

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

par

Cl. GAGNY, R. BOUILLER, Y. KERRIEN

avec la collaboration de J. BERTAUX, M.F. RUBIELLO

1989

Éditions du BRGM – BP 6009 – 45060 ORLÉANS CEDEX 2 – FRANCE

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

- *pour la carte* : GAGNY C., BERTAUX J., RUBIELLO M.F., BOUILLER R. (1988) - Carte géol. France (1/50 000), feuille ROANNE (672) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par GAGNY C., BOUILLER R., KERRIEN Y. (1989), 81 p.
- *pour la notice* : GAGNY C., BOUILLER R., KERRIEN Y. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille ROANNE (672) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 81 p. Carte géologique par GAGNY C., BERTAUX J., RUBIELLO M.F., BOUILLER R. (1988).

© BRGM, 1989. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation écrite préalable de l'Editeur.

ISBN 2 - 7159 - 1672 - 8

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	6
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	6
Socle métamorphique	6
Formations du Viséen	8
Formations carbonifères	32
<i>FORMATIONS SECONDAIRES JURASSIQUES</i>	33
<i>FORMATIONS TERTIAIRES</i>	34
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES - QUATERNAIRE</i>	38
SCHÉMA STRUCTURAL	48
<i>TECTONIQUES POST-VISÉEN SUPÉRIEUR</i>	48
<i>ENCHAÎNEMENTS TECTONIQUES</i>	50
<i>MAGMATISME VISÉEN</i>	53
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	57
<i>HYDROGÉOLOGIE - RESSOURCES EN EAU</i>	57
<i>RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES</i>	60
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	61
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	61
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	61
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	66
AUTEURS	66
ANNEXE	67
<i>TABLEAUX 1 À 10</i>	

INTRODUCTION

Le territoire couvert par la feuille Roanne dépend administrativement du département de la Loire, sauf à l'Est où quelques communes (Pont-Trambouze, Thizy, Amplepuis) sont rattachées à celui du Rhône bien qu'elles appartiennent à l'aire d'influence de Roanne.

Du point de vue géographique, il faut distinguer :

- *la plaine de Roanne*, dont le quart nord-ouest de la feuille n'intercepte en fait que la partie méridionale et qui se développe au Nord sur les feuilles Charlieu et Lapalisse. Cette plaine est bordée vers l'Ouest par un relief rectiligne, la Côte roannaise (feuille Le Mayet-de-Montagne) ;
- au Sud de Roanne, le *seuil de Neulise*, ensemble de reliefs de 400 à 500 m d'altitude séparant le Roannais du pays forézien ;
- *les contreforts du Haut-Beaujolais et des monts de Tarare*, qui occupe la partie orientale de la feuille.

Ce territoire est entièrement drainé par la Loire qui traverse le seuil de Neulise au fond d'étroites gorges et débouche dans la plaine juste avant Roanne. Les principaux affluents sont, sur la rive gauche, le Renaison et l'Oudan ; sur la rive droite, le Rhins grossi de la Trambouze et du Gand, le Rhodon et le Trambouzan. Tous convergent vers le site occupé par la ville de Roanne et les communes établies à sa périphérie. C'est à Roanne que le fleuve était réputé devenir navigable, mais les anciens bateliers empruntaient aussi le cours supérieur.

Le climat, du type continental, est modulé en fonction de l'altitude et de l'orientation des reliefs. La pluviosité est plus forte à l'Est (Roanne, 691 mm ; Montagny, 979 mm). Les vents dominants viennent de l'Ouest et du Sud.

En dehors des "bourgs", l'habitat est très dispersé. Jusqu'au début du XXe siècle, les constructions étaient en "pisé" (terre battue) dans la plaine, en "pisé" ou en "pierres ramassées" sur les collines. Parmi les cultures, la vigne tenait une grande place dans la Côte roannaise comme sur la rive droite de la Loire. L'évolution agricole a eu pour résultat de transformer la polyculture traditionnelle en donnant la priorité à l'élevage.

Du point de vue géologique la feuille présente :

- un socle d'âge carbonifère qui comprend des sédiments terrigènes et un puissant complexe de laves acides (fig. 1) ;
- un fossé d'effondrement comblé de sables et argiles oligocènes (quart nord-ouest de la feuille).

Altérations et alluvionnements jouent un rôle important tant du point de vue morphologique que pédologique. Nombre de traits du relief sont dus à la tectonique hercynienne rajeunie à l'époque des mouvements alpins. Les accidents orientés NNW-SSE en bordure de la Loire, deviennent subméridiens dans le centre de la feuille puis NE-SW dans la partie orientale.

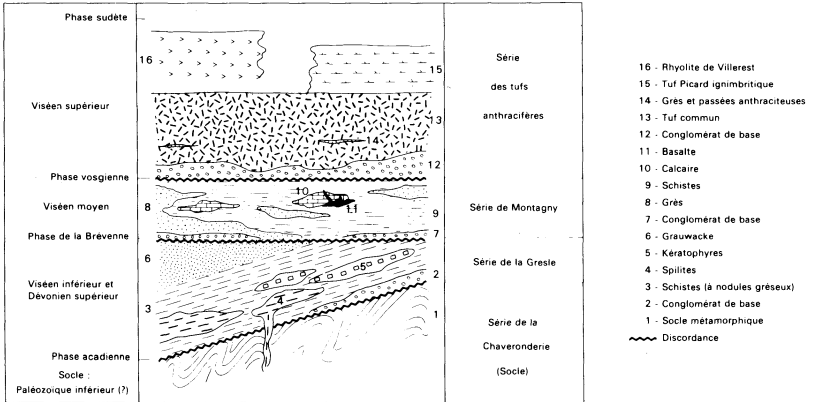


Fig. 1 - Tableau simplifié de la succession lithostratigraphique des formations dévono-dinantiennes de la feuille Roanne

- Les roches hypovolcaniques ne sont pas représentées
- Pour le détail de l'organisation des magmatites du Viséen supérieur, se reporter à la figure 2
- La puissance de la série est d'ordre kilométrique
- Sont notés, les âges, les phases orogéniques et la désignation des séries

DESCRIPTION DES TERRAINS

PALÉOZOÏQUE

Soile métamorphique

ξa. Série de la Chaveronderie. Le soile métamorphique affleure dans le quart Nord-Est de la feuille. Les plus beaux affleurements se situent dans le lit du Trambouzan à proximité du hameau de la Chaveronderie.

Ce sont des schistes cristallins polymétamorphiques, intensément plissés avec des axes verticaux. Deux faciès ont été reconnus : le second se dispose en niveaux métriques intercalés dans le premier. Il s'agit :

- en premier, de *micaschistes quartzeux* à *chlorite*, *épidote* et *actinote* (affleurement-type dans le ruisseau du Trambouzan, 745.3-119.1). Ils sont formés d'une alternance centimétrique à pluricentimétrique de lits clairs quartzeux et de lits foncés riches en phyllites. Au microscope, la texture est granolépido-blastique. Une première foliation est soulignée par de grandes muscovites (jusqu'à 1 mm), du quartz en agrégats polycristallins et de minéraux reliques rétro-morphosés (dont du grenat?). Elle est affectée par un micro-plissement intense souvent isoclinal, accompagné

d'une seconde foliation avec chlorite et muscovite de petites tailles et fines aiguilles d'actinote. On note, en accessoires, sphène, apatite et minéraux opaques ;

– en second, des *schistes amphiboliques à épidote* (même affleurement-type). La roche est vert sombre, à aspect satiné et finement cristallisée. Au microscope, la texture est granoblastique. Des lits à quartz et albite submillimétriques alternent avec des lits constitués d'un enchevêtrement de cristaux de quelques dixièmes de millimètre de hornblende verte, d'épidote, de chlorite et de muscovite ; des reliques de grenat ont été observés.

Cette formation polyphasée, ayant atteint probablement un métamorphisme du faciès amphibolique, a subi, *in fine*, une rétro-morphose dans le faciès schistes verts. Elle est de plus parcourue par un réseau de filonnets à chlorite, épidote et calcite.

● *Age de la série de la Chaveronderie*

Ce socle métamorphique sur la feuille Roanne peut être comparé à certains faciès décrits dans les monts du Beaujolais et du Lyonnais. Ainsi, la série de la Chaveronderie est à rapprocher de la "série satinée" signalée par A. Godinot (1980) dans le Sud des monts du Beaujolais (Est de la feuille Amplepuis).

Dans les monts du Lyonnais, elle serait analogue aux gneiss chloriteux d'Affoux (Peterlongo, 1960 ; Beurrier *et al.*, 1979) et aux métagrauwackes de l'Arbresle (Bardin, 1971). Si les gneiss d'Affoux sont considérés comme socle rétro-morphosé du Lyonnais, les métagrauwackes de l'Arbresle ont été rattachées aux assises de base de la série métamorphique de la Brévenne.

Sur la feuille Roanne, les schistes cristallins de la Chaveronderie, à axes verticaux, ont valeur de socle métamorphique et sont recouverts en discordance, avec localement conglomérat de base, par la série de la Gresle épimétamorphique, rapportée au Dévonien supérieur – Viséen inférieur. Ce fait important peut être observé près du Moulin de l'Armont, dans la vallée du Trambouzan (744.2-119.0). De plus, un contact discordant de grauwackes de la série de la Gresle (N 130°E-20° SW) sur des schistes cristallins de la Chaveronderie à axes verticaux est visible dans le lit du ruisseau, à proximité du chemin qui relie le hameau de la Chaveronderie à celui de la Grive (745.5-119.2). Enfin, ce socle métamorphique est intrudé par des volcanites et des hypovolcanites qui sont sans doute à rattacher à la série de la Gresle, en filons à éponte franche et bordures figées (notamment en 745.4-119.1). Cette dernière observation plaide pour une autochtonie de la série de la Gresle sur ce socle métamorphique et contredit l'hypothèse d'une allochtonie avancée par Didier (1978).

Ce type de relation est analogue à celui de la série de la Brévenne (équivalente de celle de la Gresle), autochtone sur un socle métamorphique plus ancien (Peterlongo, 1960 ; Beurrier *et al.*, 1979). Si aucun argument, d'ordre chronologique par exemple, ne permet de dater les phases de déformation et de métamorphisme de ce socle, on peut admettre, par analogie, que la rétro-morphose dans le faciès schistes verts et l'épimétamorphisme de la série de la Gresle date de la phase de la Brévenne, située

à la limite Viséen inférieur – Viséen moyen. Mais la structuration intense de ce socle peut être anté-Dévonien supérieur.

Prenant en référence les synthèses récentes sur le domaine varisque (Kornprobst, 1980 ; Lameyre et Autran 1980 ; Bébien et Gagny, 1980) et plus particulièrement les données sur l'évolution tectono-métamorphique du Nord du Massif central (Autran et Peterlongo, 1980), on peut avancer que l'extension de l'action de la phase acadienne se trouverait ainsi vérifiée sur la feuille Roanne. Cette phase acadienne serait anté-Dévonien supérieur et datée entre 420 et 360 Ma. La série de la Chaveronderie pourrait alors appartenir au Paléozoïque inférieur.

Formations du Viséen

Série de la Gresle (Dévonien supérieur – Viséen inférieur)

Sur la feuille Roanne, la série de la Gresle est bien représentée dans deux secteurs :

– au Nord-Est, dans la région de Coutouvre – la Gresle, elle affleure largement sous des faciès variés soit sédimentaires essentiellement détritiques, soit volcano-sédimentaires, soit volcaniques, de type spilite-kérophyre. Elle a une épaisseur de l'ordre de 400 mètres. Rappelons que dans cette région, la série est discordante, avec conglomérat de base, sur le socle métamorphique ;

– au Sud-Ouest, dans le secteur de Saint-Polgues, elle représente la plus ancienne formation connue à l'affleurement. Elle se rattache au complexe andésitique de la Montagne bourbonnaise (Échavarri, 1966 ; Tourlonias, 1965).

● *Roches sédimentaires et volcano-sédimentaires*

h2a5(1). Conglomérats. Un *conglomérat de base* discordant sur la série de la Chaveronderie peut être observé en certains points. L'affleurement-type est situé au Moulin de l'Armont, dans la vallée du Trambouzan (744.0-118.8). Les galets de forme ovoïde peuvent atteindre plusieurs décimètres et apparaissent en relief dans une matrice schisteuse. Au microscope, les galets sont composés d'éléments anguleux (0,5 à 2 mm) formés d'agrégats polycristallins de quartz, dans un ciment chloriteux riche en opaques. L'origine des matériaux de ces conglomérats est certainement liée à l'érosion du socle métamorphique de la série de la Chaveronderie.

Des conglomérats analogues peuvent exister à d'autres niveaux de la formation (exemple au lieu-dit la Clartière : 752.3-119.4).

h2a5. Schistes et grès. Schistes à nodules gréseux. Les schistes à nodules gréseux montrent un faciès caractéristique dont un affleurement-type peut s'observer sur le talus de la route D 504 (en 745.3-116.4). Ce sont des schistes de teinte vert foncé à marron foncé. La stratification est marquée par des lits gréseux centimétriques et des horizons de nodules gréseux de forme ovoïde et de taille pluricentimétrique. Ce sont des nodules sédimentaires sans relations avec une schistosité discrète parallèle à la stratification. Au microscope, les schistes sont des pélites fines où des cristaux

de quartz arrondis de quelques dixièmes de millimètre sont noyés dans un enchevêtrement de phyllites (chlorite et séricite), et de granules d'épidote et d'opagues. Les grès sont des arénites à éléments arrondis de quartz et à ciment chloriteux.

D'autres faciès schisteux sont rapportés à la série de la Gresle :

- schistes de couleur beige clair à nombreuses traces de végétaux indéterminables (affleurement-type à Régný : 742.4-112.0) ;
- schistes brun-vert alternant avec des bancs gréseux (affleurement-type à Quincé : 728.3-104.5) ;
- schistes noirs et lustrés dans lesquels Alb. Michel-Lévy a identifié en 1908 une faune rapportée à la limite Tournaisien – Viséen inférieur (affleurement-type à la Colle : 743.8-111.2).

h2aG. Grauwackes. Ce sont des roches détritiques sombres, mal classées, dans lesquelles la proportion des débris de roches éruptives l'emporte sur celle des minéraux clastiques. Le ciment est constitué par une phase détritique plus fine.

De telles formations existent dans le Nord-Est de la feuille Roanne (affleurement-type dans la région de Chatellux : 747.3-118.8 et dans la vallée de la Trambouze : 752.8-120.5). Les éléments lithiques, observés en lames minces, sont anguleux et polygéniques : roches volcaniques du type spilite-kératophyre de la série de la Gresle et fragments du socle métamorphique. Ces grauwackes sont parcourues de filonnets ramifiés à épidote, calcite et chlorite.

● **Volcanite et hypovolcanites**

Le volcanisme de la série de la Gresle est, pour l'essentiel, de type spilite-kératophyre. Les conditions de gisement sont souvent difficiles à préciser en raison des mauvaises conditions d'affleurement. On peut caractériser cependant des hypovolcanites (filons et sills) et des volcanites (coulées et assises pyroclastiques). On y distingue des roches basiques, intermédiaires et acides. La diversité des textures et des compositions minéralogiques est grande. Il existe aussi quelques variations importantes d'ordre géochimique. En l'absence d'une étude exhaustive, quelques faciès communs seront décrits.

h2aK³. Roches basiques. Spilites et volcanites associées. Nous utiliserons les termes de spilite lorsque la paragenèse est à albite – chlorite – épidote et de diabase lorsque pyroxène et plagioclase basique sont présents.

Spilites. Dans le secteur de Coutouvre – la Gresle, l'affleurement-type se situe en 749.3-119.6 (analyse 1, tableau 1). A l'affleurement, c'est une volcanite de couleur vert foncé, veinée de filonnets clairs, à phénocristaux (2 à 3 mm) de feldspath et à larges vacuoles remplies de produits d'altération ocreux. Au microscope, la texture est microlitique porphyrique phénoclastique. Les phénocristaux (32 %) sont représentés (*) :

(*) Les compositions modales ont été obtenues au compteur de points et sont données en % volumique et arrondies à l'unité.

- par des plagioclases (22 %) profondément transformés et envahis de chlorite, calcite, produits phylliteux, quartz. Leur basicité, après transformation, est de An_{10} ;
- par d'anciens pyroxènes automorphes (8 %) de petite taille (0,5 mm), mais totalement pseudomorphosés en calcite et chlorite avec un contour enrichi en grains opaques ;
- par de rares chlorites (2 %) en cristaux automorphes (0,5 mm).

La mésostase (68 %) est constituée de microlites de feldspath dans une matrice de chlorite, calcite, sphène et opaques. Les vacuoles sont remplies de calcite et de chlorite.

Cette lave vacuolaire est bien une spilite, par sa composition minéralogique et par sa composition chimique qui diffère de celle d'un basalte par la richesse en Na_2O notamment.

Il existe aussi des *microbrèches spilitiques*. L'affleurement-type est à l'Armont (744.2-118.8 ; tableau 1, analyse 2). Elles sont constituées d'éléments à contours anguleux et de taille variable (de quelques dixièmes de mm à plusieurs mm), dont la nature est identique à celle des spilites précédentes. Le ciment a lui aussi une composition minéralogique comparable.

Dans le secteur de Saint-Polgues, les données pétrographiques de J. Bertaux (1981) sont conformes à celles présentées par Échavarri (1966) notamment pour les spilites et volcanites spilitisées. On se situe alors dans le domaine du "complexe andésitique" (appelée aussi "cornes vertes" dans la Montagne bourbonnaise) qui a subi un métamorphisme de haute température et de basse pression (métamorphisme de contact ?) permettant la recristallisation d'amphibole. Ces roches sont des basaltes ou des andésites plus ou moins spilitisées. Pour le secteur de Saint-Polgues, une analyse de spilite commune est présentée (analyse 3, tableau 1).

Une *diabase* a été trouvée, malheureusement uniquement en pierres volantes, dans la région de Saint-Polgues (analyse n° 4, tableau n° 1). C'est une roche sombre à phénocristaux millimétriques de plagioclase et de pyroxène. Au microscope, les plagioclases zonés sont transformés mais les pyroxènes sont à peine ouralitisés. La mésostase microcristalline est composée de microlites de labrador (An_{65}) dans une matrice de pyroxène, chlorite, épidote et opaques abondants.

Roches intermédiaires. Toutes les roches intermédiaires, plus riches en silice, présentent des variations géochimiques importantes notamment sur les alcalins : spilitisation plus ou moins intense et taux parfois élevé du potassium. En général, on peut parler de lave à phénocristaux de pyroxène et plagioclase (et parfois amphibole) dans une mésostase de microlites d'orthose et de plagioclase dans une matrice à chlorite, épidote, opaques...

Dans le secteur de Coutouvre – la Gresle, l'affleurement-type peut être choisi en (749.0-119.5) (analyse 6, tableau 1). Cette lave vert sombre et massive, très finement cristallisée, présente des phénocristaux de feldspath (1 mm) et de pyroxène (1 à 2 mm). Au microscope, les phénocristaux (39 %) sont du plagioclase An_{10} (25 %), du pyroxène augite (4 %) et des fantômes d'amphibole (10 %) pseudomorphosés en chlorite et épidote. La

mésostase (61 %) est formée d'un enchevêtrement de baguettes et feldspath potassique et d'albite, de pyroxène et de minéraux opaques, dans une matrice de chlorite, d'épidote et de sphène.

Des **microbrèches et brèches volcaniques** (affleurement-type : 748.3-119.6) représentent une proportion importante des formations volcaniques de la série de la Gresle. Les éléments anguleux monogéniques (quelques mm à plusieurs cm) sont quasi jointifs dans une matrice constituée d'un verre sombre souvent non recristallisé. Les éléments sont constitués de la lave décrite ci-dessus. Les faciès sont variés. A signaler des faciès rubanés (affleurement-type au lieu-dit "chez Brosse", 748.8-119.1) qui présentent en alternance des lits verts identiques aux brèches ci-dessus et des lits noirs de composition semblable à la matrice de ces brèches.

Dans ce même ensemble de volcanites, on peut rencontrer des coulées dépourvues de pyroxène (affleurement-type : 745.6-119.2).

Ces roches intermédiaires constituent, avec les roches basiques, un ensemble sans coupures bien définies ni par des caractères pétrographiques, ni par des oppositions géochimiques. Si les roches basiques semblent correspondre à des basaltes, on peut s'interroger sur la nature des roches intermédiaires avant spilitisation et potassification (andésites enrichies en alcalins ou trachy-andésite ou même, accessoirement, trachyte). Ces roches basiques et intermédiaires ont été bloquées, en cartographie, dans un même ensemble. Par contre, il y a une coupure nette avec les roches acides appelées kérotophyres.

Dans le secteur de Quincé, un volcanisme exceptionnellement riche en K_2O et se rapportant au complexe andésitique a été décrit par J. Bertaux (1981). Il s'agit de volcanites observées dans une zone d'extension limitée (0,5 km²) entourée de tufs du Viséen supérieur.

Affileurement-type : 728.4-104.6 (analyse 7, tableau 1). La roche est massive, vert foncé, à fluidalité marquée par des vacuoles millimétriques déformées et remplies de quartz. Les phénocristaux sont du feldspath potassique (mm) et du pyroxène pseudomorphosé en chlorite, calcite et épidote (quelques 1/10ème de mm). La texture est microlitique porphyrique fluidale. La mésostase est constituée de microlites de feldspath potassique marquant la fluidalité dans une matrice de chlorite, épidote et opaques. On observe des amygdales à chlorite et épidote et des vacuoles à quartz.

h₂aK¹. Roches acides

Kérotophyres (secteur de Coutuvre - la Gresle). Ce sont des roches très dures, souvent diaclasées, à cassure esquilleuse. Elles se distinguent la plupart du temps des roches plus basiques par leur teinte claire (gris clair ou rose). A l'oeil nu, on observe parfois de petites vacuoles et des filonnets plus clairs. On peut distinguer des phénocristaux dont la taille est d'ordre millimétrique, souvent groupés en amas plurimillimétriques. Ce sont des plagioclases albite. Les différents faciès se particularisent essentiellement par leur texture et le degré de cristallisation ou de recristallisation de la mésostase. Quelques exemples illustreront ces variations.

– *Kératophyre à mésostase microgrenue* (affleurement-type : 751.9-120.8). La mésostase est constituée de lattes de feldspath en disposition intersertale dans une matrice de quartz, chlorite et opaques.

– *Kératophyre à mésostase hétérogène* (en pierre volante aux environs de la Croix Mulsant). La mésostase présente alors une recristallisation hétérogène où certaines zones sont à texture felsitique et d'autres à microlites de feldspath dans un feutrage de quartz. Une coloration sélective révèle une phase potassique feldspathique importante.

– *Kératophyre à mésostase vitroclastique*. Dans certains échantillons, la mésostase a une texture vitroclastique eutaxique, soulignée par des grains d'opaques. Cette texture est caractéristique d'émissions de type ignimbritique.

Tufs kératophyriques (secteur de Coutuvre – la Gresle). La roche, sillonnée par un réseau de filonnets quartzeux, contient jusqu'à 30 % de phénocristaux brisés de plagioclase albite ainsi que quelques cristaux de quartz. On observe des plagioclases profondément corrodés envahis de mésostase. Des amas chloriteux évoquent d'anciens minéraux ferro-magnésiens. La mésostase présente des microlites de feldspaths dans une matrice à chlorite et épidote. Des vacuoles millimétriques sont remplies de chlorite en éventail et de calcite (affleurement-type : 743.9-118.8 ; analyse 9, tableau 1).

Ortho-kératophyres (secteur de Quincé). Dans ce secteur où les volcanites ont un taux de K_2O très élevé, on observe une roche massive avec des zones brun clair à contours flous, parfois soulignées par des grains d'épidote et d'opaques, dans un réseau anastomosé de veinules rose clair. Au microscope, les zones brunes présentent des fantômes de pyroxène (5 %) pseudomorphosés en épidote et chlorite dans une mésostase à texture intersertale. Les lattes à contours sinueux de feldspath potassique s'y entrecroisent dans une matrice à quartz, chlorite, épidote, opaques et sphène. Les veinules claires très finement cristallisées sont à quartz et feldspath potassique. On peut parler d'un ortho-kératophyre microbréchifié. Le caractère potassique se traduit par un taux de K_2O de 9,46 % (affleurement-type : 728.6-105.3 ; analyse 8, tableau 1).

● **Age de la série de la Gresle**

Sur la feuille Roanne, aucun argument paléontologique ne permet de préciser l'âge de la série de la Gresle ; cela malgré des essais infructueux pour déterminer des fragments de plantes dans les schistes de cette série (notamment en : 742.4-112.0). De plus, les schistes noirs de la Colle, datés par Alb. Michel-Lévy (1908) à la limite Tournaisien – Viséen inférieur, représentent un argument trop ténu.

La série est encadrée d'une part par le socle métamorphique de la Chaveronderie (phase acadienne) sur lequel elle est en discordance avec conglomérat de base, et d'autre part par la série de Montagny, datée du Viséen moyen, qui repose en discordance sur elle avec un conglomérat de base. Ces observations tendent à lui conférer un âge Dévonien supérieur – Viséen inférieur.

