

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

# DOMPIERRE- SUR-BESBRE

par

J. DELFOUR, R. FEYS, H.-G. CARRAT, L. CLOZIER

## DOMPIERRE-SUR-BESBRE



La carte géologique à 1/50 000  
DOMPIERRE-SUR-BESBRE  
est recouverte par les coupures suivantes  
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :  
au nord : AUTUN (N° 136)  
au sud : CHAROLLES (N° 147)

Dornes	Bourbon- Lancy	Toulon- s-Arroux
Moulins	DOMPIERRE- SUR-BESBRE	Paray- le-Monial
St-Pourçain- s-Sioule	Le Donjon	Charolles



BRGM

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE  
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE  
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
DOMPIERRE-SUR-BESBRE À 1/50 000**

*par*

**J. DELFOUR, R. FEYS, H. CARRAT, L. CLOZIER**

*avec la collaboration de*

**F. MERCIER-BATARD, J. CORNET**

**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* : DELFOUR J., CARRAT H., CLOZIER L., FEYS R., FLEURY R. (1988) - Carte géol. France (1/50 000) » feuille Dompierre-sur-Besbre (599) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par DELFOUR J., FEYS R., CARRAT H., CLOZIER L. avec la collaboration de MERCIER-BATARD F., CORNET J. (1989), 116 p.
- *pour la notice* DELFOUR J., FEYS R., CARRAT H., CLOZIER L. avec la collaboration de MERCIER-BATARD F., CORNET J. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Dompierre-sur-Besbre (599) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 116 p. Carte géologique DELFOUR J., CARRAT H., CLOZIER L., FEYS R., FLEURY 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.

N° ISBN 2-7159-1599-3

## SOMMAIRE

<b>INTRODUCTION</b>	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	6
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	7
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	10
<i>FORMATIONS DÉVONO-DINANTIENNES</i>	10
<i>ROCHES PLUTONIQUES DU CARBONIFÈRE SUPÉRIEUR</i>	27
<i>ROCHES FILONIENNES PALÉOZOÏQUES</i>	39
<i>FORMATIONS PERMIENNES</i>	43
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES TERTIAIRES</i> <i>ET MATÉRIAUX D'ALTÉRATION DÉRIVÉS</i>	44
<i>FORMATIONS DES SABLES ET ARGILES</i> <i>DU BOURBONNAIS (PLIO-QUATERNAIRE)</i>	54
<i>FORMATIONS ALLUVIALES ET DÉPÔTS</i> <i>QUATERNAIRES ASSOCIÉS</i>	67
<b>PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES</b>	72
<i>GÉOLOGIE STRUCTURALE</i>	72
<i>MAGMATISME ET MÉTAMORPHISMS</i>	76
<i>EVOLUTION</i> <i>MORPHOLOGIQUE,</i> <i>ALTÉRATION, PÉDOGENÈS</i>	78
<b>OCCUPATION HUMAINE DU SOL</b>	80
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATION</b>	81
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	81
<i>RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES</i>	86
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	91
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	91
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	95
<i>DOCUMENTS ET COLLECTION CONSULTABLES</i>	109
<b>AUTEURS DE LA NOTICE</b>	109
<b>ANNEXES</b>	110
TABLEAUX 1 à 6	

## INTRODUCTION

### PRÉSENTATION DE LA CARTE

Située à l'extrémité sud-ouest du Morvan, la feuille Dompierre-sur-Besbre se partage entre la Bourgogne avec le département de Saône-et-Loire et le Bourbonnais avec le département de l'Allier ; la limite entre ces deux régions suit les méandres de la Loire.

Au Nord-Est du fleuve s'étend un pays vallonné dans lequel se succèdent d'Est en Ouest, les terrains permien du bassin de Blanzy-Bert, le granité de Luzy et les séries volcano-sédimentaires de l'extrémité méridionale du faisceau dévono-dinantien du Morvan. C'est en fait un plateau aux environs de 330 m d'altitude, culminant à 390 m à la Montagne de Chizeuil, entaillé par des ruisseaux rejoignant vers le SSW la vallée de la Loire dont l'altitude décroît de 216 à 205 m dans la traversée de la feuille.

Cette région est partagée entre les prairies consacrées à l'élevage des ovins et bovins (race charolaise) et les bois situés préférentiellement sur les limons des plateaux. Localement, à l'Est de Saint-Aubin-sur-Loire, une couverture sableuse (ancien cours de la Loire) est plus propice aux cultures céréalières.

Au Sud-Ouest de Saligny-sur-Roudon, les premiers reliefs (300 m) du horst de Saint-Léon apparaissent en promontoire de la Montagne bourbonnaise, prolongement des monts du Forez. Les terrains granitiques et dinantiens affleurent dans les pentes et les fonds des vallons sous la couverture tertiaire et quaternaire. Ces premiers pointements cristallins dominant à peine le bassin d'effondrement oligocène drainé par la vallée de la Besbre à l'Ouest, celle de la Loire à l'Est.

A l'Ouest de la Loire, en Sologne bourbonnaise, se développe la plaine argileuse et marno-calcaire oligocène, dominée par le plateau lié aux dépôts fluvio-lacustres des sables et argiles du Bourbonnais, lequel montre une légère inclinaison vers la Loire. Son altitude s'abaisse progressivement de 291 (les Ségauds) au Sud-Est à 261 m (les Millets) au Nord-Est.

Ce plateau est entaillé par de nombreuses rivières aux cours orientés S-N à SW-NE et thalwegs qui s'y raccordent, dont le cours supérieur, généralement endigué à plusieurs niveaux, présente une succession d'étangs. Les versants et interfleuves supportent en alternance des bois et de nombreuses prairies entourées de haies vives destinées à l'élevage de race charolaise et dans une moindre mesure à l'élevage ovin. Les prairies dominant de maigres cultures céréalières. Chaque domaine se consacre également à l'élevage des porcs et des volailles.

Plusieurs niveaux de terrasses se développent entre ce plateau et la basse plaine alluviale de la Loire. Les paliers s'étagent au-dessus de cette dernière entre 25-30 m pour le plus élevé (Fv), 15-25 m pour Fw, 10-15 m pour Fx et 5-10 m pour Fy. Leur répartition, de même que l'étendue de la basse plaine, sont considérablement modifiées en aval du point de confluence Loire-Besbre-Roudon après le franchissement par la Loire du seuil de Diou. Son altitude décroît de 226 m au droit de Molinet à 208 m à la latitude de Beaulon. Soit un encaissement de 60 à 70 m par rapport au

plateau Bourbonnais, tandis que la Besbre montre une dénivelée de 45 à 50 m avec principalement 2 niveaux de terrasse séparés par quelques mètres.

Les deux vallées constituent des voies d'accès importantes avec une densité de population plus forte qu'ailleurs. Les alluvions limono-sableuses de la Loire, grâce à la fertilité des sols qu'elles supportent, permettent la culture de plantes sarclées et céréalières. Dompierre-sur-Besbre, capitale de la Sologne bourbonnaise, se situe à un véritable carrefour routier. Enfin, le Sud de l'agglomération de Bourbon-Lancy, avec l'existence de sa station thermale, doit être mentionné.

### *CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE*

Les exploitations et les tracés géologiques ont été effectués de 1979 à 1983 par :

- L. Clozier (BRGM), pour l'ensemble des formations oligo-miocènes et plio-quaternaires avec le concours de R. Fleury (BRGM) pour celles situées en rive droite de la Loire à l'amont de Perrigny-sur-Loire ;
- R. Fleury (BRGM) et R. Feys (BRGM), pour les terrains permien ;
- H.G. Carrat (collaborateur), pour le granite de Luzy ;
- J. Delfour (BRGM), pour les terrains dévono-dinantien et les domaines granitiques situés respectivement à l'Est de Vaumas et au Nord du lambeau autunien de Neuvy-Grandchamp.

Dans les formations sédimentaires tertiaires et quaternaires, un effort tout particulier a été apporté à la définition et à la cartographie d'ensembles lithologiques dont l'observation systématique a été réalisée soit sur des affleurements (naturels et plus souvent occasionnels), soit à l'aide de sondages à la tarière dans les formations meubles.

Au Sud-Ouest de Bourbon-Lancy, le plateau à couverture oligo-pliocène discontinue est entaillé sur plusieurs dizaines de mètres et offre d'assez bonnes conditions d'observations géologiques.

Les premiers levés à 1/50 000 ont été réalisés par une équipe de géologues prospecteurs du Commissariat à l'énergie atomique (mémoire inédit de J. de Geoffroy, 1951). L'esquisse géologique qui en a été tirée, intéresse exclusivement le granite et le Dévono-Dinantien ; celle-ci, améliorée par les travaux de terrain postérieurs et une nouvelle cartographie inédite (Carrat, 1958), a été utilisée dans la 3<sup>e</sup> édition de la feuille Autun à 1/80 000 (1968).

Par la suite, un lever à 1/10 000 de la partie granitique à l'extrême Nord-Est de la feuille et intéressant surtout l'uranium, a été réalisé par R.Jault, prospecteur au CEA. Ce lever, qui s'étend beaucoup plus largement sur la feuille Bourbon-Lancy, est le plus précis et le plus récent qui existe à l'heure actuelle. Il a été utilisé dans la cartographie de la tectonique intragranitique. Quant à l'étude pétrographique du granite lui-même et des roches associées, elle a été reprise en 1978, à la faveur d'un lever plus spécialement orienté vers l'étude des contacts soit du côté

du Dévono-Dinantien à l'Ouest, soit du côté du Permo-Houiller du bassin de Blanzly.

Au laboratoire, il a été procédé à des études au microscope d'une quarantaine d'échantillons de granitoïdes et les analyses chimiques des éléments majeurs et des traces ont porté sur une trentaine d'échantillons. Enfin, trois échantillons ont fait l'objet de déterminations d'âge par la méthode du potassium-argon.

Dans le domaine permien et dans le petit "golfe" houiller de Grandchamp, l'Autunien est presque invisible actuellement en affleurement. Les anciennes exploitations l'ont transformé en un chaos de terrains bouleversés qu'on s'est évertué à rendre inaccessible sous les taillis et les ronces. Mais les travaux miniers nous ont laissé des informations précises sur la nature et le comportement de ce Houiller qui est d'âge autunien. Et on voit encore un terril au lieu-dit "la Mine" des Guerreaux.

La partie sud-est de la feuille est occupée par les "Grès rouges" du Saxonien. Sur les premières pentes couronnées de Tertiaire, ils signalent leurs terres par leur vigoureuse couleur rouge. Sur le territoire de cette feuille, il y a deux affleurements spectaculaires de grès et gros conglomérats. De plus, de grands sondages de recherche de charbon ont fourni des coupes détaillées et montré que leur épaisseur peut dépasser 1 000 m.

Dans le domaine volcano-sédimentaire paléozoïque, les siltites dévoniennes et carbonifères, résistant assez bien à l'altération météorique, se rencontrent sous une faible épaisseur de terre arable. Les conditions d'affleurement des roches volcaniques et volcano-sédimentaires sont plus variées et irrégulières. Ainsi, lors de l'étude menée sur le gisement de pyrite de Chizeuil, dans le cadre d'une action concertée DGRST (Lecuyer, 1982 ; Lemièrre, 1983 ; Delfour *et al.*, 1984), il a été nécessaire de reconnaître de façon détaillée l'environnement géologique, à l'aide de prélèvements faits à la mototarière jusqu'à plus de 3 m de profondeur. Les 200 échantillons de débris de roches récoltés, suivant une maille à peu près régulière sur une surface d'environ 6 km<sup>2</sup>, ont permis une détermination relativement précise des faciès rencontrés, tant sur des critères géochimiques que pétrographiques.

Cette cartographie de subsurface vient en complément à celle traditionnelle à 1/50 000 ; elle s'appuie en outre sur 260 analyses de roches volcaniques et volcano-sédimentaires échantillonnées sur affleurements naturels et sur carottes de sondages miniers (aimablement mis à disposition par la Compagnie Industrielle et Minière). Elle permet enfin, à travers une meilleure connaissance de la pétrographie et de la géochimie des volcanites dévoniennes, de tenter une reconstitution de l'appareil volcanique porteur de la minéralisation sulfurée de Chizeuil.

### *HISTOIRE GÉOLOGIQUE*

Le faisceau du Morvan, qui s'étend en direction SW-NE dans la partie septentrionale du Nord-Est Massif central, est une des unités structurales de la zone interne de la chaîne varisque (Michel-Lévy, 1908 ; Autran et Dercourt, 1980).

Les terrains paléozoïques, plissés principalement lors de la phase sudète de l'orogénèse hercynienne, s'ennoint progressivement vers le Nord. C'est donc à l'extrémité sud du faisceau, dans la région de Bourbon-Lancy, qu'affleurent les formations les plus anciennes.

Les premiers sédiments datés sont les calcaires et dolomies de Diou, Gilly-sur-Loire et Fontête où la faune de conodontes du Frasnien—Famennien (Lys *et al.*, 1961) contient quelques conodontes remaniés, hérités du Dévonien moyen (Delfour et Gigot, 1985).

Ces dépôts d'eaux peu profondes, formés aux dépens de peuplements de crinoïdes, sont surmontés par un ensemble volcano-sédimentaire accumulé durant tout le Famennien et constitué de siltites d'origine terrigène coupées de nombreuses intercalations de tufs, plus rarement de lave de nature andésito-basaltique. Des lentilles de calcaire interstratifiées dans cet ensemble ont fourni des conodontes du Famennien supérieur, donc de même âge que la macrofaune des siltites de même niveau stratigraphique à Saint-Aubin-sur-Loire (Guffroy et Pillet, 1966).

Les matériaux tuffacés proviennent de remaniements successifs, par les courants de turbidité, des projections pyroclastiques et, pour une moindre part, du démantèlement de laves accumulées dans des édifices volcaniques sous-marins.

Le massif de Chizeuil est un témoin de tels édifices où, à la suite d'une large extrusion de laves acides (soda-rhyolite), succède une activité volcanique constituée par un empilement de coulées de basalte et d'andésite subordonnée, que recoupe plusieurs stocks (protrusion, dôme?) de dacite. Ce volcanisme basique à intermédiaire paraît donc contemporain des dépôts volcano-sédimentaires du Famennien (355 à 345 Ma).

Par contre il faut admettre un hiatus d'environ 30 Ma entre celui-ci et l'extrusion de laves acides pour laquelle une datation géochronologique par la méthode U/Pb sur zircon (Calvez *et al.*, 1986) a indiqué un âge de cristallisation de  $388 \pm 6$  Ma (Dévonien inférieur). C'est probablement au cours de cette accalmie que se serait formé le gîte de Chizeuil : fonctionnement du système hydrothermal et dépôt massif de pyrite aux griffons.

La même sédimentation silteuse se poursuit sans interruption (absence d'une éventuelle phase tectonique bretonne) au Tournaisien (Carbonifère inférieur) mais les nombreuses intercalations de grès, puis de conglomérats (faciès culm) indiquent un changement notable dans la nature des apports, dû à une reprise de l'érosion ainsi qu'un milieu tendant à l'émergence. Le volcanisme dacitique, bien développé dans le Nord du faisceau du Morvan au Tournaisien-Viséen inférieur, n'est représenté ici que par quelques tufs à Bourbon-Lancy et probablement par les nombreux stocks de microtrondhjémite installés dans les sédiments dévoniens et carbonifères au Nord de Gilly-sur-Loire, ainsi que par les sills de trondhjémite recoupant les volcanites de Chizeuil. Localement, le Tournaisien contient des conglomérats dont les débris calcaires ont fourni quelques conodontes remaniés du Dévonien moyen.

Ces types de dépôt, comme les tufs et brèches andésito-basaltiques à débris de calcaire famennien moyen, sont les indices de mouvements tectoniques perturbant la sédimentation. L'activité volcanique est très



probablement responsable de ces mouvements et des variations latérales de faciès parfois brutales (failles actives, talus) qu'ils entraînent. Ces structures anciennes sont oblitérées par la phase orogénique sudète et les plissements d'axe N 10°E plongeant modérément 10° à 30° vers le Nord.

Ces terrains plissés sont recoupés par l'intrusion de granite monzonitique de Luzy d'âge namuro-westphalien. Le batholite de Luzy est constitué d'un granite monzonitique allochtone, de mise en place peu profonde, entre la série volcano-sédimentaire dévonienne qui en forme la couverture et le socle cristallophyllien qui en forme le soubassement mais qui n'affleure pas sur la carte.

Après la mise en place du granite de Luzy, la phase orogénique asturienne inaugure l'effondrement du sillon de Blanzky-Bert-Le Creusot. Sur le jeune continent, le démantèlement actif de la chaîne hercynienne va alimenter le remblaiement détritique; le sillon est comblé par les sédiments houillers du Stéphanien puis de l'Autunien. C'est une période de vie continentale intense et déjà diversifiée.

Les filons de microgranite, probablement Stéphanien supérieur à Autunien, sont les dernières grandes manifestations magmatiques en relation avec l'orogénèse varisque.

A la fin de l'Autunien, un événement considérable, la phase saalienne, va parachever la surrection de la chaîne hercynienne. Il s'ensuit le dépôt du Saxonien (qui est une "mollasse" au sens d'étage tectonique). Ce sont des grès et conglomérats rouges qui ne contiennent pratiquement pas de fossiles, que cette stérilité soit due à un climat désertique ou à une mauvaise conservation dans des faciès oxydants. Ils s'achèvent avec la pénéplation plus ou moins complète du continent.

