



VIENNE

CARTE
GÉOLOGIQUE
A 1/50 000

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

VIENNE

XXX-33

La carte géologique à 1/50.000
VIENNE est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80.000 :
au nord : LYON (N° 168)
au sud : ST-ÉTIENNE (N° 177)

| | | |
|-----------------------------|-----------|----------------------|
| ST-SYMPHORIEN- SUR-LOIRE | GIVORS | BOURGOIN |
| ST-ÉTIENNE | VIENNE | LA CÔTE- ST-ANDRÉ |
| ANNONAY | SERRIÈRES | BEAUREPAIRE |

MINISTÈRE DU DÉVELOPPEMENT INDUSTRIEL ET SCIENTIFIQUE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 — 45 Orléans (02) — France



NOTICE EXPLICATIVE

INTRODUCTION

La feuille Vienne couvre deux grandes régions géologiques différentes :

1) A l'Ouest du Rhône, le *Massif Central français* avec ses terrains cristallins et cristallophylliens. Cet ensemble ancien disparaît rapidement à l'Est du Rhône sous les terrains récents : c'est aux environs de Vienne que les témoins anciens se poursuivent le plus loin vers l'Est dans la vallée de la Gère et de ses affluents; vers le Sud ils diminuent progressivement d'importance jusqu'à Saint-Alban-du-Rhône où ils disparaissent. Sur le socle ancien de la rive droite subsistent d'assez nombreux lambeaux de terrains sédimentaires tertiaires et quaternaires qui appartiennent à l'ensemble ci-dessous.

2) A l'Est du Rhône, les collines du Bas-Dauphiné sont constituées essentiellement de terrains tertiaires : Miocène et Pliocène. Une grande partie de cet ensemble est recouverte par des formations quaternaires, pour la plupart d'origine glaciaire, qui la masquent très souvent.

Au NE se retrouve la terminaison méridionale de l'éventail des plaines et collines radiales caractéristiques de l'Est lyonnais et tout particulièrement développé sur la feuille voisine Givors. Ainsi on rencontre la terminaison de la vallée de la Véga, les collines de Pont-Évêque - Moidieu, la double vallée de la Véronne et de la Gère séparée par la colline de Chaumont.

Au Centre, selon une forme générale triangulaire mais tronquée par le bord de la carte, s'étend un plateau élevé dont l'altitude croît régulièrement vers l'Est : c'est le plateau de Bonnevaux.

Au Sud du plateau de Bonnevaux, l'angle SE de la feuille intéresse une minime partie de la grande plaine de la Bièvre-Valloire qui s'étend sur les feuilles voisines.

A l'Ouest du plateau de Bonnevaux et jusqu'au Rhône s'étale une région en gradins, d'altitude plus faible, qui correspond aux plateaux de Chonas et de Louze, ainsi qu'aux plaines de Reventin et d'Assieu.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

U. Tufs de Givray. Au NW du Péage-de-Roussillon, sous le rebord du plateau de Louze, existe une importante masse de tufs récents qui correspondent à l'émergence de sources au contact des alluvions **Fy5** et de leur substratum molassique miocène.

Glissements de terrains. Les petits glissements de terrains sont fréquents à la surface des alluvions glaciaires. Ils sont dus en général aux phénomènes de solifluxion pendant la période wurmienne, mais ils peuvent se poursuivre encore actuellement.

D'autres terrains, tels le Plio-Villafranchien, possédant une notable matrice argileuse, peuvent montrer le même phénomène. Seuls les plus importants ont été matérialisés sur la feuille, car tous les versants en sont le siège.

Fz. Alluvions fluviales modernes. La vallée du Rhône est tapissée par des alluvions modernes sablo-caillouteuses et polygéniques. La surface est irrégulière, elle porte la trace des anciens bras du fleuve. Un limon de débordement argilo-sableux, plus ou moins micacé, forme une couverture superficielle, discontinue. L'épaisseur des alluvions rhodaniennes est d'environ une vingtaine de mètres. Il est possible qu'une partie des alluvions, la plus profonde, corresponde, dans la région comprise entre Condrieu et Péage-de-Roussillon, à un matériel glaciaire simplement remanié par les eaux courantes.

Le substratum des alluvions est le Pliocène ou le socle cristallophyllien. Celui-ci peut même affleurer dans le lit du fleuve (Saint-Alban). Les alluvions du lit mineur, du lit majeur et de la plaine d'inondation n'ont pas été différenciées.

Fy6. Alluvions fluviales post-wurmiennes. Au SW du Péage-de-Roussillon débute une terrasse très peu étendue sur la feuille Vienne, mais qui se développe beaucoup plus sur la feuille voisine de Serrières. Elle est constituée de galets et graviers polygéniques emballés dans un sable de teinte générale grise. Cette terrasse est emboîtée dans la terrasse wurmienne **Fy5** et son niveau est de + 8 à + 12 mètres. Contrairement à **Fy5**, cette terrasse **Fy6** n'est pas en relation directe avec un stade de retrait du glacier wurmien mais correspond au niveau d'écoulement des eaux du Rhône en aval du seuil de Vienne à une période postérieure au stade **Gy5**.

Fy5. Alluvions fluviales wurmiennes. La terrasse **Fy5** est connue aussi bien dans le secteur de Vienne au Nord, que surtout entre Condrieu et le Péage-de-Roussillon au Sud. Son développement est maximum dans ce dernier secteur où elle remonte dans les vallées affluentes de la Varèze et de la Sanne. Elle est constituée de petits galets de roches calcaires, métamorphiques et éruptives, emballés dans une matrice sableuse. Son niveau est variable : plus bas au Nord, + 10 m à Sainte-Colombe dans l'axe du seuil fluvial, s'élevant vers le Sud jusqu'à + 15 à + 20 m vers le Péage-de-Roussillon.

Cette terrasse a fourni quelques fossiles à Sainte-Colombe et à Saint-Maurice-l'Exil. Leur datation par ^{14}C donne un âge de — 18 000 ans, ce qui correspond bien à un stade de retrait du glacier wurmien. En effet la terrasse se rattache sans discontinuité par les nappes de raccordement **Ny5**, dans la région lyonnaise, aux moraines du stade de Grenay et, dans la Bièvre-Valloire, aux moraines du sommet du seuil de Rives.

Fy2. Alluvions fluviales, niveau de 175-180 m. Ces alluvions se rencontrent exclusivement dans le couloir épigénique du Rhône entre Condrieu et Vienne. Elles sont en lambeaux isolés dont l'altitude N. G. F. est d'environ 175-180 mètres. Cette altitude est peu variable du Nord au Sud : la surface semble subhorizontale et c'est pourquoi l'on ne donne pas un niveau de référence par rapport aux alluvions actuelles. Les alluvions sont constituées de petits galets et graviers calcaires, métamorphiques et éruptifs à matrice sableuse; elles sont souvent consolidées en poudingues et reposent sur le socle ancien.