D'autres arguments viennent à l'appui de cette datation. On est en droit d'admettre un "synchronisme" du volcanisme bien typé à spilite et

kératophyre dans l'ensemble du Nord-Est du Massif central et même des Vosges (Bébiën et Gagny, 1980). Par analogie, la série de la Gresle est à paralléliser avec des séries volcano-sédimentaires à pétrologie et géochimie des volcanites comparables et bien datées du Dévonien supérieur – Viséen inférieur. Ce sont :

– dans le Morvan, les séries de la Somme et du Haut-Morvan (Carrat, 1969) datées par :

- le calcaire de Diou du Frasnien – Famennien (Lys *et al.*, 1961),

- les schistes de Saint-Seine du Viséen inférieur (Michel-Lévy, 1908 ; Bébiën, 1970) ;

– dans le Lyonnais, la série de la Brévenne à la base de laquelle on a les calcaires du Gouget, près de Tarare, qui sont datés du Viséen inférieur et reposent en contact stratigraphique sur les gneiss du Lyonnais (Julien, 1886) ;

– dans les Vosges, la série à spilite-kératophyre ;

– dans la Montagne bourbonnaise, le complexe andésitique serait, lui aussi par analogie, de même âge.

Ainsi, la série de la Gresle représenterait un relai entre le complexe andésitique de la Montagne bourbonnaise à l'Ouest, essentiellement volcanique, et les séries volcano-sédimentaires à niveaux calcaires des monts du Lyonnais et du Morvan, situés plus à l'Est et au Nord-Est.

● **Métamorphisme de la série de la Gresle**

En ce qui concerne l'action du métamorphisme sur la série de la Gresle deux phénomènes sont à dissocier : d'une part un métamorphisme régional épizonal, et d'autre part un métamorphisme, dit de contact, très particulier, conduisant aux "cornes vertes" caractérisées dans la Montagne bourbonnaise.

Métamorphisme épizonal : dans les roches sédimentaires, notamment les schistes à nodules gréseux, on note une schistosité frustrée conforme à la stratification (une telle schistosité ne sera pas observée dans la série de Montagny). Par ailleurs, le ciment de beaucoup de roches sédimentaires est riche en chlorite et épidote. L'ensemble de la formation semble avoir été affecté par un métamorphisme léger de type schistes verts. Une telle interprétation était déjà retenue par Jung et Raguin (1936) et Échavarrri (1966). Ce métamorphisme serait à attribuer à une phase tectonique (phase de la Brévenne) datée de la limite Viséen inférieur – Viséen moyen. D'ailleurs, rappelons que la rétro-morphose subie par le socle métamorphique de la série de la Chaveronderie a été rapportée à cette même phase (Rubiello, 1981).

Métamorphisme de contact : étudié plus à l'Ouest, ce métamorphisme semble affecter légèrement la série de la Gresle dans les secteurs de Saint-Polgues et Quincé. Son âge exact est pour l'instant inconnu.

Série de Montagny (Viséen moyen)

La série de Montagny repose en discordance sur la série de la Gresle. Elle est essentiellement sédimentaire à base de grès et schistes, avec des lentilles calcaires et des niveaux de conglomérats. Elle affleure dans

différents secteurs de la carte selon une diagonale du Sud-Ouest vers le Nord-Est, chaque fois que le niveau d'érosion de l'axe anticlinal le permet. Elle est bien représentée dans les régions de Régnv et de Montagny. Elle y a une puissance de l'ordre de 100 à 150 mètres ; cette estimation est faite sous réserve car les conditions d'affleurement sont médiocres et il n'existe pas de bonne coupe. La série de Montagny est bien datée par ses calcaires fossilifères du Viséen moyen. Une variation de faciès a été mise en évidence : sur la partie ouest, la série est grésopélimitique alors que sur la partie est, la série est schisto-calcaire ; elle n'a subi aucun métamorphisme. Un volcanisme basaltique associé aux assises calcaires a été découvert en quelques points par M.F. Rubiello (1981).

Les formations sédimentaires de la série de Montagny n'ont pas fait encore l'objet d'une étude pétrographique systématique. Seuls, quelques problèmes importants pour la compréhension de la carte géologique seront développés.

h2bP. Conglomérat de base. Un conglomérat affleure très localement en pointements isolés. Il repose en discordance apparente sur les schistes et les grès de la série de la Gresle (affleurement-type à Traizette : 749.3-118.6 et à la Souchonnière : 751.1-119.2). C'est une formation très résistante à l'érosion, qui forme souvent le sommet des collines, notamment entre Montagny et le Pont de Trambouze.

Ce conglomérat est composé d'éléments aux formes subarrondies de quelques millimètres à 15 ou 20 cm, dans une matrice gréseuse de teinte brun foncé. Les galets sont polygéniques avec des quartzites blancs de la série de la Chaveronderie, des éléments gréseux de la série de la Gresle et des galets plus rares de calcaire cristallin gris clair à blanc.

Sa composition atteste que le socle métamorphique, lui-même, était à l'érosion au début de la sédimentation de la série de Montagny. Cette observation est en accord avec le rôle joué par la phase de la Brévenne. Elle rejoint une observation analogue (Jung et Raguin, 1935) qui proposait, plus au Sud, une discordance avec un conglomérat de base entre le Viséen moyen (faune du calcaire de Néronde) et un complexe volcano-sédimentaire épimétamorphique équivalent de la série de la Gresle (complexe de Violay - Néronde).

h2bC. Calcaire. Les assises calcaires et schisto-calcaires enregistrent aussi cette tectonique contemporaine active. On y observe des figures de slumping et des plis synsédimentaires. La morphologie de ces plis, la dispersion de leurs orientations et leur voisinage avec des bancs non déformés suggèrent en effet une origine synsédimentaire avec phénomène de glissement par gravité sur les flancs du bassin.

Points d'observations : par exemple, à la sortie ouest du bourg de Régnv sur la route de Roanne (744.8-111.3), on peut observer un pli plurimétrique à tête plongeante (axe N 115°E, subhorizontal ; plan axial N 115°E 70° SW). De même, Alb. Michel-Lévy (1908) avait noté des plis sur les calcaires noirs fétides du four à chaux du Pont d'Avaize (743.3-116.4).

L'émission de basalte en coussins associé à ces calcaires du Viséen moyen serait aussi en relation avec cette tectonique active.

h2b5. Schistes et grès. Formation schisto-gréseuse ou schisto-calcaire à horizons calcaires, la série de Montagny présente, sur la feuille Roanne, des variations de faciès importantes qui sont d'Ouest en Est et du Nord au Sud :

- à l'Ouest, la série est essentiellement grésopélimitique sans niveau calcaire ;
- à l'Est, elle est schisto-calcaire à lentilles calcaires ;
- sur la feuille Amplepuis, plus à l'Est encore, la série redevient grésopélimitique. Ce passage latéral de faciès à l'Est de la feuille Roanne est attesté par la présence de schistes à nodules calcaires (points d'observation au moulin de la Blanchisserie : 741.5-110.1 et près de Thizy : 751.8-116.5).

Au Nord de la feuille Roanne et sur la feuille Charlieu, la série de Montagny semble absente (ou d'extension très réduite si les schistes et grès -parfois non liés à des spilites-kératophyres ou aux tufs anthracifères- étaient susceptibles à la rigueur de lui appartenir). Dans ces régions, le Viséen supérieur paraît souvent directement transgressif sur le socle métamorphique. Ces faits seraient l'indice de haut-fonds actifs dès le Viséen moyen.

Cette polarité du Nord vers le Sud sera encore enregistrée dans les variations d'alimentation du conglomérat de base du Viséen supérieur mis en place en épandage vers le Sud, dans la partie est de la feuille Roanne.

Il s'esquisse ainsi une paléogéographie locale où le Viséen moyen se sédimente dans un bassin peu profond limité vers le Nord par un système tectonique actif en horst ; une aire de sédimentation calcaire s'installe dans la région de Régný - Montagny et passe vers l'Ouest et vers l'Est à des domaines de sédimentation grésopélimitique.

h2b8 ; h2b1a. Volcanisme basaltique et trachy-andésitique. Un volcanisme basaltique à extension limitée, associé aux calcaires dont il semble contemporain, a été découvert (Rubiello, 1981) en plusieurs pointements de la série de Montagny. Les affleurements-type sont à la Chopine (749.7-116.0) et sur le talus de la route qui relie Combres à Thizy (753.0-117.4 ; analyse 10a, tableau 1). Il s'agit d'un méta-basalte vacuolaire à débit en coussins, associé à des formations pyroclastiques basiques. Au microscope, la texture est microlitique aphanitique. De fines lattes de plagioclase aux contours dentelés s'enchevêtrent dans une matrice riche en minéraux opaques (environ 10 % de pyrite), avec chlorite et calcite. Les vacuoles, de formes ovoïdes et de taille allant de quelques millimètres à deux ou trois centimètres, sont remplies de calcite largement cristallisée et parfois de quartz.

L'analyse chimique est celle d'un basalte, mais très spilitisé avec une perte au feu importante et un taux élevé en alcalins.

Les pyroclastites basaltiques ont une texture bréchique ou microbréchique, parfois fluidale. Les éléments, aux formes très déchiquetées, sont composés de verre riche en vacuoles à chlorite et calcite. La matrice est vitreuse à peu recristallisée.

● Age de la série de Montagny

Un âge Viséen moyen a été proposé pour les calcaires de Montagny (calcaire de Régný, ...). Il était établi sur la détermination de microfaune (Lys *in* : Echavarri, 1966 ; Mamet, 1968). Des études paléontologiques sur de nouveaux affleurements, menées en collaboration avec M. Lys et A. Pelhate (résultats non publiés ; des espèces nouvelles ont été déterminées), ont confirmé cet âge Viséen moyen (V2a).

Série des tufs anthracifères (Viséen supérieur)

Le Viséen supérieur est essentiellement représenté sur la feuille Roanne par le volcanisme acide des "tufs anthracifères" et l'hypovolcanisme associé. Toutefois, des formations sédimentaires et volcano-sédimentaires leur sont associées et sont surtout bien représentées à la base de l'ensemble volcanique. Ce sont ces formations qui ont permis, mais dans la région de l'Ardoisière, de dater l' "étage des tufs anthracifères" du Viséen supérieur (Chichery, 1938). Sur la feuille Roanne, seul un conglomérat situé à la base et d'extension régionale est bien représenté. Il existe aussi des schistes, des grès accompagnés de passées d'antracite et des horizons conglomératiques à différents niveaux de la série essentiellement composée de volcanites. Les conditions d'affleurements ne permettent pas toujours de les représenter cartographiquement. A signaler enfin que, vers l'Est, sur la feuille Amplepuis notamment, la présence des formations sédimentaires deviendra plus importante.

● Formations sédimentaires

h2cP. Conglomérat. Sur l'ensemble de la feuille, un conglomérat se retrouve à la base du Viséen supérieur. Son épaisseur et sa composition varient d'un secteur à l'autre.

Par exemple, à l'Ouest, dans la région des gorges de la Loire, la formation conglomératique contient des niveaux de tuf volcanique (premières expressions des tufs communs), des bancs de grauwackes et grès, des passées de schistes (732.2-104.9). Le conglomérat est polygénique avec des éléments de taille variable soit arrondis de quartzites, soit arrondis ou anguleux de tuf commun, ignimbrite rose, grès, soit anguleux de laves, schistes et radiolarites (732.3-106.0). La matrice est soit à dominante tuffacée, soit à dominante sédimentaire. Ce conglomérat correspond aux premières émissions de tuf commun dans un milieu sédimentaire gréséo-pélique. Au sommet de la formation, la *brèche litée du Pont de Presles* (729.7-109.9 et 731.4-105.1) présente des éléments anguleux pluricentimétrique de schiste et calcaire gris clair à blanc dans un ciment de tuf commun à pyroxène.

Au Nord-Est, dans le secteur de Morland, le conglomérat contient des galets subarrondis des formations antérieures : du socle (notamment calcaire cristallin blanc), de la série de la Gresle (laves et sédiments), de la série de Montagny (basalte vacuolaire, calcaire noir, lave microlitique trachy-andésitique) et d'ignimbrite rose.

Plus au Sud, entre Coutouvre et Thizy, le conglomérat est riche en éléments de calcaire noir de la série de Montagny et contient aussi des

galets du socle et de la série de la Gresle. D'ailleurs, l'absence de la série de Montagny au Nord-Est et sa présence en galets remaniés de plus en plus abondants vers le Sud permettrait de penser à une érosion intense dans le Nord-Est, lors de l'émersion quasi générale au début de l'émission des tufs, et à un épandage vers le Sud pour la partie orientale de la feuille. D'ailleurs, des chenaux à grès et schistes ont été observés (744.8-110.7). Des *Asterocalamites* préservés dans leurs trois dimensions évoquent une non compaction en liaison avec un enfouissement rapide (P. Corsin, comm. orale) dans une sédimentation de type molassique (conglomérat de Montgobert : 746.4-111.0).

Ce conglomérat de base du Viséen supérieur avait déjà été caractérisé comme fluviatile ou littoral (Michel-Lévy, 1908 ; Bernard-Griffiths, 1965 ; Sider, 1980). Il est discordant sur les séries précédentes. Il correspond à une sédimentation brutale liée à une intense érosion, remaniant jusqu'aux séries du socle métamorphique après l'épisode de sédimentation marine calcaro-schisto-gréseuse du Viséen moyen. Il doit être la conséquence d'une tectonique particulièrement active qui accompagne les premières émissions du volcanisme du Viséen supérieur (tuf commun à pyroxène) et qui correspond à l'initialisation des grandes structures tectono-volcaniques régionales ("amphithéâtre" volcanique des gorges de la Loire au Nord-Ouest, et ensuite "gouttière" ignimbritique à N 70°E, plus au Sud).

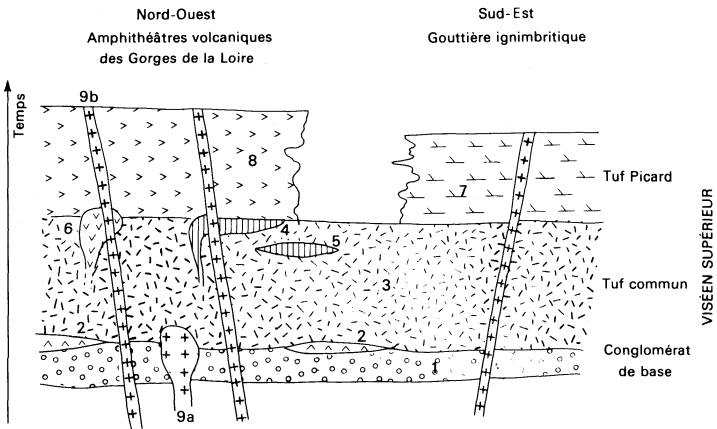
Autres niveaux sédimentaires. Sur la feuille Roanne, les horizons sédimentaires, rares et peu épais dans les tufs anthracifères, n'ont pas été cartographiés en tant que niveaux-repères. Ils correspondent à des phénomènes catastrophiques liés à une dynamique volcanique en milieu continental ou proche des terres émergées. Ce sont :

- des conglomérats et brèches de remaniement ;
- des grauwackes et schistes ;
- des radiolarites qui ont été observées en enclave dans le conglomérat de base (732.3-106.0) ;
- des couches d'antracite accompagné de grès et schistes, généralement plus observables à l'affleurement, mais uniquement repérées par les anciens travaux de recherche ou d'exploitation du charbon.

● **Magmatites**

Dans l'ensemble des magmatites du Viséen supérieur, un certain nombre de faciès ont pu être individualisés et replacés dans une chronologie de mise en place grâce aux leviers géologiques détaillés. De plus, il sera intéressant de constater qu'une évolution géochimique importante a eu lieu au cours du temps. On passera de lati-andésite quartzique à des rhyolites.

Il faudra surtout distinguer deux régions. Dans la première, au Nord-Ouest, on a des expressions effusives en rapport structural étroit avec l'amphithéâtre volcanique et hypovolcanique des gorges de la Loire (structure circulaire). Dans la seconde, au Sud-Est, on a une activité ignimbritique considérable, liée à la "gouttière ignimbritique". Un schéma permettra de fixer cette organisation avant de décrire les faciès pétrographiques (fig. 2).



9	Microgranite porphyrique	Microgranite porphyrique
8	Lave de Villerest	Rhyolite et rhyolite à tendance alcaline
7	Tuf Picard	Rhyolite
6	Lave du Lourdon	Rhyolite
5	Lave de Fond	Latiite quartzique
4	Lave du barrage de Villerest	Lati-andésite quartzique
3	Tuf commun	Lati-andésite quartzique Rhyo-dacite (et rhyolite)
2	Lave de l'Isable et lave de l'Abbaye de Pradines	Lati-andésite quartzique
1	Conglomérat de base	

Fig. 2 - Schéma de l'organisation spatio-temporelle des volcanites et hypovolcanites du Viséen supérieur de la Loire

h_2c_{ff} . **Tufs commun.** La formation des tufs communs (tableau 4), qui peut atteindre une puissance de l'ordre de 200 mètres, se retrouve, sur l'ensemble de la feuille Roanne, à la même position lithostratigraphique, au-dessus du conglomérat de base. C'est un ensemble hétérogène de tufs, parfois de brèches volcaniques, de niveaux d'ignimbrite et même localement de coulées de lave. En outre, des phénomènes de remaniement avec des niveaux de grauwackes, de brèches ou de conglomérats d'origine sédimentaire peuvent être présents. Mais, d'une façon générale, sur la feuille Roanne, les tufs communs sont des roches volcaniques, à dominante rhyolitique, dont la composition couvre le champs des lati-andésites quartziques, des rhyodacites et accessoirement des rhyolites. La géochimie illustre bien cette diversité qui s'étale sur un segment important de la lignée évolutive, mais toujours moins acide que le tuf Picard et la lave de Villerest qui lui succéderont (fig. 3-4 et 5).

La couleur des tufs est sombre, gris-bleu, vert-bouteille foncé. On observe à l'oeil nu des phénocristaux millimétriques de feldspath, de biotite chloritisée et souvent de quartz. Au microscope, la texture est toujours porphyrique :

- les tufs sont constitués de cristaux brisés et de débris de roche volcanique dans une matrice quartzo-feldspathique riche en chlorite et minéraux opaques ;
- les ignimbrites présentent des fiammes centimétriques et des échardes vitreuses encore déterminables.

La minéralogie est relativement constante avec pyroxène, augite souvent déstabilisée, biotite chloritisée, plagioclase An_{30} , feldspath potassique et quartz. Dans les faciès les plus basiques, l'augite est présente et le quartz peut ne pas s'exprimer en phénocristaux mais uniquement en recristallisation dans la mésostase. Dans les faciès les plus acides, le pyroxène est absent et le quartz devient plus abondant.

Du *grenat* proche du pôle almandin a été observé en de nombreux endroits. Une étude détaillée (Bertaux, 1981) a montré que ce grenat représentait des xénocristaux, relictés d'une fusion anatectique du socle métamorphique à l'origine du magmatisme acide du Viséen supérieur. Ces grenats, d'ailleurs, s'observent soit en cristaux libres, soit sertis dans de petites enclaves métamorphiques. Un point d'observation particulièrement favorable est situé dans les ignimbrites de la Moutouze, au bord de la Loire (730.9-105.6).

Faciès. Il est difficile de décrire les nombreux faciès des tufs communs. Nous signalerons seulement trois affleurements-type où trois faciès-type observés :

- pour les tufs banaux : carrière de Neaux (744.1-107.3 ; analyse 25, tableau 4. Tuf à composition de rhyolite) ;
- pour les ignimbrites : ignimbrites de la Moutouze (730.9-105.6), dans les gorges de la Loire, où la formation a été l'objet d'un travail particulier (Alsac *et al.*, 1979) ;
- pour les laves : coulées à pyroxène frais et quartz quasi absent, au sein des tufs, près de Morland (747.1-120.9).

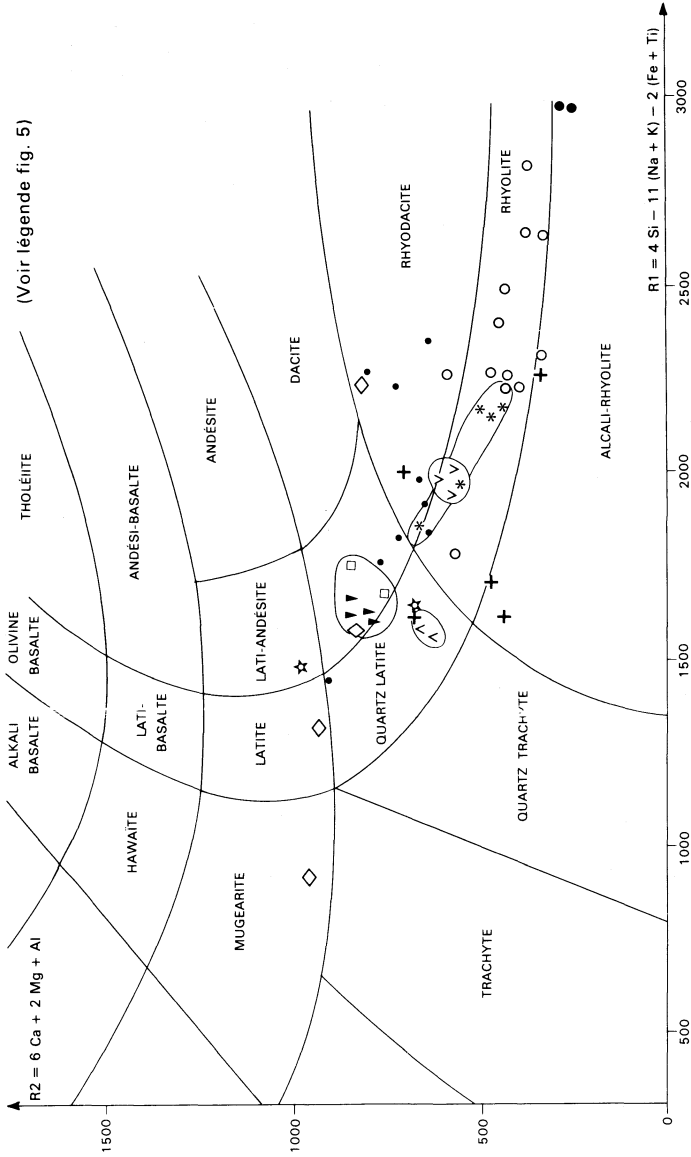


Fig. 3 - Nomenclature des volcanites et hypovolcanites du Dévono-Dinantien
d'après le diagramme R1-R2 de De La Roche

Enclaves. On observe dans les tufs communs, deux types d'enclaves :

- enclaves enallogènes avec des tailles de l'ordre du millimètre ou du centimètre. Ce sont soit des roches sédimentaires essentiellement pélitiques, soit des roches métamorphiques et plus particulièrement des gneiss à grenat ;
- enclaves homéogènes. Ce sont dans la plupart des cas des enclaves infradécimétriques de lave à texture microlitique porphyrique (plus rarement ignimbritique à texture vitroclastique). Elles ont une composition minéralogique comparable à celle des tufs mais souvent de faciès moins évolué que leur encaissant (présence de pyroxène et rareté du quartz).

η2Cρα. Lave de l'Abbaye de Pradines et lave de l'Isable (lati-andésite quartzique). A la base de la formation des tufs communs, il a été observé dans plusieurs secteurs un volcanisme bien typé, représenté par des lati-andésites quartziques. Ce volcanisme sera d'ailleurs le plus basique dans la lignée évolutive géochimique qui ira des tufs communs (rhyodacites) au tuf Picard (rhyolites) (fig. 3). On le note :

- dans la région de Morland entre Coutouvre et Cours ;
- dans la région de l'Abbaye de Pradines ;
- dans la région de l'Isable, au Sud-Ouest de la feuille.

Nous décrivons ces laves sur deux exemples.

Echantillon-type près de l'Abbaye de Pradines, sur la route D9, en 741.9-110.5 (analyse 10, tableau 2). La lave est massive avec une teinte vert foncé ou rougeâtre. A l'oeil nu, on distingue des phénocristaux de feldspath potassique, de plagioclase, de biotite, quelques très rares quartz globuleux et de la pyrite. Au microscope, la texture est microlitique porphyrique, parfois fluidale. Les phénocristaux sont largement pseudomorphosés. La mésostase est constituée de microlites de feldspath potassique dans une phase interstitielle de quartz et de calcite.

Echantillon-type au bord de la rivière de l'Isable, en 725.6-102.4 (analyse 11, tableau 2). La roche volcanique massive est de teinte grise à taches centimétriques rosées. Seuls, quelques phénocristaux millimétriques, souvent brisés, de feldspath potassique s'observent à l'oeil nu. Les enclaves de pélites sont abondantes et peuvent atteindre une taille centimétrique. Au microscope, la texture est felsitique avec une fluidalité marquée par les alignements de grains opaques. Les phénocristaux, de taille submillimétrique à millimétrique sont totalement ou largement pseudomorphosés : le pyroxène en épidote, calcite et chlorite, la biotite en chlorite, le plagioclase basique en calcite et épidote. On peut observer de l'oligoclase légèrement zoné. Le feldspath potassique atteint deux millimètres. La mésostase correspond à un verre entièrement recristallisé en quartz, feldspath, chlorite, épidote et oxydes de fer. Les taches roses correspondent à des zones à mésostase dépourvue de chlorite, située autour de cavités remplies par des assemblages organisés de façon centripète et à paragenèse variable avec calcite, apatite, épidote, quartz. La roche a des caractères ignimbritiques soulignés par des fiammes plus largement recristallisées et moins riches en opaques et par d'anciennes échardes vitreuses.