L'essentiel de la facturation qui affecte le domaine paléozoïque provient de mouvements tardi-hercyniens dont le jeu en compression évolue de la direction N-S au Stéphanien supérieur à celle E-W à l'Autunien. A ces mouvements épirogéniques sont donc liés les grands cisaillements N 30°E et N 160°E puis N 60°E et N 120°E. Les diverses phases de compression et de distension qui se succèdent de l'Autunien au Miocène, particulièrement en contre-coup des orogénèses pyrénéenne et alpine, se marquent dans le socle paléozoïque par la réactivation des fractures tardi-hercyniennes, dans lesquelles se mettent en place, comme au Jurassique inférieur, des filons de quartz à barytine et fluorine.

A l'Eocène moyen et supérieur, et au début de l'Oligocène, sous l'influence des mouvements orogéniques alpins, s'individualisent de larges fosses et sillons subsidents dans lesquels vont s'accumuler d'épaisses séries détritiques et carbonatées.

Des sondages réalisés dans ces bassins, exécutés jusqu'au socle, ont traversé des sédiments attribués à l'Eocène moyen (Lutétien supérieur) et supérieur, à l'Oligocène et à la base du Miocène vers le Nord. A l'exception des dépôts stampiens, qui ont enregistré des incursions marines, l'ensemble des terrains sédimentaires indique un environnement continental de type lacustre, fluvial ou terrestre.

Les mouvements de subsidence se ralentissent considérablement à partir du Miocène, l'érosion entaille les dépôts précédents, sans toutefois laisser, sous forme de dépôts, beaucoup de trace de son action, excepté dans la région de Vichy où une formation d'extension notable (sables de Vendat) a été conservée.

Après l'assèchement des lacs aquitaniens dans lesquels se sont élaborées d'énormes masses de récifs algaires, nous ne connaissons pas, dans le cadre de la feuille, de dépôts attribuables au Miocène post-aquitainien comparables aux sables fluviaux de la région clermontoise (sables feldspathiques burdigaliens, sables à chailles pontiens). Dans le bassin de Moulins, l'unique dépôt connu de cette période est constitué par les sables fossilifères piégés dans une cavité karstique de la région de Givreuil, attribués anciennement à l'Helvétien.

Au Pliocène supérieur et peut-être encore au Pléistocène inférieur, des dépôts détritiques fluviaux et lacustres, assez considérables par leur épaisseur et la surface qu'ils couvrent, se mettent en place dans les limagnes d'Auvergne, la Sologne bourbonnaise et le Berry (fossé de la Loire). La région de Dompierre-sur-Besbre doit à cette formation, dite des sables et argiles du Bourbonnais, ses principales caractéristiques.

Au cours du Quaternaire, l'encaissement progressif du réseau hydrographique est à l'origine du dépôt de terrasses étagées. Le modelé du relief actuel, lié en majeure partie à l'action de mécanismes alluviaux, résulte également de l'intervention des divers processus de dégradation périglaciaire ; ceux-ci, par colluvionnement ou solifluxion, sont à l'origine du déplacement sur les pentes de matériaux meubles.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### FORMATIONS DÉVONO-DINANTIENNES

d5-6a. **Frasnien-Famennien inférieur. Calcaires bioclastiques, dolomies gréseuses, dolomies massives.** Les premiers dépôts de la série dévonodinantienne du Morvan, considérés tout d'abord comme Frasnien (Michel-Lévy, 1908) puis Givetien (Guffroy, 1964), se situent en fait à la limite Frasnien-Famennien d'après leur microfaune (Guffroy, 1959 ; Lys *et al.*, 1961). Ils sont représentés essentiellement par des calcaires et des dolomies qui affleurent de façon limitée, parfois ponctuelle, dans quelques localités dispersées entre Diou et Fontête.

Actuellement, seul le lieu-dit les Carrières, sur la rive droite de la Loire à 400 m à l'Ouest du pont routier, offre des fronts de taille permettant de dresser une coupe locale de la séquence carbonatée dont les caractères sédimentologiques des divers termes ont été décrits par C. Robelin (1981), soit de bas en haut :

- environ 10 m de calcaire bioclastique, riche en débris d'encrines et de polypiers. La base de ce niveau massif n'est pas connue ;
- environ 5 m de calcaire gréseux contenant des fragments (jusqu'à 1 m) de calcaire ;
- 15 m d'alternances fines (quelques cm) de calcaires bioclastiques fins et de calcaires silteux. La base de ces alternances a fourni une faune abon-

dante de conodontes (Delfour et Gigot, 1985) caractéristique du Frasnien supérieur (Told à Tolla) et de la limite Frasnien-Famennien (Told à ToIIIa), tandis que le sommet de ces mêmes alternances montre une association caractéristique de la limite Frasnien-Famennien à Famennien inférieur (ToI/II à ToIIIb). ;

- 5 m de dolomie beige en bancs massifs ;

- les siltites vertes ou rougeâtres qui surmontent l'assise dolomitique ne contiennent que quelques intercalations décimétriques de calcaire bioclastique.

Largement comblée et urbanisée, il reste peu de traces de l'exploitation en carrière des calcaires de Diou. Seul un parement de calcaire bioclastique à débris d'encrines (unité basale ?) subsiste dans une décharge à la bordure orientale de l'ancienne carrière.

Les dolomies beiges, massives, apparaissent dans le lit de la Loire en période de basses eaux, à peu de distance sous les siltites.

Sur la rive nord du fleuve, entre la Pierre-Noire et le Montguison, une large excavation de recherche minière a dégagé le sommet de l'assise carbonatée dans des alternances décimétriques à métriques de calcaires dolomitiques lités.

Enfin, les calcaires ont été exploités dans deux carrières à 200 m à l'Ouest du hameau de Fontête. Seule la carrière sud montre un reste de front de taille dans des calcaires noirs, redressés et plissotés. Ces sédiments ont fourni la même faune de conodontes (Lys *et al.*, 1961), principalement *Palmatolepsis*, qu'aux Carrières, caractérisant le Frasnien supérieur à la limite du Famennien : Told à ToIIb (Delfour et Gigot, 1985).

Le calcaire de Fontête est en contact faillé à l'Ouest et au Sud avec les grès, siltites et conglomérats du Tournaisien. De ce point de vue on peut remarquer que les calcaires des Carrières ont une disposition semblable, limités à l'Ouest et par faille avec le petit panneau de grès et conglomérats tournaisiens d'Alger, et qu'il faut faire intervenir un accident (E-W ?) caché sous la plaine alluviale pour expliquer le décalage avec les calcaires de Diou.

d6b-7. **Famennien moyen et supérieur. Siltites, siltites tuffacées, siltstones, siltites à débris calcaires.** Durant toute cette période se dépose une sédimentation fine, d'origine terrigène (Robelin, 1981 ; Lemièrre, 1983 ; Delfour *et ai.*, 1984) faite de siltites vert kaki, massives ou finement stratifiées à lamines alternativement foncées et claires.

Les intercalations calcaires ne réapparaissent que rarement dans ce fond très uniforme ; par contre une activité volcanique, bien qu'irrégulièrement répartie, reste omniprésente avec un paroxysme vers le Famennien moyen et supérieur qui sépare grossièrement une unité volcano-sédimentaire inférieure d'une supérieure.

#### • **Unité volcano-sédimentaire inférieure**

En période de basses eaux, la rive sud de la Loire, entre l'agglomération de Diou et le pont routier, offre une coupe géologique presqu

continue dans une séquence de siltites dans lesquelles s'intercalent de minces niveaux (1 m maximum d'épaisseur) de tufs remaniés à cristaux et lapillis, de nature andésito-dacitique ; plus exceptionnellement, vers la base se place un niveau identique épais de 10 m et riche en débris calcaires. Ces siltites sont massives ou finement laminées, à rares empreintes de plantes, et de teinte vert kaki, la coloration rougeâtre, apparaissant localement, paraît due à des phénomènes d'altération (hydrothermale ou météorique ?).

La coupe se termine à l'Est sur un stock de microtrondhémite mais on retrouve un prolongement dans la berge sud du canal jusqu'au pont SNCF. Dans les mêmes siltites, les intercalations de tufs se font plus fréquentes et plus épaisses, passant parfois à des niveaux de brèches remaniées fines où les fragments de lave sont mêlés à des plaquettes de calcaires.

Ce dernier type de dépôts annonce les puissantes assises de tufs et brèches remaniés, andésito-basaltiques - avec ou sans fragments calcaires - qui vont dominer sur la sédimentation silteuse jusqu'à la fin du Famennien, en marge des foyers d'émissions volcaniques.

#### • **Massif volcanique de Chizeuil**

L'activité volcanique, qui va rester centrée sur ce massif jusqu'au Famennien supérieur, semble avoir débuté dès le Dévonien inférieur par un large épanchement sous-aquatique de *laves soda-dacitiques* ( $\rho\alpha$ ) de composition et texture homogènes. Deux dimensions au moins de cet épanchement peuvent être estimées : 12 km de long et environ 400 m d'épaisseur.

Les conditions actuelles d'observations ne permettent pas de savoir si la mise en place est polyphasée ou non. Les laves sont massives, à grain fin, gris rougeâtre, avec des traînées plus sombres évoquant la fluidalité ; les petits phénocristaux de plagioclase sont blancs à rosâtres.

Pétrographiquement les soda-dacites ont un faciès uniforme de lave à texture porphyrique, contenant des phénocristaux d'oligoclase-albite, subautomorphes, corrodés, plus rarement des phénocristaux de quartz, orientés suivant la fluidalité du fond microlitique où les minéraux ferromagnésiens (biotite ou amphibole ?) sont entièrement transformés en agrégats de fines lamelles de biotite due au métamorphisme de contact du granite. Quelques roches montrent encore au microscope un débit perlitique.

Des faciès de *laves autobréchiques* ( $\rho\alpha[1]$ ) sont rencontrés à la partie supérieure de l'épanchement. Ainsi, les roches affleurant sur la rive gauche du ruisseau de Sauvigny, au Nord des Loges, montrent au microscope des éléments anguleux de lave à phénocristaux d'albite-oligoclase (texture parfois largement glomérophyrique), plus rarement des petits phénocristaux de quartz, dans un fond microlitique et amygdalaire, emballés dans une matrice felsitique également finement amygdalaire. Ce type de lave autobréchique peut être repris par des phénomènes de cataclase qui se révèlent antérieurs à la formation de la biotite de métamorphisme de contact.

Ce premier épanchement de lave acide et la formation probable de chambres magmatiques à faible profondeur, donnent naissance à des circulations hydrothermales. Les solutions chaudes ( $> 350^\circ$ ) et acide ( $\text{pH} < 3$ ), (Lemière, 1983 ; Delfour *et al.*, 1984), percolent à travers une partie de l'épanchement, y développant des zones d'altérations caractérisées par le lessivage des métaux alcalins et alcalino-terreux (Na, K, Ca, Mg). Deux zones concentriques sont ainsi reconnaissables autour de la mine de Chizeuil :

— *dans la zone externe*, les laves acides sont transformées en "quartzites à séricite" ; ceux-ci n'affleurent que très rarement, sensibles à l'altération météorique et proches des chapeaux de fer. Ils ne sont donc connus que par les prélèvements au bed rock faits à la mototarière.

Au microscope la texture est rubanée avec des lits riches en quartz et des lits où domine la muscovite fine associée à un peu de pyrite. Le rutile et le zircon sont les minéraux accessoires communs.

Des faciès de transitions entre ces quartzites et les laves acides affleurent à Creuse ; les contours des phénocristaux de plagioclase sont encore visibles mais les minéraux, comme le fond felsitique, sont transformés en une association de quartz et séricite ;

— *dans la zone interne*, des "quartzites alumineux" encaissent les amas pyriteux. On observe plusieurs types de textures sous une association minéralogique assez simple : quartz fin engrené, andalousite (et kaolinite de rétomorphose) et pyrite en proportions variées :

— soit rubanée avec alternances de lits riches en quartz et de lits alumineux et pyriteux (ex. haldes),

— soit bréchique et plus ou moins fissurale (sondages au niveau —150 de la mine). Les éléments subanguleux constitués de "quartzites" un peu pyriteux sont repris par des veinules et des veines où les minéraux alumineux (andalousite, kaolinite, associés à la pyrite) s'orientent parallèlement aux épontes. Par disparition progressive de l'andalousite et l'augmentation d'épaisseur de ces veines, on passe graduellement à la zone des amas pyriteux.

Ces deux zones étant proches du granite, le métamorphisme de contact est responsable de la recristallisation de la pyrite et de l'apparition de l'andalousite à partir d'un minéral alumineux non retrouvé mais qui pourrait être également de l'andalousite (Lemière, 1983 ; Delfour *et al.*, 1984). Dans les mêmes conditions sont apparus corindon, diaspore et divers phosphates (Lacroix, 1918).

Ainsi le centre de ces auréoles d'altération coïncide avec les points d'émergence des fluides hydrothermaux sur le fond marin là où le changement brutal des conditions physico-chimiques provoque le dépôt massif de pyrite, tandis qu'au voisinage se sédimentent les sulfures polymétalliques et la barytine.

C'est probablement durant cette accalmie dans le volcanisme que se déposent à nouveau les siltites dont un petit lambeau subsiste au Sud-Ouest de la Montagne de Chizeuil.

L'activité volcanique reprend de l'ampleur avec de grands épanchements de **laves andésito-basaltiques** ( $\alpha\beta$ ) que recourent des **stocks subvolcaniques de dacite** ( $\rho\alpha$ ). Les points d'émission de ces venues paraissent centrés sur les zones d'altérations hydrothermales et les amas pyriteux.

Les coulées de lave andésito-basaltiques, de couleur vert foncé, qui se succèdent sur une épaisseur d'environ 400 m, ont une extension moindre que celles des laves acides et sont confinées dans la moitié sud du massif de Chizeuil ; par contre, les dépôts formés aux dépens des projections et du démantèlement des épanchements basiques sont largement dispersés par les courants de turbidité.

Au niveau de la Fayette, les coulées présentent communément un faciès de **lave autobréchique, porphyrique et plus ou moins amygdalaire** ( $\alpha\beta$ [1]). On observe au microscope des éléments de basalte porphyrique à phénocristaux de plagioclase zone (labrador) et de clinopyroxène (augite), de lave basique microlitique, amygdalaire, de ponce fortement pigmentée, emballés dans une matrice de lave basique microlitique, légèrement porphyrique et amygdalaire. Le métamorphisme de contact n'oblitére pas la texture primaire mais développe de l'actinote et de la biotite parfois en abondance.

Des **laves basaltiques à texture microlitique** ( $\alpha\beta$ ) assez grossière et contenant quelques phénocristaux de clinopyroxène ouralitisé et de petites enclaves dacitiques, seraient des coeurs de coulée ou appartiendraient à des sills intrusifs dans les laves autobréchiques.

Les dernières manifestations de laves basaltiques du massif de Chizeuil sont rencontrées à 400 m à l'Est des Pierrots, donc toujours dans l'axe du centre présumé des émissions.

Sur la rive gauche du ruisseau de Sauvigny affleure un **basalte porphyrique** ( $\alpha\beta$ ) à phénocristaux de plagioclase (labrador) et de clinopyroxène (augite) dont les coeurs ne sont pas ouralitisés. Ce faciès homogène passe en quelques dizaines de mètres vers l'Ouest à un basalte amygdalaire (remplissage de quartz et chlorite) et parfois autobréchique de sommet de coulée.

Sur la rive droite du ruisseau, apparaît un faciès particulier d'épanchement sous-aquatique ou **tuffo-lave (t-l)**. Au microscope, les fragments anguleux de basalte porphyrique et plus ou moins amygdalaire, les cristaux brisés de plagioclase, de clinopyroxène, d'amphibole, sont cimentés par une lave basaltique microlitique et ponceuse. Des faciès identiques, rencontrés depuis le secteur de Jarsaillon jusqu'à celui de Saint-Aubin-sur-Loire, sont considérés comme appartenant au même épanchement. En effet, ce type de lave où la phase magmatique est très riche en gaz (vapeur d'eau) et donc très fluide, est susceptible de s'étendre très loin.

Au Nord de l'axe des émissions volcaniques, aux environs de Sauvigny, les épanchements sont limités à quelques **laves autobréchiques à fragments d'andésite porphyrique** ( $\alpha$ ) (phénocristaux d'andésine et d'amphibole).

La phase finale du volcanisme concentré sur le massif de Chizeuil est marquée par des intrusions de **stocks de dacite** ( $\rho\alpha$ ) dans les basaltes autobréchiques et par des extrusions, probablement sous forme de dômes dacitiques, qui seront enfouis sous les siltites de l'unité volcano-sédimentaire supérieure. Ces dacites ont un faciès remarquablement uniforme de lave à texture porphyrique fine à grossière, à phénocristaux d'oligoclase zoné dans un fond microlitique, à structure fluidale souvent irrégulière passant à une structure autobréchique soulignée par les débits perlitiques. On note la fréquence des amygdales à remplissage de quartz,

chlorite, feldspath potassique, biotite (métamorphisme de contact) et carbonates.

#### • **Unité de Jarsaillon**

Les deux ensembles volcano-sédimentaires qui s'étendent autour de Jarsaillon représentent, par l'association de brèches et tufs andésito-basaltiques diversement remaniés et intercalés dans les siltites, ainsi que localement par la présence de tuffo-lave, l'équivalent latéral des épanchements du massif de Chizeuil. Des apports provenant d'autres foyers d'activité sont également possibles.

Dans l'ensemble situé au Sud-Est et affleurant des Pierrots aux Roses, divers faciès ont été distingués.

Une **brèche à éléments de roches volcaniques** (*t-br*), se suit de proche en proche des Pierrots jusqu'au Nord des Jocquets. Elle succède ou passe latéralement au tuffo-lave du sommet du massif de Chizeuil.