Dolines glaciaires. A la surface de certaines formations morainiques, en particulier sur le plateau de Louze, existent des dépressions fermées de dimensions variables, de 1 m à plusieurs centaines de mètres de diamètre. On peut admettre qu'elles sont dues à la fusion de blocs de glace morte. L'excellente conservation de leur forme témoigne aussi de l'âge récent des dépôts glaciaires.

Ny5. Nappes de raccordement du stade de Grenay. Ces nappes constituent les couloirs d'écoulement de la Véga et de la Vésonne. Leurs alluvions sont constituées de galets calcaires, métamorphiques et éruptifs, emballés dans une matrice sableuse. Leur épaisseur atteint une trentaine de mètres. Elles se raccordent à l'amont aux moraines du stade de Grenay. Elles correspondent à l'étalement et au remaniement du matériel morainique par les eaux de fusion du glacier. Si leur profil transversal est plan, leur pente longitudinale est relativement forte (3 à 7/1 000). Les caractères fluviaux sont nettement plus marqués dans la partie superficielle que dans la partie profonde, dans la partie distale que dans la partie proximale par rapport au front du glacier. Elles sont parcourues par une nappe aquifère.

Ny4. Nappe de raccordement du stade de Saint-Just-Chaleyssin. La partie amont de la vallée de la Gère est remblayée par des alluvions en tout point identiques à celles de la vallée de la Vésonne. Mais ce secteur a été abandonné par les eaux de fusion au cours du retrait du glacier, bien avant le stade de Grenay. Il s'agit d'un phénomène identique à celui défini à propos de la vallée de la Sévenne (feuille Givors) : une telle nappe de raccordement est dite du stade de Saint-Just-Chaleyssin.

Ny2. « Terrasse de Tourdan ». Seule la partie aval de la formation, appelée communément terrasse de Tourdan, atteint l'extrémité SE de la feuille Vienne. Son recouvrement par des limons ne permet que très difficilement d'observer les alluvions. Sur les feuilles voisines, on a pu mettre en évidence l'origine glaciaire de cette terrasse (Bourdier, 1961). Son âge a été considéré comme mindélien en raison de l'altération très poussée de quelques affleurements. Il est probable qu'il s'agit d'une nappe de raccordement mais son âge est difficile à fixer : c'est probablement l'un des premiers stades de retrait du glacier wurmien de la Bièvre-Valloire.

Gy. Complex morainique wurmien. Sous les notations Gy1, Gy2, Gy3 et Gy4, ont été rassemblées les formations d'origine glaciaire qui s'étendent dans les parties NW et ouest de la feuille. Il ne s'agit pas toujours de moraines au sens strict, mais parfois de formations fluvio-glaciaires ou glacio-lacustres dont l'origine à partir du glacier est cependant indubitable. Toutes ces formations passent de l'une à l'autre aussi bien dans le sens vertical que dans le sens horizontal. Il n'a pas été possible de matérialiser sur la carte les divers faciès. On distingue cependant deux faciès principaux :

— *faciès argileux dominant* : ce sont les classiques « argiles à blocs ». La formation est un mélange hétérogène de boues calcaires, argileuses et micacées, de sables, de cailloutis à galets striés avec présence sporadique de blocs erratiques. Ce faciès domine à la base et au sommet du complexe morainique déposé. C'est pourquoi la surface des collines et des plateaux est en général constituée de moraines argileuses à blocs. Il n'est pas possible de donner une idée de l'épaisseur de ce faciès;

— *faciès caillouteux dominant* : il représente la majeure partie des moraines. Il correspond aux moraines caillouteuses intraglacières des glaciers actuels. Il est en principe sous-jacent au faciès argileux à blocs. Il a été désigné sur les anciennes cartes sous les noms régionaux de « préglaciaire » et d'« alluvions grises ». Ce faciès caillouteux n'affleure en général que sur les versants des collines en raison de la reprise d'érosion postérieure aux dépôts glaciaires, mais il existe souvent sous le faciès argileux des plateaux et des collines.

Les blocs erratiques, d'origine alpine, sont fréquents dans les moraines. La plupart de ceux qui se trouvaient en surface ont été enterrés ou détruits pour permettre la culture. Ils ont été souvent aussi utilisés pour la construction des maisons. Ceux de la région du plateau de Louze ont été signalés étant donné leur importance théorique : jusqu'alors les cartes géologiques successives ne reconnaissaient dans cette région que des terrasses fluviales. Les plus gros (2 × 3 m) sont ceux de mylonite situés à l'entrée de la tranchée de l'autoroute A7 au Sud de la Varèze. Un bloc de grès houiller situé à un carrefour a donné son nom au lieu-dit « la Grande Borne ». Enfin on peut remarquer la présence dans la moraine, de blocs de lœss durci villafranchien, ce qui infirme l'âge pliocène donné à ces alluvions sur la feuille Saint-Étienne à 1/80 000.

Gy4. Dans la partie NE de la feuille, seules ont été distinguées les moraines du stade de Saint-Just-Chaleyssin. Les autres moraines qui s'appuient sur le rebord septentrional du plateau de Bonnevaux et qui s'étendent jusqu'à Vienne même, n'ont pu être séparées les unes des autres. Elles ont été rassemblées sous la notation **Gy1-4**.

Gy1. La langue glaciaire de la Bièvre-Valloire s'est étendue lors de son avancée maximale jusque sur le plateau de Louze, où l'on trouve une couverture morainique épaisse de 15 à 20 m, de faciès caillouteux dominant avec blocs erratiques alpins de grande taille. De tels blocs se trouvent également vers Saint-Clair-du-Rhône et les plus septentrionaux vers Vaugris-gare. Il est très probable que le glacier de Bièvre-Valloire a barré la vallée du Rhône en butant contre le Massif Central et qu'un lac formé par les eaux de fonte du glacier de la région lyonnaise s'est développé en amont (au Nord) de ce barrage. Ainsi s'expliquerait le faciès caillouteux glacio-lacustre de ces formations.

Œy. Würm. Formations lœssiques. Le lœss éolien, banal, siliceux et calcaire forme un revêtement de quelques décimètres à quelques mètres d'épaisseur sur une grande partie des formations glaciaires. Il renferme des concrétions carbonatées (poupées, rhizocolles) et une faune malacologique, homogène, hygrophile, froide et praticole : *Fruticicola hispida*, *Arianta arbustorum*, *Succinea oblonga*, *Pupilla muscorum*, *Columella columella*, etc.

Le vrai lœss passe insensiblement et irrégulièrement à un lehm, c'est-à-dire un dépôt identique mais plus ou moins décalcifié. Il n'a pas été possible de tracer des limites entre le lœss et son lehm.

C'est sur les plateaux de Chonas, de Reventin et d'Assieu que le loëss est le plus développé. Ailleurs l'érosion l'a respecté sur les principaux sommets.