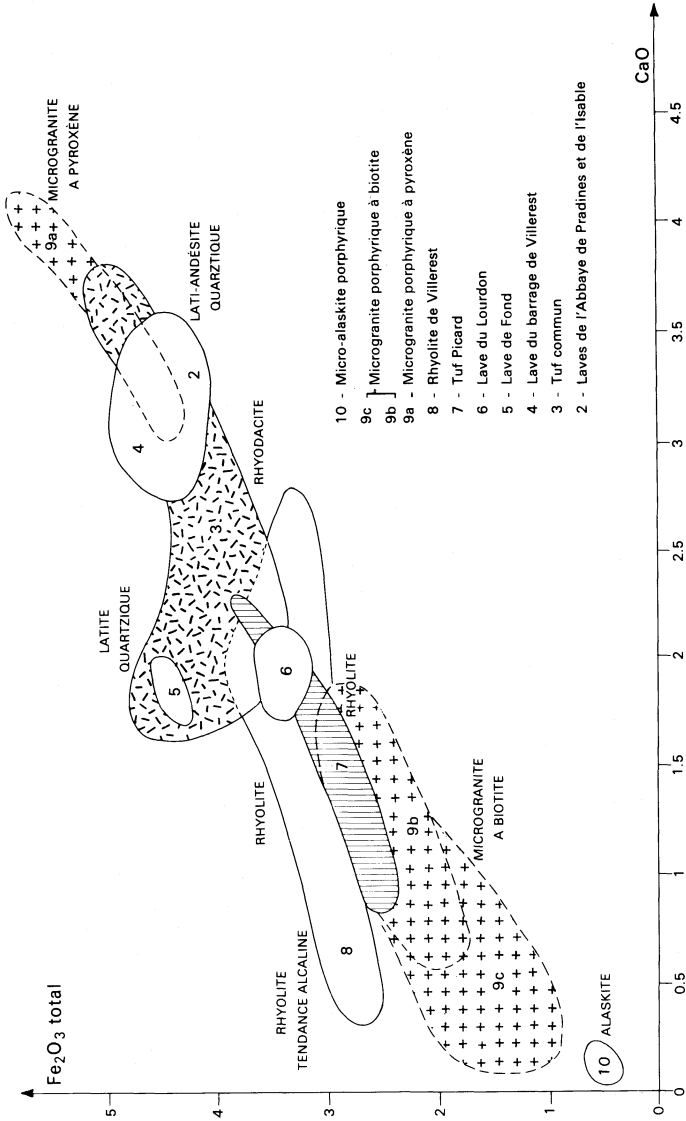


Fig. 4 - Schéma de la lignée de différenciation des volcanites et hypovolcanites du Viséen supérieur sur un diagramme Fe₂O₃ total contre CaO

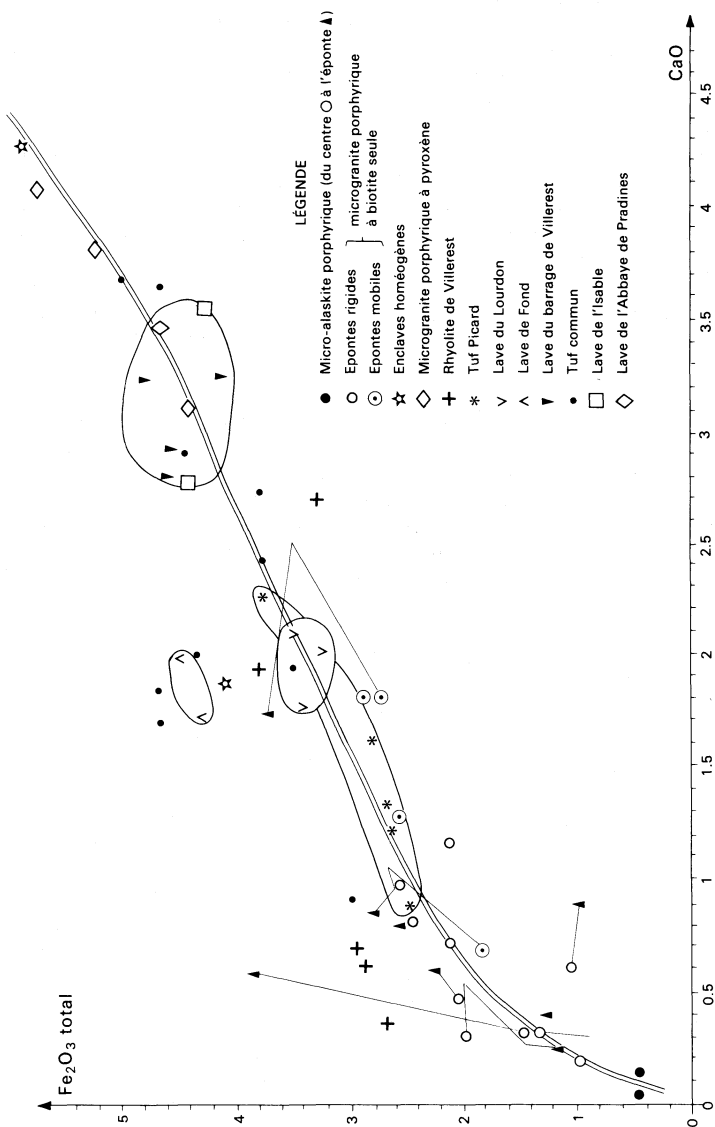


Fig. 5 - Diagramme détaillé Fe₂O₃ total contre CaO des magmatites du Viséen supérieur de la feuille Roanne

h2c0P. Lave du Lourdon. Ce faciès (tableau 4) est intrusif en stocks au sommet des tufs communs avec des épontes sinueuses évoquant une pénécontemporanéité des deux faciès. Près de Quincé, il intrude verticalement des schistes (728.2-104.7). Les conditions d'affleurement font penser à des protrusions injectées à la partie supérieure des tufs communs et relayées par des coulées dans lesquelles les phénocristaux deviennent plus petits et plus brisés lorsqu'on s'éloigne des points d'extrusion. Malgré l'aspect de tuf grossier dû au bris des phénocristaux en relation avec la cohésion du magma à écoulement difficile, on a affaire à une lave.

L'affleurement-type est dans le ruisseau du Lourdon (729.7-109.9). Cette lave très porphyrique est grise avec des phénocristaux de quartz (5 mm), feldspath potassique (30 mm), plagioclase (10 mm) et biotite (3 mm). Les feldspaths potassiques entiers sont peu abondants, mais accompagnés d'autres brisés. Au microscope, la texture est hyaline à microgrenue, porphyrique. Les phénocristaux de biotite sont pseudomorphosés en chlorite ; le plagioclase est de l'oligoclase. Les cristaux de quartz sont sub-automorphes. La mésostase est constituée d'une poussière de quartz, feldspath, chlorite. Du grenat en xénocristaux a été observé dans ce faciès.

Comme la lave de Fond, la lave du Lourdon semble liée à la structure circulaire en cone-sheet tracée par le système filonien (amphithéâtre volcanique des gorges de la Loire). Intercalée entre tuf commun et tuf Picards surincombant, elle s'inscrit en position strictement intermédiaire sur la lignée de différenciation géochimique (fig. 4 et 5). C'est une rhyolite (fig. 3) en dômes et coulées, qui serait, pour ce secteur sans tuf Picard ignimbritique, la dernière manifestation magmatique avant la rhyolite de Villerest.

h2c0L. Lave et tuf du barrage de Villerest. Sur le site du barrage de Villerest (732.5-111.0) et sur la rive gauche de la Loire, au Nord de Jouvres (730.2-110.2), au sommet des tufs communs, on a une formation pluridécamétrique d'extension limitée, de tufs ignimbritiques surmontés de laves noires (tableau 2).

Le gisement-type de la lave du barrage de Villerest peut être choisi au barrage même (732.5-111.0). Cette lave massive est noire à grise, sillonnée de filonnets remplis de calcite ou de quartz et calcite. Des phénocristaux visibles à l'oeil nu sont représentés par du feldspath (centimétrique), des micas (jusqu'à 3 mm) et de la pyrite. Au microscope, la texture est microlitique porphyrique, parfois fluidale (d'ailleurs, sur l'affleurement, les feldspaths marquent une fluidalité planaire d'écoulement). La biotite est chloritisée à sa périphérie ; le plagioclase est de l'oligoclase-andésine ; le feldspath potassique est envahi de calcite. Quelques rares quartz millimétriques automorphes sont présents. La mésostase présente des microlites de plagioclase et d'orthose dans un verre piqueté de grains d'opacques et parfois recristallisé en taches de quartz, feldspath, chlorite.

La lave du barrage de Villerest est une lati-andésite quartzique. Ses caractéristiques minéralogiques et géochimiques sont tout à fait comparables à celles des lati-andésites quartziques de la base des tufs communs (laves de l'Abbaye de Pradines et laves de l'Isable). Elle représente donc

une récurrence de ce type de volcanisme avant l'expression d'un magmatisme encore plus acide que celui du tuf commun (fig. 4 et 5).

h2c0L. Lave de Fond. Comme la lave du Lourdon, la lave de Fond (tableau 4) se situe au sommet des tufs communs, avant l'épisode acide du tuf Picard ou de la rhyolite de Villerest. L'affleurement-type peut être choisi à l'Est de Joeuvres (731.9-109.2). C'est une roche effusive à débit en prismes frustres, sombre, massive et souvent aphyrique. Parfois, on distingue des phénocristaux millimétriques de feldspath et de micas. Au microscope, la texture est microlitique à felsitique porphyrique. Certains phénocristaux sont totalement pseudomorphosés (anciens pyroxènes, biotites), d'autres souvent brisés (plagioclase et feldspath potassique). La mésostase est riche en minéraux opaques (pyrite), et recristallise en taches à quartz, feldspath, chlorite et calcite.

Dans la lignée géochimique de la différenciation du magmatisme, la lave de Fond a des caractéristiques intermédiaires entre tufs communs et tuf Picard surincombant, en notant cependant un taux faible en SiO_2 et une teneur élevée en Fe_2O_3 total (pyrite). C'est une latite quartzique à teneur élevée en K_2O et plus faible en CaO que les autres volcanites de la lignée, et minéraux opaques.

h2c1p. Ignimbrite : "tuf Picard". Le tuf Picard (tableau 5) constitue, sur la feuille Roanne, un faciès très homogène d'ignimbrite rhyolitique (*). Son extension a été reconnue notamment vers le Nord-Est sur les feuilles Amplepuis et Beaujeu. Il affleure selon une bande orientée SW-NE dans l'axe du "synclinorium" de la Loire.

L'affleurement-type peut être choisi à la carrière Picard (747.8-106.7). La roche est massive, de couleur bleu-gris. Des enclaves homogènes et des fiammes de teinte rose lui confèrent un aspect bicolore caractéristique et soulignent une fluidalité planaire liée à la mise en place de la formation. La granulométrie est plus grossière que celle du tuf commun. Des phénocristaux (au moins 50 % de la roche) brisés de feldspath et de quartz et de biotite chloritisée flexueuse, ont des tailles de 4 à 6 mm.

Au microscope, la texture est porphyrique, felsitique, souvent vitroclastique.

Phénocristaux : la biotite est très chloritisée avec parfois facules de calcite, épidote, quartz et minéraux opaques dans les clivages. Des chlorites limpides en phénocristaux ont en inclusion de petits biotites chloritisés. Les plagioclases (An_{30}) sont séricitisés. Le feldspath potassique est en cristaux automorphes, souvent brisés. Le quartz, souvent corrodé, est en cristaux subautomorphes plurimillimétriques ou en clastes aux arêtes vives. On note aussi apatite, zircon et xénocristaux de grenat.

La mésostase, finement recristallisée, est à quartz et feldspath. Des grains opaques soulignent les phénocristaux et les vitroclastes. Des lithophyses, décimillimétriques à plurimillimétriques, abondantes, sont à quartz, feldspath potassique, calcite et chlorite, avec une texture centrale géodique.

(*) Sur les feuilles à 1/80 000 de la région, ce faciès ignimbritique était appelé très curieusement "microgranite en nappe".

Les *fiammes*, de quelques millimètres, présentent moins de phénocristaux, mais non brisés et de taille plus grande. La mésostase est finement recristallisée en bordure, mais à texture granophyrique au centre, avec quartz et feldspath potassique.

Les *enclaves homogènes* (*) font partie intégrante de la formation ignimbritique. Elles sont nombreuses et de deux types :

– enclaves homogènes à tendance aphyrique et à matrice très finement cristallisée (sans doute recristallisée à partir d'un verre). Elles ont des teintes roses, grises ou noires, des formes effilées ou anguleuses et n'excèdent pas quelques centimètres. Les petits phénocristaux présents sont biotite, plagioclase, quartz et feldspath potassique, tous brisés, dans les enclaves sombres et uniquement les deux derniers, mais arrondis, dans les enclaves roses ;

– enclaves homogènes porphyriques. Leur texture est porphyrique fluidale ou non, à mésostase granophyrique et lithophyses nombreuses. Les phénocristaux, identiques à ceux des tufs, sont plus grands et moins fragmentés. Ils présentent cependant un éclatement par trempe thermique, mais sans dissociation dans la mésostase : les multiples fissures sont alors remplies de mésostase évoluée. Cette fracturation des feldspaths est contemporaine de l'explosion de la chambre magmatique qui précède l'émission ignimbritique. On pourrait y voir le matériel d'une zone haute de la chambre enrichie en fluides et formant une carapace en voie de consolidation et fragmentée lors de l'explosion.

Une étude comparative des enclaves observées dans trois secteurs distants d'une quinzaine de kilomètres (carrière du Moulin de Vernayes et Amplepuis : 752.5-111.2 et 754.5-109.0 ; carrière Picard : 747.8-106.7 et carrière Cornéan : 753.9-110.9) montre une diminution de taille de ces enclaves homogènes du Nord-Est vers le Sud-Ouest. Ce fait plaiderait pour une mise en place du tuf Picard dans sa gouttière ignimbritique de l'ENE vers l'WSW. L'épaisseur estimée de cette formation, plus importante vers l'ENE, serait un autre argument pour ce sens de déferlement.

Principales variétés caractéristiques. Un *faciès noir* particulier (affleurement-type dans le lit du Rhins, à Saint-Victor, 750.2-113.5 ; analyse 31, tableau 5) présente des phénocristaux peu brisés (40 %) avec une fluidité planaire bien visible sur les biotites. Ce faciès est interprété comme un vitrophyre. Au microscope, on observe biotite non chloritisée, chlorite, plagioclase zoné (An_{40} au centre), quartz clastique, feldspath potassique à fissures thermiques, dans une mésostase très recristallisée et lithophyses avec centre à cristallisation géodique. Au point de vue géochimique, c'est le faciès du tuf Picard le moins différencié ayant été l'objet d'une analyse.

Un *faciès rose* (affleurement-type au lieu-dit la Mule, au bord de la RN 7, 750.6-106.8 ; analyse 37, tableau 5). La roche est rose avec des *fiammes* et des enclaves d'un rose plus soutenu. La structure ignimbritique est bien visible macroscopiquement.

(*) Les enclaves énallogènes sont rares. Ont été observées des enclaves anguleuses (jusqu'à 20 cm) de basalte (carrière de Cornéan) et des enclaves de gneiss (carrière du Moulin de Vernayes).

Fabrique thermique du tuf Picard : les sphéroïdes. Les débits par retrait thermique, acquis par le tuf Picard à la fin de sa cristallisation et au cours de son refroidissement (fabrique thermique), sont particulièrement intéressants. Il s'agit, selon les cas, soit d'une prismation classique, soit d'un débit en sphéroïdes dont le diamètre est d'ordre décimétrique. L'exemple-type de ce dernier type de débit peut être pris dans la carrière Picard (747.8-106.7).

Cette structure s'organise en pelures d'oignons parfaitement concentriques d'une épaisseur-unité de l'ordre de vingt centimètres à la périphérie ; vers le centre, le débit sphérique est plus frustré. Des plans diamétraux radiaux découpent ce sphéroïde. Ces sphéroïdes sont indépendants de la fabrique magmatique du tuf Picard soulignée par une fluidalité planaire des enclaves homogènes et des fiammes (N 130°E, 25°NE). Plusieurs sphéroïdes peuvent être coalescents et s'interpénétrer sur plusieurs dizaines de centimètres par diaclases radiales et pelures d'oignons (très beaux exemples à la carrière Picard et à la carrière Boisset : 744.4-101.8). A ce premier débit acquis très tôt, se surimpose un système orthogonal plus classique de diaclases de retrait thermique réglé par la fabrique magmatique de la formation.

Après étude détaillée de ces structures, aucune hypothèse classique ne peut être retenue : ni une organisation acquise au cours de la mise en place par déferlement ou écoulement, ni fracturation tectonique, ni altération en boue. L'hypothèse d'une structure acquise dans un milieu thermiquement isotrope au cours de la consolidation, à partir de centres aléatoires de cristallisation, par un phénomène complexe de cristallisation centrifuge, a été retenue (Rubiello et Gagny, 1979). A noter, pour justifier cette longue description, que de tels sphéroïdes n'ont jamais été décrits dans la bibliographie recherchée. La fabrique thermique surimposée serait classique et liée aux isothermes de refroidissement de l'ensemble de la formation.

Une étude systématique de la répartition des sphéroïdes et des prismations, compte-tenu du vecteur de mise en place à N 250°E, (suggéré par la diminution d'épaisseur de la formation et par la diminution de la taille des enclaves homogènes), conduit à penser que les sphéroïdes sont présents dans l'axe de la gouttière ignimbrétique ; les prismations sont disposées sur le bord de la gouttière et vers le haut des zones à sphéroïdes. (Cette hypothèse devra être confirmée par les levés au Sud de la feuille Roanne).

h20p. **Rhyolite de Villerest.** De larges épanchements de rhyolite (tableau 5), à faciès assez homogène, existent au Nord-Ouest de la feuille Roanne et se disposent en zone périphérique de l'amphithéâtre volcanique dessiné par la structure circulaire filonienne. Quelques observations font penser à un écoulement centrifuge.

L'affleurement-type peut être pris dans la carrière de Villerest (731.8-112.5). La roche est rouge brique, porphyrique avec des phénocristaux de feldspath potassique blanc et de plagioclase rouge d'une taille maximale de 8 mm, ainsi que de biotite chloritisée atteignant 3 mm. Du quartz en phénocristaux automorphes de quelques millimètres est présent dans les faciès les plus acides. Au microscope, la texture est felsitique porphyrique,

fluidale. La biotite pseudomorphosée est remplacée par de la chlorite, de la séricite, épidote et opaques. Le plagioclase est de l'oligoclase-andésine. Les phénocristaux de feldspath potassique sont fissurés et remplis de minéraux secondaires. Le quartz est automorphe. La mésostase est un verre recristallisé en quartz, feldspath, chlorite, séricite et grains opaques. Les vacuoles ont des remplissages divers à quartz, séricite, chlorite et minéraux opaques.

D'un point de vue géochimique, la rhyolite de Villereest s'inscrit bien dans la lignée d'évolution des magmas acides du Viséen supérieur. Mais, elle a des variations importantes depuis des termes moins différenciés (CaO de 2 à 2,5 %, avec pyroxène et peu de quartz) jusqu'à des termes très différenciés (CaO < 0,5 %) abondants. Les leviers géologiques ont permis de montrer que cette évolution vers les faciès les plus acides s'effectue de bas en haut ; à la base, existe un faciès rubané souvent à pyroxène et, plus haut, sur l'essentiel de la formation, un faciès équant porphyrique plus acide.

$\mu\gamma^P$. **Microgranite porphyrique en stocks et filons.** Les microgranites porphyriques (tableaux 6 et 7) sont présents dans l'ensemble de la feuille en filons isolés ou groupés en faisceau dense et en stocks. Une structure "circulaire", dont le centre se situe vers l'Hôpital, occupe toute la partie ouest et déborde sur la feuille Mayet-de-Montagne où elle a été mise en évidence par Bernard-Griffiths en 1965. L'organisation de ces structures sera précisée ultérieurement.

L'affleurement-type de microgranite porphyrique peut être pris au bord de la Loire, sous le village de Saint-Maurice-sur-Loire (729.9-108.6). La roche a une structure porphyrique avec des phénocristaux de feldspath potassique, plagioclase, micas et quartz dont les tailles maximales respectives sont 40-10-5 et 8 mm et en quantité variable (pour donner une estimation, disons 40 % de phénocristaux avec respectivement 14-15-7 et 4 %). La mésostase est rouge brique à grise.

Au microscope, la texture est microgrenue porphyrique. Premier minéral formé dans l'ordre de cristallisation établi sur des critères d'inclusions, la biotite à inclusions d'apatite et de zircon est pseudomorphosée en chlorite, épidote et grains opaques. Le plagioclase est de l'oligoclase. Le quartz automorphe est creusé de golfes de corrosion. La mésostase est microgrenue à albite, feldspath potassique, quartz et chlorite. On peut y observer des minéraux opaques et des rosettes d'épidote.

Enclaves. Les enclaves sont fréquentes et ont des tailles variables d'ordre centimétrique à pluri-métrique. Ce sont :

- des enclaves enallogènes gneissiques. Dans le filon de Saint-Maurice, une enclave de gneiss à grenat et biotite a été observée. D'ailleurs les grenats libres existants dans certains microgranites porphyriques sont à considérer comme des xénocristaux, relicts non fondus du phénomène anatectique ;
- des enclaves homogènes (tableau 8). Ce sont en général des microgranites sombres à faciès lamprophyrique, très riches en minéraux ferromagnésiens (biotite avec ou sans pyroxène). Ils représentent soit des microgranites moins évolués, soit, par analogie avec des faciès observés à

certaines épontes, des faciès de bordure précoce ramonés au cours de l'intrusion.

Pétrologie structurale. L'organisation interne dans les caisses filoniennes, acquise au moment de la mise en place, a fourni d'excellents renseignements.

Nature des épontes. Deux types d'éponte avec l'encaissant magmatique peuvent être observés : épontes "rigides" et épontes "mobiles" :

- les épontes "rigides" sont classiques ; le filon s'est mis en place dans des fractures et il est nettement postérieur à son encaissant ;
- les épontes "mobiles" (Bertaux et Gagny, 1978) qui dessinent les sinuosités à l'échelle métrique et centimétrique, avec déformation plastique du microgranite et de son encaissant. Le filon est alors pénécontemporain, et s'est mis en place alors que l'encaissant était encore plastique. De telles observations peuvent être faites en de nombreux points de la carte ; citons l'exemple où ce type d'éponte a été décrit et interprété pour la première fois : près des arches du vieux pont détruit de Saint-Maurice et le long de la route départementale D 56 (729.85-108.60 et 729.78-109.15).

Comme ces épontes mobiles existent aussi bien dans le tuf commun que dans le tuf Picard, on peut penser à une mise en place continue des microgranites porphyriques au cours du Viséen supérieur. Ce fait sera confirmé par l'évolution géochimique des microgranites (voir fig. 5).

Il convient ainsi de ne pas interpréter la carte géologique en affirmant, par simple lecture, que tous les filons sont postérieurs à l'ensemble des volcanites du Viséen supérieur. Il n'a malheureusement pas été possible, en raison de la qualité des affleurements, de distinguer systématiquement l'âge des mises en place successives.

Orientation des filons. Lorsque les contacts sont absents, on peut connaître les orientations des caisses filoniennes :

- soit en observant les fluidalités planaires des feldspaths potassiques, subparallèles au plan des épontes ;
- soit en repérant les prismations rares, perpendiculaires aux épontes ;
- soit enfin, en observant les faciès de bordure souvent cisailés lorsque le magma était encore plastique.

Ainsi, une cartographie structurale a permis de bien cerner les organisations d'ensemble (structures "circulaires", faisceaux de filon, ...).

Différenciations mécaniques dans les caisses filoniennes. Plusieurs filons ont fait l'objet d'une étude systématique de pétrologie structurale d'une éponte au centre avec examen pétrologique et géochimique. Des différenciations importantes ont été relevées. Dans le cadre de cette notice, il n'est pas possible d'analyser ces phénomènes. Notons cependant que l'échantillonnage dans les filons doit être réalisé en tenant compte de ces mécanismes et doit être bien localisé dans la caisse. C'est pourquoi l'étude géochimique présentée fig. 5 notera ces différenciations et la représentativité de chaque échantillon.

Variations pétrologiques et géochimiques d'ensemble des microgranites porphyriques. Les microgranites porphyriques couvrent une gamme importante de variations au plan minéralogique et consécutivement au plan géochimique : depuis des microgranites à pyroxène et biotite observés sur la feuille Mayet-de-Montagne, jusqu'à des microgranites à biotite seule, présents sur la feuille Roanne. Ces derniers, d'ailleurs, ont des phénocristaux de plagioclase à basicité variable depuis l'oligoclase-andésine (An_{30}) jusqu'à l'oligoclase (An_{10}).

Il est intéressant de noter que, sur la feuille Roanne, les plus basiques sont à épointes "mobiles" et les plus acides à épointes "rigides". Ce fait est cohérent avec la chronologie et l'évolution géochimique de l'ensemble des magmatites du Viséen supérieur (cf. fig. 5).

● **Minéralogie des magmatites du Viséen supérieur**

Même si les minéraux sont souvent pseudomorphosés au cours de la course de cristallisation du magma, il est possible, sur des faciès non affectés, d'approcher leur chimisme et de tester leur homogénéité ou de cerner leurs variations.

Pyroxène. Dans les faciès les moins acides, souvent les plus précoces, le pyroxène est une augite proche des salites (analyse a, tableau 9).

Biotite. Une biotite non pseudomorphosée a été analysée dans un vitrophyre de base à pyroxène du tuf Picard. C'est une biotite dont le rapport $100 \text{ Fe/Fe} + \text{Mg}$ est égal à 45.1 (analyse b, tableau 9).