A l'affleurement, cette brèche se caractérise par l'abondance des fragments anguleux (plusieurs centimètres) de basalte-andésite porphyrique et amygdalaire, ainsi que par la présence de siltstones verts et de roches volcaniques acides. Ces dernières, montrant au microscope une composition de soda-dacite avec des phénocristaux d'oligoclase dans un fond felsitique à débit perlitique, dérivent probablement du démantèlement des premiers épanchements du massif de Chizeuil. La matrice emballant ces fragments, chargée d'épidote finement cristallisée ou recristallisée (quartz, albite, actinote, épidote, biotite), paraît de nature silto-tuffacée avec des cristaux cassés de plagioclase et de petits lapillis de roche basique.

Une séquence d'environ 300 m d'épaisseur où les **tufs remaniés** (*t-br*[1]) (tufs albitophyriques de Michel-Lévy, 1908) dominent en alternances avec les siltites. Par leur faciès ces alternances témoignent d'apports brutaux, parfois volumineux, de matériaux volcaniques immatures paraissant pour l'essentiel le produit de projections (subaquatiques *p.p.* et aériennes *p.p.*), s'interstratifiant dans la sédimentation silteuse.

Ces apports se faisant par remaniements successifs sous l'action de courants de turbidité, on observe de grandes variations dans l'épaisseur des bancs tuffacés, depuis des alternances millimétriques à centimétriques de tufs et siltites, jusqu'à des couches homogènes de tufs de plusieurs mètres de puissance. Ces derniers se caractérisent par leur aspect massif, sans trace de stratification et une constitution relativement simple de cristaux de plagioclase (oligoclase-andésine) souvent corrodés, brisés et de lapillis de basalte et/ou d'andésite porphyrique, microlitique et amygdalaire, plus rarement de minéraux ferro-magnésiens (clinopyroxène ?) chloritisés.

La granulométrie est très uniforme de  $1/10^{\circ}$  à  $1/4$  de millimètre, mais peut devenir hétérogène par l'augmentation de la taille des fragments lithiques. La matrice peu abondante est riche soit en épidote très finement cristallisée, soit en chlorite.

Des fragments de calcaire fossilifère apparaissent localement dans ces tufs, provenant très probablement du remaniement de sédiments calcaires interstratifiés dans les alternances silto-tuffacées. Ainsi, à 150 m au Sud-Ouest des Roses, l'un des deux **bancs calcaires** (C) a fourni une

faune de conodontes du Famennien supérieur (ToIII-VI), donc à peu près de même âge que les faunes de conodontes (ToVI-Tn) extraites des fragments de calcaires contenus dans les tufs aux environs des Jocquets et du Montceau (Delfour et Gigot, 1985).

Dans les alternances fines (mm à cm), les lits tuffacés reposent par micro-ravinements sur les lits silteux sous-jacents et passent par granoclassement à des lits de siltstones à fantômes de radiolaires.

Au Nord-Ouest de Jarsaillon, la succession stratigraphique n'a pu être dégagée à l'intérieur de l'ensemble où réapparaissent les mêmes faciès de **tufs andésito-basaltiques remaniés (tf)** en alternances avec les siltites et les siltstones. Signalons la présence, à 800 m au Sud-Ouest de Bidalot, d'un tuf grossier à cristaux de plagioclase et clinopyroxène et lapillis de basalte porphyrique (plagioclase et clinopyroxène) ainsi que des fragments de calcaire et débris fossilifères. Ce tuf se situe dans le prolongement sud d'une coulée basique amygdalaire intercalée dans les tufs et les siltites.

Dans la bordure nord, des Ardillats à Chevagny, plusieurs affleurements semblent jalonner l'extension d'un épanchement de **tuffo-lave (t-l)** de même faciès (et probablement contemporain) que celui mis en place au sommet de l'appareil de Chizeuil (secteur des Pierrots).

#### • **Secteur de Diou-Saint-Aubin-sur-Loire**

Dans ce secteur, la série famennienne est compartimentée par une série de failles (parfois accompagnées de filon de quartz) orientées N 70°-80° E. L'identification, en plusieurs localités, de tuffo-lave identique à celui affleurant dans le Nord-Est de la carrière de Saint-Aubin, a permis de dégager une succession dans un ensemble volcano-sédimentaire qui, par ses divers faciès constitutifs et sa position stratigraphique, se place dans le prolongement latéral de l'unité de Jarsaillon.

Surmontant l'unité volcano-sédimentaire inférieure, cette succession débute par une assise d'environ 150 m d'épaisseur et constituée principalement de **tufs avec quelques intercalations de brèches (t-br)**. Elle affleure à 1,5 km à l'Est de Diou, depuis les berges du canal jusqu'au Nord du pont SNCF à travers le lit de la Loire.

Vers la base de l'assise, les tufs remaniés sont à grain fin et homogène, à fragments lithiques de basalte, d'andésite porphyrique, à cristaux de plagioclase partiellement altérés et à nombreux débris de calcaire fossilifère dans un ciment de calcite et chlorite. Plus haut, la nature des tufs est nettement basaltique, avec des cristaux de plagioclase (An 50) et parfois l'abondance de cristaux d'augite ainsi que quelques amphiboles brunes d'origine magmatique. Les lapillis sont des fragments de ponce et de basalte porphyrique à phénocristaux de plagioclase et d'augite. Ces tufs sont généralement massifs mais peuvent montrer une stratification soulignée par des lits de granulométrie différente.

Les brèches intercalées dans les tufs (ex. : berge droite de la Loire au pied est du pont SNCF) conservent la même composition : les fragments lithiques (basalte porphyrique et calcaire fossilifère), emballés dans une matrice calcaro-tuffacée (plagioclase, augite, lapilli basaltique), atteignent jusqu'à 2 cm.



La faune de conodontes (*Palmatolepis* et *Polygnathus*) qui a pu être extraites des plaquettes calcaires a indiqué un âge famennien moyen à supérieur et donc un remaniement synsédimentaire (Delfour et Gigot, 1985).

Au-dessus de cette assise et jusqu'aux environs de Chavence, s'étend une séquence d'environ 150 m d'épaisseur, faite d'alternances centimétriques à décimétriques de **siltites, siltstones et tufs remaniés (t-br)**, parfois grossiers, à fragments de lave basaltique et de calcaire. On note également l'apparition de lapillis de lave acide microlitique à débit perlitique. A la base de cette séquence (voie ferrée à la sortie nord du pont SNCF), une brèche remaniée à fragments de basalte porphyrique et calcaire passe graduellement vers le haut et sur 2 m à un tuf fin.

Une nouvelle assise ( $\approx 100$  m) de **tufs remaniés (t-br)**, massifs, peu à mal stratifiés, fait suite à la séquence silto-tuffacée. La composition reste basique avec des fragments de lave basaltique à phénocristaux de clinopyroxène et d'amphibole épigénisés en actinote. Le grain est fin, n'excédant pas le mm, sauf au voisinage de Chavence où une brèche (lave autobréchique ?) a été observée non loin d'une coulée basique.

Les roches observées dans la carrière de Saint-Aubin, sous le tuffo-lave, ainsi que sur 500 m vers le Sud, appartiennent à des alternances de **siltites** et **tufs remaniés (t-br)** (à peu près en proportions égales) dans lesquelles sont intercalées quelques coulées d'andésite-dacite de faible épaisseur, porphyriques et amygdalaires.

Les tufs se distinguent de ceux situés plus bas dans la série, par l'abondance des fragments de lave porphyrique andésito-dacitique et par la fréquence des fragments de lave acide (soda-dacite) microlitique à débit perlitique. C'est dans ces alternances silto-tuffacées, et plus particulièrement dans des siltites rougeâtres, que se rencontre une faune de trilobites du Famennien supérieur (GufTroy et Pillet, 1966).

Le **tuffo-lave (t-l)** qui affleure sur 70 m d'épaisseur dans le front de taille nord-est de la carrière de Saint-Aubin, est identique à celui des Pierrots. Il est intercalé dans des alternances (millimétriques à pluridécimétriques) de siltite, siltstone et tufs remaniés. Sa mise en place a provoqué le bouleversement, sur quelques centimètres, des sédiments sous-jacents. Ceux-ci se retrouvent emballés dans le tuffo-lave, généralement en petits fragments, sauf dans la partie médiane de l'épanchement où des blocs de siltites à radiolaires atteignent jusqu'à 30 cm et présentent des figures de déformation propres à des sédiments non consolidés.

On retrouve dans ce tuffo-lave et au microscope les mêmes texture et composition, avec en abondance des lapillis d'andésite porphyrique (plagioclase An 30-40) et microlitique, des cristaux d'andésine pris dans un verre très ponceux (amygdales de chlorite) probablement de nature basaltique. Une auréole de réaction à albite, calcite et minéraux opaques borde fréquemment les fragments de siltite à radiolaires.

Le même tuffo-lave a été identifié dans un petit panneau faille au Nord de la Vèvre. Un sondage de recherche minière, situé à 500 m au SSE du Bois-Vacat, débute également dans ce matériel volcanique (Bellotto, 1983). Les affleurements de tuffo-lave situés à l'extrémité sud de la forêt de Germigny constituent un relai avec l'épanchement du haut de l'unité de Jarsaillon.

Les alternances de siltites, tufs remaniés et siltstones, se poursuivent encore sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur jusqu'à la dernière manifestation volcanique du Famennien : une **coulée d'andésite** ( $\alpha G$ ) qui se suit de proche en proche depuis le Nord-Ouest de Camus jusqu'aux Moinats.

L'écoulement fluidal et laminaire de la lave est bien souligné par la texture microlitique plus grossière vers la base, plus fine, amygdalaire (chlorite et calcite) et porphyrique au sommet. L'ensemble de la roche, y compris les phénocristaux zonés d'oligoclase, est partiellement envahi de carbonate et les ferromagnésiens sont transformés en chlorite. Ce n'est que sous la ferme de Givallois que les phénocristaux d'augite restent en partie conservés.

La coulée est surmontée en concordance par des siltites (carrière de Givallois) ou par des grès fins (200 m au Nord-Est de la ferme) immatures, riches en grains de quartz, premiers dépôts du Culm carbonifère qui s'insinuent dans les interstices de la surface de la lave scoriacée et amygdalaire.

#### • **Secteur nord de Chalmoux**

Plusieurs des faciès décrits précédemment affleurent dans un secteur situé à l'intersection de la zone fracturée de Chizeuil-Ternand et de celle de Novillard-Guignebert, et dont la complexité structurale n'a pu être éclaircie.

Dans les mêmes alternances où dominent soit les termes silteux, soit les tufs remaniés, s'intercalent des dacites de faciès stock autobréchique et le tuffo-lave de faciès Saint-Aubin ou des Pierrots (Moulin Foulon, Sud Vezon).

Cette séquence volcano-sédimentaire monte très probablement jusqu'à la limite avec le Carbonifère : les premiers bancs de grès à débris de plantes apparaissent dans les siltites, dans la carrière située à 150 m au Nord de la Planche-Valette.

#### • **Intrusions subvolcaniques**

A l'Est de Champ-Vaudelin, dans le talus de l'ancienne voie ferrée de la mine de Chizeuil, deux sillons lenticulaires de **dolérite** ( $d\theta$ ) sont en concordance avec les alternances silto-tuffacées plissées. Ils sont superposés, séparés par quelques dizaines de mètres de sédiments et ont environ 50 m d'épaisseur. L'extension latérale du sill supérieur est estimée à 400 m, celle du sill inférieur à 800 m. Un troisième sill serait intercalé à 500 m au NNW de Vellerot.

Ces intrusions, mises en place à faible profondeur, seraient contemporaines du volcanisme basique famennien avec lequel elles présentent beaucoup d'affinités géochimiques. Leurs faciès et leurs compositions minéralogiques et chimiques sont homogènes bien que ces roches aient subi une altération hydrothermale de type spilitisation. Ce sont des dolérites à grain fin, à texture ophitique, où les phénocristaux de plagioclase (albite) sont partiellement séricitisés tandis que les phénocristaux de hornblende sont épigénisés en actinote et/ou chlorite.

h1-2a. **Toumaysien - Viséen inférieur. Siitites, grès plus ou moins grossiers, siltstones.** Les premiers dépôts du Carbonifère présentent le faciès culm caractérisé par les alternances de siltites, grès et conglomérats. Ils s'étendent suivant deux zones synclinales dans la moitié ouest du domaine paléozoïque :

— une première au Nord, se prolongeant sur la feuille Bourbon-Lancy vers le Signal de Mont ;

— une seconde au Sud, dont la structure plissée est bien exposée le long de la D 979 entre Gilly-sur-Loire et la Vallée.

En dehors de ces deux zones, le Toumaysien basai, silto-gréseux, s'étend suivant un petit synclinal dans la butte de Novillard ainsi qu'au Nord de Planche-Valette.

Les grès et les conglomérats réapparaissant en bordure de la vallée de la Loire au Nord-Ouest des Carrières, sont pris dans un panneau effondré dans le Famennien et limité par des intrusions de microtrondhjémite et des failles accompagnées de filons de quartz.

L'association lithologique est donc dans l'ensemble monotone, faite de successions de bancs centimétriques à plurimétriques ou de siltite, ou de grès, ou de conglomérats. Ce n'est que dans un petit secteur entre l'Arbre-Rond (1 km SSE de Fontête) et la Vallée que s'intercalent, dans la série silto-gréseuse, des conglomérats à galets de quartz, quartzites, lydiennes et calcaires fossilifères. Enfin, à Bourbon-Lancy, des grès à éléments volcaniques témoignent de la reprise des épanchements acides, tels qu'on les connaît plus au Nord sur la feuille Bourbon-Lancy.

• **Siitites.** La sédimentation silteuse est en continuité avec celle du Famennien avec laquelle elle présente le même faciès et la même composition chimique indiquant une origine terrigène.

Les siitites massives, de couleur verdâtre à gris foncé ou noire, sont généralement en bancs massifs, de plusieurs mètres d'épaisseur, sans stratification visible. Celle-ci n'apparaît, sous forme de fines laminations, qu'au voisinage ou en alternances avec les bancs de grès. Les laminations sombres sont constituées de phyllites détritiques et néoformées : muscovite, séricite, chlorite et de très petits grains de quartz ; ces derniers prédominent dans les laminations claires avec une granulométrie plus grossière.

On retrouve les mêmes figures de sédimentation que dans les alternances silto-tuffacées du Famennien, avec micro-ravinements, granoclassement et plus rarement stratifications obliques et rides de courants.

• **Grès.** L'apport d'éléments détritiques plus grossiers et en grande abondance au sein de la sédimentation silteuse, se traduit par l'apparition de bancs de grès soit en intercalations pluricentimétriques à pluridécimétriques, soit en niveaux gréseux homogènes, massifs, épais de plusieurs mètres, de couleurs variées : vert kaki, beige, plus rarement noir. Les bancs de faible puissance sont fréquemment granoclassés pour aboutir graduellement à un interlit silteux. Les micro-ravinements que provoque la sédimentation gréseuse sur le lit silteux sous-jacent peuvent arracher des galets "mous", voire provoquer des slumps vigoureux mélangés au grès, comme par exemple à 2 km au Sud-Est de Gilly-sur-Loire sur la D 979.

Dans ce secteur, ainsi que dans les environs d'Aupont, les grès prédominent assez largement. Les matériaux se présentent au microscope avec une granulométrie homogène (< 0,2 à 1 mm), parfois avec des microgalets (5 mm) dispersés. Les éléments détritiques sont constitués de grains anguleux à peu émoussés de quartz mono- et polycristallins et de roches métamorphiques riches en silice, où dominent les quartzites à texture engrenée, à muscovite-séricite, traversée de quartz secondaire, ainsi que des micaschistes quartzeux, fins, montrant plusieurs phases de déformation (foliation métamorphique reprise par une microcrénulation). Les grains de lydienne restent subordonnés. Le ciment est très peu abondant, les éléments détritiques étant pris dans une matrice faite des mêmes constituants en plus fin, auxquels s'ajoutent biotite, muscovite, plagioclase et tourmaline détritiques.

• **Conglomérats.** La sédimentation silteuse se poursuivant sans interruption du Dévonien au Carbonifère, il n'a pas été observé de conglomérat de base du Tournaisien. Au contraire, les niveaux conglomératiques h1-2a (2), assez largement répandus au Nord de Fontête et au Sud-Est de Bourbon-Lancy (Bois-du-Four), sont intercalés en bancs de quelques décimètres à quelques mètres d'épaisseur dans les alternances silto-gréseuses.

Les conglomérats possèdent les mêmes constituants que les grès, les galets bien roulés de quartz, quartzites (ces derniers pouvant atteindre 10 cm) et lydiennes, sont emballés dans une matrice gréseuse. Le faciès le plus commun est un grès conglomératique sans stratification bien marquée en l'absence de niveau plus gréseux.

Les roches affleurent mal, facilement démantelées par la dissolution du ciment carbonaté ; elles se manifestent par l'abondance des galets mêlés aux débris de microconglomérats, de grès et de siltite.

Localement, sous l'action de phénomènes tectoniques, les conglomérats sont silicifiés, parcourus de veinules de quartz. Ainsi, à 1 km au NNW de Fontête, ils affleurent en grands blocs de roche massive (banc de plusieurs mètres d'épaisseur ?) blanchâtre.

• **Conglomérats à galets calcaires** (h1-2a [2]). A l'Arbre-Rond, stratigraphiquement au-dessus de siltites et de puissantes intercalations de grès, affleure un grès conglomératique à ciment calcaire et galets ronds de quartz, quartzites et lydiennes et plaquettes de calcaire gris ; il est surmonté par un banc de calcaire gris cristallin contenant des galets ronds de quartz, dispersés. Des grès conglomératiques et des grès à ciment calcaire paraissent se situer sous le conglomérat. Seul le calcaire cristallin a fourni quelques conodontes du Dévonien moyen, mal conservés, qui doivent être remaniés.