Œ. **Limons.** Dans la région de Tourdan se développent des limons non calcaires, épais d'une dizaine de mètres. Ces limons reposent sur la terrasse fluvio-glaciaire de Tourdan (**Ny2**). F. Bourdier (1961) y a distingué trois couches superposées. Il s'agit plutôt de zones de coloration différente dues à des facteurs tels que le lessivage ou le balancement d'une nappe phréatique (concrétions de manganèse) sans qu'il y ait de discontinuité dans le dépôt.

Œv. **Loëss à bancs durcis villafranchien.** Cette formation a une épaisseur de 10 à 15 mètres. La majeure partie est meuble et identique au loëss wurmien. Sporadiquement existent des bancs de calcaire à faciès lacustre ou des concrétions calcaires de grande dimension (0,20 à 0,50 m environ). Les affleurements de loëss à bancs durcis existent en particulier au Nord de Reventin, à Chonas. Cette formation a fourni à Saint-Vallier et dans la région du Mont d'Or lyonnais des faunes de Vertébrés et de Mollusques qui ont permis de lui attribuer un âge villafranchien moyen.

Fv1. **Formation de Chonas-Aubressin.** Sous ce nom est désignée une formation détritique formée de galets et de graviers de quartzites et calcaires avec rares roches éruptives, consolidée en poudingue, et d'une épaisseur maximale de 3 mètres. Elle repose toujours sur le socle métamorphique et est recouverte par le loëss durci. Il est possible que les affleurements reconnus soient le prolongement de la terrasse fluviatile observée par F. Bourdier (1967, p. 76) dans le village de Chonas à l'altitude de 298 mètres. Il a observé la succession suivante :

- à la base, 2 m de graviers fluviatiles et de petits galets;
- des sables fins consolidés irrégulièrement par des oxydes de manganèse en gros nodules;
- des argiles jaunes, blanches, puis grises, visibles sur 4 mètres;
- au sommet, le loëss durci ravine les argiles.

Les auteurs ont également observé le ravinement de cette formation par le loëss durci. Il s'agit donc d'une terrasse qui, par sa position, est postérieure aux dépôts de Bonnevaux-L'Amballan et antérieure au loëss durci du Villafranchien moyen. C'est la plus ancienne terrasse fluviatile connue sur la feuille Vienne. Elle doit correspondre à l'écoulement du fleuve principal en avant du front de la nappe alluviale de Bonnevaux-L'Amballan. Un autre témoin de cette terrasse aurait été observé par F. Bourdier à l'Ouest de Vienne sur la rive droite du Rhône à la même altitude de 300 m (1961, p. 89).

p2b. **Formation de Bonnevaux-L'Amballan.** Cette formation, épaisse au maximum d'une centaine de mètres, est constituée principalement de galets de quartzites patinés d'origine alpine pouvant atteindre une grande taille (0,40-0,50 m de grand diamètre). Les galets sont emballés dans une matrice argileuse rougeâtre provenant de la décomposition de roches métamorphiques et éruptives : c'est seulement vers la base de la formation, au-dessous de la limite d'altération, que l'on trouve intacts les galets autres que les quartzites. La formation de Bonnevaux-L'Amballan recouvre soit le socle, soit le Miocène. Sur d'autres feuilles (Serrières), elle repose sur le Pliocène continental (**p2a**) auquel elle semble faire suite sans discontinuité (Ballesio, 1971). D'autre part elle est recouverte

par le loess durci du Villafranchien moyen. Son âge est donc plio-villafranchien sans qu'il soit possible de préciser davantage.

La formation se présente comme une vaste nappe d'épandage inclinée en direction du Rhône, donc d'Est en Ouest. Le remblaiement s'est établi sur la topographie antépliocène, donc sa base est fortement irrégulière. D'autre part les alluvions ont souvent glissé sur les pentes en raison de leur nature argileuse et il est difficile de préciser quelle était leur altitude originelle de base.

p1. Pliocène inférieur marin. Le Pliocène inférieur est représenté par des argiles bleues, marines à la base, lagunaires au sommet, où s'intercalent des bancs de lignites dans la tranchée de l'autoroute à Roussillon. Ces argiles passent latéralement à des sables (faciès astien). Le Pliocène inférieur argileux a été reconnu dans toute la vallée du Rhône par les sondages et sur la carte a été indiqué le toit de la formation ainsi repéré.

m2. Miocène. Les dépôts miocènes constituent la quasi-totalité du substratum antéquatenaire à l'Est de la vallée du Rhône; ils forment l'ossature de la plupart des collines. Après la première grande phase de creusement, les dépressions ont été remblayées par les sédiments pliocènes et la partie haute du pays miocène a été envahie par la grande nappe alluviale de Bonnevaux-L'Amballan. Après la deuxième phase de creusement, les formations glaciaires ont recouvert les régions plus basses. Le Miocène n'est donc qu'assez peu visible bien qu'il constitue la quasi-totalité du substratum.

Les sédiments miocènes se présentent sous trois faciès principaux :

— *faciès sablo-gréseux* : dit de Saint-Fons, c'est un faciès de sable calcaire et micacé, jaune clair ou gris, à grains fins, consolidé irrégulièrement en molasse. Son origine est alpine. Dans la masse s'intercalent des lentilles avec galets d'argile ferrugineuse, jaunes et micacés, qui proviennent du démantèlement de vases estuariennes et de leur reprise par des courants marins (Bérardier). Dans la région d'Auberives, la mer a remanié les sables éocènes : le sédiment est alors un sable blanc ou un calcaire kaolinique, mais comportant également des minéraux caractéristiques des sables molassiques alpins tels la glauconie;

— *faciès argileux* : vers le haut de la série s'intercalent des couches d'argiles souvent épaisses d'une dizaine de mètres et d'extension géographique semblant importante mais impossible à cartographier en raison du manque d'affleurement;

— *faciès à galets* : ce faciès situé au sommet de la série, épais d'une dizaine de mètres, ne se trouve que dans la région NE (Eyzin-Pinet, Moidieu). Il s'agit d'un ensemble argilo-sableux, caillouteux, groupant toutes les roches d'origine alpine et qui est plus ou moins consolidé en conglomérat par un ciment argilo-calcaire. C'est la manifestation vers l'Ouest des grands épandages détritiques que l'on a coutume de désigner sous le nom de « delta de Voreppe » et qui correspond à la fin du remblaiement miocène.

