restite quartzreuse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 304, p. 1233-1237.

CHENEVOY M., MONJUVENT G., MONDIER P. (1979b) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Tournon (794). Orléans : BRGM. Notice explicative par A. Bambier *et al.* (1979), 68 p.

CHENEVOY M., RAVIER J. (1963) — Mise en évidence d'accidents cassants dans la série cristallophyllienne du mont Pilat (Massif central). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 256, p. 446-449.

CHENEVOY M., RAVIER J. (1968) — Extension des séries cristallophylliennes à andalousite-cordiérite et à disthène-staurotide dans les Cévennes septentrionales et médianes. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), X, p. 613.

CHENEVOY M., RAVIER J. (1971) — Caractères généraux des métamorphismes du Massif central. *In* : « Symposium J. Jung », Clermont-Ferrand : Plein-Air Service édit., p. 109-132.

CHENEVOY M., RAVIER J. (1974) — L'histoire antéstéphanienne du Massif central français et le problème des influences calédoniennes. *In* : « Chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale ». Coll. int. CNRS, Rennes, 243, p. 199-210.

DEMAY A. (1931) — Les nappes cévenoles. *Mém. expl. Carte géol. Fr.*, Paris.

DEMAY A. (1932) — Les prolongements du complexe tectonique cévenol dans les montagnes de la Louvesc et dans les lambeaux du Vivarais. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 35, n^o 182, p. 251-301.

DEMAY A. (1948) — Tectonique antéstéphanienne du Massif central. *Mém. expl. Carte géol. Fr.*, Paris.

DIDIER J. (1961) — Les roches malgachitiques de la région de Lamastre (Ardèche, Massif central français). *Bull. Soc. fr. minér. crist.*, t. 84, p. 2.

DIDIER J. (1964) — Étude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif central français. *Ann. fac. sci. Clermont-Ferrand*, n° 23.

GAY M., BRIAND B., CHENEVOY M., PIBOULE M. (1982) — Évolution structurale de la série métamorphique du Vivarais oriental (Massif central). *Bull. BRGM* (2), I, 3, p. 219-232.

LOCHON P. (1985) — Les métaleucogranites du haut Vivarais et leur environnement : évolution et implications géodynamiques. Thèse 3^e cycle, Lyon-I.

LOCHON P., CHENEVOY M., DUTHOU J.L., GAY M. (1986) — Âge de la tectonique et du métamorphisme de basse pression dans le Vivarais. 11^e R.A.S.T., Clermont-Ferrand, p. 114.

LOUVRIER M., MARGAT J. (1983) — France. Précipitations efficaces moyennes annuelles (1946-1976). *Rapp. BRGM 83 SGN 003 EAU*.

MACAUDIÈRE J., MARIGNAC C., WEISBROD A. (1987) — Grandes nappes synschisteuses collisionnelles dans la catazone hercynienne des Cévennes médianes (Massif central, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 304, p. 1195-1199.

MASMEJEAN B. (1987) — Le complexe granito-anatectique sombre du Vivarais et les granites intrusifs associés : pétrologie et signification géodynamique. Thèse doct. univ. Lyon-I.

MASMEJEAN B., CHENEVOY M., MONTRAVEL C. (de) (1987) — Les enclaves granodioritiques du leucogranite d'anatexie du Velay-Forez (Massif central français), témoins probables d'un pluton profond post-collisionnel. 112^e congr. soc. savantes, Lyon, t. 1, p. 21-31.

MICHON G. (1979) — Typologie des vaugnérites des monts du Lyonnais et du haut Vivarais, Massif central français. Thèse 3^e cycle, Lyon-I.

MOLINA F.M. (1983) — Étude géologique des terrains cristallins de la région de St-Agrève (Ardèche). Thèse 3^e cycle, Lyon-I.

PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G. (1984) — Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, p. 956-983.

PITTIOT P. (1984) — Relations des ensembles cristallins du Lyonnais et du Pilat du point de vue structural. Thèse 3^e cycle, Lyon-I.

YOUSIF I.A. (1980) — Les amphibolites de la série métamorphique de basse pression du Vivarais occidental et du mont Pilat. Thèse 3^e cycle, Lyon-I.

DOCUMENTS CONSULTABLES

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

- pour le département de la Haute-Loire, au service géologique régional Auvergne, 222-224, bd Gustave-Flaubert, 63000 Clermont-Ferrand ;
- pour le département de l'Ardèche, au S.G.R. Rhône-Alpes, 29, bd du 11-Novembre, 69100 Villeurbanne ;
- ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par Maurice CHENEVOY, professeur à l'université Claude-Bernard (Lyon-I), avec la collaboration de Francine MERCIER et Christian VAUTRELLE, ingénieurs géologues au BRGM, pour la géologie de l'environnement. Elle tire largement parti des mémoires de Patrick Lochon (1985) et Bruno Masméjean (1987) principalement, Gilbert Michon (1979), Manuel Molina (1973) et Imad Yousif (1980) accessoirement, dont les données, cartographiques et de laboratoire, ont été complétées et réinterprétées par Maurice Chenevoy ; elle s'appuie également sur des observations faites sur les territoires des cartes à 1/50 000 voisines Lamastre et Tournon.

Présentation au CCGF : 28 février 1989.

Acceptation de la carte et de la notice : 10 juin 1992.

Impression de la carte : 1995.

Impression de la notice : mars 1995.

ANNEXE. TABLEAU D'ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS

Saint-Agrève 1/50 000	Lamastre 1/50 000 (Chenevoy <i>et al.</i> , 1979a)	Tournon 1/50 000 (Chenevoy <i>et al.</i> , 1979b)
ζ_c^{1-2} $M_c^{1-2}, M_c^{1-2} [1]$ $M\gamma^3$ M_c^3 $M\gamma^1$ $\gamma^2 M$ $\gamma^{3M}, \rho\gamma^{3M}$ $t\gamma^{3M}$ γ^{2M} γ^{1K}	ζ_c^{1-2} $M\gamma_c^{1-2}, (t\gamma) M_c^{1-2}$ $ht\gamma^{3M}$ M_c^3 $ht\gamma_c^1$ $r\gamma_c^{2M}$ $\gamma^{3M}, \rho\gamma^{3M}$ $t\gamma^{3M}$ γ^2 γ^{1K}	M_c^{1-2} $M\gamma^3$ M_c^3 γ^3 γ^1