Au-dessus de la Vallée, respectivement à 700 m au Nord-Ouest et à 800 m au NNW, deux anciennes carrières montrent des blocs de conglomérats avec les mêmes galets siliceux et fragments de plusieurs centimètres de calcaire à restes organiques. Là, des conodontes remaniés du Dévonien moyen sont associés à des espèces qui s'étendent stratigraphiquement du Famennien supérieur au Tournaisien.

A la Vallée, dans la tranchée du chemin de fer, les mêmes conglomérats à fragments de calcaires sont cataclasés et parcourus de veinules de calcite ; ils voisinent avec un calcaire à galets de quartz et quartzites.

- **Grès volcaniques (ou tufs dacitiques remaniés)** (h1-2a [1]). A 250 m au Sud-Est de l'établissement thermal de Bourbon-Lancy, des grès volcaniques verts sont intercalés en bancs pluridécimétriques dans les siltites vertes. Au microscope, les grains de quartz ou de quartzites sont très subordonnés par rapport aux fragments lithiques d'andésite-dacite de textures variées (porphyrique, microlitique, amygdalaire).

η<sup>1</sup>. **Intrusions de microtrondhémite.** Celles-ci sont distribuées suivant deux alignements subméridiens, l'un dans le complexe volcanique de Chizeuil, l'autre recoupant les dépôts du Dévonien et du Carbonifère entre Diou et Novillard.

- La **microtrondhémite de Sauvigny** forme une intrusion très allongée en contact subvertical avec les volcanites encaissantes. Elle est plus développée au Nord où elle est recoupée par le granite de Luzy, tandis qu'au Sud elle marque le contact entre les volcanites acides et basiques et se résout en quelques petits stocks allongés N-S.

La microtrondhémite de Sauvigny fut d'abord décrite comme une granulite à mica blanc émanant du granite de Luzy (Michel-Lévy, 1908 ; feuille Charolles, 2ème édit.). Cette confusion s'explique par la texture micrographique identique à celle du granophyre de bordure du batholite de Luzy et par une composition globale sodipotassique. L'étude détaillée réalisée récemment (Delfour et Tegye, 1979 ; Lemièrre, 1983 ; Delfour *et al.*, 1984) a montré l'individualité et l'antériorité de l'intrusion de Sauvigny par rapport au granite namuro-westphalien.

Au microscope, la roche est formée d'une intercroissance micrographique de quartz et d'albite contenant des phénocristaux de quartz et d'albite. Les anciennes biotites furent d'abord altérées en chlorite, transformée à son tour en agrégats de néobiotite sous l'action du métamorphisme de contact du granite de Luzy.

On observe, et due également à l'intrusion granitique, une métasomatose de feldspath potassique imprégnant les phénocristaux d'albite (sans toutefois masquer entièrement les macles) ainsi que le fond de la roche. Cette adularisation est, comme les volcanites acides famenniennes, très irrégulièrement développée ; ainsi le stock des Theurots est peu affecté par ce phénomène. Localement et liés à une cataclase, la muscovite (et séricite) ainsi que du quartz secondaire se développent aux dépens des minéraux de la microtrondhémite primaire ou potassifiée.

- Les **stocks et filons du secteur de Diou-Novillard** présentent au microscope la même texture micrographique, plus ou moins fine, de quartz et d'albite présents également en phénocristaux. On observe très peu de métasomatose potassique ; par contre, certains stocks sont affectés par un fort développement de muscovite-séricite remplaçant les plagioclases et les biotites. On tend ainsi vers un faciès de greisen : quartz + muscovite-séricite, traversé de veinules de quartz secondaire. La pyrite est plus ou moins abondante et son altération météorique conduit à des roches décolorées, rubéfiées, voire localement à des chapeaux de fer (ex. : les Bruyères ; les Coqs).

L'âge exact de ces intrusions microtrondhémiques n'est pas connu. Recoupant le Famennien et le Tournaisien mais affectées par le métamorphisme du granite namuro-westphalien, elles sont considérées

comme les équivalents de semi-profondeur du volcanisme dacitique du Tournaisien—Viséen inférieur.

**Géochimie des roches sédimentaires, volcaniques et subvolcaniques**  
(tableaux 1 et 2, en annexe)

• ***Siltites et les tufs remaniés andésito-dacitiques***

Les apports terrigènes fins alimentant la sédimentation silteuse, tant au Famennien qu'au Tournaisien, ont une origine commune qui se marque bien sur le plan géochimique par une répartition homogène dans le champ des pélites (fig. 1).

Le mélange entre ces siltites et les matériaux issus du volcanisme famennien dominé par les tufs cinéritiques et les tufs à cristaux (essentiellement albite-oligoclase) et lapillis (laves dacitiques à basaltiques), se fait à des degrés variés. Il se traduit par la dérive des points vers le champ des basaltes-andésites et des spilites (fig. 1).

Ce comportement géochimique, évident pour les tufs remaniés, révèle que certains faciès fins, silteux, sont en fait des matériaux fortement marqués par leur origine volcanique.

• ***Roches volcaniques et subvolcaniques famenniennes***

Les roches volcaniques paléozoïques du faisceau du Morvan, comme généralement celle du Nord-Est du Massif central, ont subi au cours de leur histoire géologique une altération de leur composition minéralogique mais aussi chimique. Il est donc difficile de remonter par des méthodes simples à leur nature primaire. La nomenclature régionale, développée depuis les travaux de A. Michel-Lévy (1908) et parfois encore utilisée, n'intéresse en fait que des roches modifiées par un ou plusieurs phénomènes d'altération. Parmi ceux-ci on a pu distinguer :

- des altérations pénécontemporaines du volcanisme famennien, transformant localement les laves acides en une roche à quartz, séricite, minéraux alumineux (andalousite) et pyrite ;
- une spilitisation, sensible sur les faciès tuffacés ou les laves basiques amygdalaires, avec recristallisation d'albite, de chlorite, de carbonate ;
- un métamorphisme au contact du granite de Luzy, avec formation de nouveaux minéraux, mais en principe sans grande modification de la composition chimique ;
- une métasomatose potassique, probablement due aux circulations hydrothermales lors du refroidissement du batholite de granite et imprégnant de façon diffuse les roches encaissantes en feldspath potassique.

Dans le cas des roches volcaniques et pyroclastiques du Famennien de la région de Chizeuil, les modifications chimiques portent principalement sur Na et K, les teneurs en SiO<sub>2</sub> restant stables. Les volcanites forment une suite assez complète s'étendant des basaltes aux rhyolites de la lignée subalcaline (fig. 2). Les diagrammes de Miyashiro (1975), bien que s'affranchissant de Na et K, ne permettent pas une meilleure distinction entre série tholéiitique et série calco-alcaline, seules les roches acides se plaçant plus nettement dans le champ calco-alcalin.

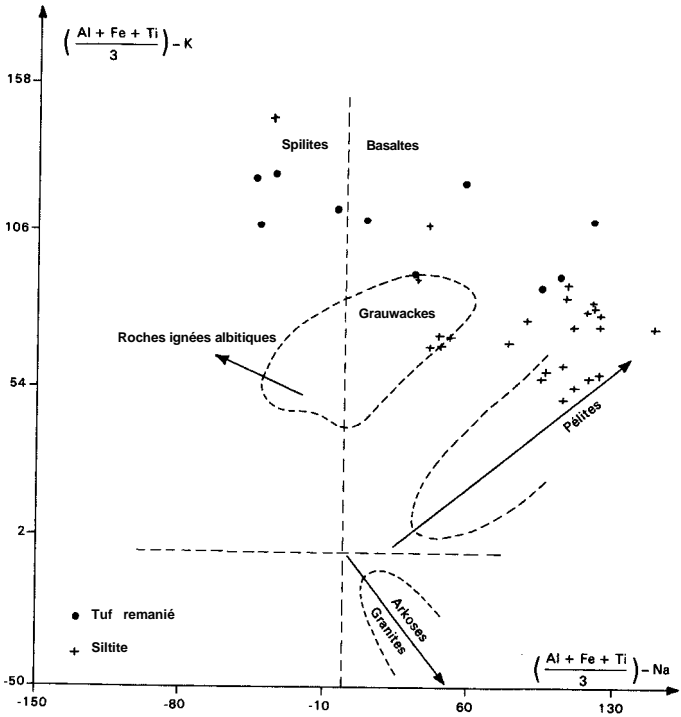


Fig. 1 - Position et origine des siltites et tufs remaniés fameniens sur le diagramme de B. Moine (1974)

L'emploi d'éléments en traces réputés relativement stables lors d'altérations modérées, tels que Zr et Y, permet de préciser d'une part le caractère subalcalin de la série dont les termes s'étendent des basaltes aux rhyodacites (fig. 3), et d'autre part le caractère calco-alcalin à affinité tholéiitique pour les termes basiques (fig. 4).

La même indétermination demeure en utilisant la composition chimique des clinopyroxènes primaires subsistant en reliques dans les tufs remaniés de l'unité de Jarsaillon (cristaux isolés ou inclus dans les fragments de lave basaltique). Les clinopyroxènes appartiennent à des basaltes subalcalins de domaine orogénique (fig. 5a et b en pages centrales) mais se répartissent, souvent pour le même individu cristallin, entre les

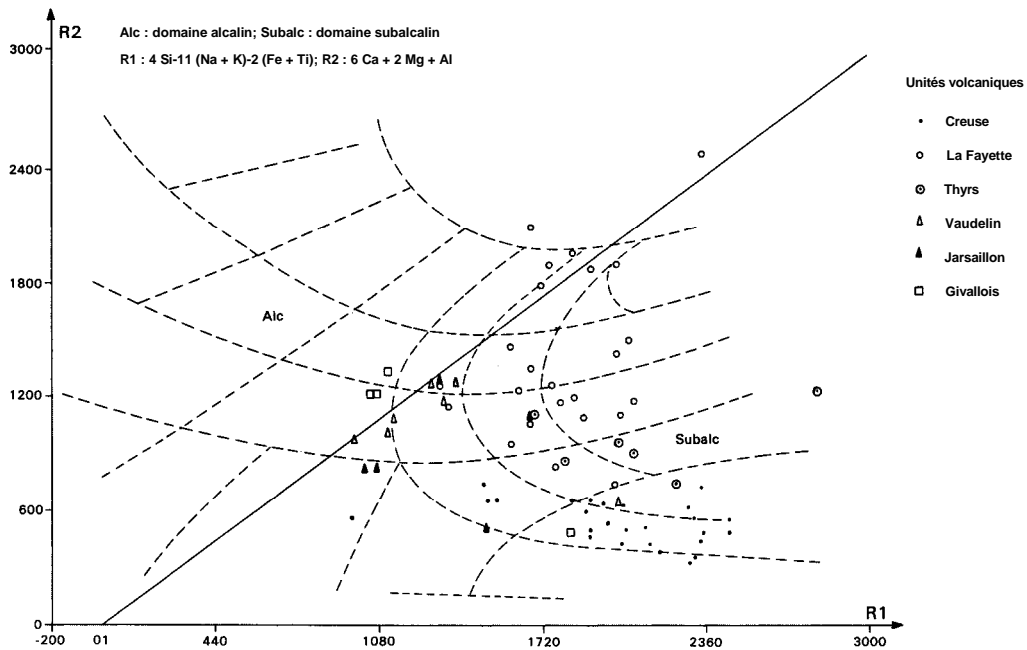


Fig. 2 - Position des roches volcaniques du Dévonien sur la grille de classification de H.de la Roche *et al.* (1980)



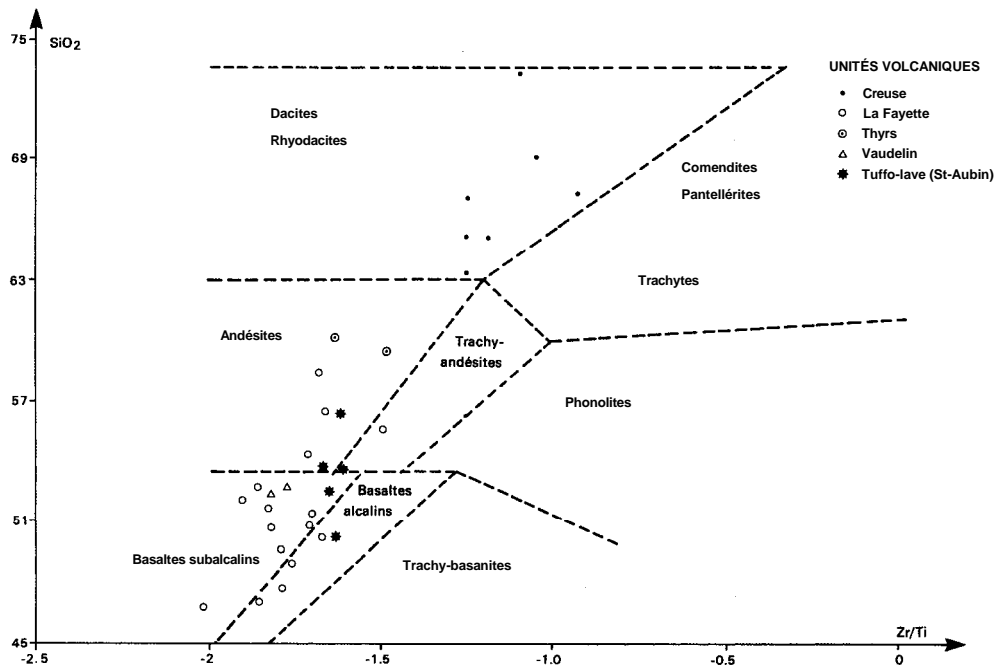
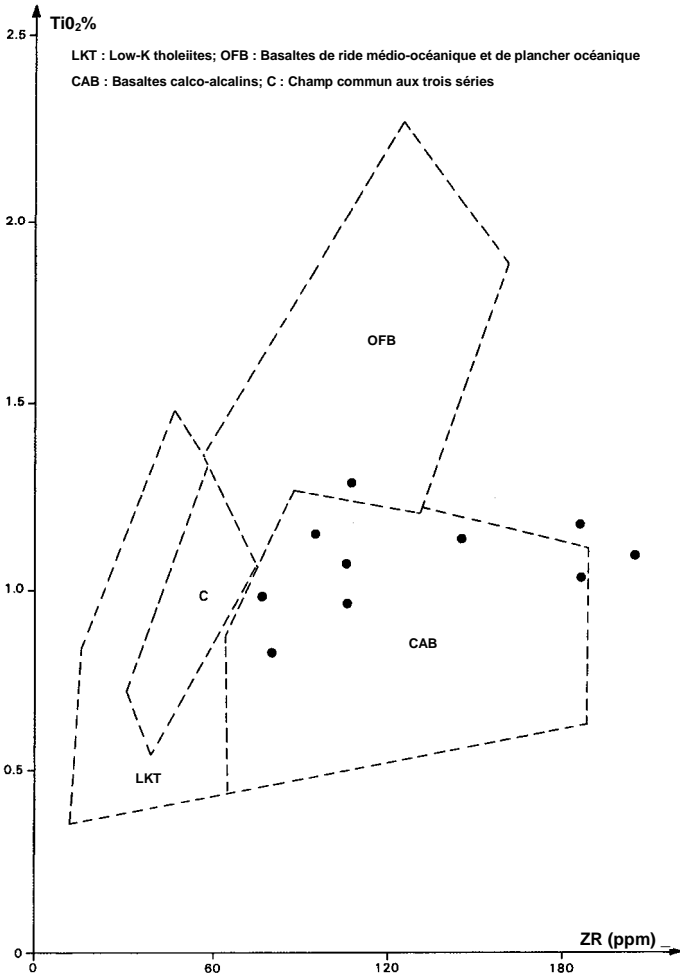


Fig. 3 - Position des roches volcaniques dévoniennes dans la grille de classification de Floyd et Winchester (1978)



**Fig. 4 - Position des roches volcaniques basiques**  
(SiO<sub>2</sub> = 46 à 54%) du Famennien sur le diagramme discriminant  
de Pearce et Cann (1973)

basaltes calco-alcalins et les basaltes tholéïtiques (fig. 5c, en pages centrales). Seuls les clinopyroxènes analysés dans un basalte situé au sommet de la pile volcanique de Chizeuil, se distinguent par leur caractère tholéïtique (fig. 5c).

#### • *Roches subvolcaniques dinantiennes*

Intrusifs dans l'ensemble volcano-sédimentaire dévonien, mais antérieurs au granite de Luzy, les différents sills et stocks de microtrondhémite ont subi un métamorphisme de contact et surtout des phénomènes d'altération potassique qui, à divers degrés, ont modifié le caractère chimique primaire de la roche. Le stock des Theuots qui, pétrographiquement, est le moins affecté par cette altération, a une composition de trondhémite.

L'étude pétrogénétique (Lemière, 1983 ; Delfour *et al.*, 1984), basée sur le comportement géochimique d'éléments en traces tels que Zr, Y et Nb par rapport à Ti et P, a permis de bien différencier ces roches de celles acides du massif volcanique de Chizeuil, en particulier par le processus génétique qui s'en sépare nettement.

## ROCHES PLUTONIQUES DU CARBONIFÈRE SUPÉRIEUR

### Granitoïdes du batholite de Luzy

#### Notions de contact et de zonalité

Le terme de contact entre roches, tel qu'on l'emploie habituellement en géologie, ne s'applique pas obligatoirement à propos des relations entre certains types de roches de profondeur (roches grenues et microgrenues). Dans les régions correspondantes, la notion de contact brutal doit souvent laisser la place à celle de zonalité, c'est-à-dire de variations très progressives qui ne deviennent sensibles qu'à l'échelle de l'hectomètre et même du kilomètre. D'où la difficulté par exemple de lever et de cartographier la limite entre deux formes de granités dont l'étude a pourtant permis de distinguer des différences non négligeables.