Biotite chloritisée. La plupart des biotites ont été chloritisées au cours de la cristallisation. Sept échantillons ont été analysés provenant de plusieurs faciès (2 du tuf commun, 1 de la lave Lourdon, 4 du tuf Picard). Toutes ces biotites chloritisées se regroupent vers la catégorie des pycnchlorite (voir analyse moyenne c, tableau 9).

Plagioclase. Dans les lati-andésites quartziques, le plagioclase est souvent altéré. Quand il peut être déterminé, il possède un coeur à An_{40} et une basicité pour le reste de l'ordre de An_{30} . Ce n'est que dans les faciès rhyolitiques (tuf Picard, rhyolite de Villerest, ...) qu'il a une basicité moindre correspondant à l'oligoclase. Il y a donc une dérive de la basicité du plagioclase en fonction de l'évolution géochimique de la lignée magmatique.

Feldspath potassique. Les phénocristaux, analysés dans différents faciès, montrent des variations. Le tableau ci-dessous résume certains tests réalisés :

	Or	Ab	An
Rhyolite de Villerest	84.5	14.9	0.6
Tuf Picard	70.8	28.3	0.9
Lave du Lourdon	71.2	26.0	2.8
Tuf commun	80.1	16.9	3.0

Mais, il y a une telle hétérogénéité du chimisme dans les faciès présentés que ces analyses mériteraient d'être plus nombreuses.

Quartz. La présence et l'abondance du quartz sont liées à la basicité de la roche. Il faut rappeler que le quartz est rare ou absent lorsque la volcanite contient du pyroxène. De plus, dans ce cas, même si le quartz est présent, il présente des caractères d'instabilité tels que des golfes de corrosion importants remplis de mésostase.

Grenat en xéno cristaux : témoins de l'origine du magma (Bertaux, 1981). Des grenats soit libres, soit contenus dans des enclaves métamorphiques centimétriques, ont été observés dans tous les faciès décrits.

Ces grenats ont un coeur d'almandin à zonage typique de grenat d'origine métamorphique. Comparés aux grenats de différentes formations métamorphiques du Massif central, ils sont identiques à ceux des métamorphites du faciès sillimanite - cordiérite présents dans le socle régional. Cette étude, étayée par de nombreuses analyses, prouverait l'origine métamorphique de ces minéraux et en ferait des xéno cristaux typiques dans le magma du Viséen supérieur. Une zone périphérique peut exister autour de ces xéno cristaux avec une diminution du rapport almandin/pyrope ; ce serait une couronne de nourrissage à haute température dans le magma. Malgré leur instabilité relative dans ce magma, attestée par une auréole de réaction complexe, ces grenats n'ont pas été totalement résorbés. Ce sont des relicts non fondus au cours de la fusion anatectique du socle métamorphique à sillimanite présent dans le Nord-Est du Massif central. Ils sont les témoins d'une origine sialique de l'ensemble des matériaux du magmatisme du Viséen supérieur (tufs anthracifères). Comme ils ont été décrits dans tous les faciès, ils sont indicateurs de l'ampleur du phénomène d'anatexie et témoins supplémentaires de l'unicité d'origine des matériaux, confirmée par la lignée géochimique de différenciation que nous allons présenter. A noter cependant qu'ils n'ont jamais été observés dans les micro-alaskites ("microgranite filonien").

● *Evolution géochimique des magmatites du Viséen supérieur*

Les levers détaillés de la feuille Roanne ont permis d'établir une chronologie de mise en place des magmatites du Viséen supérieur. L'étude pétrographique des volcanites et des hypovolcanites a montré leur homogénéité avec une évolution depuis des lati-andésites quartziques à pyroxène jusqu'à des rhyolites à biotite seule, avec quelques phénomènes de récurrence discrets (laves du barrage de Villerest par exemple). Le cas des micro-alaskites reste à discuter. Les lamprophyres, plus tardifs, ne sont pas à considérer.

L'étude géochimique, à partir notamment d'un lot d'une soixantaine d'analyses nouvelles réalisées dans un même laboratoire, a permis de bien cerner une très belle lignée de différenciation pour ces magmatites acides du Viséen supérieur de la feuille Roanne. Un simple schéma sera présenté dans le cadre de cette notice ; il est appuyé par une analyse détaillée des divers paramètres chimiques.

C'est le diagramme Fe_2O_3 total - CaO, dont la validité a été testée par rapport aux autres éléments, qui présente bien la suite évolutive. Il répond au rôle joué par les premiers minéraux cardinaux à cristalliser dans le magma : pyroxène et plagioclase pour les magmatites notées de 1 à 9 (fig. 3 et 4).

En dehors de la récurrence correspondant à l'émission des laves du barrage de Villerest, le chimisme évolue vers des roches de plus en plus acides au cours du temps. Les laves à la base du Viséen supérieur sont à pyroxène souvent destabilisé. Les tufs communs occupent une fourchette assez large depuis les faciès à pyroxène jusqu'à ceux à biotite seule. Ils sont pris en relais par les rhyolites à biotite seule : tufs Picard ou leur équivalent rhyolite de Villerest. Les laves situées chronologiquement entre tuf commun et tuf Picard sont intermédiaires et sont à la limite à pyroxène (lave de Fond) et sans pyroxène (lave du Lourdon). De plus, ces rhyolites à biotite seule ont des plagioclases de plus en plus sodiques au fur et à mesure de l'évolution.

Les microgranites porphyriques couvrent toute la lignée de différenciation géochimique, depuis les microgranites à pyroxène (anneau A sur la feuille Mayet-de-Montagne ; fig. 8) jusqu'à ceux à biotite seule des anneaux plus internes. A remarquer surtout que, sur la feuille Roanne, les microgranites à épontes mobiles, donc pénécotemporains de leur encaissant, sont plus basiques que les microgranites à épontes rigides qui recourent ces mêmes encaissants. Les différenciations mécaniques étudiées dans les caisses filoniennes ont été notées sur le diagramme n° 5 ; mais il convient de lire la suite évolutive avec les faciès échantillonnés au centre des filons, qui sont quantitativement plus représentatifs.

Les micro-alaskites se situent en extrémité acide de la lignée de différenciation. Cela évoque, à partir des seuls éléments majeurs, un comportement de magma en fin de différenciation. Mais, on ne peut l'affirmer par cette seule approche.

Ainsi, l'ensemble des magmatites du Viséen supérieur répond à une lignée de différenciation enfin bien établie et qui se retrouve dans la chronologie de mise en place depuis la base jusqu'au sommet de la pile volcanique avec l'intrication, elle aussi coordonnée, des hypovolcanites.

Formations carbonifères

Roches filoniennes

Q. Quartz. Les filons de quartz qui recourent toutes les formations carbonifères, peuvent s'étendre sur plusieurs kilomètres de longueur. Localement ils contiennent de la barytine ou de la stibine.

$\mu\gamma^P$. **Microgranite porphyrique.** Ce faciès se rattache à la série des tufs anthracifères du Viséen supérieur.

$\mu\gamma^1$. **Microgranite "filonien" (micro-alaskite porphyrique).** Dans les faisceaux filoniens de la région, une distinction avait été faite à juste titre entre les microgranites porphyriques décrits ci-dessus et d'autres filons

(tableau 8) associés dans les mêmes dispositions structurales, appelés par tradition "microgranite filonien". Ce dernier terme, à l'évidence, doit être abandonné.

L'affleurement-type peut être pris près du hameau de Rilly (734.0-107.8). Ce sont des filons métriques à plurimétriques souvent débités en petits prismes perpendiculaires aux épontes planes. La roche est rosé ou blanc rosé, porphyrique avec des phénocristaux d'orthose (20 mm) et de plagioclase (10 mm) bien visibles sur les surfaces patinées, avec des quartz globuleux subautomorphes (8 mm) caractéristiques et des phyllites (4 mm) dans une pâte très claire.

Au microscope, la texture est microgrenue isogranulaire, sphérolitique ou micropegmatitique, mais toujours porphyrique. Les phénocristaux sont inclus dans une mésostase composée de quartz, de feldspath de séricite. Le plagioclase est de l'albite ; des inclusions de biotite existent dans le quartz et l'orthose. Les micas sont pseudomorphosés en séricite avec parfois chlorite, épidote et minéraux opaques. Apatite et zircon y sont inclus.

Dans ce faciès, il n'a jamais été observé ni enclaves, ni grenat.

Le chimisme (cf. tableau 8) est très particulier et rapprocherait cette roche d'un microgranite alcalin. Mais, les teneurs fortes en SiO_2 , faibles en Al_2O_3 et très faibles en CaO , Fe_2O_3 total, MgO , lui confèrent un chimisme d'alaskite à tendance potassique, d'ailleurs très proche du champ des minima ternaires dans le système Q-Ab-Or.

L'âge de ces filons n'est pas connu ; mais, leur interprétation dans les mêmes structures que celles occupées par les microgranites porphyriques au Viséen supérieur, tend à leur accorder un âge viséen supérieur terminal. Notons que ces "microgranites filoniens" sont postérieurs aux microgranites porphyriques et parfois sont accompagnés d'une altération hydrothermale.

v. **Lamprophyre.** Quelques filons de lamprophyre (tableau 8) d'une puissance de 40 cm à 1 m ont été reconnus sur la feuille Roanne. Ils sont intrusifs dans les séries paléozoïques et leur âge ne peut pas être précisé. Ils sont prismé perpendiculairement aux épontes ou présentent des altérations en boules. Ce sont des roches sombres, souvent vacuolaires, à petits phénocristaux visibles (minéraux ferro-magnésiens et/ou plagioclases).

Une étude systématique de ces lamprophyres n'a pas été poursuivie. Un seul filon a été l'objet d'une analyse : affleurement au bord de la Loire, près de Saint-Priest-la-Roche (733.75-103.10). Il s'agit d'une kersantite à phénocristaux d'andésine et de micas pseudomorphosés en chlorite.

FORMATIONS SECONDAIRES JURASSIQUES

11-2. **Grès infra-liasique.** Cette unité occupe une surface très réduite au Nord de Coutouvre où elle repose sur les terrains paléozoïques.

Elle est formée d'un grès-arkose assez homogène, de couleur grise ou rouille, souvent peu consolidé et se résolvant facilement en sable ; il contient de petites dragées de quartz évoquant une usure littorale ; épaisseur de l'ordre de 3 à 4 m.

FORMATIONS TERTIAIRES

Oligocène (fluvio-lacustre)

L'évolution des connaissances sur la stratigraphie et la structure du bassin est jalonnée par la remarquable étude départementale de Gruner (1857), les travaux de Le Verrier accompagnant la première édition de la carte à 1/80 000 (1890-1893) et ceux de C. Deperet (1912) consécutifs à la découverte d'ossements fossiles.

Pour Gruner, les formations lacustres des bassins de Roanne et de Feurs sont horizontales et se répartissent en trois étages : le plus ancien, argilo-sableux, non affleurant, connu par le sondage de Roanne ; le second, argilo-calcaire ; le troisième, ou "étage supérieur", sableux, développé sur les bordures.

Le Verrier interprète le bassin comme un ensemble monoclinale interrompu par faille à l'Ouest et replace "l'étage supérieur" de Gruner à la base de l'ensemble.

Les fossiles découverts dans les carrières des tuileries incitent Deperet à reprendre la stratigraphie et à proposer la succession suivante, adoptée pour la seconde édition du 80 000e (1941) :

- graviers et conglomérats inférieurs ;
- argiles de Briennon et du Mayolet ;
- argiles de Mably et de la Bénisson-Dieu ;
- calcaires.

Cette interprétation, valable si elle est prise d'une manière générale, doit être revue pour tenir compte de la tectonique et des faciès de bordure.

Bien qu'ils aient fait allusion aux convergences de faciès, les anciens auteurs n'ont pas pressenti l'importance des remaniements superficiels, même si Chapat indique déjà, plus au Nord il est vrai, l'enneolement de l'Oligocène sous une formation argilo-sableuse rattachée aux sables du Bourbonnais. Il convient de noter aussi que les conditions d'observation sont médiocres : si l'on excepte quelques entailles récentes dues à des cours d'eau, les coupes sont insignifiantes. Colluvionnement et pédogénèse (cf. chapitre formations superficielles) rendent très aléatoires des déterminations en surface.

La reconnaissance des formations doit donc s'appuyer sur des coupes de sondages. Le forage effectué à Roanne en 1845, près de l'église Saint-Etienne, a atteint la profondeur de 201 m après avoir traversé des argiles de diverses nuances et les 12 m d'alluvions quaternaires qui les coiffent (Gruner, p. 612).

Huit forages courts (entre 6 et 23 m) exécutés par le Service géologique national parallèlement aux levés de surface, ont révélé que les bancs carbonatés étaient beaucoup plus étendus que ne l'indiquaient les anciens documents en raison des formations superficielles qui les masquent. Néanmoins, l'absence de forages profonds limite l'interprétation stratigraphique qui reste pour l'instant une hypothèse de travail.

La répartition des faciès, compte-tenu des réserves faites ci-dessus, incite, dans l'état actuel des connaissances, à considérer la lithostratigraphie de la partie méridionale du bassin de Roanne de la manière suivante :

- sables grossiers, graviers et blocs : ces faciès sont surtout développés sur la bordure occidentale mais se retrouvent en fait tout autour du bassin ;
- argiles et sables : puissant ensemble représenté par les argiles de Perreux et de Mably traversées par le sondage de Roanne, ainsi que par des faciès de bordure comme les argiles sableuses du Mayolet et de Commelle ;
- argiles, marnes et calcaires : faciès argilo-calcaires situés vers le centre du bassin (angle nord-ouest de la feuille) ;
- sables et argiles : en équivalence probable avec les marnes, ce dernier épisode se traduit par certains faciès sablo-argileux de la rive droite.

Cette succession s'appuie sur une interprétation tectonique que représente la coupe schématique. Les accidents majeurs sont :

- accidents de la bordure occidentale délimitant le bloc des faciès grossiers, affaissé par rapport au socle ;
- faille dite de Lentigny, probablement de direction NNW-SSE, déterminant le deuxième bloc affaissé de la partie centrale qui comprend les faciès carbonatés et argileux ;
- accident hypothétique mais cependant probable vers la Loire, de direction sub-méridienne, et au-delà duquel se situe le troisième bloc affaissé dit de la rive droite ;
- série d'accidents sub-méridiens de la bordure orientale qui provoquent la remontée du socle.

Dans la partie centrale, le pendage des couches, d'ailleurs gauchi par l'inclinaison vers le Nord de tout le bassin, est en partie compensé par les rejets.

Les échantillons recueillis sur la feuille, dans les coupes ou dans les sondages, se sont pour la plupart révélés aphytiques. La microflore des autres, peu caractéristique, n'autorise aucune datation.

Les ossements fossiles étudiés par Depéret, Roman et Boucher (1912, 1936) se rapportent à des espèces d'*Anthracotherium* et proviennent des carrières exploitées pour les tuileries au Mayolet, à Mably et, sur la feuille Charlieu, à la Bénisson-Dieu. Ils situaient au Stampien les formations argileuses du bassin de Roanne. La distinction faite par Depéret entre les formations du Mayolet et celles de Mably semble insuffisamment prouvée : les premières représentent un faciès plus proche de la bordure du bassin. Il en résulte que les conclusions basées sur la molaire isolée du Mayolet ne peuvent être retenues.

Les comparaisons qui peuvent être faites avec les régions voisines sont limitées. L'âge des sédiments du Forez (feuilles Feurs et Montbrison) reste très imprécis. Les corrélations avec les Limagnes ne fournissent que des repères généraux, attendu qu'il n'est pas encore possible de se raccorder aux séquences dénombrées dans le val d'Allier.

La carence des données chronostratigraphiques conduit à établir une carte de faciès regroupés en ensembles constituant les unités cartographiques.

g5. **Faciès des bordures. Sables feldspathiques, à galets et blocs ; sables argileux.**

● **Bordures occidentale et méridionale.** Alimentées par l'altération et la désagrégation des roches porphyriques (microgranites et laves du Dinantien), les formations de la bordure occidentale présentent une relative homogénéité du point de vue pétrographique. Les variations granulométriques accusent par contre le caractère désordonné des apports et leur discontinuité dans toutes les directions. D'une manière générale, les lits plongent vers le centre-nord du bassin. Le long de la Côte roannaise, les sables feldspathiques se chargent de blocs du socle plus ou moins émoussés, voire de véritables galets attestant un régime torrentiel. Sur la bordure méridionale (Villerest), les matériaux grossiers sont absents ou situés au voisinage immédiat du socle (échelle décamétrique). Par ailleurs des formations argileuses s'observent près du socle dans le secteur situé au Sud de Lentigny.

En dehors des coupes de la route départementale n° 8, ces formations, certainement épaisses de plusieurs dizaines de mètres, sont mal connues (les blocs interdisent une reconnaissance à la tarière). Elles représenteraient le plus ancien remblaiement du graben, leur surélévation actuelle étant due à la tectonique.

● **Bordure orientale.** Les sables de la bordure orientale sont alimentés par les mêmes roches qu'à l'Ouest mais, dans l'ensemble, la granulométrie est plus fine. Les matériaux grossiers se réduisent à des apports situés immédiatement au voisinage du socle. Un figuré particulier indique des apports du socle postérieurs à la sédimentation oligocène et venant modifier tant soit peu la nature et l'aspect des sédiments dans la tranche superficielle.

Les colorations rouges se limitent elles aussi à l'approche du socle. Les couleurs habituelles se situent dans les tons beiges. Parmi les matériaux grossiers, il faut noter la présence de silex dans l'aire de répartition RS. La composition minéralogique de la fraction argileuse révèle des proportions sensiblement égales de kaolinite, illite et smectite.

Ces formations sablo-argileuses se développent sur plusieurs dizaines de mètres. Elles doivent être interprétées, au moins en partie, comme un remplissage tardif, contemporain du dépôt des formations carbonatées du centre du bassin. Il reste malaisé de distinguer dans cet ensemble les formations plus anciennes, du même âge que celles de la bordure occidentale.

gA. **Argiles, argiles sableuses et sables intercalés.** Ce puissant ensemble, dans lequel le sondage de Roanne semble être resté sur près de 200 m, affleure autour de la ville et surtout sur la rive droite où il constitue la cuesta de Perreux.

Les argiles, brunes, jaunes ou verdâtres, sont constituées en proportions à peu près égales de kaolinite, de smectite et d'illite. Elles ont fourni, aux carrières des tuileries de Mably, des restes d'*Anthracotherium*.

En coupe, l'ensemble se résout en alternances décimétriques ou métriques d'argiles et de sables plus ou moins argileux.

Dans la même unité cartographique ont été rangées les formations du Mayolet et de Commelle-Parigny qui forment une transition avec les faciès de bordure. L'affleurement le plus méridional serait la falaise d'argiles brunes qui domine le Rhins à Château Noir (commune de Notre-

Dame-de-Boisset). Ces argiles sont surmontées vers l'Est (outre des alluvions) par une nappe sableuse intégrée à l'ensemble g5.

Ces matériaux argileux ont été exploités depuis plusieurs siècles autour de Roanne pour alimenter les nombreuses tuileries-briqueteries, les faïenceries (XVI-XIXe siècle) et les fabriques de poterie commune.

gM. Marnes, argiles et sables à nodules calcaires. Les formations de cet ensemble caractérisé par la présence des carbonates n'affleurent guère que dans l'angle nord-ouest de la feuille, au Nord de Saint-Martin-de-Boisy. Elles existent néanmoins, sous la couverture notée CRg, dans tout le secteur situé à l'Ouest de la ville de Roanne (plateau de Combray). Ce sont des marnes blanches ou grises contenant environ 20 % de CO_3Ca , alternant avec des argiles calcaires grises ou vertes et des passages sablo-argileux pouvant contenir également des concrétions calcaires. Aux confins septentrionaux de la feuille (Jourjon, sur la commune de Saint-Romain-la-Motte), apparaissent des plaques d'un calcaire blanchâtre, "travertineux", non fossilifère et connu par ailleurs plus au Nord (feuille Charlieu).

A l'Ouest d'Ouches, les formations marneuses ont été recoupées par les sondages du CEA. Elles affleurent aussi au Sud d'Ouches (les Ormes) puis vers la Fouillouse où leur présence est matérialisée en surface par des sables à concrétions calcaires. Le dernier affleurement de cette nature vers le Sud a été reconnu au Sud-Est de Lentigny, presque au contact du socle (les Olmes). Ce sont sans doute les fractures de la bordure qui sont en mesure d'expliquer la présence des marnes dans le sondage SGN implanté à la Grande Grange (commune de Villerest).

Cet ensemble à carbonates termine vers le haut la série oligocène connue. Tous les auteurs ont admis que l'érosion avait probablement enlevé, en Roannais, des formations que l'on trouve plus en aval dans le bassin de la Loire et de l'Allier (Aquitain de Saint-Gérard-le-Puy).

Basalte de Cordelle. Figuré par Le Verrier sur la première édition du 1/80 000 Roanne, le basalte de Cordelle a disparu sur la seconde édition. A. Collet est le seul auteur qui ait laissé quelques indications sur ce gisement (*Ann. Soc. linn. Lyon*, 1911, t. 58, p. 173-178).

Il n'existe aucun affleurement connu mais des blocs arrondis de plusieurs cm à plusieurs dm, disséminés dans les sols entre les Mallets et Terrenoire ($x = 735,000$; $y = 107,125$). Ces blocs, retirés des terres, utilisés pour l'empierrement, tendent à disparaître et l'extension des prairies ne facilite pas les recherches. Il s'agit d'une roche sombre à petits nodules d'olivine et cristaux d'augite. La faible altération exclut l'hypothèse de galets abandonnés par la Loire (l'altitude placerait ces alluvions parmi les remblaiements les plus anciens, dans lesquels les roches volcaniques ont disparu). Il faut donc admettre une émission volcanique qui, par comparaison avec les autres pointements de la région, pourrait être d'âge tertiaire.

FORMATIONS SUPERFICIELLES – QUATERNAIRE

Les formations superficielles comprennent les altérations *in situ* du socle ou des sédiments, les formations de versant (colluvions) et les formations fluviatiles (alluvions). Leur origine et leur répartition sont liées à l'évolution du relief et du climat depuis la fin du Tertiaire. Dans la plupart des cas, il est malaisé d'établir une chronologie absolue de ces formations qui sont alors considérées selon le processus de leur mise en place ou leur nature pétrographique. A l'échelle de la carte, il est d'ailleurs nécessaire de procéder à des regroupements et les unités cartographiques correspondent le plus souvent à des ensembles ou des "complexes" de formations.

Bien qu'elles aient généralement une épaisseur assez faible (de 1 à quelques mètres) et qu'elles soient négligées sur les cartes à petite échelle, les formations superficielles revêtent de l'importance à d'autres titres. Le simple fait qu'elles constituent, avec les sols, le réel substrat de l'occupation humaine introduit l'étude de leurs caractéristiques dans tous les problèmes d'aménagement du territoire.

Formations dérivant des roches éruptives

Rγ. Arènes argileuses résiduelles. Des formations arénacées assez fortement altérées recouvrent localement le socle, notamment entre Montagny et Régnny. Leur situation les fait correspondre à des surfaces anciennes qui se rattachent au plateau disséqué compris entre le Rhins et le Trambouzan. Ces formations résiduelles, d'une épaisseur souvent inférieure au mètre, se confondent avec les sols. Les constituants minéralogiques sont ceux des roches voisines mais la présence de petits galets indiquerait des apports plus lointains.

Cγ. Arènes déplacées et blocailles. Des arènes, souvent enrichies de fragments centimétriques ou de petits blocs de roches dures, se sont accumulées à des ruptures de pente en bordure du bassin tertiaire (le Ménard ; Saint-Sulpice) ou en certains sites des vallées (gorges de la Loire). Ces arènes peuvent également alimenter des formations de fonds de vallons (notation C).

Les coupes réalisées par les préhistoriens dans les gorges de la Loire révèlent la complexité de ces formations dont la mise en place doit être rapportée pour l'essentiel au Würm. Que ce soit à la Vigne Brun, au Saut-du-Perron ou plus en amont, les formations de versant épargnées par l'érosion reposent sur des alluvions anciennes ou des paliers directement liés aux étapes de creusement. Elles consistent en coulées de blocailles alternant avec des formations arénacées exemptes de blocs. Les premières correspondent sans doute à des phases froides et une mise en place par solifluxion après gélifraction. Les secondes indiqueraient un climat moins rigoureux et plus humide favorisant l'arénisation.

Formations dérivant des sédiments tertiaires et du socle

CR_g. Formations résiduelles et colluvions argileuses dérivant de l'Oligocène ou d'apports du socle. L'Oligocène affleure peu et disparaît le plus souvent sous des alluvions ou des colluvions qui empruntent leurs matériaux au socle ou aux sédiments tertiaires. Tandis que sur la rive droite se développent les formations à silex décrites ci-après, sur la rive gauche l'Oligocène est recouvert par des formations moins caractérisées. Leurs constituants minéralogiques sont généralement les mêmes que dans l'Oligocène non remanié. De plus, sur ces matériaux globalement sablo-argileux, l'évolution pédologique aboutit à des sols lessivés sablonneux qui surmontent un horizon de concentration plus ou moins marqué (à signaler pour mémoire, la fréquente présence d'aliôs nommé localement "mâchefer"). Cette évolution tend encore à homogénéiser les formations et la reconnaissance en surface devient très difficile. Les sondages montrent qu'il faut parfois atteindre 4 ou 5 mètres avant de rencontrer des couches oligocènes non perturbées.