Les faciès à galets et argileux correspondent aux séries continentales de la fin du Miocène. Le faciès sablo-gréseux est marin à la base, mais devient lagunaire ou continental au sommet sans qu'il soit possible de matérialiser une limite qui n'est d'ailleurs pas régulière. Parfois les assises sont fossilifères : Bryozoaires, Brachiopodes, Bivalves... pour les gisements marins; *Nassa* pour les gisements lagunaires.

e. Éocène continental. Les sables kaoliniques ont, sur la feuille Vienne, des affleurements extrêmement limités aux environs d'Auberives; ils ont été exploités en galeries sous le village même. Leur extension doit être faible en direction du Sud sous le plateau de Louze. Vers l'Est, ils ne remontent pas la vallée de la Varèze sur plus de 1 kilomètre. Vers le NE, le socle cristallin affleure près de Saint-Clair-du-Rhône : on peut admettre par analogie avec ce qui est connu ailleurs que le socle s'enfoncé progressivement vers le SE, selon une ancienne surface topographique, et que les sables kaoliniques reposent sur lui. Leur épaisseur doit être irrégulière. Elle n'est pas connue au-delà d'une vingtaine de mètres.

TERRAINS CRISTALLOPHYLLIENS ET ÉRUPTIFS

§¹. **Chloritoschistes.** Roches très fissiles, finement cristallisées, de teinte verte, à clivage satiné luisant. Composition minéralogique : quartz concentré souvent en grosses amygdales, muscovite, chlorite, grenat brun clair sporadique, ilménite en bâtonnets, amas de leucoxène, albite limpide; localement, biotite et grenat à divers degrés de chloritisation, plagioclase séricitisé à inclusions de zoïsite. Éléments structuraux à l'échelle de l'échantillon : linéation minérale (muscovite) discrète et linéation de microrides parallèles; kinks nombreux, ordonnés en deux systèmes suborthogonaux; microplis de type semblable déversés au SSE. En lame mince, structure confuse, microplissée à lenticulaire, avec phyllites déformées dans les charnières de plis et définissant une schistosité cristalloyphyllienne, ou en lamelles rectangulaires articulées en arcs polygonaux dans les lenticules et en alignements rectilignes dans un clivage de fracture tardif. Composition chimique de schiste argileux banal.

Les chloritoschistes fins se développent largement dans l'angle NW de la feuille. Ils contiennent de multiples niveaux plus siliceux, peu épais, tendant vers le quartzite. Tout à fait au Nord, vers Frédure, ils deviennent progressivement lamelleux, à trame prépondérante de muscovite et pennine en plus grands cristaux; ils affleurent largement sous ce faciès sur le territoire voisin de la feuille Givors (région de Pacalon).

§¹_{Ab}. **Chloritoschistes à albite.** Roches du type précédent et mêlées à elles, mais très riches en albite pure qui se présente en cristaux de quelques dixièmes à 1 mm, subautomorphes et à macles rares, limpides, riches parfois en inclusions d'où leur teinte rosée (oxydes de fer, rutile...) et même noire (graphite). Généralement, l'albite se dissémine dans le micaschiste, bosselant ses surfaces de schistosité : à quelques niveaux, elle se développe massivement et on passe à de vraies *albitites* en gisements lenticulaires concordants.

§². **Micaschistes à deux micas.** Roches de grain très fin, de teinte brune, à texture micaschisteuse fruste ou massive et finement gneissique, d'aspect toujours tourmenté. Composition minéralogique : quartz dont une partie est ségréguée en exsudats lenticulaires, muscovite, biotite brun rouge, albite limpide en cristaux ovalaires dans les lits phylliteux et pœcilitiques dans les lits quartzeux, tourmaline néogène. Éléments structuraux à l'échelle de l'échantillon : linéation minérale discrète et linéation de microrides parallèles; kinks rares en un système submériidien; microplis de type semblable fréquents, déversés au SSE. En lame mince, structure du type de celle

des chloritoschistes, avec biotite en lamelles mal orientées et albite généralement non déformées. Composition chimique de pélite silico-alumineuse.

Les micaschistes fins à deux micas affleurent au Sud des chloritoschistes, dont ils se distinguent parfois mal dans les zones altérées. Ils comportent, spécialement à l'Est, de fréquentes et minces intercalations leptyniques à quartziteuses.

§²_{Ab}. **Micaschistes à deux micas et albite.** Roches du type précédent et mêlées à elles, mais très riches en albite pure au point d'être localement des albitites. Ces albitites à biotite ont, avec les micaschistes à deux micas, les mêmes relations que les albitites à chlorite avec les chloritoschistes.

§³. **Micaschistes à deux micas, cordiérite, andalousite.** Il s'agit là de roches qui, dans leurs grandes lignes, sont du type des micaschistes à deux micas, mais les silicates d'alumine s'y développent progressivement et massivement, visibles sur la tranche de l'échantillon sous la forme de filets noirâtres discontinus. Deux associations minérales définissent deux sous-types lithologiques, d'ailleurs indiscernables sur le terrain :

— l'un, qui touche aux micaschistes à deux micas, est encore à albite phénoblastique et à muscovite abondante qui coexiste avec la cordiérite ferreuse; ce dernier minéral, seul silicate d'alumine présent, est très généralement altéré;

— l'autre, sous-jacent au précédent et de texture plus régulière, est à oligoclase indenté avec le quartz; la muscovite y est rare, et l'andalousite parfois phénoblastique s'y joint à la cordiérite.

Exsudats quartzeux fréquents, pegmatitiques rares. Éléments structuraux à l'échelle de l'échantillon : linéation d'étirement commune, kinks rares de direction subméridienne, microplis de type semblable très fréquents, déversés vers le Sud ou le SE, et de type concentrique (micro-ondulations).

Ces micaschistes, inséparables du point de vue de la disposition des micaschistes à deux micas dont ils constituent le plancher, montrent comme eux de très nombreuses et fines couches de leptynites plus ou moins quartzieuses, en alternances parfois rythmiques : la formation à silicate d'alumine est d'ailleurs, globalement, plus riche en silice que la formation à deux micas sus-jacente.

§⁴. **Micaschistes à sillimanite.** Roches de grain toujours fin, sombres, à texture massive. Composition minéralogique : quartz indenté avec l'oligoclase, orthose de faible triclinisme, biotite, cordiérite, sillimanite fibreuse; andalousite sporadique; muscovite typiquement absente. Mêmes éléments structuraux à l'échelle de l'échantillon que dans les micaschistes à deux micas et andalousite.

Ces micaschistes se différencient au mur de ceux à deux micas, cordiérite et andalousite, et peuvent en être séparés cartographiquement à l'Ouest du méridien des Haies. A l'Est, du fait du développement du faciès leptynique et d'un broyage assez constant des assises, la distinction n'est pas possible et un ensemble compréhensif de « micaschistes à silicates d'alumine indifférenciés », §³⁻⁴ a seul été représenté.

§³⁻⁴. **Faciès leptynique des micaschistes à silicates d'alumine.** Roches massives et de grain très fin, parfois schisteuses ou rubanées, très claires, blanc grisâtre à verdâtre. Composition minéralogique : quartz, albite pure, parfois plagioclase saussuritisé, microcline quadrillé, biotite irrégulièrement chloritisée, localement grenat almandin, voire même amphibole épigénisée en chlorite et calcite; lits purement quartzeux, épais de quelques

millimètres, fréquents, bancs quartziteux subordonnés. Le seul élément structural visible à l'échelle de l'échantillon est une linéation d'étirement souvent accusée.