Jusqu'ici aucune distinction n'avait été faite au sein du granite porphyroïde affleurant sur la carte Dompierre-sur-Besbre. Il est vrai que la forte altération de la roche est peu favorable à son étude et même à son identification sur le terrain. Très fortement arénisé, le granite n'apparaît, au-dessous de la faible épaisseur d'humus, que sous la forme d'un sable se désagrégeant sous le marteau : le "cran" des gens du pays (Carrat, 1962).

Toutefois, grâce aux rares affleurements de roche compacte, sinon saine, et d'un échantillonnage rendu plus efficace à la faveur des galeries de mine et des carottes de sondage pour la prospection de l'uranium, il a été possible de reconnaître certaines variations d'un point à un autre, relatives à l'abondance des quartz et à leur taille, à l'abondance des micas noirs et à leur distribution, au grain de la roche et à sa couleur.

Parmi ces variations, certaines d'entre elles ont été reconnues par la suite comme représentatives du granite en un point donné. Elles ont alors servi de base à l'étude de la zonalité du massif.

C'est ainsi qu'a été distingué un granite porphyroïde affleurant à l'extrémité sud-ouest du batholite et auquel il a été donné le nom de granite de Chevagnes, d'un autre granite porphyroïde caractéristique du reste du massif et qui est appelé granite de Grury. L'étude a montré que ce granite de Grury présentait lui-même des variations et en particulier un faciès sud, dit de Neuvy, affleurant largement sur la carte (voir plus loin, géochimie).

$\gamma^{3M}$  c. **Granite porphyroïde monzonitique à biotite de Chevagnes.** Décrite depuis par Carrat et Grelou (1984), cette roche affleure sur la bordure sud-ouest du batholite entre Chizeuil et le val de Loire où son contact avec le Dévono-Dinantien est brutal avec une direction générale NNE. Vers l'Est au contraire, sa limite n'est pas nette ; ce granite semble passer très progressivement au granite de Grury. Certains de ses caractères le rapprochent du granite d'Issy-l'Evêque—Uxeau reconnu surtout sur la feuille Toulon-sur-Arroux (Carrat, 1969a, b).

À l'oeil nu, c'est une roche à gros grain indépendamment des mégacristaux de feldspath de type "dent de cheval" (2-6 cm). Il devient à grain moyen en bordure immédiate du massif. Ses biotites sont abondantes et souvent de tendance cloisonnante. Ses quartz sont habituellement de petite taille (1-3 mm). Sa teinte varie du gris au brun-rose pâle et même à un brun-rouge plus accusé dans les zones affectées par l'altération hydrothermale.

Les deux types, gris et brun-rouge, se rencontrent côte à côte dans le thalweg du ruisseau du Génétin au Nord de la ferme des Ménachots ; près de Charnay, le long du ruisseau du même nom, le granite gris très micacé est recoupé de gros dykes d'aplite à mouches de micas. Le faciès brun rosé se rencontre près du hameau des Chevagnes, de Montperroux-le-Vert, de la Limaye et au Champ-Cornu non loin de la Loire.

Les variations de la couleur tiennent davantage de celles des plagioclases diversement chargés en poussière d'hématite qu'à celle des gros cristaux de feldspath potassique. D'une manière générale, cette roche donne l'impression d'un "vieux granite", surtout sur la bordure ouest.

Au microscope, le quartz est en plages subautomorphes ou xénomorphes, à extinction roulante mais relativement peu fissuré. Les fissures jalonnées par de très fines inclusions fluides sont de type court (Carrat et Grelou, 1984). Le feldspath potassique est soit une orthose, soit un microcline (angle 2V de  $-62^\circ$  à  $-70^\circ$ ) poecilitique, avec des exsolutions de microperthites peu marquées. Le plagioclase subautomorphe est abondant et présente une tendance à l'orientation ; son zonage est faible, en général du niveau de l'oligoclase (An 28-30), avec parfois une albite auréolaire ou en cristaux indépendants ; des myrmékites l'accompagnent au contact du feldspath potassique. La biotite, brun tabac à brun-rouge, parfois flexueuse, est presque toujours titanifère, caractère qui se manifeste sous forme d'aiguilles de rutile groupées en réseau lorsque la chloritisation est présente ; mais cette chloritisation est souvent très limitée.

Du sphène l'accompagne parfois. De l'amphibole y a été identifiée en plages losangiques (les Ménachots). Les autres minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite, l'allanite peut être la thorite et l'uraninite, minéraux qui presque tous développent dans les biotites des auréoles pléochroïques dues aux éléments fissiles qu'ils contiennent (uranium-thorium).

Le granite de Chevagnes contient parfois des *enclaves* sombres à grain fin dont il sera question à propos du granite de Grury. La cataclase est fréquente, affectant l'ensemble de la roche avec développement d'épidote, de calcite, de minéraux opaques et même de fines biotites secondaires.

$\gamma^{3M}$ G. **Granite porphyroïde monzonitique à biotite de Grury.** C'est la roche la plus commune de cette partie sud du batholite de Luzy. Elle affleure encore plus largement sur la feuille Bourbon-Lancy. Du Nord au Sud de la feuille Dompierre-sur-Besbre, son affleurement s'amenuise progressivement pour s'arrêter dans la région de Villars et Crécou et de Bois-Mélas qui correspond à un changement de direction de la faille bordière avec le bassin de Blanzay : cette direction qui était alors ENE devient brutalement NNE. A ce point particulier affleure un granite porphyroïde plus clair, étudié à propos des granités porphyroïdes leucocrates à biotite et cordiérite (voir plus loin).

Au Sud de Chizeuil, il passe au granite de Chevagnes mais, au Nord, il est directement en contact avec le Dévono-Dinantien et ce fait correspond à un changement radical de la direction du contact occidental du batholite : de NNE au Sud de Chizeuil le contact devient franchement Nord-Sud.

A l'oeil nu, le granite de Grury présente des mégacristsaux de feldspath potassique, souvent moins bien individualisés que ceux du granite de Chevagnes, sur un fond de roche sensiblement moins micacé. Les quartz y sont plus volumineux, atteignant souvent 6 à 7 mm, en cristaux parfois alignés sur 4 à 5 centimètres ; ces quartz habituellement hyalins, prennent parfois un aspect laiteux, les deux caractères pouvant coexister sur le même échantillon. Les biotites, moins abondantes, sont plus dispersées. On y retrouve les mêmes gammes de teintes grises à rosées que dans le granite de Chevagnes.

La teinte gris clair s'observe par exemple au Nord de Chez Thevenot, dans une zone à cheval sur les feuilles Dompierre et Bourbon-Lancy, qui fait relief culminant à 388 m à la Montagne de la Garde et pour laquelle des problèmes structuraux peuvent se poser.

A l'opposé, un granite très rouge s'observe au Sud de l'étang de Beauchamp et à la hauteur de Chez Durand. Le ruisseau qui provient de l'étang butte sur une petite croupe arrondie de ce granite et la contourne vers l'Est. Le granite y présente un net débit E-W.

Au microscope, le quartz est souvent englobant, ce qui indique une croissance prolongée ; il est marqué par une fissuration plus ou moins accusée, jalonnée par des inclusions fluides, les fissures les plus abondantes correspondant aux granites des zones fracturées riches en filons hydrothermaux. Le feldspath potassique est à orthose franchement dominante (angles 2V voisin de  $-60^\circ$ ) en grands cristaux maclés Carlsbad, contenant une assez forte proportion de soude qui se manifeste

en microperthites d'exsolution ; cette orthose ne montre jamais de forme propre ; elle englobe tous les autres minéraux y compris des quartz avec lesquels elle peut former, en bordure des cristaux, des groupements micropegmatitiques. L'albite s'y montre parfois en noyaux corrodés provenant d'un même cristal englobé dans une grande plage d'orthose. Le microcline, plus accessoire, est un constituant plus tardif encore ; il est riche en microperthites. Le plagioclase, abondant, est à forme propre moins nette que dans le granite de Chevagnes ; il est souvent zoné d'oligoclase basique An 20-30 au centre An 20-22 en bordure. L'oligoclase acide apparaît souvent à la périphérie avec un zonage régulier, parfois récurrent, allant jusqu'à l'albite qui se manifeste aussi en fins cristaux indépendants ; des myrmékites sont très fréquentes et abondantes au contact avec le feldspath potassique. La biotite, généralement dispersée, se présente en paillettes allongées, souvent nettement automorphes, rectangulaires ou hexagonales, parfois groupées en paquets entrecroisés, de couleur brun clair, brun-rouge ou brun tabac, riches en inclusions à auréoles pléochroïques. La chloritisation en pennine est souvent limitée à la bordure des cristaux ou le long des clivages ; elle s'accompagne parfois d'aiguilles de rutile en réseaux, de sphène, de calcite, des opaques et même parfois d'épidote comme dans le granite de Chevagnes. Les minéraux accessoires sont les mêmes : apatite, zircon, monazite, sphène allanite, thorite et uraninite. Le broyage et l'altération sont également présents.

Des *enclaves* s'observent dans le granite de Grury comme dans celui de Chevagnes mais elles sont moins fréquentes et moins volcaniques que dans le Nord du batholite. Il s'agit pour la plupart d'enclaves sombres à grain fin, sans orientation (les enclaves de micaschistes n'ont pas été identifiées), de taille décimétrique. On peut citer celles qu'on rencontre dans une petite carrière située sur une croupe montagneuse à 700 m à l'Est des Chevagnes non loin de la Condemine. Au microscope, on y observe souvent une texture de type intersertal, avec réseau entrecroisé de biotite riche en inclusions à auréoles, de hornblende verte souvent associée en groupement parallèle à la biotite, et de plagioclases zonés de type andésine An 35-40. Des petits grains de quartz sont dispersés dans la masse de la roche. Les minéraux sont nombreux.

L'ordre de cristallisation des minéraux des granites de Chevagnes et de Grury est conforme à la normale pour les granites : après la recristallisation de la biotite et du plagioclase, se produit un chevauchement entre la cristallisation de l'orthose ou du microcline et celle du quartz : une partie du quartz cristallise avant, pendant le feldspath potassique, et après. L'albite auréolaire ou indépendante est sans doute antérieure à l'orthose. Elle est suivie de la cristallisation des accessoires, eux-mêmes déposés en plusieurs stades, l'uraninite représentant le plus tardif d'entre eux. L'altération hydrothermale est postérieure, apportant une forte chloritisation des biotites et le lessivage de l'uraninite.

### $\gamma_{G}^{3M(1)}$ . **Aplites et pegmatites**

• Les **aplités** sont très fréquentes, accompagnant aussi bien le granite de Chevagnes que celui de Grury. Elles sont toujours présentes dans les zones à granite alcalin. Mais leur gisement est limité à l'aire du batholite, avec une plus grande abondance sur la bordure ouest. On en rencontre toutefois dans le Dévono-Dinantien périphérique mais à faible distance, et si d'autres auteurs en ont vu en abondance dans le faisceau synclinal

lui-même c'est qu'ils avaient pris comme telles la trondjémite de Sauvigny-Fly (de Geoffroy, 1951).

Au sein du batholite lui-même, où elles se rencontrent de toutes parts, elles sont rarement en zones étendues et se manifestent surtout dans les labours par l'abondance des débris d'aplite mêlés à des débris de granite, et en particulier sur les petits reliefs qu'elles forment du fait de leur plus grande résistance à l'érosion. L'examen des talus de route et des petites carrières de "cran" qui s'y rencontre montre qu'il s'agit surtout de filons ou filonnets et rarement de petits massifs.

Blanches ou roses, d'un grain fin, elles apparaissent à l'oeil nu formées de petits grains de quartz globuleux et de petits grains de feldspath de même dimension. La biotite, presque toujours présente en petite quantité, peut devenir très abondante ; la roche passe alors à un granite à grain fin. La muscovite ne se voit pas souvent à l'oeil nu. La tourmaline n'est pas rare, en fines baguettes capillaires dispersées dans la masse ou en tapissages ardoisés sur les fissures de la roche. Les grenats pyrope-almandin ne sont pas très fréquents et sont toujours de petite taille.

Les deux micas peuvent être groupés en nids ou mouches de l'ordre du demi-centimètre ou du centimètre comme on l'observe à Charnay, sur les bords du ruisseau de même nom, où de gros dykes d'aplite recourent le granite gris de Chevagnes.

Au microscope, les aplites apparaissent surtout formées de quartz et de microcline sans interpénétration. Le quartz, xénomorphe ou subauto-morphe, est parfois en gouttelettes isolées dans le feldspath. Le microcline, sensiblement de même taille, est à microperthites. L'albite est abondante, soit fraîche, soit séricitisée. La biotite est rare en général, mais en quantité variable, de même que la muscovite qui forme souvent des rosettes englobées dans le quartz et le microcline. Les nids micacés visibles à l'oeil nu se révèlent constitués de biotite et de muscovite avec de la cordiérite pinitisée. La biotite peut être saine ou chloritisée, les deux types coexistant dans la même lame ; les inclusions pléochroïques à auréoles y sont nombreuses. La tourmaline se reconnaît en longues plages discontinues englobées dans le quartz.

Ces aplites sont fréquemment accompagnées de pegmatites.

- Les **pegmatites** forment souvent des filonnets accompagnés d'aplite aux épontes. On les observe rarement en place, mais souvent sous forme de débris volants de quartz blanc bleuté avec cristaux de feldspath rosé engagés dans la masse.

Dans les petits massifs aplitiques qui sont si fréquents dans le Sud du batholite de Luzy, les pegmatites forment des passées à bords diffus, avec exagération du grain et apparition de la structure graphique. Mais on ne trouve pas, dans cette région, les grosses poches à épontes aplitiques fréquentes au Nord et à l'Est d'Issy-l'Évêque.

Les débris de quartz blanc bleuté des labours constituant les pegmatites peuvent aussi être seuls présents et être issus de filons de quartz plus individualisés. De Geoffroy (1951) a interprété ces filons comme des "queues de pegmatites".

$\gamma^2$ . **Granite porphyroïde leucocrate à biotite et cordiérite.** Dans la carrière de Bois-Mélas à l'Ouest des Guerreaux, le granite est recoupé par des veines de pegmatite à tourmaline. On y observe aussi une veine de granite rouge violacé de 4 à 5 mètres de large, orientée N 120° E, peut-être due à une altération hydrothermale.

Au microscope, le granite de Bois-Mélas ne présente pas de texture micrographique, au moins dans les échantillons étudiés en lames minces. Le quartz y est brisé et le feldspath potassique riche en micropertithes d'exsolution. La biotite est peu abondante, riche en inclusions à auréoles, et la cordiérite apparaît transformée en pinite et micas. La muscovite est en très fines baguettes secondaires très peu abondantes.

### **Structures liées à la mise en place du magma et aux phases postmagmatiques**

L'orientation privilégiée des grands cristaux de feldspath potassique a été envisagée dans l'ensemble du massif et en particulier dans sa partie sud-ouest correspondant aux cartes Dompierre-sur-Besbre et Bourbon-Lancy. De telles directions expriment la fluidalité du magma dont les granites sont issus.

Une direction dominante N 70° E peut être dégagée entre la ferme de Chavagnes et Neuvy-Grandchamp ainsi que dans la région de Villards, direction combinée avec une autre N 150° E qui est de loin prédominante sur la carte Bourbon-Lancy. Dans la partie nord de la carte, la structure ronde de Guignebert-Fly, qui est à cheval sur les deux cartes, n'a pas permis de dégager de direction préférentielle ; peut être s'agit-il de la zone apicale d'une venue magmatique intéressant le granite de Chevagnes, bien que la taille des cristaux y soit plus importante.

L'orientation statistique des masses rocheuses déduite de l'examen des photographes aériennes, dans cette même partie sud-ouest du batholite, est également voisine de N 70° E.

### **Granophyre de bordure du batholite de Luzy**

$\gamma^{1-2}$ . **Namuro-Westphalien. Granite leucocrate à grain fin, granophyrique.** Au Nord de Chizeuil, une lame de granophyre rose-beige, dont l'épaisseur atteint 250 m, est intrusive à la fois dans la série volcanique famennienne et la microtrondhjémite de Sauvigny à l'Ouest, et le granite monzonitique de Luzy à l'Est. Au Sud de Chizeuil, l'extension de cette lame est discontinue et son épaisseur est moindre.

Le granophyre, à grain fin, fréquemment accompagné d'aprites et de pegmatites, constitue des veines recoupant le granite de Luzy.



Les travaux d'exploitation et les sondages d'exploration faits à partir du niveau -150 de la mine de Chizeuil (Soulé de Lafont, 1960), ont montré dans la partie nord un contact très irrégulier, bien que tranché; le granophyre à passées pegmatitiques forme des apophyses plurimétriques, des digitations et des veines (métriques à décamétriques), ou même enclave les "quartzites" encaissants. Le pendage moyen du contact est d'environ 30° vers l'Ouest. Il se charge de pyrite et de muscovite au voisinage des quartzites ou des amas pyriteux. Ces phénomènes d'assimilations, sensibles sur quelques décimètres au contact, peuvent aller jusqu'à l'apparition d'andalousite et de pyrite dans de petites différenciations pegmatitiques aux côtés de l'association quartz, feldspaths, muscovite et tourmaline.

Localement, les circulations hydrothermales liées à la fin de mise en place de l'intrusion ont altéré les minéraux du granophyre.