A l'évidence, l'ensemble CR_g regroupe des formations résultant de processus différents :

- matériaux de déjection au débouché des ravins de la Côte roannaise, lesquels sont remaniés et étalés sur de larges surfaces au cours des épisodes de la fin du Tertiaire et du Quaternaire ;
- alluvions anciennes du Renaison, presque totalement détruites, mais ayant subi la même évolution que les matériaux des cônes de déjection ;
- apports directs du socle, notamment durant les phases froides du Quaternaire ;
- altération et remaniement des couches oligocènes elles-mêmes, en particulier des marnes et argiles calcaires très sensibles au gel.

La traduction cartographique de ces diverses données ne peut évidemment se faire à l'échelle du 1/50 000 et ce sont d'autres notions qui sont à l'origine de la subdivision :

- en nappe, lorsque ces formations masquent complètement l'Oligocène ;
- en figuré mixte CR_g/gM, à partir des renseignements obtenus par les sondages et dans le but de ménager aux mieux toutes les informations ;
- en figuré ponctué pour souligner les remaniements les plus récents mais aussi les secteurs où CR_g peut s'étendre sur d'autres substrats que l'Oligocène ;
- avec un figuré particulier pour un "faciès limoneux" dont il va être question.

Ce faciès limoneux, qui surmonte les formations à silex de Pradines et Perreux, dérive vraisemblablement davantage du socle que de l'Oligocène tout en entrant parfaitement dans l'ensemble CR_g tel que celui-ci est défini. C'est une formation argileuse ou silteuse peu épaisse et par conséquent fortement marquée par la pédogenèse. Il était cependant utile de la cerner car elle correspond à une étape dans l'évolution du relief de la rive droite en se rattachant d'ailleurs aux formations R_y.

Un autre petit lambeau limono-argileux, celui du Bas-Jarret (à la limite supérieure de la feuille), bien que figuré de la même manière, s'inscrit dans un contexte alluvial et peut avoir d'autres origines que les formations de Pradines.

Il est malaisé de situer chronologiquement ces formations qui doivent être considérées secteur par secteur en fonction des données obtenues par ailleurs avec les alluvions. Le grand plateau de Combret à l'Ouest de Riorges, par exemple, a subi en fait toutes les phases du Quaternaire même s'il est malaisé de préciser l'empreinte de chacune d'elles sur le modelé final. Il faut mentionner au passage la dissymétrie que révèle ce plateau entre le long versant nord et le versant sud plus redressé. Cette règle se vérifie en d'autres secteurs (côtes de Perreux, etc.).

Formations résiduelles à matériaux siliceux (silex, chailles, quartz)

RS1. Formations autochtones et remaniements indifférenciés

RS2. Formations allochtones (cailloutis des plateaux)

CR5. Formations de versant dues aux remaniements quaternaires. Décrites comme "argiles à jaspes" (Gruner, 1857), "argiles et cailloutis à silex" (Le Verrier, 1890), ces formations ont une grande extension sur les collines de la rive droite de la Loire. Les fossiles silicifiés découverts çà et là montrent que ces silex (ou chailles) dérivent de sédiments jurassiques affleurant actuellement plus au Nord (feuille Charlieu) mais qui ont pu s'étendre davantage vers le Sud comme tendent à le prouver les témoins retrouvés sur la feuille Roanne vers Coutouvre. La question se pose de savoir si, à cette silice d'origine sédimentaire ne se joindraient pas des silicifications postérieures (présence, en échantillons épars, de conglomérats et microconglomérats de silex à matrice siliceuse).

Depuis le gisement originel, tel qu'il observe près de Charlieu sur des bancs jurassiques, ces formations ont subi de nombreux remaniements. Les distinctions faites sur la carte reposent sur des observations morphologiques, minéralogiques et morphoscopiques.

- Les formations dites "autochtones" (RS1) sont évidemment résiduelles et ont subi des remaniements. Elles sont représentées à Coutouvre, en bordure du bassin tertiaire mais presque entièrement situées sur le socle, et sont épaisses de plusieurs mètres. A 1 ou 2 m de profondeur, c'est un mélange hétérogène de gros rognons siliceux (de la taille du poing à plusieurs dm) au cortex blanc épais de plusieurs mm. Ces rognons sont enrobés dans une argile brune ou brun rougeâtre.

- Sous la notation RS2, il est figuré des formations allochtones qui résultent pour l'essentiel du transport fluvial. Elle recouvrent des crêtes (Perreux, la Paroisse) ou s'étalent sur des plateaux (Pradines, la Ronzière). L'extension actuelle, dépendante de la morphologie quaternaire, esquisse une répartition liée à un ancien schéma hydrographique. Particulièrement suggestive serait la vallée fossile du Rhins, aujourd'hui en inversion de relief, qui se suit depuis Régny (Bois Dieu) et Pradines jusqu'à Chervet. La formation est constituée de rognons siliceux, de silex à facettes d'usure fluvial, de galets, notamment de roches dures du socle ou de quartz. La matrice est sablo-argileuse. L'épaisseur est souvent de 50

à 80 cm sur le plateau de Pradines mais paraît plus importante vers Régnv.

● La notation et le figuré CRS sont réservés à tous les remaniements des formations précédentes sur les versants, au cours du Quaternaire. Il s'agit souvent d'une formation très continue, épaisse de 40 à 60 cm, qui surmonte l'Oligocène. Dans la matrice argilo-sableuse se retrouvent les mêmes silex avec, dans l'ensemble, une plus grande proportion d'éclats dus en particulier au gel.

Complexes colluviaux

C. Colluvions argilo-sableuses des bas-versants et des fonds de vallons.

Les vallons qui débouchent sur un cours d'eau important ont souvent dans leur partie aval un profil en V dû à une érosion régressive actuelle. L'entaille se fait aux dépens des substrats ou des colluvions accumulées dans ces vallons. Ceux-ci s'évasent dans leur partie haute qui prend une forme en berceau caractéristique, notamment sur le socle. Les entailles des ruisseaux, les travaux de voirie ou d'adduction ont révélé l'importance et la constance de ces formations qui emplissent le fond des vallons même lorsque ceux-ci sont étroits. Il est permis de tracer leurs contours à partir de l'analyse morphologique et l'examen des photographies aériennes.

Ces colluvions, alimentées par les formations voisines, et par conséquent d'une composition fort diverses, ont enregistré les dernières phases quaternaires. Globalement, ce sont principalement des matériaux fins (argiles et sables) avec des épisodes relevant d'un autre régime marqué par des cordons de matériaux grossiers. Le ruissellement, mais aussi la solifluxion, sont des agents essentiels du déplacement des matériaux.

Plusieurs coupes de la route D 504, en bordure du Rhodon, montrent deux phases principales de remplissage. La partie inférieure (sur 2 à 3 m) est constituée par des débris du socle (45 % d'éléments supérieurs à 2,5 mm et environ 42 % d'éléments inférieurs à 1 mm) dont l'évolution latérale permet de penser qu'il s'agit de matériaux d'origine péri-glaciaire remaniés dans le vallon au cours d'une phase tardi-glaciaire. La partie supérieure (sur 1 à 2 m), est un mélange plus confus des matériaux du socle et d'apports plus lointains représentés par de nombreux silex provenant des formations résiduelles du plateau (77 % d'éléments supérieurs à 25 mm). Cette dernière formation qui subit un ultime remaniement dans l'axe du vallon, relève d'une phase post-glaciaire. Il est à noter qu'elle surmonte les alluvions du niveau Fy et présente des imbrications avec les sédiments Fz. Les formations décrites ci-dessus ont été observées dans des vallons courts, souvent inférieurs à 500 m depuis leur naissance jusqu'au débouché dans la vallée. Elles sont très analogues, exception faite des apports issus du plateau, aux formations situées sur les bas-versants, en position de piedmont. Celles-ci, incomplètement dégagées par le transport longitudinal, forment une petite rupture de pente dont il est quelques exemples au long du Rhodon (Sud de Cerbué) mais également en d'autres secteurs de la feuille.

Dans les vallons importants, la phase post-glaciaire, sans doute plus conséquente, se traduit par des accumulations de 3 à 4 m voire davantage. Les matériaux argilo-sableux constituent l'essentiel du dépôt.

C-F. Colluvions et alluvions indifférenciées. Dans certains vallons le transport longitudinal s'affirme et donne naissance progressivement à des formations alluviales proprement dites. Des collecteurs, tels que l'Oudan sur la rive gauche de la Loire, le Trambouzan sur la rive droite et dans sa partie amont, présentent une morphologie intermédiaire entre les fonds de vallons à remplissage colluvial exclusif et les terrasses alluviales du Renaison ou de la Loire. Il est alors malaisé de cerner d'un contour précis les alluvions *sensu stricto* des apports latéraux. De plus, il est probable que les colluvions se superposent parfois aux alluvions et vice versa. A ces unités compréhensives s'applique la double notation CF.

K. "Complexe" du Marais de Roanne. A l'Ouest et au Nord-Ouest de la ville de Roanne, les alluvions Fx s'ennoient sous un complexe colluvial reconnu par divers sondages effectués pour des travaux d'urbanisme. C'est une alternance de bancs sableux et argilo-sableux probablement alimentés pour l'essentiel par des colluvions en provenance du plateau de Riorges. Avec une certaine irrégularité, il se rencontre deux niveaux d'une argile vert-bleu qui peut s'assimiler à un gley, le premier entre 1,5 et 2,4 m de profondeur, le second entre 5 et 6 m.

L'épaisseur totale varie entre 5 et 8 m. Vers 9 à 10 m, et après avoir traversé les alluvions Fx réduites à 1 ou 2 m, les forages atteignent des argiles compactes : probablement l'Oligocène en place.

La nature argileuse de ce complexe colluvial ainsi que sa position dans un surcreusement en arrière de la terrasse Fx, expliquent qu'un marais se soit développé et maintenu jusqu'à la période actuelle à cet emplacement. L'écoulement vers l'Oudan, par le Fuyant, a été corrigé par les hommes depuis plusieurs siècles. Les horizons d'argile bleue ou verte, dont quelques uns contiennent des débris végétaux, montrent que cette évolution marécageuse est ancienne. Sans posséder de datation directe, on peut estimer que le remblaiement se rapporte au Würm et à une partie du post-glaciaire.

Formations alluviales

Les alluvions ont une grande importance dans le quart Nord-Ouest de la feuille, à l'endroit où la Loire sort des gorges étroites creusées dans le Dinantien pour s'étaler dans la plaine d'effondrement tertiaire. Deux affluents principaux, le Renaison venant de l'Ouest, le Rhins venant de l'Est, rejoignent le fleuve à cet endroit. Le site de l'agglomération roannaise résulte de creusements et de remblaiements dont la succession est mise en évidence par l'emboîtement et l'étagement de "terrasses" constituées à partir des alluvions plus ou moins bien conservées.

L'âge relatif de ces alluvions est exprimé par l'adjonction en indice des dernières lettres de l'alphabet, des plus récentes z aux plus anciennes u. L'absence d'indice avec la notation F ou Rf (alluvions résiduelles) implique que, pour des raisons diverses, le lambeau en question n'a pu être

rattaché avec certitude à l'un ou l'autre des remblaiements. Ce système de notations ne préjuge nullement des datations envisagées plus loin.

J. Matériaux de déjection. Des cônes de déjection subactuelles ou anciens (Fy) se placent au débouché de quelques ravins donnant sur la plaine alluviale. Seule les mieux conservés ont été figurés (vallée du Rhins).

Cf. Colluvions d'alluvions. La remise en mouvement sur les versants des matériaux provenant des terrasses alluviales est un phénomène général mais d'ampleur variable. Ces colluvions sont représentées, au besoin en surcharge, chaque fois qu'elles masquent les substrats.

Rf. Alluvions résiduelles (galets et sables). Les alluvions les plus anciennes (Rf) subsistent dans l'interfluve Loire - Rhins, sur le territoire des communes de Cordelle et Saint-Cyr-de-Favières. Ce sont des alluvions du Rhins, caractérisées par les galets de quartz zonés, qui soulignent des surfaces vers 360-370 m. L'épaisseur dépasse rarement 0,5 m et, le plus souvent, la formation se limite à un cailloutis résiduel qui recouvre les sables argileux tertiaires en bordure du socle. Les galets qui en proviennent sont également repris dans des formations de versant. Les alluvions correspondantes de la Loire sont inconnues sur la feuille Roanne mais se retrouvent plus au Nord sur Charlieu.

A l'ancien remblaiement Rf se rattachent les galets siliceux (quartz dominant et quelques silex) conservés vers les cotes 335-340 au Nord et Nord-Ouest de Villerest (la Mirandole, Joulou, la Fouillouse). Des galets résiduels, incorporés à des colluvions plus récentes au Nord-Ouest de Riorges, indiquent le tracé du fleuve vers le Nord. Les alluvions contemporaines mais de la vallée du Rhins couronnent la butte d'Ailly. Une éolisation discrète s'observe sur certains galets.

Une nouvelle phase de creusement a laissé des traces moins nettes sauf pour le Rhins entre Parigny et Commelle (Rf). Les sables blancs et galets de quartz de la route de Villemontais, au lieu-dit la Tuilerie, sont à rattacher à cet épisode. Leurs minéraux lourds sont sensiblement identiques à ceux contenus dans les alluvions Fw.

Fw, Fx, Fy. Alluvions anciennes (sables et galets). Le creusement qui a précédé le remblaiement Fw s'est effectué légèrement plus à l'Est que les précédents et a laissé des jalons vers 300-310 m sur les deux rives actuelles (Chervet, le Quillonnet, sur la rive droite ; Commière, la Demi-Lieue, sur la rive gauche). La bordure de la plaine alluviale venait probablement à l'aplomb du bas de Riorges et du Grand Marais. Sur la rive droite (Saint-Vincent) les sables Fw ont parfois une granulométrie voisine de celle des sables oligocènes mais les minéraux lourds diffèrent. Pour l'Oligocène, le zircon domine tandis que les sables alluvionnaires renferment des minéraux du métamorphisme (disthène, sillimanite, andalousite) et des minéraux du volcanisme (sphène, hornblende, olivine). La présence de cristaux d'hornblende aciculaire pourrait indiquer des apports éoliens pendant les éruptions du Massif central.

Si le talus qui sépare Fw de Fx laisse parfois entrevoir le socle ou l'Oligocène, les deux derniers grands remblaiements sont directement emboîtés. Leurs alluvions ont des caractéristiques pétrographiques proches. Les

différences d'aspect proviennent surtout d'effets secondaires dus à la position des sables et galets Fx au-dessus de la nappe phréatique (présence de concrétions Fe-Mn au "battement de nappe"). Aux abondants galets en microgranite de provenance locale se joignent des galets de roches dures du Forez et des phonolites du Velay.

Sauf en ce qui concerne la vallée du Renaisn, le remblaiement Fx couvre de vastes surfaces ; l'épaisseur est de l'ordre de 10 m.

Délimitées par un talus assez net, les alluvions Fy ne se développent qu'au Nord de Roanne, à la limite septentrionale de la feuille. Ce remblaiement atteint lui aussi une dizaine de mètres au maximum (6 m pour les affluents).

Fz. Alluvions actuelles et subactuelles (sables et limons)

Fy-z. Alluvions actuelles et anciennes indifférenciées. Les alluvions actuelles ou subactuelles s'inscrivent au sein du remblaiement Fy et sont parfois assez bien délimitées morphologiquement. Mais, souvent aussi, il est malaisé de les séparer des alluvions Fy, ne serait-ce qu'en raison de l'échelle de la carte. La notation Fy-z répond à ce dernier cas.

Pour la Loire, les alluvions actuelles consistent en un remaniement des sables et galets Fy et Fx ou en limons qui colmatent les délaissés du fleuve. Au pont d'Aiguilly, il y a moins d'un mètre d'alluvions sur les argiles brunes de l'Oligocène.

Dans les petites vallées, Fz est représenté par des formations sablo-argileuses recouvrant le gravier Fy. Ainsi, dans un méandre du Trambouzan sous Rochefort, l'ultime creusement du ruisseau met en évidence une accumulation de 2 m de matériaux fins sur un mètre de graviers placés au-dessus de l'étiage. Ce recouvrement Fz, qui se subdivise en plusieurs formations, se relie aux colluvions notées C.

● Age des alluvions

En 1858, la construction de la ligne de chemin de fer mettait au jour, à 4 km de Roanne – donc à proximité du lieu-dit Chalumet –, des restes d'*Elephas primigenius* conservés depuis au musée de la ville de Roanne. Pour Chaput (thèse, p. 21), cette découverte, bien que faite sur "l'extrême bord de la plaine alluviale", en bordure de l'Oudan, se relie à la "terrasse de Roanne". Par conséquent, cela daterait la nappe alluviale Fx de la première moitié du Würm, ce qui est en désaccord avec les données acquises par l'étude des sites préhistoriques. Mais les précisions sur le gisement de ces fossiles sont très insuffisantes et ils peuvent avoir été extraits d'un complexe colluvial de l'Oudan datant précisément du Würm.

Les outillages préhistoriques découverts en Roannais peuvent contribuer à établir une chronologie des nappes alluviales bien que certains s'inscrivent dans un contexte colluvial ou pédologique dont la stratigraphie peut n'avoir qu'une valeur locale. Les découvertes les plus intéressantes à ce point de vue sont :

– l'outillage clactonien trouvé par M. Porte dans les alluvions Fx du Rhins (carrière ouverte en bordure de la route de l'Hôpital à Régnay) ;

- le site moustérien placé sur ces alluvions Fx dans les colluvions qui les surmontent ;
- l'outillage moustérien recueilli au Coteau (usine Béka).

Le groupe de sites moustériens, périgordiens et magdaléniens des gorges de la Loire (Saut-du-Perron, Vigne Brun, Champ Grand, etc., entre Villereest et Saint-Maurice), apporte des confirmations sur les niveaux successifs de la Loire et offre un champ d'étude sur la mise en place et l'évolution des formations de versant que l'homme préhistorique a d'ailleurs utilisées pour son installation.

La position des sites moustériens, en particulier à Régny et au Coteau, implique un âge rissien de la nappe alluviale Fx. La nappe Fy s'inscrirait dans la moitié inférieure du Würm et cette datation serait confirmée par l'outillage du paléolithique supérieur rencontré dans les sols qui surmontent cette nappe (vallée de la Teyssonne, feuille Charlieu).

L'âge des nappes plus anciennes reste pour l'instant indéterminé. Il est permis de supposer que le remblaiement Fw est mindélien et que les plus hauts témoins alluviaux (Rf) appartiennent au Quaternaire inférieur, voire au Villafranchien. Dans ce cas, l'entaille de la Loire en amont de Roanne - comme celle de ses affluents dans l'arrière-pays - représenterait globalement la période des climats glaciaires.

Il faut rappeler que P. Russo (1948) voyait dans les plateaux de Neulise, Montagny et Coutouvre la surface d'aplanissement pliocène située à 200 m au-dessus du talweg actuel de la Loire. Le prolongement de cette surface au NNE, dans le Charolais, lui permettrait d'étayer la théorie d'un cours de la Loire rejoignant la Saône par l'axe de la Pourbince actuelle.

Dépôts anthropiques

X ; X_R. Remblais et déblais modernes ; sol gallo-romain. Les découvertes archéologiques faites dans le sol de la ville de Roanne esquissent l'aire d'occupation à la fin de l'âge du Fer et pendant l'époque gallo-romaine alors que la cité médiévale occupe, autour du château, un espace plus réduit. Aux XVII et XVIIIe siècle, l'expansion se fait toujours sur la même terrasse alluviale mais avec des digitations selon les axes routiers et une colonisation intense des bords du fleuve par les bateliers et autres corporations liées au trafic ligérien. L'essor industriel du XIXe siècle fait croître la ville sur les terrains marécageux presque délaissés jusque là : quartier de la gare, faubourg Mulsant, etc. Le sol y reçoit une couche de matériaux divers (tessons des faïenceries, déchets industriels, etc.).

Il convient de rappeler les modifications apportées au cours de la Loire dans la traversée de Roanne : le lit principal empruntait ce qui est devenu le bassin du canal isolant ainsi le vieux quartier de l'île qu'un bras du fleuve (actuel lit majeur) séparait du "coteau beaujolais". L'Oudan a été, lui aussi, perturbé dans son cours inférieur.

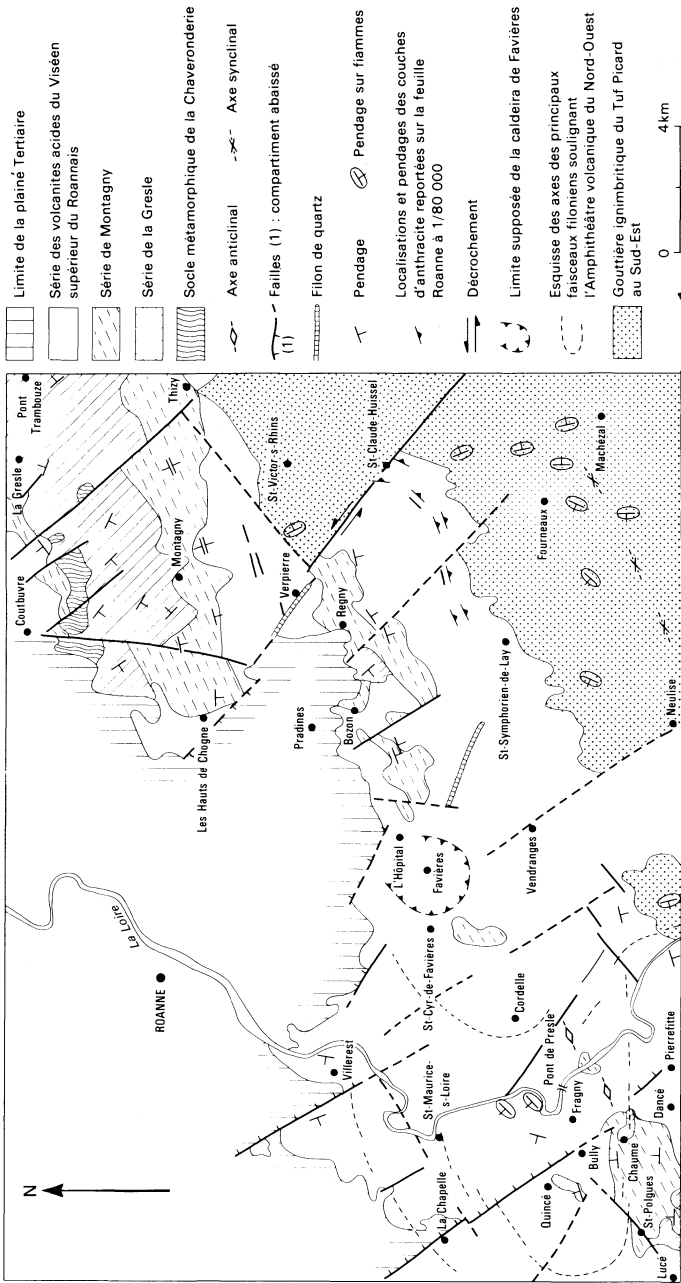


Fig. 6 - Schéma structural de la feuille Roanne (d'après J. Bertaux et M.-F. Rubiello, 1981, fig. III-1 p. 76, modifiée)

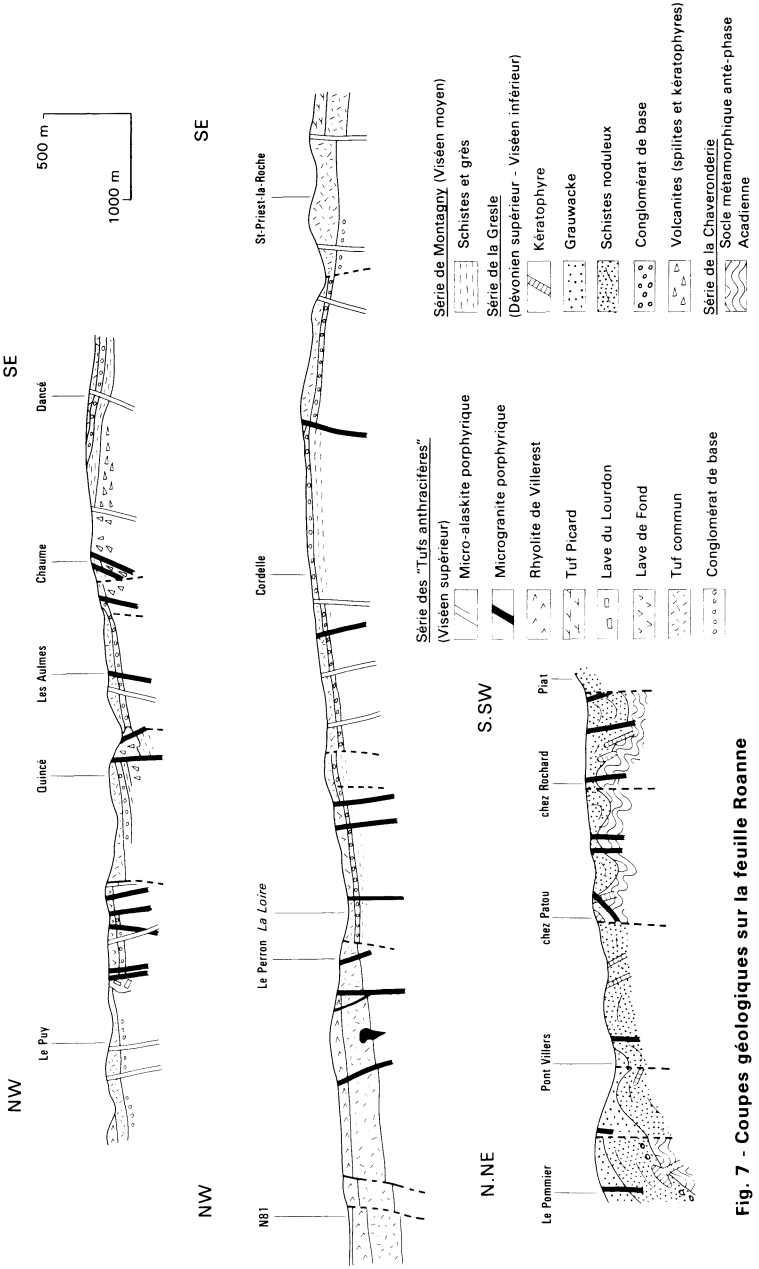


Fig. 7 - Coupes géologiques sur la feuille Roanne

Au Nord de l'agglomération, le territoire de l'Arsenal consiste également en un vaste remblai industriel.