Ce faciès leptynique, voire quartziteux, massif, se développe progressivement, d'Ouest en Est, aux dépens des micaschistes : en simples intercalations dans ces derniers tout d'abord, il constitue finalement en bordure du Rhône (rive droite sur cette feuille, rive gauche plus au Nord, sur la feuille Givors) l'essentiel d'une formation puissante où les niveaux schisteux sont très subordonnés. Très compétente, cette formation a été affectée dans toute sa masse par un écrasement souvent intense, poussé localement jusqu'à la mylonite franche.

ζ_c^2 . **Gneiss à deux micas et grenat.** On a cartographié sous la notation ζ_c^2 (= ensemble gneissique complexe, à deux micas) un ensemble de formations très diversifiées, si étroitement mêlées et qui affleurent si mal dans les régions de Chonas-L'Ambellan et de Vienne, que l'on ne saurait les séparer à l'échelle 1/50 000. Il s'agit de gneiss schisteux grossiers à biotite, larges muscovites et plagioclases en lentilles de plusieurs millimètres, de gneiss finement grenus, massifs, à biotite et grenat, de micaschistes lamelleux à deux micas et exsudats quartzeux, de leptynites et gneiss leptyniques de grain fin ou grossier, à biotite et filets quartzeux, d'amphibolites et gneiss amphiboliques enfin, le tout en bancs alternants, épais de quelques décimètres à quelques mètres et zébrés de filons et lentilles granitiques ou pegmatitiques.

Ce « complexe », dont les relations avec les autres formations sont obscures, est probablement homologue de celui d'Éteize qui affleure aussi sur le territoire de la feuille Annonay, au cœur du synclinal de Maclas, et de celui de Sarras sur la feuille Serrières au Sud.

ζ^1 . **Gneiss à cordiérite-sillimanite.** Gneiss bien réglés, à texture feuilletée ou régulièrement litée, de grain encore fin et alors massifs mais associés à des passées schisteuses, ou de cristallisation grenue. Composition minéralogique : quartz, oligoclase, rare orthose faiblement triclinique avec myrmékite sporadique, biotite, cordiérite, sillimanite fibreuse, tous minéraux associés en une structure granoblastique normale. Éléments structuraux à l'échelle de l'échantillon : linéation d'étirement striant irrégulièrement la foliation plane et soulignée par des alignements de biotite fraîche : microplis de type semblable, déversés et reprenant la foliation; microplis intrafoliaux. Composition chimique de schistes argileux.

Les gneiss à cordiérite-sillimanite, homogènes, sont en gisements discontinus, lentilles ou couches épaisses de quelques mètres à quelques dizaines de mètres pour une extension latérale de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres, disposés en concordance dans les formations leptyniques décrites ci-dessous; ils définissent en principe un « horizon schisteux supérieur » au mur des gneiss œillés leptyniques ou non (région NE de Condrieu, sur les deux rives du Rhône; flanc nord du synclinal de Maclas, dans l'angle SW de la feuille), et un « horizon grenu inférieur » dans les leptynites granitoïdes sous-jacentes (flanc sud du synclinal de Maclas). Ils forment par ailleurs de multiples septums du granite à biotite de Maclas (flanc nord du synclinal) et s'associent intimement en « schlieren » au granite schisteux (flanc sud).

ζ_0 . **Gneiss œillés leptyniques.** Gneiss massifs et largement cristallins, à trame claire et de grain fin riche en filets quartzeux et grandes lames déformées de muscovite, et semis peu dense de phénocristaux subauto-

morphes de feldspath alcalin. Composition minéralogique : quartz en partie ségrégué en filets, orthose de faible triclinisme (perthite à albite en veines, taches ou en échiquier pour les phénocristaux, en films pour les microcristaux), myrmékite fréquente, muscovite, biotite souvent chloritisée, sillimanite. Éléments structuraux à l'échelle de l'échantillon : linéation d'étirement parfois très accusée sur la foliation, linéation minérale (biotite chloritisée) parallèle, microplis déversés de type semblable, fin réseau de diaclases normales à la foliation, en un ou deux systèmes associés à la linéation. Composition chimique de granite alcalin sodi-potassique (ou d'arkose).

Les gneiss œillés leptyniques constituent un horizon bien défini, puissant de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, de la suite métamorphique; ils sont directement en contact avec les micaschistes à sillimanite à leur toit, et les gneiss à cordiérite-sillimanite à leur mur (flanc nord du synclinal de Maclas, rive gauche du Rhône au NE de Condrieu), ou en sont séparés par des leptynites franches qui se substituent progressivement à eux (Sud des Haies).

δ. **Amphibolites.** Ces roches, peu représentées sur le territoire de la feuille, se rapportent à deux types d'importance fort inégale : amphibolite à gros grain, massive, en gisement laccolitique dans les micaschistes à silicate d'alumine au SE des Haies et qui est probablement un métagabbro; amphibolite banale, schisteuse et de grain fin, en intercalations multiples, épaisses de quelques décimètres à quelques mètres, dans les gneiss à deux micas ζ_c de Chanas et de Vienne. Composition minéralogique commune dans les grandes lignes : quartz, oligoclase basique à labrador, hornblende verte, rarement grenat ou clinopyroxène, sphène, ilménite et magnétite, biotite sporadique. Schistosité fruste, linéation minérale (amphibole) parfois très marquée. Composition chimique d'andésite ou de basalte. Des *gneiss amphiboliques* de grain plus gros, parfois hétérogènes et envahis par des filonnets granitiques ou non, accompagnent localement les amphibolites banales.

σ. **Serpentinites.** Connues en un seul petit pointement près de la Garde (SSE de Pélussin). Roches massives à serpentine maillée et chlorite blanche, résidus d'olivine et d'orthopyroxène.

λ. **Leptynites.** Roches massives, très claires, de grain fin à moyen avec parfois quelques phénocristaux feldspathiques, à foliation plane fruste déterminée par des lits micacés discontinus. Composition minéralogique : quartz (34 %), orthose perthitique de faible triclinisme (26 %), albite-oligoclase (28 %), biotite, sillimanite, muscovite secondaire. Éléments structuraux à l'échelle de l'échantillon : linéation minérale (biotite, sillimanite) et linéation d'étirement discrètes. Composition chimique de granite alcalin sodi-potassique.

Les leptynites forment un horizon assez constant, bien que parfois très mince, au toit des gneiss à cordiérite-sillimanite; elles passent latéralement aux gneiss leptyniques œillés qu'elles frangent, ou qui les remplacent quasi totalement.