Le faciès sain se présente avec une texture finement grenue ou granophyrique : association de grands feldspaths potassiques contenant du quartz cunéiforme, ou de plagioclase (oligoclase) et quartz. La biotite est peu abondante et partiellement chloritisée. Muscovite, andalousite, pyrite sont occasionnels et secondaires.

### Autres granites

$\gamma^{3M}$ . **Granite porphyroïde monzonitique à biotite de type Grury.** Le granite est très semblable à celui de Luzy malgré sa position opposée, c'est-à-dire au Nord-Ouest de la série dévono-dinantienne. Entre Saligny-sur-Roudon et Vaumas, il n'apparaît qu'à la faveur des fonds de vallons, sous la couverture cénozoïque, souvent altéré et arénisé, plus rarement en affleurements sains ou en carrières.

C'est une roche gris-beige à grain moyen, équante ou légèrement porphyroïde, à feldspath potassique et biotite. A la bordure de l'intrusion, dans les siltites carbonifères, le granite à grain plus fin est recoupé de veines de pegmatite, d'aplite, et de granophyre semblable à celui du granite de Luzy.

Signalons pour mémoire qu'il n'est plus possible d'observer dans la carrière du Chatelier, envahie de végétation, les phénomènes de feldspathisation décrits par A. Michel-Lévy (1881).

$\gamma^{1-2}$ . **Stéphanien. Granite leucocrate à topaze de Chavence.** Il n'est visible que dans une ancienne carrière dans le bois, à 500 m au Nord-Ouest de Chavence. L'extension du massif n'est pas connue, cachée par le recouvrement récent. L'intrusion reste probablement de petite taille car dans un rayon d'une centaine de mètres à l'Ouest affleurent les siltites et tufs fins du Famennien sans trace accusée de métamorphisme thermique.

C'est un granite beige clair dans lequel se détachent quelques phénocristaux de quartz. En lame mince on observe oligoclase subauto-morphe, quartz et feldspath potassique xénomorphe, lépidolite conservant encore des zircons à auréoles pléochroïques (ancienne biotite?). La

topaze (fluotopaze : Fantin, 1973) est en petits grains dispersés. La cassitérite est occasionnelle mais en gros cristaux.

A proximité de ce granite, les sédiments famenniens sont recoupés par au moins deux filons de microgranite plus ou moins greiseniflés et dont l'un, le plus proche du leucogranite, montre également en lame mince la présence de topaze et de fluorine dans un fond de quartz abondant et muscovite subordonnée.

Une étude détaillée du leucogranite et des microgranites voisins (Mourey, 1985a et b) a montré la superposition d'au moins trois phases d'altération qui ont modifié successivement la paragenèse initiale à quartz, albite, feldspath potassique et biotite :

—une première phase d'albitisation ;

—une phase à lithium et fluor, avec développement de topaze, quartz et zinnwaldite (mica lithinifère), ce dernier contenant des inclusions de monazite, xénotime, zircon et des niobotantalates ;

—enfin, un développement de microcline en grande plages englobant les autres minéraux.

La minéralisation à cassitérite, mispickel et chalcopryrite, associée à de la zinnwaldite, est disséminée à travers la roche.

Sur le plan géochimique, le leucogranite de Chavence s'identifie à ceux du Nord-Ouest Massif central tels que Beauvoir (massif d'Echassières) et Montebbras ; cependant ceux-ci n'ont pas subi le stade ultime de microclinisation. Comme pour ces derniers, l'âge de mise en place est à rapporter à la fin du Carbonifère (Stéphanien B ou C), après la mise en place des granites namuro-westphaliens, celui de Luzy par exemple.

Appartenant à la même venue leucogranitique, un microgranite greiseniflé constitue une petite coupole ovale (150 X 150 m) allongée N 130°E, à proximité de l'étang à 500 m à l'WSW de la Praye. L'abondance des enclaves et panneaux de siltites emballés dans le microgranite indique que l'on est en présence du toit de l'intrusion. Au microscope, on retrouve les phénocristaux de quartz dans un fond de quartz et muscovite, avec un peu de topaze disséminée et des fragments de siltites.

### **Géochimie des granitoïdes (tableaux 3 et 4)**

#### **Le handicap de l'altération des roches**

Il a été déjà question de l'arénisation généralisée du granite porphyroïde dans l'étude détaillée des différents types de roches. Non seulement les arènes sont impropres à toute étude géochimique fondamentale, mais les affleurements de granite en boules, en dépit de leur aspect compact, sont faits d'une roche altérée qui est bien souvent la seule dont on dispose.

De toute manière, le phénomène d'altération doit être envisagé avant toute étude géochimique. La perte au feu de l'analyse donne alors une bonne indication. On s'aperçoit alors que l'altération météorique n'est pas seule en cause et que des prélèvements faits dans certaines zones, même en profondeur, à la faveur des travaux miniers ou des carottes de sondage,

se manifestent par des pertes au feu élevées. Dans ce cas l'altération hydrothermale intervient.

Afin de pallier ce double inconvénient, seuls ont été retenus les échantillons ayant une perte au feu inférieure à 1,70%. Mais il faut bien dire que ce choix n'est pas toujours suffisant et que des signes d'altération de la roche peuvent se manifester à partir de 1 %.

D'une manière générale, dans les granites du massif de Luzy et plus particulièrement dans ceux du dôme de Grury qui forment la totalité ou la plus grande partie de la carte, on observe des traces d'une altération tardive à postmagmatique qu'il n'est pas facile de mettre en valeur et de distinguer de l'altération hydrothermale fissurale. L'étude de l'uranium et du thorium dans ce chapitre donne des indications de la complexité de ce problème.

### **Tendances géochimiques de l'ensemble du massif de Luzy**

(voir tableau 5)

### **Tendances géochimiques propres aux granitoïdes de la carte**

- *Alumine*. Indépendamment de la corrélation négative  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ , on observe parfois, à acidité égale comme c'est le cas de l'ensemble du granite de Grury, des variations importantes de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Deux populations du paramètre  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$  ont pu être distinguées et cette distinction apparaît comme significative entre un sous-type alumineux GA et un sous-type GB plus pauvre en alumine. A l'appui de cette distinction il a été montré : (1) une représentation zonale distincte pour chacune des deux populations ; (2) une position distincte des granites GA et Issy-l'Evêque dans le diagramme de Debon et Le Fort (fig. 6a) : ces granites s'éloignent de la courbe LU propre au massif et se placent sur celle du granite aluminopotassique de Guéret GU.

- *Alcalins majeurs*.  $\text{Na}_2\text{O}$  est relativement stable dans l'ensemble des granitoïdes mais  $\text{K}_2\text{O}$  présente, outre un enrichissement avec l'acidité croissante, des valeurs encore supérieures dans les granites rouges : les Moutiaux 5,33%, les Durand 8,80%, témoignant d'un enrichissement magmatique tardif. Le rapport  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  est toujours supérieur à 1.

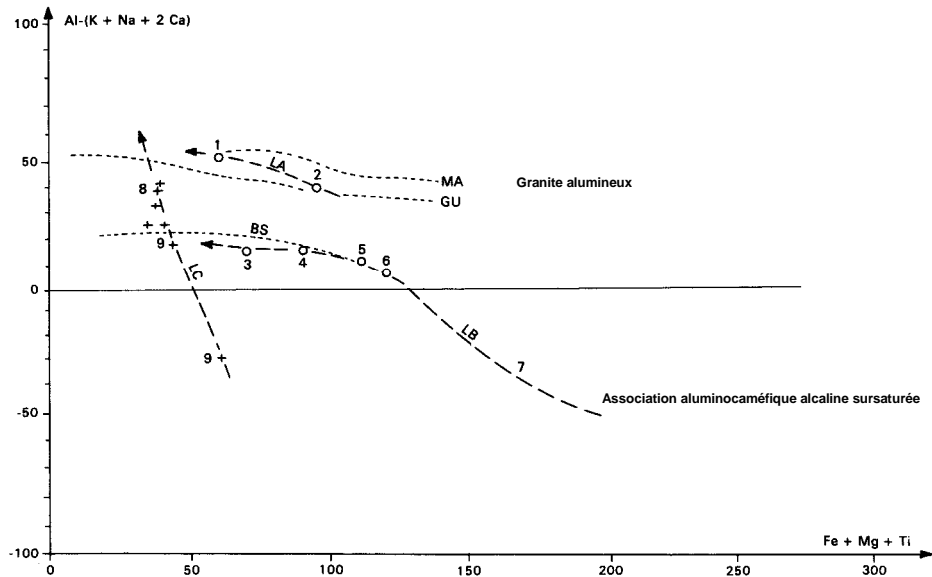
- *Diagramme K/Rb - Rb* (fig. 6c). L'ensemble des roches, y compris les roches filoniennes intrusives, permettent de définir une corrélation négative, le granite GA occupant le pôle pauvre en Rb.

- *Diagramme K/Rb - K* (fig. 6d). La corrélation est aussi négative, mais le granite GA s'en échappe.

- *Diagramme Sr - Rb* (fig. 6e). Le granite de Grury-GB et celui de Chevagnes s'échappent de la corrélation négative propre aux autres roches, par suite de valeurs élevées en Rb et en Sr.

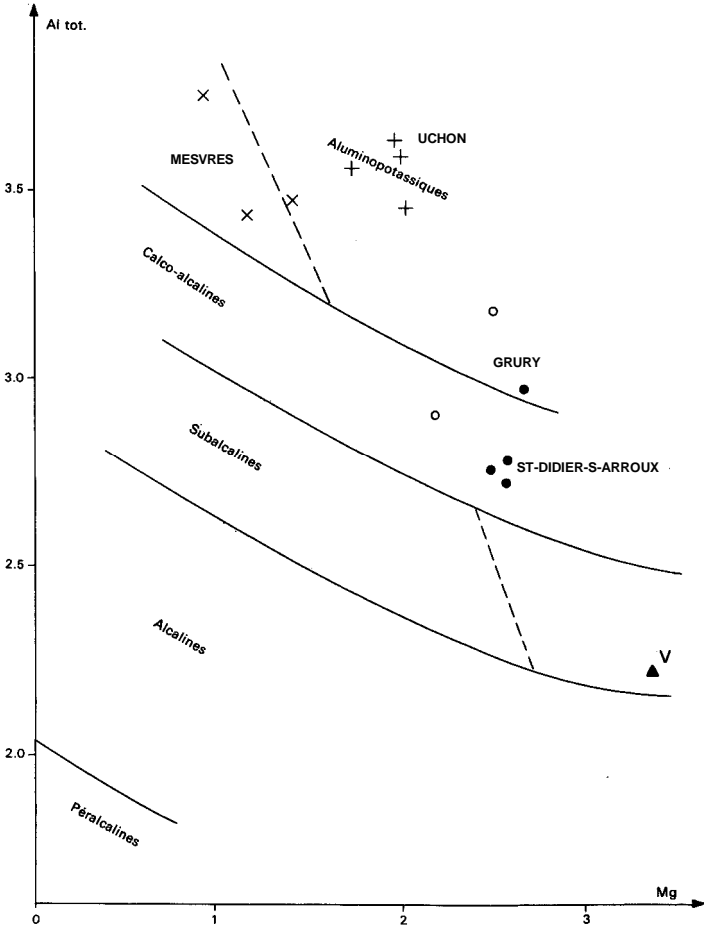
### **Interprétations des données géochimiques**

La faible différenciation de certains granites alumineux du dôme de Grury, comme le granite GA et celui d'Issy-l'Evêque relativement pauvres en Rb, et leur contraste avec le granite GB et celui de Chevagnes, plus riches en cet élément tout en ayant une teneur élevée en Sr, montre



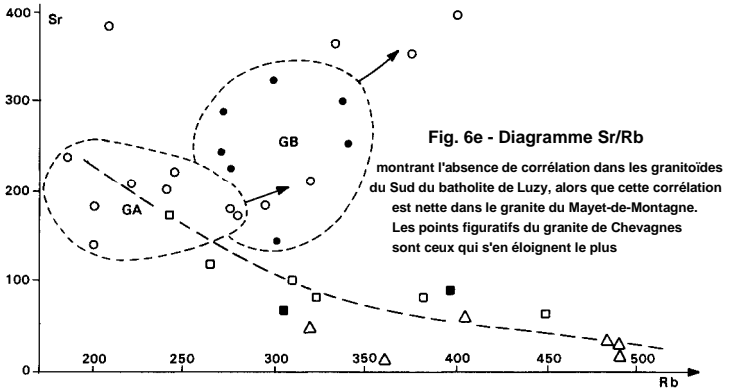
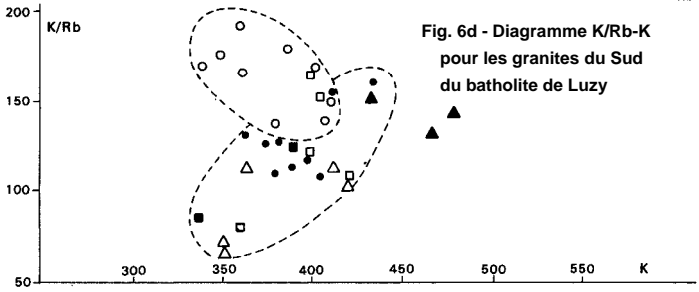
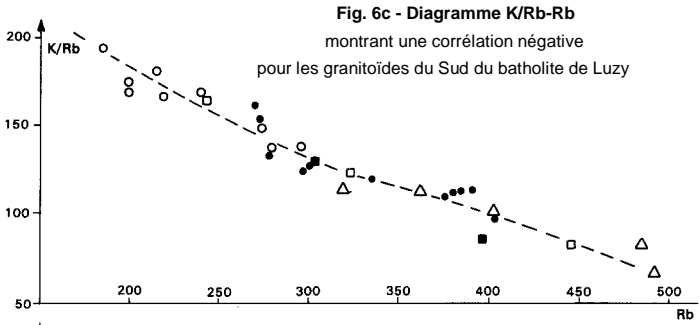
**Fig. 6a - Position des granitoïdes du batholite de Luzy dans le diagramme de Debon- Le Fort.**

Trois courbes ont été distinguées : courbe LA pour les granites alumineux, 1 - Grury (GA); 2 - Issy-l'Evêque; cette courbe est proche de celles des granites de Guéret (GU) et de la Margeride (MA); courbes LB pour le granite de Grury n° 3 (GB) et les granites à biotite et amphibole : n° 4 Chevagnes; n° 5 Mont Dardon D1 ; n°6 St-Dizier, avec extension vers les vaugnérîtes n° 7 ; cette courbe est proche de celle de Bavella-Sambucco en Corse (BS) ; courbe LC séquence aux deux précédentes pour les granites plus acides à biotite et cordiérite n° 8 ou à biotite seule n° 9



Le granite de St-Dizier se localise dans la bande des séries calco-alcalines alors que les granites à cordiérite se placent dans la zone des séries aluminopotassiques à biotite sans muscovite. Les roches du dôme de Grury semblent à cheval sur la limite des deux séries. Le leucogranite de Mesvres se place dans les leucogranites aluminopotassiques à deux micas.

**Fig. 6b - Position de l'ensemble des granites dans le diagramme de Nachit *et al.* (1985) relatif à la formule structurale des biotites**



- ▲ Leucogranite Mesvres
- △ Aplites
- Microgranites en dykes
- Granite à biotite et cordiérite
- Granites à biotite Grury (GB) et Chevagnes
- Granite à biotite Grury (GA)
- ↗ Tendence des granites rouges pour les catégories G A, GB et Chevagnes

la complexité de cette partie du massif lors de sa mise en place. Un tel massif ne peut valablement être issu de conditions calmes de fractionnement dans une chambre magmatique.

Ces faibles valeurs en Rb du granite GA impliquent une cristallisation relativement précoce du plagioclase dans la cristallisation de la roche.

A l'inverse, les fortes valeurs en Rb et Sr des granites moins aluminieux GB et Chevagnes peuvent être interprétées comme le fait d'un fractionnement plus tardif de ce minéral, peut-être dans le cadre d'une mise en place postérieure (on ne possède pas de mesures isotopiques sur isochrone de roche totale pour ces roches). Corrélativement, le fractionnement de la biotite a dû y être plus précoce en vertu du fait que le coefficient de partage de Rb est en faveur de ce minéral et au détriment du plagioclase.

On voit donc là deux tendances différentes, voire opposées, qui ne peuvent coexister au sein d'une même venue magmatique, sans pour cela que soit forcément à envisager plusieurs chambres magmatiques en profondeur.

La distinction de plusieurs courants de fluidalité dans les feldspath (*cf.* géologie structurale) pourrait permettre, avec l'appoint de la géochronologie absolue, d'établir une succession de venues qui prendraient place dans le cadre d'une tectonique de déformation et de fracturation du socle. Peut-être arriverait-on alors à considérer la cristallisation du massif de Luzy par rapport à un modèle de type "équilibre avec fractionnements périodiques" auquel ont abouti Peyrel et Didier (1983) pour le granite du Mayet-de-Montagne et autres "granites rouges" du Nord-Est du Massif central.

### ROCHES FILONIENNES PALÉOZOÏQUES

μη. **Microdiorite, dolérite.** Les trois affleurements observés à l'Est des Narraults paraissent jalonner un filon de microdiorite quartzique que l'on retrouve plus au Nord sur la feuille Bourbon-Lancy.

C'est une roche verte, à grain fin, à petits phénocristaux de plagioclase et de minéraux ferro-magnésiens chloritisés ; le quartz, peu abondant, est interstitiel.

La mise en place de ce filon pourrait être en relation avec l'activité volcanique du Tournaisien—Viséen inférieur.