La notation X a été utilisée par ailleurs sans figuré, associé au signe conventionnel des carrières, pour indiquer un remblaiement de celles-ci.

SCHÉMA STRUCTURAL

L'étude structurale de la feuille Roanne nécessite une analyse à différentes époques de sa structuration, au cours des phases orogéniques successives et des événements magmatiques (fig. 6).

Nous considérons dans l'ordre :

- les tectoniques post-Viséen supérieur qui sont responsables du plissement de l'ensemble et, ultérieurement, des jeux en horst et graben ;
- les relations structurales entre les différentes séries qui, au gré des phases orogéniques, se sont superposées ;
- les structures tectono-magmatiques qui sont susceptibles de révéler des traits essentiels de la géodynamique interne.

TECTONIQUES POST-VISÉEN SUPÉRIEUR

L'ensemble des formations paléozoïques, jusqu'au Viséen supérieur inclus, a subi une déformation plicative à grand rayon de courbure, reprise par des décrochements tardifs senestres, comme l'avait déjà décrit Alb. Michel-Lévy dès 1908 (fig. 7).

Tectonique plicative

Le plissement doit appartenir à la phase sudète, entre Viséen et Namurien, qui, dans la région des Vosges et du Nord-Est du Massif central, a une certaine importance. L'ensemble dessine un synclinorium (faisceau de la Loire) de direction N 70°E s'incurvant à N 30°E vers le Nord-Est. Cette structure est située entre deux blocs de socle métamorphique intrudé de granites. Sur la feuille Roanne, une *structure anticlinale* a été mise en évidence ; elle traverse toute la feuille selon une direction conforme à l'axe du synclinorium et représente le fait structural majeur. L'axe de l'anticlinal est plusieurs fois décalé par des failles transversales à direction N 150°E (voir ci-dessous) et à jeu le plus souvent senestre.

Cet axe peut être suivi notamment par les affleurements de terrains plus anciens que les tufs anthracifères du Viséen supérieur. Ce sont, dans le secteur de Saint-Polgues, les formations de la série de la Gresle ; ensuite la série de Montagny (Viséen moyen) au Sud du Pont de Presle, dans la région de Cordelle, ... parfois ce sont les conglomérats de base du Viséen supérieur. Entre Bozon et Régnv, seul le flanc sud de l'anticlinal est visible ; l'axe devrait se retrouver plus au Nord, sous les cailloutis tertiaires de Pradines. Puis, le décrochement senestre de la faille de Saint-Claude-Huissel rejette l'axe plus au Nord où le niveau d'érosion permet d'atteindre le socle métamorphique de la Chaveronderie (anté-phase acadienne). Pour M.F. Rubiello (1981), une dissymétrie avec flanc nord

très redressé existerait pour la partie de l'anticlinal situé à l'Est de la faille de Saint-Claude-Huissel.

Tectonique en horst et graben

Une importante tectonique en horst et graben est responsable des traits majeurs de la morphologie, avec l'effondrement des plaines tertiaires de Roanne au Nord et de Feurs plus au Sud et avec la surrection du plateau de Neulise entre les deux. Ce dernier fait ayant entraîné le surcreusement de la Loire dans ses gorges, entre les massifs surélevés de la Montagne bourbonnaise à l'Ouest et des monts du Lyonnais et du Beaujolais à l'Est.

Ainsi, des accidents d'importance divers découpent la feuille Roanne en panneaux selon des directions NW-SE. Ceci explique le niveau d'érosion plus ou moins prononcé dans l'axe de l'anticlinal qui, de compartiment à compartiment, fait affleurer des terrains plus ou moins anciens.

Vers l'Est, la direction de ces accidents est réglée à N 130-140°E avec un jeu le plus souvent senestre. Le plus bel exemple est la faille de Saint-Claude-Huissel qui décroche l'axe anticlinal de cinq kilomètres environ en coulissage et est jalonné par un puissant filon de quartz (Verpierre, 746.45-113.00).

C'est un accident majeur dont le rejeu vertical est important aussi, puisqu'au Nord il limite la plaine de Roanne et qu'à l'Est, le niveau d'érosion de l'anticlinal est plus important. Rappelons qu'Alb. Michel-Lévy (1908) avait déjà noté des déviations subméridiennes de couches d'antracite, normalement orientées à N 70°E avec pendage SE, sur le flanc sud de l'anticlinal.

Vers l'Ouest, ce syle tectonique particulièrement actif sur les contreforts de la Montagne Bourbonnaise découpe des compartiments réglés par plusieurs familles de fractures ; ce qui complique notamment la morphologie. L'une est à N 160°-150°E et l'autre à N 130°-120°E ; il en existe aussi N 10°-20°E ; la fracturation N 70° à N 45°E, responsable du bloc surélevé du plateau de Neulise, est peu représentée du fait de son parallélisme avec l'axe de l'anticlinal et de la difficulté à se repérer dans la lithostratigraphie.

Prenons l'exemple de la "faille de la Côte roannaise" qui limite à l'Ouest la plaine de Roanne entre Villemontais et Renaison et se continue sur la feuille vers Bully. Dans le socle hercynien, son rejet vertical est au moins de 400 mètres (au même niveau d'érosion, on retrouve le sommet du Viséen supérieur et les formations de la série de la Gresle ; des schistes de la série de Montagny à l'altitude 600 m vers Dancé, se situent à 200 m au Pont de Presle). Une brèche à éléments de roches paléozoïques dans un ciment siliceux, jalonne le passage de cet accident au hameau de la Chapelle (727.1-107.7).

Age de la tectonique en horst et graben

Ces accidents appartiennent au réseau de fractures qui, en relation avec l'orogénèse alpine, ont joué à l'Oligocène et au Miocène sur l'ensemble de la région Rhin - Rhône - Saône - Loire etc.

Mais, ces directions principales sont héritées de dislocations hercyennes qui ont rejoué plusieurs fois. Ainsi, des sédiments stéphaniens se sont déposés dans de petits bassins transversaux à l'axe des plis et parallèles à ces décrochements ("cluses" transversales de Alb. Michel-Lévy, 1908).

Sur la feuille Roanne, on peut démontrer que ces fractures étaient déjà actives au cours du Dévono-Dinantien et pour certaines d'entre elles, dès la phase de la Brevenne.

ENCHAÎNEMENTS TECTONIQUES

Les phases orogéniques qui se succèdent au cours du Dévono-Dinantien témoignent d'une activité tectonique continue (cf. le tableau synoptique retraçant l'histoire géologique au Dévono-Dinantien sur la feuille Roanne).

Phase acadienne

Mise en évidence ces dernières années dans le socle du Massif central, cette phase située avant le Dévonien supérieur est un fait essentiel. La série de la Chaveronderie, dont l'âge n'est pas connu (Paléozoïque inférieur ?), est plissée, schistosée et métamorphosée dans le faciès amphibolique au cours sans doute de cette phase. Cette série jouera le rôle de socle métamorphique dans cette région. Les conditions d'affleurement ne permettent pas, au Nord-Est de la feuille Roanne, d'apporter plus d'éléments en l'état des connaissances.

Dévonien supérieur – Viséen inférieur : série de la Gresle

Cette série sédimentaire (schisto-gréseuse) et volcano-sédimentaire au sommet (grauwackes) est typique de cette époque dans l'ensemble Vosges – Nord-Est du Massif central, par son volcanisme associé à spilites et kératophyres. La signification géodynamique de ce dernier doit être recherchée dans un cadre plus large (Bébian *et al.*, 1980).

C'est une série autochtone sur le socle métamorphique ; le principal argument est donné par le fait que ses hypovolcanites intrudent en de nombreux endroits la série de la Chaveronderie. De plus, elle repose en discordance sur cette dernière avec un conglomérat de base qui remanie les roches métamorphiques de ce socle. Une tectonique active contemporaine devait exister puisqu'elle possède des conglomérats interstratifiés et que les grauwackes ont des éléments remaniés anguleux du socle porté à l'érosion. A noter cependant qu'aucun argument ne permet de mettre en évidence, d'une façon caractéristique, l'intervention d'une phase bretonne entre Dévonien et Dinantien.

Phase de la Brévenne

Cette phase est importante puisqu'elle entraînera métamorphisme et plissement.

TABLEAU SYNOPTIQUE DE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE AU DÉVONO-DINANTIEN SUR LA FEUILLE ROANNE

	Sédimentaire et volcanosédimentaire	MAGMATISME		Enchaînements tectoniques	DIVERS
		Volcanites et pyrovolcanites	Hypovolcanites		
POST-UISEEN SUPÉRIEUR			Filon de lamprophyre	Tectonique en horst et graben (Oligocène et Miocène)	
PHASE SUDETE	Plissement			Plissement du synclinorium de la Loire - anticlinal du Pont de Fresle	Métamorphisme de contact d'âge indéterminé sur série de la Gresle (cornes vertes au SW)
UISEEN SUPÉRIEUR	SÉRIE DES TUFS ANTHRACIFÈRES (datation hors limite feuille Roanne) (~ 450 m)	<ul style="list-style-type: none"> passées rares avec anthracite, grès, schistes et grauwackes - Conglomérat de base (50 m) 	<ul style="list-style-type: none"> Lave de Villerest (150 m) (NW Tuf Picard (au SE) Tufs communs (200 m) - (Conglomérat à ciment de lave) 	Tectonique contemporaine	<ul style="list-style-type: none"> Équivalents régionaux : Ensemble des tufs anthracifères du NE du Massif central, du Morvan, en Combrailles Organisation du magmatisme et évolution géochimique (voir texte)
PHASE VOSGIENNE	Surrection d'ensemble avec jeu de fractures et reprise d'une érosion continentale et littorale			<ul style="list-style-type: none"> Crise de la tectonique active continue relief à démanteler changement radical du type de magmatisme 	
UISEEN MOYEN	SÉRIE DE MONTAGNY (datation sur carte : calcaires fossilifères (100-150 m))	<ul style="list-style-type: none"> Série marine à l'Ouest : série gréséo-pélitique à l'Est : série schisto-calcaire à lentilles calcaires bord est : série gréséo-pélitique - Conglomérat de base 	<ul style="list-style-type: none"> Basalte en coussins et pyroclastique basaltique 	Tectonique contemporaine	<ul style="list-style-type: none"> Équivalents régionaux : sédimentation gréséo-schisto-calcaire datée par fossile dans différents secteurs
PHASE DE LA BREVENNE	<ul style="list-style-type: none"> plissement métamorphisme épizonal schistosité rare et fruste 			<ul style="list-style-type: none"> plissement à N130°E épimétamorphisme et légère schistosité série de la Gresle rétrograde schistes verts de la série de la Chaveronderie 	
UISEEN INFÉRIEUR	SÉRIE DE LA GRESLE (datation feuille Roanne (400 m ?))	<ul style="list-style-type: none"> Grauwackes - Schistes et grès noduleux - Conglomérat de base 	<ul style="list-style-type: none"> Association spilité-kératopyre acide : kératopyre et tufs kératophyriques, orthokératopyre (Quincé) basique : spilités et brèche spilitiques 	<ul style="list-style-type: none"> Diabase à pyroxène (intrusive dans la série de la Chaveronderie) 	<ul style="list-style-type: none"> Équivalents régionaux : complexes schistifères de la Montagne bouronnaise cornes vertes Datation schistes noirs lustrés limite Tournantien - Viséen inférieur (Miche)-Lévy, 1908)
DEVONIEN SUPÉRIEUR				<ul style="list-style-type: none"> discordante sur socle métamorphique transgression 	
PHASE ACADIENNE	<ul style="list-style-type: none"> plissement métamorphisme mésozonal schistosité importante 			<ul style="list-style-type: none"> Sur série de la Chaveronderie : <ul style="list-style-type: none"> plissement II (axes verticaux) schistosité ; métamorphisme à facès amphibolite (?) 	
ANTE DEVONIEN SUPÉRIEUR	SÉRIE DE LA CHAVERONDERIE (Socle métamorphique)	<ul style="list-style-type: none"> Schistes cristallins polymétamorphiques (après phase acadienne et phase de la Brevenne) : <ul style="list-style-type: none"> micachistes quartzeux à chlorite, épidote, actinole schistes amphibolitiques à épidote 			<ul style="list-style-type: none"> Équivalents régionaux : <ul style="list-style-type: none"> gneiss chloriteux d'Alfoux (Périeron, 1969) série satinée (Godnot, 1980) stratigraphies schistes de l'Arbresle (Barduin, 1971)

Métamorphisme. Le métamorphisme accompagnant cette phase ne dépasse par le faciès des schistes verts (épizonal) et provoque une schistosité dans la série de la Gresle. La série de la Chaveronderie (socle métamorphique) est alors rétomorphosée dans ce faciès et acquerra ses caractéristiques pétrographiques définitives puisqu'aucun nouveau métamorphisme n'interviendra ultérieurement.

Plissement. Les plans de stratification relevés dans la série de la Gresle ont des directions moyennes vers N 130°E avec des pendages variables soit vers le Nord-Est, soit vers le Sud-Ouest ; ils sont donc en zone autour de cet axe N 130°E, subhorizontal. Comme la série est située en infrastructure du flanc sud de l'anticlinal du Pont de Presle qui a un axe à N 70°E et un pendage faible de l'ordre de 20°SE, on peut admettre que cette série a été plissée selon une direction à N 130°E avec des plis d'ordre kilométrique. Ce plissement de la série de la Gresle a une importance considérable dans la région puisqu'il va induire un système de fractures à N 130°E dès la phase de la Brévenne, fractures qui rejoueront ensuite.

Viséen moyen : série de Montagny

La série de Montagny, essentiellement marine, est composée de sédiment de faible profondeur. Elle est discordante, transgressive avec conglomérat de base sur la série de la Gresle. Elle s'installe sur un substratum plissé et non pénéplané, sans doute déjà travaillé par une tectonique naissante en horst et graben. Son conglomérat, plus épais vers le Sud, comble des dépressions et est alimenté à partir de compartiments surélevés au Nord et mettant à l'érosion jusqu'au socle métamorphique. La paléogéographie aussi est éclairée par les variations de faciès, avec schisto-gréseux dominant à l'Ouest et à l'extrême Est de part et d'autre d'un bassin schisto-calcaire dans la région de Régnv - Montagny. Une tectonique vivante en horst et graben accompagne la sédimentation : slumping, plis synsédimentaires à tête plongeante dans les schisto-calcaires. A noter des basaltes en pointements, petites coulées et brèches, associés à ces calcaires. Ils représentent des émissions selon les fractures actives générées lors de la phase de la Brévenne et guides de la paléogéographie.

Phase vosgienne (entre Viséen moyen et Viséen supérieur)

La phase vosgienne existe et présente les mêmes caractéristiques que celles mises en évidence dans les Vosges.

Au plan tectonique, elle correspond à une accentuation du jeu continu en horst et graben selon les directions à N 130°-150°E, à N 70°-90°E. C'est en fait une surrection d'ensemble de la région qui correspond sans doute à une intumescence magmatique importante responsable de la régression marine et de la reprise d'une érosion continentale et littorale.

Au plan magmatisme, après le volcanisme bimodal, à spilites-kératophyres, (association hercynotype, "pré-orogénique") antérieur à la phase de la Brévenne, puis, après la période de rémission du volcanisme au Viséen moyen avec seulement quelques basaltes fissuraux, la phase vosgienne marquera le passage brutal à un volcanisme calco-alcalin ("orogénique") d'une très grande ampleur. La région se situerait en effet

dans une zone de collision de plaques continentales (Bébiën et Gagny, 1980).

Viséen supérieur : série des "tufs anthracifères"

La série des "tufs anthracifères", essentiellement volcanogène, est discordante sur la précédente. Un conglomérat de base, d'origine fluviale ou littoral, parfois accompagné de sédiments détritiques plus fins, tente de combler les dépressions créés par la tectonique qui, sur la feuille Roanne, entraîne des zones de horst vers le Nord, et plus discrètement vers l'Ouest, les tufs anthracifères iront jusqu'à être directement transgressifs sur toutes les séries, même sur celle de la Chaveronderie.

Dès le début du Viséen supérieur, le nouveau type de volcanisme s'exprime. Il participera même parfois au conglomérat de base dont il représentera alors le ciment.

Il faut alors déduire la dynamique structurale à partir des observations de pétrologie structurale sur les magmatites (voir magmatisme viséen).

Phase sudète

Cette phase, qui n'a pas pu être bien calée en âge sur la feuille Roanne, est rapportée à la limite Viséen - Namurien. Elle est responsable de la tectonique plicative qui conduit au synclinorium de la Loire. Un axe anticlinal bien marquée (anticlinal du Pont de Presles) à N 60°E est le trait essentiel de la feuille Roanne. Un axe synclinal parallèle existerait au Sud-Est de la feuille.

MAGMATISME VISÉEN

Les magmatites sont les témoins de la géodynamique évolutive au Viséen moyen et au Viséen supérieur.

Viséen moyen : basaltes

Au Viséen moyen, des basaltes fissuraux témoignent de l'importance crustale des fractures du socle, notamment en bordure du graben de Pradines (bassin schisto-calcaire en zone basse). Leur reprise en olistolithes à la base du Viséen supérieur atteste de l'activité de cette tectonique de fracture qui provoque des glissements en masse des formations du Viséen moyen au niveau du conglomérat de base des tufs anthracifères, le long de pente de direction N 150°E. Telle peut être l'interprétation des affleurements avec calcaire et basalte associés, datés Viséen moyen à la Foa (742.90-110.40) et à la Chopine (748.05-116.00).

Viséen supérieur : tufs anthracifères

Deux régions, caractérisées par des dynamismes effusifs différents, peuvent être distinguées dans le Viséen supérieur de la feuille Roanne, après l'épisode des tufs communs qui se sont exprimés quasi uniformément. D'une part l'amphithéâtre volcanique et hypovolcanique qui dessine une structure circulaire au Nord-Ouest et, d'autre part, la

gouttière ignimbrétique du tuf Picard qui est cantonnée dans un graben actif en situation synclinale lors du plissement. Il faut tenir compte et de la chronologie des activités magmatiques et de la mise en place continue des microgranites porphyriques depuis l'épisode des tufs communs jusqu'à celle des tufs Picard, avec néanmoins une dérive géochimique au cours du temps.

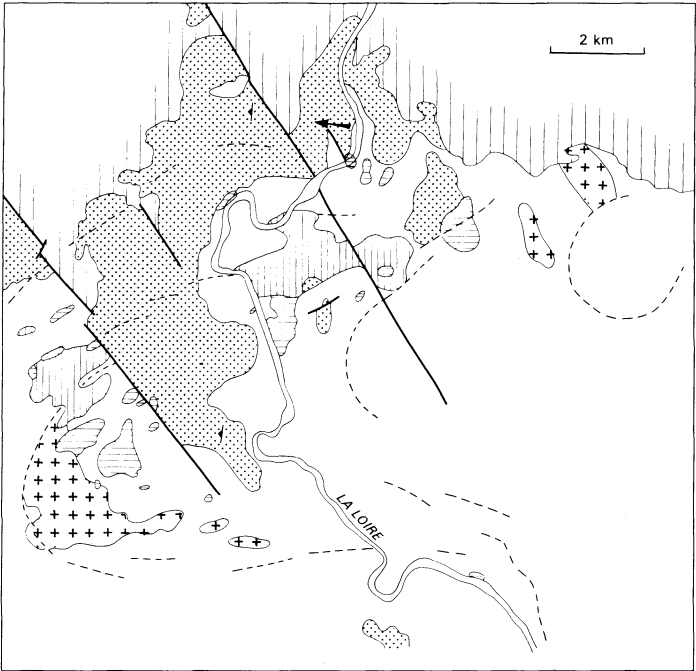
L'amphithéâtre volcanique










Il occupe toute la partie ouest. La disposition des filons en cone-sheet évoque une structure circulaire évolutive d'une vingtaine de kilomètre de diamètre qui se déformerait au cours du temps. L'anneau extérieur (A), situé sur la feuille Mayet-de-Montagne, est à microgranite porphyrique à pyroxène (Bernard-Griffiths, 1965).

Les anneaux plus internes, (B : elliptique), (C) et (D : circulaire) seraient à microgranite de plus en plus évolués jusqu'au coeur d'une caldeira à l'Hôpital (E) avec des microgranites très évolués et même hydrothermalisés (cf. figure 8).

Le tuf Picard est absent de cette région où son équivalent serait la rhyolite de Villerest à chimisme comparable. Cet amphithéâtre volcanique comporte des couronnes d'épanchements volcaniques ou de stocks hypovolcaniques représentés par les microgranites porphyriques sans pyroxène et les laves de Fond et du Lourdon pour l'anneau (B), puis les rhyolites de Villerest à épanchement souvent centrifuge pour l'anneau (C). La structure en cone-sheet serait alimentée par des filons de microgranite porphyrique puis de micro-alaskite. Cette alimentation est continue : plusieurs générations de microgranite porphyrique emboîtées (exemple : 731.8-108.5) à épontes mobiles, à différentes époques de mise en place de l'encaissant effusif. De plus, il existe des filons et faisceaux de filons selon une direction N 150°E, sécants sur la structure circulaire, qui indiqueraient une reprise continue des jeux à N 150°E (des fluidalités imbriquées à N 150°E ont été observées sur des filons de la structure circulaire). Au fur et à mesure du temps, ces faisceaux à N 150°E présentent des filons de plus en plus évolués géochimiquement (faisceau de Saint-Priest et de Neulise au Sud de l'Hôpital). A signaler aussi que des faisceaux de filons s'orientent localement à N 120°E (Nord de Bully) ou à N 20°E (entre Fragny et Jouvres, parallèlement à des niveaux d'anhracite) selon des rejeux de fractures héritées.

Ce dispositif d'ensemble de "l'amphithéâtre volcanique" évoque schématiquement l'évolution en cone-sheet (ou caldeira) qui permet la mise en place de faisceaux filoniens successifs avec des épanchements périphériques selon les limites de la structure active. Une déformation enchaînée de la structure circulaire, avec les anneaux les plus anciens elliptiques et les plus récents circulaires, évoque un cisaillement Est-Ouest de sens dextre avec une compression selon une direction approximative N 120°E orientée vers l'WNW. L'ensemble serait repris en permanence par le jeu à N 150°E de fractures héritées actives.



-  Plaine tertiaire de Roanne
-  Terrains dévono-dinantien
- 9  Microgranite porphyrique (stocks et filons groupés)
-  Axe des faisceaux filoniens denses
- 8  Rhyolite de Villerest
-  Fluidalité planaire
-  Axe d'écoulement
- 6  Lave du Lourdon
- 5  Lave de Fond

(Les numéros font référence à la chronologie de mise en place des magmatites du Viséen supérieur - cf. fig. 2 et texte)


-  Axes des principaux faisceaux filoniens à forte densité de filons
- (A) - l'anneau (A) est situé sur la feuille Mayet-de-Montagne
- (B) - limite de la feuille Roanne
- (C) - anneau (B), ellipse (C) et (D) circulaire, sont situés sur la feuille Roanne

Fig. 8 - Schéma tectono-magmatique de "l'Amphithéâtre volcanique" situé au Nord-Ouest de la feuille Roanne

Fig. 9
Schéma tectono-magmatique de
la "Gouttière ignimbrique
du Tuf Picard"



(Les numéros font référence à la chronologie de mise en place des magmatites du Viséen supérieur - cf. fig. 2 et texte)

La gouttière ignimbritique (fig. 9)

Au Viséen moyen et au Viséen supérieur (conglomérat de base), on a pu déduire une tectonique en graben dans la région sud de la feuille Roanne, limitée par un horst au Nord et des épaulements à l'Ouest et à l'Est. Le tuf ignimbritique (tuf Picard) s'installe dans cette gouttière N 70°E, pliée de plus en synclinal. Il enregistre d'ailleurs, alors qu'il est encore à l'état plastique, des torsions de prisme par failles normales voisines de la direction Est-Ouest avec abaissement du compartiment sud (exemples : carrière de Ferras, 764.5-127.5 sur la feuille Beaujeu et carrière de Boisset 744.4-101.8 sur la feuille Roanne).

Les fluidalités planaires d'enclaves, observées principalement à N 150°E avec pendage voisin de 45° vers le NE et plus localement à N 20°E à pendage faible vers l'Ouest, seraient à mettre en relation avec des jeux de failles de même direction qui structureraient, transversalement à la gouttière, la direction des flux de mise en place et seraient la signature d'une tectonique vivante lors de son épanchement. D'ailleurs, le tuf Picard est lui-même recoupé par des filons de microgranite ayant les mêmes directions que sa structuration interne, témoins de la présence de ces fractures.