λγ. **Leptynites granitiques.** Roches voisines des précédentes, qui s'en distinguent toutefois par une très grande homogénéité allant de pair avec un laminage uniforme et constant : sur un affleurement quelque peu altéré, l'aspect est celui d'un granite à grain moyen étiré dans toute sa masse. Paragenèse à biotite-sillimanite, accidentellement cordiérite, ou grenat. Les leptynites granitiques sont particulièrement typiques à Semons (Nord de Condrieu); elles se disposent en plancher des leptynites *s. str.* et gneiss à cordiérite-sillimanite.

MA. Leptynites granitoïdes. Roches massives, très claires, de grain variable parfois assez gros, à foliation fruste, plane ou irrégulièrement plissée, ou texture nébulitique; phénocristaux sporadiques de feldspath alcalin, ou ségrégations centimétriques zonées à cœur de biotite rouge en disposition radiaire et écorce de biotite verte mêlée à des vermiculures quartzseuses. Paragenèse à quartz (32 %), orthose perthitique faiblement triclinique (30 %), albite-oligoclase (29 %), biotite, sillimanite, grenat fréquent, cordiérite rare. Linéation minérale (sillimanite) et d'éirement discrète. Composition chimique de granite alcalin sodi-potassique.

Les leptynites granitoïdes forment, au versant sud du synclinal de Maclas, un horizon puissant de plusieurs centaines de mètres au mur des gneiss à cordiérite-sillimanite. Les leptynites granitiques pourraient en être l'homologue, modifié dans son aspect par le laminage.

M_b. Anatexites claires à cordiérite. Ces roches, qui se différencient progressivement à la base des leptyniques granitoïdes, se caractérisent par la présence, et localement la grande abondance, de nodules de cordiérite allongés (jusqu'à 10 cm) et orientés comme la foliation régionale, dans une matrice blanche, presque totalement dépourvue de biotite, hétérogranulaire et à feldspaths souvent automorphes. Bouffées pegmatitiques. Paragenèse à quartz, orthose perthitique faiblement triclinique, oligoclase, biotite en très petites paillettes, cordiérite; sillimanite et grenat sporadiques, myrmékite.

Les anatexites claires à cordiérite forment, pour l'essentiel, de vastes panneaux dans le granite et les anatexites sombres à cordiérite.

M_c. Anatexites sombres à cordiérite et/ou sillimanite. Roches hétérogènes, où des zones schisteuses, à foliation plane ou plissotée, se mêlent étroitement à des parties finement grenues, de texture nébulitique, à petits feldspaths carrés; leur grande richesse en biotite, et souvent cordiérite en petits prismes dispersés ou concentrés en globules centimétriques, leur confère une teinte sombre, bleutée à la cassure fraîche, virant au brun jaunâtre par altération. Composition minéralogique : quartz, orthose avec myrmékite, oligoclase basique, biotite, sillimanite fibreuse, cordiérite. Composition chimique globale de pépite silico-alumineuse.

Les anatexites sombres passent en toute continuité aux gneiss à biotite, cordiérite et sillimanite, dont elles contiennent de multiples septums. Elles forment une bonne part du tréfond granito-gneissique du massif du Pilat, et s'identifient aux « gneiss d'Aubusson » du NW du Massif Central.

γ₁. Granite à biotite. Sous son aspect le plus banal, granite homogène à grain moyen, structure grenue équante à feldspaths automorphes, localement et irrégulièrement porphyroïde, assez sombre. Composition minéralogique : quartz, oligoclase basique à andésine zonés, orthose peu perthitique (albite en films ou minces veinules) subordonnée, biotite abondante, cordiérite prismatique commune, sillimanite fibreuse sporadique. Chimisme calco-alcalin monzonitique.

Ce granite forme dans l'angle SW de la feuille le massif de Maclas, à limite diffuse au Nord où il passe progressivement, mais rapidement, aux anatexites sombres à cordiérite dont il contient par ailleurs des panneaux, à contact tranché au Sud où il est intrusif concordant, souvent par l'intermédiaire d'un faciès orienté, à texture planaire ou porphyroïde fluidale, voire linée, et riche en enclaves, dans les gneiss à cordiérite-sillimanite.

γ_{IM} . **Granite à biotite hétérogène.** Ce granite diffère du précédent par son hétérogénéité liée, à la fois, à des variations considérables et souvent rapides dans sa texture, et à l'existence d'enclaves schisteuses diverses localement nombreuses et parfois fort importantes. Les variations de texture tiennent, tantôt au changement rapide de la taille moyenne des cristaux, tantôt à l'existence ou non, et aux dimensions et répartition de phénocristaux d'orthose, tantôt encore à la présence locale d'une orientation de toute la matière granitique ou des seuls phénocristaux, ou enfin à des modifications de la composition minéralogique quantitative et spécialement des teneurs en biotite et cordiérite. Les enclaves les plus nombreuses et importantes — 100 m de long et plus —, et de limites floues, sont des anatexites; les autres sont de gneiss, voire de micacites, beaucoup plus petites (quelques cm à quelques dm), de forme sphérique à ellipsoïdale et à limites nettes.

Le granite hétérogène se différencie en masses de dimensions et formes très variables au sein des anatexites à cordiérite dont il se distingue sans ambiguïté par son grain de taille toujours bien supérieure et l'automorphisme accusé de ses feldspaths.

γ_{IM} . **Granite porphyroïde à biotite.** Ce granite, qui constitue un important massif à l'Est et au Sud de Vienne, très largement masqué par les terrains tertiaires et quaternaires, et de modestes « pointements » à l'Ouest de cette même ville, sur les deux rives du Rhône, présente deux faciès :

— un faciès principal de grain moyen, équiant, largement porphyroïde, à biotite. Les grands cristaux de feldspath alcalin s'y multiplient localement au point que la roche acquiert une texture pegmatitique, ou au contraire se raréfient pour disparaître même parfois; ils peuvent aussi s'orienter, comme le cas échéant les micas, en des zones à texture fluidale de répartition de prime abord anarchique. Composition minéralogique : quartz, orthose de triclinisme faible ou nul et peu perthitique (albite en fuseaux ou fines veinules), oligoclase, biotite parfois chloritisée. Chimisme de granite alcalin potassique;

— un faciès accessoire de grain assez fin, non porphyroïde, à deux micas. Ce granite fin et clair forme de petites masses à l'intérieur du faciès principal, une frange continue parfois épaisse en bordure, et des filons satellites dans l'environnement immédiat.

Le granite de Vienne est en gisement intrusif faiblement discordant dans la formation des micaschistes à silicates d'alumine pour l'essentiel, et les gneiss du « Complexe », au sein desquels il s'injecte en multiples filons, la plupart concordants, d'épaisseur métrique à décamétrique, réalisant ainsi de fort beaux aspects d'épibolites (ξ_{γ}^{3-4}). Il est, comme son environnement, très fortement déformé, voire totalement écrasé, dans la vallée du Rhône.