μγ. **Microgranite.** Comparé au Nord du faisceau du Morvan, le *domaine volcano-sédimentaire* de la feuille Dompierre-sur-Besbre se distingue par la faible abondance des microgranites. Ceux-ci sont groupés en deux faisceaux aux environs de Bourbon-Lancy, l'un se prolongeant au Nord, l'autre jalonnant le contact - en partie faillé - avec le Cénozoïque. C'est au pied ouest de l'un de ces microgranites, tectonisé et parcouru de veinules de quartz, que sont captées les sources thermales.

La puissance filonienne varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Ces filons ne peuvent être suivis sur de grandes distances et leur mode de mise en place reste un problème : filon unique segmenté et

déplacé en plusieurs tronçons par faille, ou succession de filons lenticulaires relayés par des fractures actives lors de l'intrusion ?

A part la bordure possédant sur quelques décimètre une texture fluidale finement rubanée et aphyrique, le reste de la caisse filonienne a une texture porphyrique à phénocristaux de quartz, feldspath potassique et oligoclase, ces deux types de feldspath étant en proportions et en taille variables (jusqu'à 2cm).

Au microscope, l'oligoclase zoné est assez largement séricitisé et la biotite partiellement à totalement transformée en chlorite, sphène et minéraux opaques. Le fond quartzo-feldspathique est souvent à tendance micrographique.

Dans le *domaine granitique*, les microgranites, très abondants dans le granite de Grury de la feuille Bourbon-Lancy, deviennent moins fréquents sur Dompierre-sur-Besbre, n'existant guère que dans la région orientale de Neuvy-Grandchamp.

D'une manière générale, ils se présentent en dykes à épontes franches ou successions de petits massifs alignés. Leur cartographie a été faite en filons dans un cas comme dans l'autre. Leur direction principale est autour de N 75° E, et plus accessoirement Nord-Sud.

A l'oeil nu, ils apparaissent sous des aspects variés. En général, il s'agit d'une roche claire, rose ou grise, formée d'une mésostase en quantité variable, à prédominance feldspathique, ou quartzeuse suivant le cas, et de phénocristaux assez régulièrement dispersés de quartz hexagonaux ou globuleux, de feldspaths roses ou blancs rectangulaires, parfois de plusieurs centimètres, et de biotite nettement hexagonale.

Deux types principaux sont à distinguer. Le plus fréquent, le microgranite porphyrique, est remarquable par la grande taille de ses feldspaths. Il a été parfois appelé granophyre (feuille Château-Chinon). Il affleure surtout à la hauteur de Neuvy-Grandchamp et, plus au Nord, en dykes ou massifs alignés de 10 à 50 mètres de puissance. Le second, à grain fin à moyen plus régulier, dit microgranite à grain fin, n'a été rencontré qu'au Sud de Neuvy, à Précy et sous le château de Beauchamp. Il est en filons plus étroits.

Au microscope, le *microgranite porphyrique* présente une composition minéralogique assez peu variée, voisine de celle du granite encaissant. Dans un premier temps sont apparus les phénocristaux généralement bien formés mais dont les formes géométriques ont été parfois fortement altérées par suite de lacunes de croissance ou de la corrosion du second temps. C'est notamment le cas pour le quartz, de grande taille, qui est parfois ceint d'une auréole de micropegmatite. L'orthose figure en grands cristaux automorphes poecilites souvent maclés ; elle est presque toujours riche en albite (microperthites). Les plagioclases, toujours présents, sont l'albite et l'oligoclase ; l'albite est la plus fréquente, en cristaux automorphes rarement corrodés, parfois entourés d'un manteau de micropegmatite. La biotite est présente en sections rectangulaires trapues ou hexagonales ; elle est riche en inclusions à auréoles. Dans le second temps, la biotite est rare, les plagioclases plus fréquents, mais le



plus souvent le fond est entièrement formé de quartz et d'orthose en petits grains avec des paillettes de séricite souvent très abondantes, provenant sans doute de l'altération des plagioclases de ce second temps.

Les associations micropegmatitiques de quartz et d'orthose sont fréquentes ; dans certains cas, elles constituent à elles seules toute la pâte, mais dans d'autres, elles forment seulement des auréoles autour des phénocristaux de quartz et de plagioclase et surtout autour des petits grains de quartz et d'orthose du second temps.

L'ordre de cristallisation appelle une remarque : souvent, il n'y a pas de coupure entre les deux temps de cristallisation ; les phénocristaux de quartz et d'orthose continuent à se développer durant le second temps, lorsque la pâte a commencé à cristalliser.

L'étude des rapports du microgranite porphyrique avec le granite encaissant a montré, à propos du mode de gisement en massifs alignés, qu'il pouvait y avoir d'un côté un passage progressif du granite au microgranite porphyroïde, et de l'autre une séparation brutale avec éponte nette entre les deux roches. Il y a donc eu, dans ce cas, localement, une évolution lente du faciès grenu au faciès microgrenu, qui se serait brutalement arrêtée (de Geoffroy, 1951 ; carrière du bois de Margosson à l'Ouest d'Uxeau, feuille Toulon-sur-Arroux).

Les *microgranites à grain fin*, sans feldspaths de grande taille, apparaissent au microscope avec les phénocristaux suivants : quartz nettement automorphe avec parfois des inclusions de reliquats magmatiques, orthose également automorphe avec exsolutions de micropertithes et parfois des taches d'albite sans contour net, albite automorphe diversement séricitisée, biotite chloritisée peu abondante ou même absente. La pâte, finement cristallisée, est quartzo-feldspathique avec de fines phyllites blanches. Une micropegmatite également fine s'y observe parfois, surtout en bordure des phénocristaux de quartz.

λ. **Lamprophyre.** Dans le *domaine volcano-sédimentaire*, les filons de lamprophyre ont été notés principalement à la faveur d'entailles artificielles (tranchée SNCF à la Vallée) ou de vallons encaissés tel que celui du ruisseau de Sauvigny. Les galeries de la mine de Chizeuil ont montré en outre leur fréquence au voisinage du granite de Luzy, dont ils recoupent le faciès granophyrique de bordure et où ils atteignent quelques mètres de puissance (Soulé de Lafont, 1960).

La composition et la texture sont homogènes, avec de la biotite rouge en fines lamelles dans un fond de lattes de feldspath potassique et oligoclase avec quartz très subordonné. Des petits phénocristaux de clinopyroxènes sont entièrement altérés en chlorite, carbonate et épidote.

Dans le *domaine granitique*, ces roches sombres sont assez fréquentes dans la partie nord-est de feuille où elles sont en filons ou en faisceaux de filons orientés Nord-Sud dans le granite à biotite et plus particulièrement celui de Grury.

En surface, dans le granite arénisé, les lamprophyres sont difficilement identifiables car ils sont profondément altérés ; ils ont un aspect terreux brunâtre à verdâtre et se désagrègent aisément sous les doigts. Parfois, à faible profondeur, le long d'un talus de route par exemple, on rencontre des filons de lamprophyre en place recoupant le granite et l'aplite

(carrière des Gounaux, 721-177-5). Mais comme pour le granite, seuls les échantillons sains prélevés en mine ou en sondage sont propices à l'étude.

Le lamprophyre sain est une roche noirâtre à grain fin, très dure sous le marteau. Les filons, de puissance métrique en général, sont souvent faillés mais on les retrouve sur des distances hectométriques ou davantage. Les épontes sont franches et le granite au contact est légèrement broyé. Au microscope, les échantillons communs montrent une texture intersertale typique : réseaux de baguettes de biotite allongées, entrecroisées, altérés en calcite, épidote, sphène, rutile ; et de plagioclases allant de l'andésine, à 40 % d'anorthite jusqu'au labrador acide, souvent zonés, associés assez rarement à de l'augite et bien plus souvent à de la hornblende verte. Le remplissage du réseau est fait d'orthose et de quartz en petits grains associés à des sphérolites de calcite et de chlorite. On voit parfois deux générations de biotite (de Geoffroy, 1951 ; mine de Bauzot). Il s'agit de la variété dite *kersantite*.

La variété dite *minette* a été rencontrées à Saint-Aubin—Gilly-sur-Loire. Cette roche riche en quartz présente aussi deux générations de biotite : soit en phénocristaux sous forme de phlogopite, soit sous forme de biotites chloritisées dans la mésostase. Parfois, reliques d'olivine déstabilisée, zircon, apatite, opaques abondants dans les micas alors qu'ils sont plus rares dans la kersantite. La mésostase contient du feldspath potassique et du quartz avec chlorite, apatite, sphène et opaques et des veinules de quartz et chlorite tardives (Bellotto et Zimmermann, 1983).

**Q. Filon de quartz.** Dans le *domaine volcano-sédimentaire* dévonodinantien, quelques filons de quartz de basse température, blancs, souvent bréchiqes et géodiques, parfois calcédonieux, se sont mis en place à la faveur de certaines fractures et suivant les directions dominantes de celles-ci (N 70° E et N 120° E). L'extension et la puissance de ces filons restent toujours très réduites.

Près de la bordure ouest du domaine paléozoïque, les filons de quartz des deux secteurs de Mercury—Saint-Aubin et de Bois-Vacat—les Carrières, sont légèrement minéralisés en **barytine** (QBa), fluorine et pyrite. Généralement orientés N 70° E, ils sont là encore parallèles où même coïncident avec les fractures affectant le Famennien. Entre le château de Saint-Aubin-sur-Loire et Mercury, de nombreux blocs de quartz calcédonieux verdâtre à rougeâtre, bréchiqes, avec barytine, s'alignent suivant la direction N 160° E dans une bande où les siltites sont silicifiées et rubéfiées. A Mercury, dans le déversoir de l'étang, une brèche siliceuse formée aux dépens des formations détritiques tertiaires, contient de la barytine ; orientée N-S elle marque le contact avec les sédiments paléozoïques.

Dans le *domaine granitique*, les filons siliceux n'abondent également pas. Il s'agit habituellement de filons à remplissage quartzeux à calcédonieux, de teinte grise ou blanchâtre distincte de la teinte rouge des quartz calcédonieux à uranium de la feuille Bourbon-Lancy.

Ils se repèrent le plus souvent par les pierres volantes dans les labours, réfractaires à l'altération. Ce mode de reconnaissance en limite obligatoirement le levé car les zones boisées et les prés échappent souvent

à leur prospection. De ce fait, les filons de quartz, comme ceux des lamprophyres, ne sont que très partiellement cartographiés.

Les filons de quartz représentés ont une direction Nord-Est, soit N 50° à 80° E et leur puissance est de l'ordre du mètre. Aucun d'eux n'a montré d'indice d'uranium, si fréquents plus au Nord : les indices d'uranium et de fluorine des Gaulins ne sont qu'à quelques centaines de mètres de Chez Renaud, ferme à la limite de la carte Dompierre-sur-Besbre.

L'âge des filons de jaspe à pechblende et fluorine mérite une mise au point.

Par analogie avec des déterminations d'âge des filons de pechblende du Limousin et de la Vendée, soit autour de 250-260 Ma par la méthode U/Pb (Kosztolanyi, 1971), on considérait souvent la plupart des pechblendes filoniennes du Massif central et celles du Morvan comme d'âge permien.

Or, dans le Morvan, cette pechblende est étroitement associée à de la fluorine, également filonienne, dont l'une d'elles, Voltenne, a donné récemment 170-175 Ma au K/Ar (Baubron *et al.*, 1980). Bauzot, considérée comme relativement ancienne d'après les données géologiques (Carrat, 1962) affiche 175 Ma par U/Pb (Carrat et Kosztolanyi, 1986). La similitude de ces résultats obtenus sur des minéraux différents donne une certaine crédibilité à l'âge jurassique moyen de cette pechblende et de cette fluorine.

Mais un doute subsiste, du fait du remaniement possible de la pechblende de Bauzot en parapechblende (Geffroy et Sarcia, 1960) ; un tel remaniement, postérieur au dépôt de la pechblende primaire en gros sphérolites, peut avoir causé un rajeunissement isotopique.

Mais, quoi qu'il en soit, on peut retenir comme très vraisemblable un âge mésozoïque inférieur, jusqu'au Jurassique moyen inclus, pour les pechblendes morvandelles comme cela a été prouvé pour les fluorines.

### FORMATIONS PERMIENNES

La partie sud-est de la feuille Dompierre-sur-Besbre est occupée par une partie du grand bassin carbonifère et permien de Blanzly-Bert-Le Creusot. Ce bassin correspond à une fosse d'effondrement hercynienne orientée NE-SW, encaissée dans les granites et les gneiss, entre les massifs cristallins du Morvan au Nord et du Charollais au Sud. Il est comblé par de grandes accumulations de Stéphanien et de Permien.

Le sillon de Blanzly—Bert est lié à une tectonique de compression. Cette tectonique contrôle le dépôt des sédiments houillers et leur répartition ; l'aire de leur sédimentation se déplace de telle sorte qu'après le dépôt des gisements de Blanzly et du Creusot, la houille du gisement du Grandchamp est d'âge autunien sur le territoire de la feuille Dompierre-sur-Besbre.

Ce petit gisement de Grandchamp paraît être dû à un échelon le long du grand décrochement.

Il présente le faciès houiller de schistes et grès avec intercalations de charbon. Quoiqu'on n'y ait pas trouvé d'autre plante déterminable que

*Linopteris germari*, on l'avait autrefois attribué au Stéphanien parce qu'à cette époque on croyait que la présence de charbon était réservée au seul étage Carbonifère.

r1. **Autunien. Terrain houiller. Siltites et grès avec charbon.** En l'absence d'argument paléontologique probant, les faciès sont clairement autuniens (abondance des schistes bitumineux pétris d'écaillés de poissons, calcaires dolomitiques, charbon ligniteux).

r2. **Saxonien. Grès et argiles rouges à verdâtres, conglomérats à galets de granite.** Leurs succèdent les grès rouges saxoniens qui sont très développés dans ce secteur. Ce sont des grès et argiles, associés à des conglomérats contenant notamment des blocs de galets de granite, souvent mal équarris et de grandes dimensions, et des galets bien arrondis de schistes anciens ("fan-glomérats"). Leur épaisseur, très variable, peut dépasser 1 000 mètres.

### *FORMATIONS SÉDIMENTAIRES TERTIAIRES ET MATÉRIAUX D'ALTÉRATION DÉRIVÉS*

Après une très longue période couvrant l'ère secondaire et la quasi-totalité de l'Eocène (60 à 40 Ma environ), des aires fortement subsidentes ont pris naissance sous l'effet des contrecoups de l'orogénèse alpine, dans maints endroits du Massif central et notamment sur l'emplacement des limagnes.

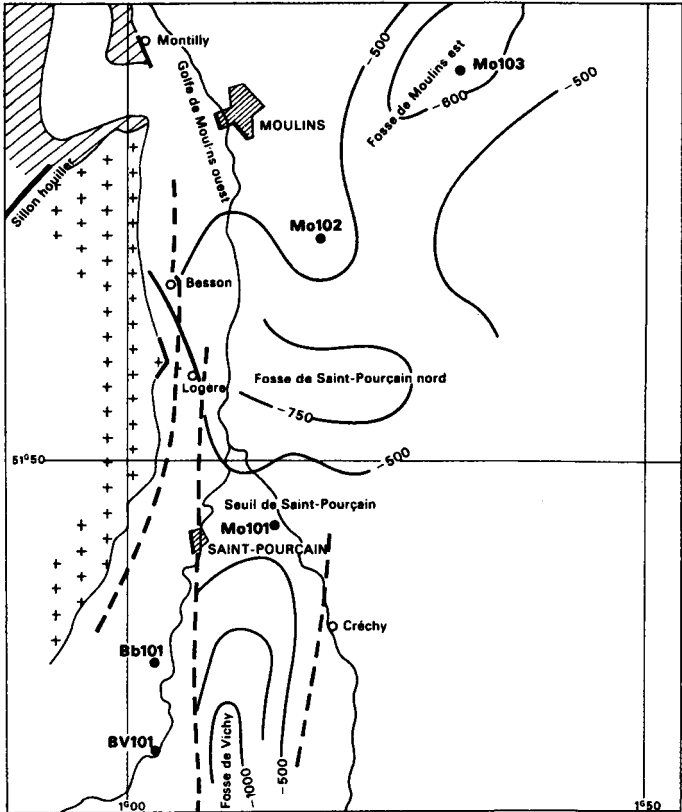
Des sondages profonds réalisés par la COGEMA dans le bassin de Moulins (1980) et par la Régie autonome des pétroles dans le cadre de la recherche d'hydrocarbures sur l'ensemble des limagnes (1960), ainsi que des études géophysiques, ont permis de mettre en évidence la complexité de la structure profonde des limagnes constituées de plusieurs fosses séparées par des seuils.

Un haut-fond, situé approximativement vers Saint-Pourçain, a permis l'individualisation, au Nord, du bassin de Moulins dont l'histoire géologique est différente du bassin complexe de Vichy-Clermont-Ferrand au Sud (fig. 7 et 8).

### **Données géologiques régionales**

Les principales variations minéralogiques, paléontologiques et climatiques de la série tertiaire des limagnes, reconstituées à partir des données de la surface et des sondages profonds, sont résumées sur la figure 9.

Plusieurs cycles sédimentaires se superposent et peuvent localement être incomplets ou absents. Les lacunes de certains faciès et les variations d'épaisseurs sont vraisemblablement liées à des rejeux tectoniques entraînant arrêts ou ralentissements de la subsidence dans tout ou partie du bassin.