En résumé, il y a une très grande cohérence de l'organisation interne des magmatites au Viséen supérieur. L'amphithéâtre volcanique se termine par les épanchements des rhyolites de Villerest recoupées par les derniers filons de microgranites. Le tuf Picard, son équivalent géochimique, occupe la gouttière ignimbritique limitée par les faisceaux filoniens à N 150°E de Saint-Priest et de Neulise et recoupé lui-même par les derniers filons de microgranite. Il s'agit maintenant de caler la phase plicative de direction N 70°E rapportée à la phase sudète, afin d'éclairer la géodynamique du magmatisme du Viséen supérieur. Aucun argument n'a pu être établi sur la feuille Roanne. Les travaux en cours sur la feuille Amplepuis (Sider, 1981) apporteront des éléments nouveaux.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE – RESSOURCES EN EAU

Le domaine représenté sur cette feuille est traversé du Sud au Nord par la Loire qui franchit d'abord le seuil de Neulise en des gorges resserrées, puis débouche dans la plaine au Vernay, à l'amont de la ville de Roanne.

La Loire collecte la totalité du réseau de surface, recevant en rive gauche le Renaison et l'Oudan et en rive droite le Rhins rejoint par la Trambouze, l'Ecoton et le Gand, le Rhodon grossi du Chambut et le Trambouzan. Tous ces affluents convergent vers le site de Roanne (altitude 275 m).

Au point de vue hydrologique la carte présente deux ensembles :

- le socle carbonifère à l'Est et au Sud ;
- le bassin de Roanne, fossé d'effondrement comblé de sédiments tertiaires ou s'inscrivent les alluvions de la Loire et de ses affluents.

Socle

Les terrains du socle sont par nature non aquifères, mais des circulations profondes dans les réseaux de fissures et de fractures sont possibles : ce potentiel est très mal connu et l'accès à une telle ressource est difficile. La partie superficielle de ces roches, plus ou moins profondément altérée (parfois jusqu'à plus de 10 m, comme à Thizy dans le microgranite), avec tous les intermédiaires de la roche saine jusqu'à l'arène très perméable, peut renfermer des nappes isolées de faible profondeur qui se manifestent par des sources à petit débit (0,5 à 2 m³/h).

Les colluvions d'arène s'accumulent dans les dépressions, surtout dans la partie amont des thalwegs et augmentent leur capacité de réservoir en des points favorables au captage car ils collectent une multitude de petites émergences souvent diffuses.

Ainsi s'alimentent les communes de Chirassimont et de Machézal, par tranchées drainantes dans l'arène aquifère. Ces eaux très superficielles sont particulièrement vulnérables aux pollutions.

La ville de Roanne, pour partie de ses besoins, fait appel à cette ressource d'une manière un peu différente : à l'Ouest sur le territoire de la commune de Renaison (feuille Le Mayet-de-Montagne) le barrage du ruisseau de la Tache crée une retenue permettant chaque année un prélèvement de 6 millions de m³.

Bassin de Roanne

Le bassin de Roanne offre deux types d'aquifères :

- le remplissage tertiaire du fossé ;
- les alluvions récentes et anciennes de la Loire et de ses affluents.

Le **remplissage tertiaire** est très mal reconnu : on sait qu'à la périphérie du bassin les faciès sont grossiers, sablo-caillouteux. Au centre 2 sondages profonds de 80 et 200 m n'ont pas atteint le substrat et ont montré une série à dominante argileuse avec présence irrégulière de corps sableux d'épaisseur variable (de quelques décimètres à 5 mètres). Le sondage 672-2-9 à 80 mètres (non indiqué sur la carte, x = 734,900 ; y = 118,900) fournit pour des besoins industriels 20 000 m³/an, probablement à partir de plusieurs niveaux productifs.

Les **alluvions** sont l'aquifère principal de la région. Les alluvions récentes sont emboîtées dans les plus anciennes. L'épaisseur totale est généralement comprise entre 4,5 et 10 mètres. La plaine alluviale du Vernay, située immédiatement à la sortie des gorges de la Loire, présente un réservoir de bonne perméabilité (4 à $10 \cdot 10^{-3}$ m/s) et une hauteur mouillée de 4 à 5 mètres. La nappe est directement alimentée par la Loire donc dépendant de la qualité des eaux de celle-ci et de son niveau. Elle est exploitée au bénéfice de la commune du Coteau (2 puits 883 000 m³/an) et du syndicat Rhône-Loire Nord (16 puits, 3 500 000 m³/an) regroupant la ville de Roanne, les communes de Mably, Le Coteau, Pouilly-les-Nonnains, Riorges, Saint-Léger-sur-Roanne et Villerest, soit une population supérieure à 80 000 habitants.

Plus à l'aval dans la plaine on peut retenir les caractéristiques moyennes suivantes pour un ouvrage :

couverture argileuse : < 1 m
épaisseur d'alluvions : 6,50 m
hauteur d'eau : 2 m
perméabilité : $5 \cdot 10^{-3}$ m/s
débit : 10 à 45 m³/h.

Au niveau de Roanne la nappe des alluvions récentes est activement exploitée pour les besoins industriels : le prélèvement effectué chaque année est de l'ordre de 11 millions de m³. Les extractions de graviers, qui sont nombreuses, sont dangereuses à double titre pour la nappe : elles constituent un risque grave de pollution supplémentaire et, par le drainage actif qu'elles provoquent, elles contribuent à abaisser le niveau de la nappe donc à réduire la réserve exploitable.

Les alluvions anciennes Fx de Roanne, en rive gauche, sont, elles, sollicitées par l'industrie pour environ 800 000 m³/an.

Sources minérales

Sur le territoire de la commune d'Ouches, des sources minérales ont été ou sont encore exploitées : à Origny, 3 sources jaillissaient au flanc du vallon du Marclus ; elles furent exploitées pour un petit établissement thermal et mises en bouteilles pendant près d'un siècle, de 1826 à 1924. Quelques centaines de mètres à l'Ouest, sur l'autre rive du Marclus au lieu-dit la Roche, une source faiblement minéralisée mais assez riche en gaz carbonique est exploitée. Son débit est faible (4 m³/jour) ; son eau, très pure, regazéifiée par du CO₂ naturel, sert à la fabrication de limonade et de sodas.

A l'Ouest de Saint-Priest-la-Roche, dans le vallon de la Poussette, une source froide (9°), bicarbonatée sodi-magnésienne, jaillit avec un débit de l'ordre de 10 m³/jour. Une moitié de la production est mise en bouteille à l'état naturel, l'autre sert à la fabrication de limonades et de sodas.

Pendant une quinzaine d'années, de 1835 à 1849, deux sources froides ferrugineuses et sulfureuses ont alimenté à Roanne un petit établissement de cure. Ces sources qui sortaient au bord d'un petit ruisseau affluent du Renaison, le Béal, ont disparu avec la canalisation et le recouvrement de ce ruisseau.

RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES

Les caractéristiques des divers indices, substances minérales et combustibles, sont rassemblées dans le tableau 10.

Calcaire

Les calcaires viséens étaient exploités comme pierre à chaux et alimentaient de nombreux fours de faibles dimensions situés à proximité des carrières. Cette activité épisodique, complémentaire des travaux agricoles, suffisait à peine aux besoins locaux durant le XIXe siècle. Ces fours fonctionnaient à Combre et Montagny (chauffés au charbon extrait à proximité), à Thizy (dernier four en activité jusqu'au milieu du XXe siècle) et Régny (Naconne et faubourg de Marine). D'autres fours ont fonctionné à Roanne près du canal.

Argile

Les argiles tertiaires sont exploitées en Roannais depuis l'antiquité pour la fabrication des récipients, des tuiles et des briques. Les fours qui fonctionnaient au XIXe siècle, au voisinage de l'extraction, étaient de dimensions modestes. Presque chaque commune de la plaine de Roanne en a possédé un ou plusieurs (cf. inventaire du Centre forézien d'ethnologie, 1981). Mais des tuileries se rencontraient également sur le socle et utilisaient des formations d'altération ou des colluvions argileuses des fonds de vallons, comme à Cordelle, Montagny, Régny, Saint-Symphorien, Lay, Neulise, etc. L'industrialisation de la fabrication a définitivement concentré les fours modernes autour de Roanne (Riorges, Mably) et les usines des Tuileries (commune de Mably) sont les dernières à maintenir cette activité.

Sables et graviers

Des exploitations épisodiques entament les alluvions anciennes de la Loire et du Rhins à divers niveaux (surtout Fx et Fw). Mais les principaux centres d'extraction se situent dans la nappe Fy, en bordure du lit mineur : en amont du Coteau et surtout en aval du confluent du Rhins.

Arène

Les formations arénacées, essentiellement alimentées par des roches microgranitiques et connues localement sous le nom de "gore", servent à recharger les chemins ruraux. L'extraction, disséminée, est en régression.

Charbon

Les recherches d'anhracite ont été actives en Roannais, principalement au XIXe siècle. Sans entrer dans les détails que l'ouvrage de Gruner (1857) fournit, voici par "districts" la situation des plus importants travaux miniers.

Combres. Affleurements entre les Farges et Chaland. Une couche principale (rarement plus de 0,5 à 0,8 m de charbon) et deux autres

négligeables, dirigées NE-SW et inclinées au SE, explorées par puits et travers-bancs. Elles se prolongent en direction de Régnv.

Lay. Travaux dès le XVIIIe siècle. Affleurements discontinus entre Saint-Symphorien et Viremoulin (au Sud de Saint-Claude). Quatre à six couches NNE-SSW à pendage 45° Sud, épaisses de 0,7 à 3,4 m, entrecoupées de lentilles de grès. Principaux travaux à Lay, les Salles, Roussillon, le Désert, Viremoulin.

Bully. Plusieurs phases d'activité sur cette concession, depuis le XVIIIe siècle et jusqu'au milieu du XXe siècle. Quatre couches submériennes qui affleurent en-dessous de Fragny où se situent les puits. Des prolongements existent vers le Nord en direction de Saint-Maurice. Il y aurait aussi des indices entre Bully et Saint-Symphorien-de-Lay (Gruner, 1857, p. 497 à 537).

Ces couches d'anthracite étaient irrégulières, bifurquées, amincies ou enflées, entrecoupées de stérile. Gruner estime à 120 000 tonnes la quantité extraite pendant la première moitié du XIXe siècle. Les principaux utilisateurs étaient les chafourniers. Ces mines ont été facilement concurrencées par la houille de Saint-Etienne dès que les conditions de transport se sont améliorées.

Pierre de construction

Il faut citer les carrières de l'Hôpital, sur Notre-Dame-de-Boisset (microgranite) et du Picard, à Saint-Symphorien-de-Lay (ignimbrite rhyolitique).

Pierre de concassage

Les carrières de Neaux sont les seules en activité.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera dans le mémoire de thèse de 3ème cycle de J. Bertaux et M.F. Rubiello (1981) deux itinéraires d'excursion géologique sur le territoire de la feuille Roanne.

BIBLIOGRAPHIE

ALSAC C., BERTAUX J., RUBIELLO M.F. (1979) - Examen de quelques phénomènes volcanologiques dans les paléo-ignimbrites de la région de Roanne (Loire-France). *Bull. BRGM*, (2ème série), section I, n° 2, 1979, p. 37-87, 9 fig., 1 pl. h.t.

AUTRAN A., PETERLONGO J.M. (1980) - Massif Central. *In* Géologie des Pays Européens. Dunod, Paris, 1980, p. 1-123.

BARDIN D. (1971) - Les amas pyriteux de Sain Bel (Rhône) liés au groupe spilites-kératophyres de la Brévenne. *Bull. BRGM*, (2ème série), section II, n° 6, 1971, p. 17-41.

BÉBIEN J. (1970) - Etude pétrographique et géochimique des formations volcaniques dévonodiniennes de l'extrémité Sud-Ouest du faisceau synclinal du Morvan (Massif Central Français). Thèse 3ème cycle, univ. Nancy, 1970, 110 p.

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

BÉBIEN J., GAGNY C. (1979) - Importance of flowage differentiation in magmatic evolution: an example from an ophiolitic sheeted complex. *Journal of Geology*, vol. 87, 1979, p. 579-582.

BÉBIEN J., GAGNY C. (1980) - Volcanites du Précambrien au Crétacé et leur signification géostructurale. Evolutions géologiques de la France. Mémoire BRGM n° 107, 40 p., 6 pl. h.t., colloque C7, Géologie de la France, du 26ème CGI, p. 99-135.

BÉBIEN J., GAGNY C., ROCCI G. (1980) - La place du volcanisme dévono-dinancien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque du Paléozoïque. Colloque C6, Géologie de l'Europe, 26ème Congrès géologique international, p. 213-225.

BERNARD-GRIFFITHS J. (1965) - Etude des terrains primaires et des microgranites dans la région de Saint-Just-en-Chevalet (Loire). Thèse 3ème cycle, fac. Sciences, univ. Clermont-Ferrand, 56 p.

BERTAUX J., RUBIELLO M.F. (1981) - Cartographie de la feuille géologique de Roanne au 1/50 000. Pétrologie, géochimie et pétrologie structurale du magmatisme du Viséen supérieur ; essai de synthèse régionale. Thèse 3ème cycle, univ. Nancy, 1981, 308 p.

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

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

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

BERTAUX J., GAGNY C., RUBIELLO M.F., SIDER H. (1980) - Altération hydrothermale et convergence de faciès dans les microgranites de la région de Neulise (Loire). 105ème Congrès National des Sociétés Savantes, (Caen), Sciences, fasc. II, p. 1-17.

BLANC A. (1968) - Etude pétrographique de stufs anthracifères et des roches associées de la région de Roanne. Thèse 3ème cycle, fac. Sciences, univ. Paris, 120 p., 1 carte h.t.

BLANCHARD J.P., BOYER C., GAGNY C. (1979) - Un nouveau critère de sens de mise en place dans une caisse filonienne : le "pincement des minéraux" aux épontes. *Tectonophysics*, 53, 1979, p. 1-25.

BOIRAT J.M. (1979) - Synthèse sur la répartition des gîtes de fluorine et barytine à l'Est du sillon houiller. Rap. BRGM SGN/GMX n° 601.

BOYER C. (1974) - Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif armoricain. Thèse doctorat d'Etat, fac. Sci. univ. Paris VIII, 884 p.

CANARD J. (1974) - Les eaux minérales en Forez et en Roannais. Imprimé par l'auteur.

CARRATH H.G. (1969) - Le Morvan cristallin. Thèse d'Etat, univ. Nancy.

CHABANEL A. (1975) - Le paléovolcanisme acide et les microgranites de Montreuillon (Nord-Ouest du Morvan). Thèse 3ème cycle, fac. Sci. univ. Paris VI, 163 p.

CHICHERY M. (1938) - Stratigraphie des formations dinantiennes du bassin de l'Ardoisière. *C.R. Ac. Sci.*, Paris, t. 206, p. 263.

DESROUSSEAUX J. (1938) - Bassins houillers et lignitifères de la France. Mémoire annexe à la stratigraphie de l'industrie minérale. Paris, Imprimerie nationale.

DIDIER J. (1978) - Le Dévono-Dinantien du Nord du Massif central est-il autochtone ? Arguments chronologiques et pétrographiques. Communication Réunion Soc. géol. Fr., Brest, Décembre 1978.

DI NOTA R. (1970) - Etude comparée des lambeaux Dévono-Dinantien de la Montagne Bourbonnaise dans le Nord-Est du Massif central français. Thèse 3ème cycle, fac. Sci. Clermont-Ferrand, 114 p., 5 cartes h.t.

DOUVILLE F. (1943) - Bassin d'anthracite du Roannais. Rap. BRGG A7. Fiches de gîtes et indices de la division minière Massif central.

ECHAVARRI A. (1966) - Etude pétrographique des tufs anthracifères et des roches associées au Sud de la région de Roanne (Loire). Thèse 3ème cycle, fac. Sci. Paris, 164 p., 1 carte.

GAGNY C. (1978) - Quelques réflexions sur la Pétrologie structurale appliquée à l'étude des filons. 103ème Congrès national des Sociétés Savantes, (Nancy), fasc. IV, p. 9-20.

GAGNY C., COTTARD F. (1980) - Proposition de signes conventionnels pour la représentation de certaines structures magmatiques acquises au cours de la mise en place et de la cristallisation. 105ème Congrès National des Sociétés Savantes, (Caen), Sciences, fasc. II, p. 37-50.

GODINOT A. (1980) - Etude des formations anté-Viséen supérieur du Beaujolais méridional. Carte Amplepuis au 1/50 000. DEA, univ. Nancy I, 60 p., 1 carte h.t.

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

HÉRICART DE THURY (1837) - Mine de Bully-Fragny. Annales des mines.

HÉRICART DE THURY (1837) - Notice géologique sur les mines de Fragny. Annales mines, 3ème série, t. XII, p. 47-66.

HOCQUELET M. (1979) - Les filons BPGC de Saint-Martin-la-Sauveté (Loire) et leur anomalie géochimique en indium. Thèse fac. Sciences Lyon, 260 p., 2 cartes h.t.

JUNG J., RAGUIN E. (1935) - Discordance du Viséen sur le socle cristallophyllien entre Balbigny, Néronde, Violay (Loire). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 16, pp. 247-249.

JUNG J., RAGUIN E. (1936) - Pétrographie d'une série épicrostallophyllienne du Beaujolais. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 202, p. 330.

KORNPROBST J. et coll. (1980) - Le métamorphisme en France. Colloque C7, Géologie de la France, 26ème Congrès géologique international p. 161-189.

LAMEYRE J., AUTRAN A. (1980) - Les granitoïdes de France. Colloque C7, Géologie de la France 26ème CGI, p. 51-97.

LE VERRIER U. (1890) - Note sur les formations géologiques du Roannais et du Forez. *Bull. Service carte géol. Fr.*, t. II, n° 15, 68 p., 4 pl. Paris.

LE VERRIER U. (1890) - Note sur les formations géologiques du Forez et du Roannais. *Bull. Serv. carte géol. Fr.*, n° 15, t. II.

MAMET B. (1968) - Sur quelques microfaciès carbonifères du Morvan et du Forez. *Bull. BRGM*, 2ème série, section I, n° 2, p. 57-62.

MICHEL LÉVY A. (1908) - Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XVIII, p. 193-490.

PETERLONGO J.M. (1960) - Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais (Massif central français). Thèse d'Etat, univ. Clermont-Ferrand, 187 p., 1 carte h.t.

RUBIELLO M.F. (1978) - Mise en évidence d'un volcanisme à tendance trachy-andésitique entre Viséen moyen et Viséen supérieur dans la région de Roanne (Loire). 6ème réunion ann. Sci. Terre, Orsay, 1978, p. 351.

RUBIELLO M.F. (1980) - Autochtonie des séries du Dévonien supérieur au Viséen supérieur sur un socle métamorphique de la région de Roanne (Loire). 8ème réunion ann. Sci. Terre, Marseille, p. 316.

RUBIELLO M.F., GAGNY C. (1979) - Débit en sphéroïdes dans les ignimbrites du Viséen supérieur de la région de Roanne (Loire). 7ème réunion ann. Sci. Terre, Lyon, 1979, p. 414.

SIDER H. (1980) - Cadre géologique et structural d'un prospect minier à Cu, Mo (Thizy), situé dans les formations dévono-dinantiennes du Nord-Est du Massif central, carte d'Amplepuis au 1/50 000. DEA, Géochimie, pétrologie, métallogénie, Nancy, 96 p., 1 carte h.t.

SIDER H., ICART J.C., LACHARPAGNE J.C., WALGENWITZ F. (1980) - Altération et minéralisation de "type porphyry" à Sibert (Rhône). *Chronique de la Recherche Minière*, n° 455, 1980, p. 7-35.

TOURLONIAS D. (1965) - Les cornes vertes de la Montagne Bourbonnaise, Massif central français. DES, Clermont-Ferrand, 54 p.

Carte géologique de la France à 1/80 000

- Feuille *Monbrisson* : 1ère édition (1889), par U. Le Verrier.
2e édition (1941), par J. Jung, P. Bout,
O. Vachias et R. Pecoil.
- Feuille *Roanne* : 1ère édition (1888), par Aug. Michel-Lévy,
Ch. Vélain et F. Delafond.
2e édition (1937), par Alb. Michel-Lévy et J. Goguel.
3e édition (1965), par de nombreux auteurs, coordi-
nation partielle par O. Horon.

Carte géologique de la France à 1/50 000

- Feuille *Maringues* (1980), par M. Jeambrun, P. Dadet, L. Clozier,
R. Fleury, D. Giot.
- Feuille *Le Mayet-de-Montagne* (1978), par L. Baras, M. Le Van Tiet,
M. Jeambrun, R. Bouiller.
- Feuille *Thiers* (1976), par M. Jeambrun, D. Giot, R. Bouiller.
- Feuille *Monbrisson* (1974), par P. Duclos, M. Lorenchet de Montjamont,
R. Dhellemmes, J. Hernandez, J.M. Peterlongo, F. Lauzac.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000

- Feuille *Lyon* (1979), coordination J. Méloux.

Carte des ressources minérales du Massif central à 1/1 000 000 (1979), par A. Emberger et J.J. Périchaud.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

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

- au Service géologique régional Rhône-Alpes, 29 bd du 11 Novembre, 69604 Villeurbanne - Croix Luizet - Cedex ;
- ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

Des informations peuvent être aussi obtenues auprès :

- de l'institut de géologie et de minéralogie de l'université de Clermont-Ferrand, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Cedex ;
- du département de géologie de l'université Claude Bernard, 43 bd du 11 Novembre, 69622 Lyon-Cedex ;
- du laboratoire de pétrologie structurale et métallogénie de l'université de Nancy I, BP 239, 54506 Vandoeuvre-lès-Nancy - Cedex (collection "Bertaux-Rubiello") ;
- de la Société géologique de France, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris ;
- du laboratoire de pétrographie du Muséum d'histoire naturelle, 61 rue Buffon, 75005 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

Cette notice a été rédigée en 1981 par :

- C. GAGNY, avec la collaboration de J. BERTAUX et M.F. RUBIELLO, pour les formations paléozoïques, la géochimie des roches volcaniques et subvolcaniques, les phénomènes géologiques ;
- R. BOUILLER, pour l'introduction, les formations tertiaires et quaternaires, les ressources minérales ;
- Y. KERRIEN, pour l'hydrogéologie.

TABLEAU 1 - ANALYSES CHIMIQUES (1) DE QUELQUES VOLCANITES ET HYPOVOLCANITES DE LA SÉRIE DE LA GRESLE (n° 1 à 9)
(DÉVONIEN SUPÉRIEUR - VISÉEN INFÉRIEUR) ET DE LA SÉRIE DE MONTAGNY (VISÉEN MOYEN) (n° 10a)

N° d'ordre dans la notice	2		3		4		5		6		7		8		9		10a			
	ROCHES BASIQUES		ROCHES INTERMÉDIAIRES		ROCHES ACIDES		ROCHES BASIQUES		ROCHES ACIDES		ROCHES INTERMÉDIAIRES		ROCHES ACIDES		ROCHES BASIQUES		ROCHES ACIDES			
Désignation Pétrographique	Spillite	Microbrèche spillitique	Spillite	Diabase à augite et labrador	Spillite	Diabase à augite et labrador	Spillite	Diabase à augite et labrador	Spillite	Microbrèche spillitique	Spillite	Diabase à augite et labrador	Spillite	Microbrèche spillitique	Spillite	Diabase à augite et labrador	Spillite	Microbrèche spillitique	Spillite	
Référence JB-MFR 1981	R.17.Y	R.21.K	12P	R.4.S	R.18.G	R.21.T	16.X	R.21.S	Basalte	R.12.H'										
Coordonnées Lambert	X: 749.3 Y: 119.6	744.2 118.8	728.4 101.5	(Pierre volante)	745.9 119.2	749.0 119.5	728.4 104.6	743.9 118.8	753.0 117.4											
Localisation	Coutouvre - La Gresle		Saint-Polignes		Coutouvre		La Gresle		Quincé		Coutouvre La Gresle		RteCombre à Thizy							
% d'oxydes	SiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O _{3T}	50.87 17.34 10.23	51.70 17.37 7.54	47.13 17.68 9.69	55.06 14.20 5.91	52.67 16.13 9.64	55.72 17.58 4.78	60.34 18.54 3.95	44.86 12.43 6.37											
E l é m e n t s (2)	MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O TiO ₂ P.F. Total	0.18 4.27 7.88 4.69 0.77 0.84 2.74 99.81	0.10 4.59 5.03 4.34 2.30 0.87 5.97 99.81	0.19 7.67 9.54 2.94 0.92 0.69 3.44 99.84	0.07 6.62 5.31 2.85 4.18 1.11 5.65 99.48	0.13 5.18 4.79 3.32 4.37 0.74 2.80 99.77	0.09 3.26 2.23 2.30 8.72 0.56 2.96 98.20	0.03 0.72 0.29 2.34 9.46 0.58 2.86 99.11	0.17 6.07 11.05 1.96 3.36 1.06 1.57 99.19											

(1) Analyses nouvelles, cf. J. Bertaux et M.F. Rubiello (1981), p. 26.
(2) Dosage par fluorescence X: R. Montanari, laboratoire d'analyses de l'université de Nancy I.