γ^1 . **Granite à muscovite.** Granite hololeucocrate à grain fin, de texture habituellement homogène et équante, et structure grenue à plagioclases automorphes. Composition minéralogique : quartz en grains isodiamétriques, orthose perthitique (albite en veines et taches) de faible triclinisme, albite, muscovite, biotite peu fréquente, andalousite sporadique, micropegmatites graphiques banales. Chimisme très constant de granite alcalin sodi-potassique, très pauvre en calcium.

Sur le territoire de la feuille, le granite à muscovite forme dans l'ensemble granito-gneissique de Pélussin de minces filons verticaux orientés au NE (région de Verin), et surtout des lentilles et couches de faible pendage, fort importantes, qui définissent un, ou peut-être deux « horizons » plissés (région de Chavanay). Dans ces divers gisements, il montre des limites nettes.

γ_s . **Granite schisteux syntectonique.** Granite sombre homogène, de grain moyen et localement porphyroïde, à texture schisteuse, se débitant en plaques à surfaces striées de cannelures d'étirement et d'alignements parallèles de biotite fraîche; structure cataclastique à cloisons de micas et sillimanite et feldspaths automorphes. Composition minéralogique : quartz, orthose peu perthitique de faible triclinisme, oligoclase, biotite, cordiérite prismatique et sillimanite fibreuse accessoires. Chimisme calco-alcalin monzonitique.

Le granite schisteux, ou parfois simplement liné, riche en septums de toutes tailles de gneiss à cordiérite-sillimanite, s'associe intimement à ces derniers en un corps stratoïde dont seule l'extrémité NE, au flanc sud du synclinal de Maclas, affleure sur le territoire de la feuille. Il s'identifie au faciès orienté du granite à biotite.

γ^3 . **Roches microgrenues.** Ces roches très massives constituent, dans l'angle SW de la feuille, sept petits massifs elliptiques de quelques dizaines à quelques centaines de mètres de long, allongés en direction du NE ou de l'ENE et alignés en chapelet dans cette même direction — qui est celle des principales fractures — encaissés dans le granite à biotite, le granite hétérogène et les anatexites à cordiérite. Deux types pétrographiques :

— un type clair, à structure microgrenue large, irrégulièrement porphyrique et subdoléritique. Composition minéralogique : quartz rare, orthose, andésine zonée, biotite en nids, ilménite, sphène et apatite aciculaire. Chimisme de granite calco-alcalin monzonitique;

— un type sombre, à pâte fine et structure porphyrique franche. Même composition minéralogique avec plus de biotite et d'apatite, et pyroxène pseudomorphosé en agrégats d'amphibole, biotite, zoïsite et sphène. Chimisme monzonitique.

Type clair et type sombre forment chacun quelques massifs, le second étant par ailleurs en enclave dans le premier et contenant lui-même de petites enclaves anguleuses de gneiss. Ces roches sont intrusives dans les anatexites, mais antérieures au granite à biotite qui les recristallise par contact et y émet des filons.

ϕ . **Phyllonites.** On a cartographié sous ce nom diverses roches blanches ou sombres, de grain très fin et à débit schisteux accusé, qui ont pour origine le laminage extrême des formations de nature variable — gneiss à cordiérite-sillimanite, gneiss œillés, leptynites, anatexites, etc. — du flanc sud du synclinal de Maclas. Les phyllonites, qui matérialisent une longue zone linéaire de laminage dont seule l'extrémité septentrionale affleure sur le territoire de la feuille, ont été reprises en divers endroits dans des broyages ultérieurs qui ont par ailleurs donné, à partir de la plupart des roches décrites, des mylonites bréchiques ou à nodules avec lesquels on ne doit pas les confondre.

Q. Quartz filonien. Des quartz filoniens affleurent en divers points de la feuille. Il s'agit, soit de filons purement siliceux, d'orientations diverses (NW, NE, N, E), soit de filons minéralisés en galène argentifère, avec blende et pyrite, dans une gangue quartzreuse ou parfois baryto-fluorée, d'orientation habituellement NW à WNW; parmi ces derniers, on citera ceux de la région de Vienne (la Poipe), de Lansolas au NE des Haies, et de Verenay.

REMARQUES PÉTROLOGIQUES ET STRUCTURALES

Les données concernant *la nature originelle, l'âge stratigraphique et celui de l'édification des métamorphites* peuvent se résumer ainsi :

La grande majorité des formations cristallophylliennes stratifiées reconnues sur le territoire de la feuille font partie de la *série métamorphique du Pilat*, définie à l'Ouest sur le territoire de la feuille Saint-Étienne comme se rapportant au type dit « à andalousite-sillimanite » : les associations minérales reconnues dans les micaschistes à deux micas, micaschistes à silicates d'alumine, gneiss à cordiérite et faciès leptyniques associés expriment un fort gradient de température et une pression lithostatique demeurée faible, qui caractérisent ce métamorphisme de basse pression. L'appartenance des chloritoschistes à cette série est par contre encore discutable : certains d'entre eux en effet possèdent un « motif structural » complexe qui les apparente aux formations de la *série métamorphique lyonnaise*, qui se développe au Nord sur la feuille Givors, est du type dit « à disthène-sillimanite » ou de pression intermédiaire, et se forma antérieurement à la série du Pilat. Et c'est à une série homologue de cette série métamorphique lyonnaise qu'il convient très probablement enfin de rattacher les formations cartographiées sous la notation ζ_c^2 : elles sont en effet fort analogues à celles d'un complexe leptyno-amphibolique largement développé plus au Sud et intégré dans la *série métamorphique du Vivarais oriental*, en tous points semblable à la série lyonnaise.

La nature originelle de la *série métamorphique du Pilat* est celle d'une série sédimentaire détritique, assez grossière et entrecoupée peut-être d'épisodes éruptifs acides à la base (leptynites et gneiss leptyniques cœillés : arkoses et vulcanites — coulées et tufs plus ou moins remaniés — rhyolitiques), de plus en plus fine et argileuse vers le haut (micaschistes à intercalations quartziteuses et leptyniques : schistes et grès en alternances irrégulièrement rythmiques). Son âge stratigraphique n'est pas connu avec certitude; il est possible qu'il soit *briovérien supérieur*, voire même plus ancien. L'âge de métamorphisme de basse pression qui lui a conféré ses traits caractéristiques actuels ne l'est pas non plus; toutefois, sur la feuille voisine de Saint-Étienne, les relations de la série lyonnaise au Nord, née d'un métamorphisme général d'âge antédévonien certain, et de la série du Pilat au Sud, suggèrent qu'il s'agit d'un *métamorphisme hercynien*, probablement même jeune. Il est possible que, au moins en certaines régions, ce métamorphisme hercynien ait superposé ses effets à ceux d'un métamorphisme plus ancien, celui du Lyonnais.