TABLEAU 2 - ANALYSES CHIMIQUES (1) DE QUELQUES VOLCANITES DU VISÉEN SUPÉRIEUR (partie inférieure de la pile volcanique) ;
LATI-ANDESITES QUARTZIQUES

N° d'ordre dans la notice	10	11	12	13	14	15	16
	LAVES DE L'ABBAYE DE PRADINES		LAVES DU BARRAGE DE VILLEREST				
Désignation pétrographique	Lati-andésite quartzique		Lati-andésite quartzique				
Référence JB.MFR.1981 ou moyenne sur n° d'analyses	R.7.i	12.M	12.N	4.J	9.X	S.9	S.51
Coordonnées Lambert	X 741.9	725.6	726.0	732.5	732.5	732.5	732.5
	Y 110.5	102.4	101.8	111.0	111.0	111.0	111.0
Localisation							
Éléments majeurs en % d'oxydes							
SiO ₂	59.52	61.82	61.48	59.06	59.11	59.46	59.31
Al ₂ O ₃	15.76	15.42	15.92	14.78	14.96	15.75	15.72
Fe ₂ O _{3T}	4.67	4.27	4.43	4.59	4.57	4.74	4.79
MnO	0.09	0.04	0.04	0.05	0.06	0.04	0.04
MgO	3.03	3.26	3.06	3.78	3.75	3.81	3.76
CaO	3.46	3.53	2.77	2.80	2.93	3.25	3.24
Na ₂ O	4.05	2.86	2.49	2.61	2.36	2.83	2.94
K ₂ O	3.47	5.24	6.01	5.45	5.77	4.93	4.95
TiO ₂	0.59	0.77	0.77	0.79	0.83	0.83	0.83
P.F.	4.92	2.47	2.46	4.58	3.73	3.67	3.59
Total	99.56	99.68	99.43	98.49	98.07	99.31	99.17

(1) Analyses nouvelles : cf. J. Bertaux et M.F. Rubiello 1981

(2) Dosage par fluorescence X : R. Montanari, laboratoire d'analyses de l'université de Nancy I

TABLEAU 3 - ANALYSES CHIMIQUES (1) DES "TUFES COMMUNS" DU VISÉEN SUPÉRIEUR (partie inférieure de la pile volcanique) RHYODACITES ET ACCESSOIREMENT LATITE QUARTZIQUE, LATI-ANDÉSITE QUARTZIQUE ET RHYOLITE

N° d'ordre dans la notice	17	18	19	20	21	22	23	24	25
TUFES COMMUNS									
Désignation pétrographique	Latite quartzique	Rhyodacite	Rhyolite	Lati-andésite quartzique	Rhyodacite	Lati-andésite quartzique	Rhyodacite	Rhyodacite	Rhyodacite
Référence J.B.M.F.R. 1981	4.T	4.MA	4.K	3.P	10.K	R.7.J	3.J	3.K	R.15.U
Coordonnées Lambert	X 731.2	731.2	731.3	730.8	729.8	743.1	730.9	730.9	744.1
	Y 106.6	106.4	106.2	105.6	109.8	108.1	105.6	105.6	107.3
Eléments majeurs en % d'oxydes (2)	SiO ₂ 15.83 4.99 0.12 3.87 3.66 2.62 5.74 0.87 3.39 99.08	63.71 16.61 4.66 0.09 1.83 3.63 2.17 4.60 0.71 1.80 99.81	62.68 16.89 4.68 0.10 2.40 1.66 3.06 4.79 0.67 2.70 99.63	62.68 15.85 4.46 0.09 2.64 2.90 2.90 5.39 0.77 2.24 99.92	64.46 16.11 3.77 0.10 2.31 2.73 2.69 4.22 0.62 2.42 99.43	63.45 16.28 3.74 0.05 2.74 2.42 3.69 4.21 0.59 2.57 99.74	63.55 16.54 4.68 0.09 2.47 1.82 2.91 4.95 0.65 2.02 99.26	63.67 16.56 4.37 0.09 2.34 1.98 2.83 4.79 0.65 2.25 99.53	64.82 15.34 3.51 0.04 2.36 1.94 1.87 5.08 0.56 4.21 99.73

(1) Analyses nouvelles : cf. J. Bertaux et M.F. Rubiello 1981

(2) Dosage par fluorescence X. R. Montanari, laboratoire d'analyses de l'université de Nancy I

TABLEAU 4 - ANALYSES CHIMIQUES (1) DE QUELQUES VOLCANITES DU VISÉEN SUPÉRIEUR : INTERMÉDIAIRES ENTRE TUFFS COMMUNS ET TUFFS PICARD OU RHYOLITE DE VILLEREST

N° d'ordre dans la notice		26	27	28	29	30
		LAVE DE FOND		LAVE DU LOURDON		
Désignation pétrographique		Latites quartziques		Rhyolites		
Référence JB.MFR.1981		17.D	5.S	10.P	10.N	16.U
Coordonnées Lambert	X	726.4	731.9	729.7	730.1	728.1
	Y	106.3	109.2	109.9	110.2	104.7
Eléments majeurs en % d'oxydes						
(2)	SiO ₂	62.31	61.83	65.24	65.47	65.47
	Al ₂ O ₃	15.73	15.24	14.51	15.08	15.00
	Fe ₂ O _{3T}	4.48	4.28	3.50	3.22	3.41
	MnO	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03
	MgO	1.86	3.47	1.32	1.73	1.78
	CaO	1.98	1.70	2.09	2.02	1.77
	Na ₂ O	2.60	2.15	3.26	3.04	3.45
	K ₂ O	6.59	7.06	4.65	5.12	4.68
	TiO ₂	0.83	0.86	0.55	0.55	0.57
	P.F.	2.68	2.77	2.49	2.16	2.33
	Total	99.10	99.40	97.64	98.42	98.49

(1) Analyses nouvelles : cf. J. Bertaux et M.F. Rubiello 1981

(2) Dosage par fluorescence X : R. Montanari, laboratoire d'analyses de l'université de Nancy I

TABLEAU 5 - ANALYSES CHIMIQUES (1) DES VOLCANITES DU VISÉEN SUPÉRIEUR (partie supérieure de la pile volcanique)

N° d'ordre dans la notice	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
	TUFs PICARD (IGNIMBRITES)					RHYOLITE DE VILLEREST				
Désignation pétrographique	Rhyolites					Rhyodacite	Latite quartzique	Rhyolite à tendance alcaline		
Référence JB.M.F.R.1981	R.12.F	R.7.E	R.14.I	Ha.9	R.4.K	12.X	4.H	12.U	12.V	12.T
Coordonnées Lambert	X 750.2	750.8	751.6	745.1	748.0	730.5	732.1	729.3	728.4	731.8
	Y 113.5	113.0	106.8	102.1	106.9	104.9	112.5	113.5	109.5	112.5
Eléments majeurs en % d'oxydes (2)	SiO ₂	65.42	67.08	68.23	69.31	70.15	61.72	61.92	65.81	70.60
	Al ₂ O ₃	15.79	15.44	14.21	13.96	14.26	15.18	16.30	15.74	13.84
	Fe ₂ O _{3T}	3.75	2.80	2.67	2.63	2.46	3.28	3.79	2.95	2.68
	MnO	0.05	0.04	0.03	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.02
	MgO	1.85	1.48	1.41	1.37	1.21	2.23	2.68	1.08	0.50
	CaO	2.24	1.61	1.32	1.23	0.89	2.69	1.92	0.69	0.37
	Na ₂ O	3.43	3.41	3.20	3.42	3.56	2.37	3.08	3.08	0.76
	K ₂ O	4.91	5.14	4.94	4.97	4.97	5.00	5.63	6.86	5.85
	TiO ₂	0.61	0.50	0.41	0.43	0.39	0.57	0.64	0.38	0.34
	P.F.	1.36	1.77	2.49	1.94	1.50	5.10	2.57	1.50	1.65
	Total	99.41	99.27	98.91	99.30	99.44	98.18	98.56	98.12	98.61

(1) Analyses nouvelles : cf. J. Bertaux et M.F. Rubiello 1981

(2) Dosage par fluorescence X : R. Montanari, laboratoire d'analyses de l'université de Nancy I

TABLEAU 6 - ANALYSES CHIMIQUES (1) DE MICROGRANITE PORPHYRIQUE (échantillons prélevés au centre des caisses filoniennes)
VISEEN SUPERIEUR

N° d'ordre dans la notice	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52
MICROGRANITE PORPHYRIQUE												
Hypovolcanites équivalentes à des rhyolites												
Désignation pétrographique												
Référence JB.MFR.1981	R.15.K	S.8	5.Cf	R.6.Q	9.Z	R.6.S	R.4.F	R.12.N	R.6.H	R.19.C	R.4.A	17.H
Coordonnées Lambert	X Y	744.4 101.8	732.5 111.0	739.8 110.3	732.5 111.0	739.5 109.1	740.5 109.2	753.9 110.9	740.6 110.3	740.6 109.1	740.8 109.1	730.0 110.1
Eléments majeurs en % d'oxydes (2)												
SiO ₂	67.23	65.72	70.18	70.30	70.85	70.28	70.27	71.52	71.75	72.13	72.61	71.47
Al ₂ O ₃	14.59	15.58	14.06	14.13	13.67	14.04	13.97	14.21	13.66	15.04	14.27	14.26
Fe ₂ O _{3T}	2.73	2.89	2.59	2.12	2.56	2.47	2.13	1.82	2.04	1.36	1.46	1.98
MnO	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.04	0.06	0.04	0.03	0.02	0.02
MgO	2.11	1.33	1.00	0.87	0.94	1.15	1.58	0.67	1.12	0.69	0.46	1.04
CaO	1.79	1.79	1.26	1.16	0.97	0.81	0.72	0.69	0.47	0.32	0.30	0.29
Na ₂ O	3.44	3.31	3.13	2.96	3.16	3.63	2.82	3.89	2.80	2.34	2.80	2.78
K ₂ O	3.89	5.76	5.20	5.02	5.38	4.66	4.79	4.67	4.68	4.77	5.03	6.00
TiO ₂	0.45	0.46	0.40	0.33	0.40	0.43	0.36	0.32	0.40	0.26	0.29	0.28
P.F.	3.28	2.28	1.55	2.51	2.04	2.03	2.51	1.38	2.22	2.59	2.18	1.22
Total	99.56	99.15	99.40	99.43	100.00	99.55	99.19	99.23	99.18	99.53	99.42	99.34

(1) Analyses nouvelles : cf. J. Bertaux et M.F. Rubiello 1981
(2) Dosage par fluorescence X : R. Montanari, laboratoire d'analyses de l'université de Nancy I

TABLEAU 7 - ANALYSES CHIMIQUES (1) DE MICROGRANITE PORPHYRIQUE
A PYROXENE ET D'ENCLAVES HOMOGÈNES DANS DES FILONS
DE MICROGRANITE PORPHYRIQUE (VISÉEN SUPÉRIEUR)

N° d'ordre dans la notice	53	54	55	56	57
	MICROGRANITE PORPHYRIQUE A PYROXENE (cf. BeG.) (3)			ENCLAVES HOMÉO- GÈNES DANS MICRO- GRANITE PORPHYRIQUE	
Désignation pétrographique	Trachy- andésite	Latite	Ryodacite	Latite- andésite	Latite quartzique
Référence JB.MFR.1981	2430 (3)	6022 (4)	(5)	(1) : 10 B	(1) : 6. V.A
Coordonnées Lambert	X			729.9	730.2
	Y			108.6	110.1
Eléments majeurs en % d'oxydes (2)	SiO ₂	58.60	62.60	56.45	62.59
	Al ₂ O ₃	16.90	15.60	15.04	15.89
	Fe ₂ O ₃ T	5.76	4.41	5.89	4.09
	MnO	0.10	0.08	0.06	0.03
	MgO	4.10	3.40	4.51	3.04
	CaO	4.05	3.10	4.26	1.86
	Na ₂ O	3.50	1.70	3.04	3.23
	K ₂ O	6.60	5.10	4.66	5.42
	TiO ₂	0.70	1.00	1.08	0.72
	P.F	1.60	1.73	3.63	2.57
	Total	100.41	98.72	98.62	99.44

(1) Analyses nouvelles : cf. J. Bertaux et M.F. Rubiello 1981

(2) Dosage par fluorescence X : R. Montanari, laboratoire d'analyses de l'université de Nancy I

(3) in Bernard-Griffiths 1965

(4) in Yama Nkounga 1973

(5) in Blanc 1968

TABLEAU 8 - ANALYSES CHIMIQUES (1) DE MICRO-ALASKITE PORPHYRIQUES
("microgranite filonien) ET DE LAMPROPHYRE

N° d'ordre dans la notice	58	59	85
	MICRO-ALASKITE ("MICROGRANITE FILONIEN")		LAMPROPHYRE
Désignation pétrographique	Alaskites		Kersantite
Référence JB.MFR.1981	3.H	17.K	8.S
Coordonnées Lambert	X	734.0	727.7
	Y	107.8	102.5
Eléments majeurs en % d'oxydes (2)			
SiO ₂	77.05	76.80	54.13
Al ₂ O ₃	12.44	12.45	16.01
Fe ₂ O _{3T}	0.47	0.49	6.13
MnO	0.01	0.01	0.06
MgO	0.16	0.08	5.41
CaO	0.15	0.05	2.49
Na ₂ O	2.38	2.62	3.48
K ₂ O	5.48	5.43	5.04
TiO ₂	0.12	0.10	0.82
P.F	1.16	1.26	5.77
Total	99.42	99.29	99.34

(1) Analyses nouvelles : cf. J. Bertaux et M.F. Rubiello 1981

(2) Dosage par fluorescence X : R. Montanari, laboratoire d'analyses de l'université de Nancy I

**TABLEAU 9 - COMPOSITION CHIMIQUES
DE QUELQUES MINÉAUX FERRO-MAGNÉSIENS
DES VOLCANITES DU VISÉEN SUPÉRIEUR
(d'après J.B et M.F.R 1981)**

	Augite (a)	Biotite (b)	Biotite chloritisée (c)
SiO ₂	53.39	36.64	30.16
Al ₂ O ₃	0.96	13.69	17.29
Fe ₂ O _{3T}	9.73	17.29	23.37
MnO	0.19	0.03	0.30
MgO	14.04	11.81	11.73
CaO	22.06	-	2.67
Na ₂ O	0.94	0.44	0.12
K ₂ O	0.01	9.23	1.24
TiO ₂	0.12	5.42	4.14
P.F	-	-	8.34
Total	101.45	94.55	99.36

- (a) Augite du tuf commun (microsonde Paris VI)
- (b) Biotite analyse moyenne (3 échantillons) vitrophyre de base à pyroxène du tuf Picard (microsonde BRGM Orléans)
- (c) Biotite chloritisée (pyncchlorite) analyse moyenne (7 échantillons) (analyses fluo X, Montanari, univ. Nancy I)

TABLEAU 10 - PRINCIPAUX GITES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Montcigny Moncigny	1-4001	F	Calcite Fluorine	Filon Faille	Microgranite	Dans la carrière, remplissage de faille. Indice probablement détruit au cours de l'exploitation
Coffolet	1-4002	Ba	Barytine		Tuf	Placage de barytine dans les diaclases
Rochefort Le Goutet	3-4001	Cu	Chalcopyrite Azurite Bornite Malachite	Disséminé	Orthogneiss Microgranite	Observation CEA d'un gros affleurement minéralisé et faille. Indice non retrouvé par SNEA
La Chèvre	3-4002	Cu	Covellite Malachite Bornite	Disséminé	Orthogneiss	Affleurement minéralisé indiqué par CEA, non retrouvé par SNEA
Combre	4-4001	Cha	Anthracite	Statiforme Couche	Schiste-Grès Tuf-Poudingue Arkoses (Dinantien)	Puits et galeries, exploitation de la première couche à 24 mètres du sol. Production 1737 à 1738 : 3 à 4 000 quintaux métriques de charbon à 40 % de cendres
Favier	4-4002	As	Mispickel Quartz	Filonnet	Microgranite Schiste	Petite cassure à remplissage de schiste et quartz minéralisé, observée par CEA, non retrouvée par SNEA
Les Allaires La Gresle	4-4003	Pb, Cu		Filons ?	Granite Schiste	1 puits de 27 mètres, tranchée 6 mètres. 4 périodes de travaux, 1859, 1871, 1912, 1935, dont on ignore l'objet
Verpierre	4-4004	Qua, Ba	Quartz Barytine Pyrite Fluorine	Filon 310-320° Puissance 1 à 4 m Lcng. 1,5 km	Tuf rhyolitique	Carrière sur une grande structure de quartz bréchique présentant de la barytine bréchique, parfois massive à l'extrémité Ouest. En 1978, prospection marteau, géochimique et hydrochimique, par le BRGM

TABLEAU 10 - PRINCIPAUX GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Chez Guetton Gueydon	4-4005	Sb	Quartz Stibine	Filon	Tuf rhyodacitique	Au cours de travaux pour charbon découverte d'un faisceau filonien quartzes minéralisé en Sb. Puits, travers-bancs, traçages, galeries au jour, minéralisation en lentilles. Production 5 à 6 tonnes en 1907
Ferrat Puits Chanselle	4-4006	Cha	Anthracite	Stratiforme	Grès, Schiste, Tuf	4 couches en chapelets irréguliers, galeries, travers-bancs des Chèvres, Jules Rollin (146 m); Henri (60 m); Puits Louis, Belle, Chanselle (105 m). Production de la concession de Régnv, de 1859 à 1863 : 163 t. Matière volatile 8,7, cendres 9,13 %
Chaland	4-4007	Cha	Anthracite	Stratiforme	Grès, Schiste, Tuf	Ex-concession de Combre. 4 à 5 couches relevées par faille. Disposition en chapelets. Petits puits et descenderie. Puits neuf (50 m), galeries, descenderie de Chaland (400 m), de Montut, etc.. Production de la concession, de 1848 à 1925 estimée de 10 à 13 000 t, dont 2 651 t en 1853
Thizy	4-4008	F	Calcite Fluorine Pyrite Chalcopyrite	Filonnet	Calcaire Microgranite Schiste	Ce filonnet observe en 1950 par le CEA à probablement été détruit par l'avancement de la carrière
Villemontais La Combe	5-4001	Ba, Pb	Quartz Barytine Galène	Filon 155°	Microgranite	Ancienne recherche (1749-55) pour plomb, puits et galeries jusque 40 à 50 m de profondeur. Prospection marteau SNEA en 1972
La Goutte-aux-Casse Bully-1	5-4002	Ba, Pb	Quartz Barytine Pyrite Galène	Filon 33° D. ion 60°	Tuf Grès (Dinantien)	Indice en liaison avec la faille de Limagne
Joeuvres-Jeuvers	5-4003	Cha	Anthracite	Stratiforme Couche	Schiste, Grès, Tuf Poudingues Arkoses (Dinantien)	Concession de Joeuvres et Odenet (1843-1939) puits de 98 m. Descenderie 100 m. Travers-banc au fond du puits. De 1825 à 1845 production de quelques milliers de tonnes. Concession de 969 ha.

TABLEAU 10 - PRINCIPAUX GITES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Bully et Fragny	5-4004	Cha	Anthracite	3 couches (1 exploitée)	Tuf Poudingues Arkoses (Dinantien) Tuf	Puits des Glandes (77 m), Chabry n° 1 (112 m), descenderies et galeries dont galerie de la Loire. 4 couches exploitées cendres : 25 %, matières volatiles 8 à 10 %. Production de la concession de 1843 à 1936 = 211 000 t dont 19 065 t en 1908
Grézélon	5-4005	F	Caicite Fluorine	Filonnets 70°	Tuf rhyodacitique	Observation de fluorine violette dans des diaclases dégagées par la carrière. Indice semblable à 500 m au NE
La Bruyère	5-4006	F	Quartz Fluorine	Filon (volantes)	Granite	Eboulis de quartz à fluorine verte
Pernoitière	5-4007	Ba	Quartz Barytine Pyrite Mispickel	Filon (volantes)	Tuf rhyolitique Granite	Extrémité NW d'une longue zone d'éboulis quartzeux. Prospection marteau BRGM et SNEA
Le Puy	5-4008	Ba	Quartz Barytine Fluorine	Filon (volantes)	Granite, Tuf	Extrémité SE de la zone précédente
Le Puy-Sud	5-4009	Ba	Barytine	Filon (volantes)	Granite	Filon matérialisé par des volantes, observation du CEA
Fond	5-4010	Ba	Barytine	Filon (volantes)	Tuf rhyolitique	On a observé une longue trainée (700 m) de volantes et éboulis de barytine jalonnant une faille N-S de près de 2 km
Saint-Maurice-sur-Loire	5-4011	Ba, F	Barytine Fluorine Galène		Granite	Placage dans les diaclases. En 1751 demande d'exploitation pour plomb
Audenet-Odenet	5-4012	Cha	Anthracite	Stratiforme	Schiste, Grès	Les travaux ont reconnus par puits et descenderie une des couches affleurant au Nord du village

TABLEAU 10 - PRINCIPAUX GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Lupe	5-4013	Pyr	Quartz Pyrite Chalcopyrite	Filon	Tuf rhyolitique	Brèche de quartz blanc ou rouillé. Il y aurait eu là d'anciennes recherches pour cuivre
Fragny	5-4014	Ba	Barytine Mispickel	Filon 35°	Tuf	Grosse lentille de barytine dans une zone broyée, observation de mispickel
Chantois-Chantus	5-4015	F	Quartz Fluorine Pyrite	Filon 315°	Tuf rhyodacitique	Observation CEA d'une brèche de quartz rouillé, blanc, avec de petits amas de pyrite et traces de fluorine violette
Clavelières	5-4016	As, Pyr	Quartz Pyrite Mispickel	Filonnets	Microgranite	Observation CEA de filonnets minéralisés. Indice identique à 500 m (Provencière)
Dralou	5-4017	Ba	Barytine	Volantes	Granite	Observation CEA d'éboulis de barytine
Les Aulmes	5-4018	Cu	Pyrite Chalcopyrite	?	Tuf rhyodacitique	On n'observe qu'un peu de pyrite sur cette ancienne recherche pour cuivre
Chaume	5-4019	Pyr	Quartz Pyrite	Filon	Granite	Puissant filon (10 m) à pyrite
Luce	5-4020	Ba	Barytine	Filon	Granite	Filon intragranitique de position imprécise
La Loge, chez Biesse	5-4021	As, Pyr	Quartz Mispickel Pyrite	Filon 40° Chapeau de fer	Tuf	Puissante zone de tufs broyés ferrugineux avec filonnets de quartz minéralisé. A 500 m au NE de chez Biesse, volantes de quartz minéralisé
La Bruyère	6-4001	Pb, Ba	Barytine Galène Fluorine	Filon 5° Pendage 80°	Tuf rhyolitique	Petit filon bréchique, peut-être reconnu par puits au XVIIIe siècle

TABLEAU 10 - PRINCIPAUX GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Dubessy Saint-Paul-de-Vézelin	6-4002	Pb	Quartz Barytine Fluorine Galène	Filons	Grauwacke	Plusieurs galeries parallèles ont reconnues sur 40 à 50 m un réseau de veinules
Lay	7-4001	Cha	Anthracite	Stratiforme	Grès, Tuf, Schiste	4 couches irrégulières avec serre et renflement de 5 à 6 m. Galeries, puits et descendries ont jalonnés la concession. Production totale estimée à 30 ou 40 000 tonnes. Cendres 25 à 30 %. M. V = 7 %
Grive, Givra	7-4002	As, Pyr	Pyrite Mispickel Limonite Chalcopyrite Malachite Azurite Bornite	Filon 30° Pendage 40°	Poudingue, Schiste	Une galerie de recherche sur cette cassure minéralisée au contact des schistes et poudingues
Les Eivaux	7-4003	Ba	Quartz Barytine Pyrite Galène	Filon 115° Puissance 1 à 10 m	Microgranite, Tuf rhyodacitique	Grande structure quartzose bréchique reconnue en prospection marteau, alluvionnaire et hydrochimique, ancienne carrière pour améthyste à l'extrémité NW
Charbonnière	7-4004	Cha	Anthracite	Stratiforme	Grès, Tuf	Les 4 couches du système de Lay traversent la moitié sud de la concession. Quelques anciens puits et galeries, descenderie Sainte Barbe. Production de 1843 à 1888 : 40 000 t environ dont 3 640 t en 1869. Densité : 1.48, cendres 25 à 40 %, M. V : 8 à 9 %
Lafayette	7-4005	Cha	Anthracite	Stratiforme	Grès Schiste	Puits Lafayette, travers-bancs et défilage à - 18 m. En trois ans ce puits a produit 12 000 quintaux métriques de charbon. Cendres 28 %, M. V = 8,33 %, coke : 91,67 %

TABLEAU 10 - PRINCIPAUX GITES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Crocomby	8-4001	Cha	Anthracite	Stratiforme	Grès, Schiste, Tuf	Extrémité NE du système de Lay. Les couches sont redressées N-S. Trois puits et galeries. Faible production, arrêté en 1902
Roussillon	8-4002	Cha	Anthracite	Stratiforme	Grès, Schiste, Tuf	Descenderie du Roussillon, puits de l'Auvergnat (100 m), Edmond (68 m), Curieux, Durozier, du Roussillon. Galerie d'écoulement (300 m). Production 1843 à 1910 : 155 000 t dont 10 246 t en 1849. Cendres 30 %, M.V. : 8 à 10 %.
Le Désert Bois du Désert Peyrelet	8-4003	Cha	Anthracite	Stratiforme	Grès, Schiste, Tuf	2 couches exploitées par la descenderie du Bois. Travers-banc sur la troisième couche. En 1884 on a exploité la première couche par la descenderie de Peyrelet. Cendres 28 à 30 %. M.V = 8 à 10 %
Viremoulin Les Berches	8-4004	Cha	Anthracite	Stratiforme	Grès, Schiste, Tuf	Descenderies des Berches et de Viremoulin. Puits de Viremoulin 92 m. Exploitation de la couche Sainte-Barbe jusque - 80 m et sur 150 m d'extension. Cendres 24,67 %, M.V = 8,87 %, densité 1,48, coke 91,13 %

Réalisation BRGM
Dépôt légal : 4e trimestre 1989