Le complexe ζ_c^2 de gneiss, leptynites et amphibolites, représente, quant à lui, un ancien édifice vulcano-sédimentaire de chimisme mixte; par comparaison avec des formations analogues du Massif Central, son âge stratigraphique est probablement *briovérien inférieur*, et l'âge de ses transformations métamorphiques *antéhercynien*. C'est à ce même métamorphisme antéhercynien que l'on doit, semble-t-il, rapporter la plus grande part des *formations anatexiques* qui, dans la série lyonnaise au Nord comme dans celle du Vivarais oriental au Sud, se situent normalement à la base de la série à disthène-sillimanite. Ces formations semblent ainsi jouer, vis-à-vis de la série du Pilat, le rôle d'un *socle*.

La granitisation relève, pour l'essentiel, de l'évolution hercynienne. Sur la feuille voisine de Saint-Étienne, les *granites à muscovite* apparaissent liés spatialement aux leptynites, dont ils dérivent par fusion anatexique et cristallisation subséquente dans des conditions physiques qui

sont celles du métamorphisme de basse pression; une origine semblable peut être retenue pour ceux de cette feuille, et leur âge hercynien ainsi fixé. Le *granite à biotite*, en liaison génétique dans l'espace avec les anatexites à cordiérite, est régionalement discordant sur les horizons lithologiques et fait intrusion dans les termes de la série métamorphique du Pilat; il s'associe par ailleurs intimement à certains de ceux-ci, les gneiss, sous sa forme linéée; il paraît exprimer la palingénèse du vieux socle migmatique à l'époque hercynienne. Le *granite porphyroïde de Vienne* est d'âge imprécis : il s'inscrit dans la « zone à silicates d'alumine » du métamorphisme de basse pression du Pilat, et il est difficile de séparer les effets de ce dernier de ceux d'un éventuel métamorphisme de contact du granite qui par ailleurs, et particulièrement à ses bordures, est souvent orienté; en toute rigueur, on ne peut encore exclure une mise en place antérieure à l'Hercynien. Quant aux roches microgrenues, l'alignement de leurs gisements suivant la direction des grandes cassures hercyniennes milite en faveur d'une mise en place durant ce cycle.

Du point de vue architectural, plusieurs unités se succèdent du Nord au Sud :

L'ensemble des chloritoschistes, dont les divers éléments structuraux (foliation, linéation) montrent une dispersion extrême témoignant d'une évolution tectonique polyphasée; le motif de cette dispersion est celui-là même des gneiss et micaschistes de la série métamorphique lyonnaise qui, plus au Nord, participent au flanc inverse d'un vaste pli, couché au Sud, d'âge antéhercynien.

La série monoclinale du Pilat, à plongement régulier au NW ou au Nord jusqu'au méridien de Tupin-et-Semons, que caractérise en particulier la concentration marquée des pôles de ses divers éléments structuraux. Cette série, continue et concordante des leptynites de base aux micaschistes à deux micas, affronte l'unité précédente, soit par l'intermédiaire d'accidents cassants, soit directement : à la discordance à l'échelle de la carte correspond toutefois un passage ménagé de l'une à l'autre, avec accordance progressive des foliations dans une zone étroite à poches mylonitiques locales. A l'Est du méridien de Tupin, la série est peu à peu et fortement déformée en plis axés au NE, serrés, droits ou déversés au NW; un broyage généralisé, poussé en divers points jusqu'à la mylonite bréchiq ue ou à nodules, affecte ses assises sur les deux rives du Rhône.

Le dôme granito-gneissique médian, à valeur de socle pour l'essentiel mais comportant sans doute aussi, incorporés à lui par évolution anatectique, des fragments de sa couverture (leptynites basales en particulier, sous la forme des granites à muscovite). Ce dôme, allongé SW-NE, supporte normalement au Nord et à l'Est la série métamorphique du Pilat qui débute par les formations leptyniques; au SE, le granite à biotite palingénétique qui en forme une bonne part « mord » sur cette série dans laquelle il fait intrusion au flanc nord de l'unité suivante.

Le synclinal de Maclas dont on n'observe ici que l'extrémité NE, axé dans cette direction et qui intéresse une série analogue à celle de l'unité 2. Deux caractéristiques de ce synclinal sont sa dissymétrie à la fois pétrographique et structurale, et sa réduction progressive par laminage en direction du NE jusqu'à n'être plus qu'une cicatrice phyllonitique : dissymétrie pétrographique car son flanc sud comporte les formations leptyniques basales, absentes au Nord où le granite à biotite atteint les gneiss œillés; dissymétrie structurale car les assises méridionales plongent en moyenne de 45° au NW, tandis que celles du flanc nord sont redressées parfois jusqu'à la verticale. Au laminage, dont la zone dessine une brusque virgation vers le SE

au niveau du Rhône — elle se poursuit au Sud, sur le territoire de la feuille Serrières —, se superpose un broyage tardif lié à de multiples accidents cassants.

Le dôme granito-gneissique méridional de Chezenas, sur lequel s'appuie au Sud la série métamorphique du synclinal de Malleval.

Sur la rive gauche du Rhône, l'ensellement métamorphique de Chanas paraît constituer le prolongement, compliqué de grands accidents cassants, de la structure synclinale de Maclas.

En dehors de celles qui affectent les chloritoschistes et les formations du complexe ζ_c^2 , toutes les déformations de style souple sont à rapporter à l'*orogénèse hercynienne*. Des *accidents cassants*, pour la plupart très redressés, affectent d'autre part granites et métamorphites. Ils appartiennent à deux systèmes d'importance fort inégale :

— les fractures les plus importantes ont une orientation SW-NE, et ont joué partiellement en décrochement. Ce sont des fractures de compression, jalonnées d'amas mylonitiques parfois énormes, dont le faisceau majeur se superpose au synclinal de Maclas et a probablement guidé, pour une bonne part, le cours du Rhône à l'aval de Vienne;

— l'autre système groupe des fractures qui sont orientées au Nord ou au NNW. Ces nouvelles cassures, qui sont relativement mineures et ne s'accompagnent guère de mylonites décrochent les grands accidents de direction varisque ou viennent mourir contre eux.

Toutes ces fractures jouaient dès *avant le Stéphalien*, ainsi qu'en témoignent les galets de mylonite dans le conglomérat de base du Houiller de la feuille voisine de Saint-Étienne; elles étaient encore actives après l'Autunien. Il est probable qu'elles furent revivifiées par l'orogénèse alpine. C'est dans les fissures de distension ouvertes normalement à elles que se mirent en place, dans la région de Vienne en particulier, les minéralisations plomb-zincifères.

PRINCIPAUX DOCUMENTS ET TRAVAUX CONSULTÉS

Cartes antérieures.

Travaux de M. Chenevoy (1959-1968); A. Demay (1924 à 1948); de F. Bourdier (1961, 1967), R. Ballesio (1971), L. David, N. Mongereau, B. Walter (1966), G. Demarcq (1970).

Auteurs de la notice :

M. CHENEVOY : terrains cristallophylliens et éruptifs;
L. DAVID, N. MONGEREAU et B. WALTER : terrains sédimentaires.