LÉGENDE








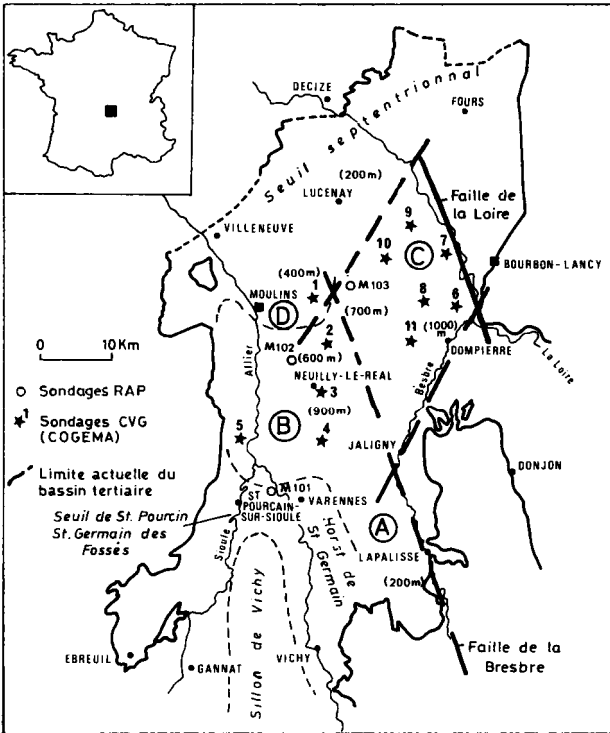
- |   |                         |   |  |
|---|-------------------------|---|--|
|  | Oligocène               |  | Isohypses de la base des formations tertiaires |
|  | Carbonifère-Permien     |  | Failles profondes présumées                    |
|  | Formations cristallines |  | Failles observées en surface                   |
|   |                         |  | Principaux sondages                            |

Fig. 7 - Carte structurale schématique



★ Sondages étudiés [200 m] Epaisseur moyenne des dépôts tertiaires  
— Structures majeures contrôlant le sous-bassin de Loire

Principales subdivisions du bassin : A - Sous-bassin de Lapalisse ; B - Sous-bassin d'Allier ;  
C - Sous-bassin de Loire ; D - Eperon de Moulins

**Fig. 8 - Localisation des sondages étudiés dans le bassin de Moulin (Allier, France)**

ZONES PALYNO. (GORIN 1974)	SÉQUENCES PRINCIPALES	BASSIN DE VICHY - CLERMONT-FERRAND		BASSIN DE MOULINS		STRATIGRAPHIE
			Faune	Sous-bassin Allier	Sous-bassin Loire	
VI	C	Marnes et récifs	Zone 4 - Montaigu-le-Blin	Marnes et récifs	Marnes et récifs	Aquitanien (m) g3-m Oligocène supérieur (g3)
		Détritique bordier	Zone 3 - Moulins	Passées détritiques localement à la base	Passées détritiques localement à la base	
V	B2	Marnes et récifs	Zone 2 - Pont du Château	Marnes	Marnes	g 2 Stampien supérieur
			Zone 1 - Cournon	Détritique à la base	Détritique jusqu'au sommet	
III	B1	Marnes et schistes "papyracés" (faune à <i>Potamides lamarcki</i> )		Calcaire	Marnes à passées détritiques	g1 Stampien inférieur
		Détritique bariolé ou vert		Marnes à passées détritiques	Détritique, marnes en alternance	
II	A	Marnes à évaporites		Détritique, marnes en alternance	Détritique, marnes en alternance	e Eocène moyen à supérieur
		Détritique bariolé		Détritique rouge	Marnes	
I	A'			Détritique rouge	Détritique bariolé	non daté

Fig. 9 - Echelle stratigraphique des formations tertiaires de Limagne

• **Dans le bassin de Clermont-Ferrand**, D. Giot a défini sur le plan sédimentologique quatre lithoséquences dénommées de bas en haut A, B1, B2 et C (fig. 10). Chacune d'elles correspond à un cycle sédimentaire. D'après les données palynologiques (Gorin, 1975) elles se seraient déposées entre l'Eocène supérieur et l'Aquitarien.

La *séquence A* est présente à la partie inférieure de la série tertiaire. Au niveau des fosses principales, elle est complète, avec un terme inférieur détritique bariolé et un terme argilo-carbonaté supérieur. Sur les bordures, généralement seul existe le terme détritique. Elle peut localement être absente. Sa mise en place succède à une phase tectonique majeure.

La *séquence B1*, caractérisée par des dépôts salifères, n'est bien développée que dans la fosse de Riom. Ailleurs le terme salifère disparaît.

Au cours de l'Oligocène, une nouvelle phase tectonique majeure permet le dépôt de la *séquence B2-C* dont le terme inférieur, B2, d'âge stampien et de caractère lagunaire, a une aire d'extension comparable à celle de la séquence A. Le terme supérieur continental (Oligocène supérieur- Aquitarien) a une aire de répartition beaucoup plus réduite.

• **Dans le bassin de Moulins**, l'étude de la flore (Riveline *et al.*, 1988: charophytes, spores, pollens) confirme la superposition des quatre principales lithoséquences définies en Limagne méridionale, avec à la base de la série une séquence nouvelle (A') reconnue dans un seul sondage (CVG6) avec un terme inférieur détritique fin (31 m) et un terme supérieur marneux (69 m).

L'étude micropaléontologique (palynoflore et charoflore), faite à partir de l'échantillonnage de 11 forages, confirme la présence du Chattien et du Stampien, prouve l'existence du Ludien et met en évidence, à la base de la série, du Lutétien supérieur et du Bartonien supérieur dans la partie orientale, du seul Bartonien supérieur dans la partie occidentale.

Ce résultat implique l'existence de deux sous-bassins :

- à l'Ouest, le *sous-bassin de l'Allier* d'une épaisseur maximale de 900 m, comportant quatre séquences de type clermontois. Son rejeu aurait débuté au Bartonien supérieur ;

- à l'Est, le *sous-bassin de la Loire* d'une épaisseur de 1 000 m, dans lequel se dépose, à la base des quatre lithoséquences de type clermontois, la séquence A'. Ce sous-bassin est limité par deux systèmes de failles :

- un accident au Nord-Est aligné sur la Loire, semblant prolonger la faille du Donjon et un accident au Sud-Ouest (Lapalisse-flanc est de l'éperon de Moulins), semblant correspondre à la faille de la Besbre,

- un accident au Sud-Est (Jaligny-Dompierre), correspondant à la faille de Bourbon-Lancy, et un accident au Nord-Ouest (flanc est de l'éperon de Moulins-Fours).

Postérieurement aux dépôts carbonatés lacustres dont les dernières manifestations, limitées à des aires réduites, sont d'âge aquitarien (Saint-Gérand-le-Puy, Montaigu-le-Blin) et antérieurement aux grands épandages fluviaux des sables et argiles pliocènes du Bourbonnais, se



sont localement mis en place des dépôts sableux, parfois argilo-carbonatés : la formation de Vendat (feuille Vichy).

Découverte à l'occasion des levés, elle constitue avec d'autres, tels les sables feldspathiques et les sables à chailles de Clermont, les sables et argiles rouges d'Ebreuil, les sables de Givreuil (Moulins) et d'autres hypothétiques placages argilo-sableux (Vichy-Maringues), des jalons qui permettent d'esquisser l'histoire de la période miocène peu connue.

### Données profondes sur le socle anté-tertiaire

Dans le bassin de Moulins, trois sondages (R.A.P., 1960) ont atteint le socle de nature gneissique probable : Moulins 101 (626-6-1) sur la feuille Saint-Pourçain ; Moulins 102 (598-6-1) et 103 (598-4-1) sur la feuille Moulins, aux profondeurs respectives de 668 m, 641 m, 873 m (fig. 11).

Parmi les onze sondages COGEMA (1980) (fig. 8), cinq se sont arrêtés dans la partie moyenne de la séquence A : CVG10, 779 m - CVG9, 614 m - CVG11, 583 m - CVG8, 729 m et CVG7 562 m. A l'Ouest, cinq autres, CVG1, 448 m - CVG2, 651m - CVG3, 885 m - CVG4, 852 m et CVG5, 798 m, ont atteint le socle granitique.

A l'Est, le sondage CVG6, 990 m, a permis la mise en évidence à la base de la séquence A' (100 m) reposant sur le socle mésozoïque.

### Terrains tertiaires affleurants

**g<sub>3</sub>-m<sub>1a</sub>. Formations oligo-miocènes.** En raison de la rareté des affleurements, de l'absence des gîtes fossilifères, à l'exception de l'ancien gisement de Beauvoir (Vaumas ; x : 700.900, y : 164.300, z : 235 m) où d'abondants débris de vertébrés ont été découverts en 1846 par A.B. Poirier, la cartographie chronostratigraphique n'a pu être effectuée.

Le caractère relativement constant des dépôts et l'analogie de faciès qu'ils présentent avec ceux connus sur les feuilles Bourbon-Lancy, Moulins et Saint-Pourçain-sur-Sioule, situées respectivement au Nord, à l'Ouest et au Sud-Ouest, permettent de les rapporter à l'Oligocène supérieur (g<sub>3</sub>). Bien que l'horizon de Saint-Gérand n'ait pas été identifié, compte tenu de la relative proximité des sites de Saint-Gérand-le-Puy (feuille Vichy) et Montaigu-le-Blin (feuille Saint-Pourçain-sur-Sioule), la notation compréhensive g<sub>3</sub>-m<sub>1a</sub> a été employée (m<sub>1a</sub> = Miocène basai : Aquitanien).

La cartographie a été basée essentiellement sur les faciès lithologiques regroupés en deux ensembles.

• g<sub>3</sub>-m<sub>1a</sub>(1). **Sables argileux quartzo-feldspathiques et argiles vertes, accessoirement conglomératiques.** Bien représentée au Nord de la carte, en rive droite de la Loire, alors qu'elle est largement plus développée sur la feuille Bourbon-Lancy, cette formation trouve son équivalence dans les séries marno-calcaires du centre du bassin.

Les matériaux sont constitués de sables grossiers quartzo-feldspathiques, d'aspect "gros sel", à éléments centimétriques, à matrice plus ou

	Séquences principales	Associations argileuses	Faune
C	Marnes et récifs	I-M	Faune de Montaignu-le-Blin <i>Cepaea moroguesi</i>
	Détritique bordier	K-I-M	
	Marnes et récifs	I-M	Faune de Moulins <i>Cepaea subsulcosa</i>
	Détritique bordier	K-I-M	
	Marnes et récifs	I-M	Faune de Pont-du-Château <i>Caseolus ramondi</i>
	Marnes vertes	I-M	Faune de Coumon
	B <sub>2</sub>	Marnes et "schistes" papyracés	K-I-M
Détritique bariolé		K	
B <sub>1</sub>	Marnes et "schistes" papyracés avec série salifère (fosse de Riom)	I-M	
	Détritique bariolé		
A	Calcaire		
	Gypse (Le Puy) Marnes	I-M	Ronzon
	Détritique bariolé	K-I	

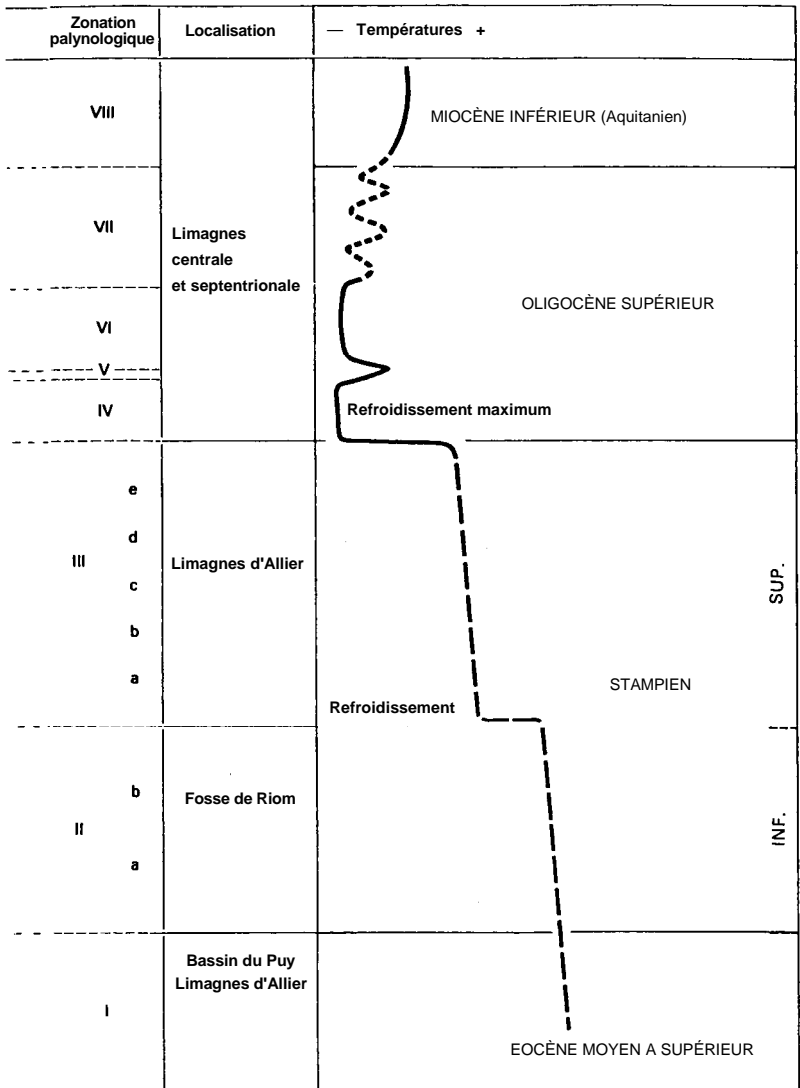


Fig. 10 - Variations minéralogiques, paléontologiques et climatiques de la série tertiaire

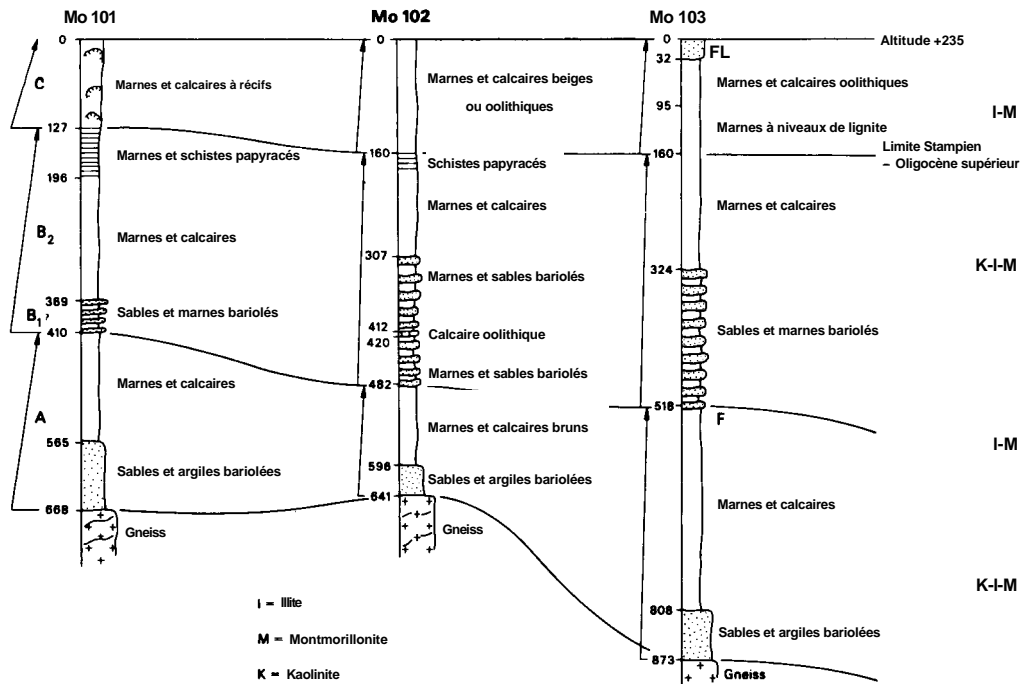


Fig. 11 - Sondages profonds du bassin de Moulins (RAP, 1960)

moins argileuse, généralement de teinte verte, parfois blanche, beige, jaunâtre, grise ou mauve, en alternance avec des passées d'argile compacte verte ou verdâtre à bleuâtre parfois marbrée de jaune ou de brun, pouvant inclure des silts ou des sables fins. Les quartz sont anguleux à sub-anguleux.

En s'approchant des zones de bordure on observe une granulométrie croissante de la taille des grains, et certains niveaux sableux s'enrichissent en galets de quartz de 1 à 2 cm pour les premiers, jusqu'à 5 cm pour ceux proches des provinces émettrices.

L'allure et la composition des strates, bien qu'exceptionnellement observables en coupes, suggèrent une origine fluviale. Plus fréquents et plus puissants dans les zones distales, les horizons à dominante argileuse dont la sédimentation résulte de processus de décantation ont une origine lacustre.

L'ensemble correspondrait donc à un environnement fluvio-lacustre.

Très près des bordures, se développent au sein de cet ensemble des niveaux conglomératiques. Les éléments polygéniques sont figurés par des galets hétérométriques localement associés à des blocailles ; leur taille respective pouvant atteindre 20 cm. La plupart des éléments bien roulés seraient empruntés au Viséen inférieur conglomératique : galets de grès, lydienne, poudingue, quartz filonien. Les blocailles sont constituées de grès et de quartz filonien.

Ces niveaux représentent un dépôt bordier de type torrentiel, fluviale et lacustre.

Le contact entre les formations tertiaires et celles du Paléozoïque, apparaît très irrégulier ; tantôt par faille, tantôt l'Oligocène recouvre le paléozoïque en placage à faible pente.

• g3-m1a(2). **Marnes et argiles vertes, beiges, blanchâtres ou jaunâtres ; accessoirement calcaires, localement détritiques. Petits édifices récifaux.** Les affluents de la rive gauche de la Loire, et notamment la Besbre, drainent des versants aux bas de pentes marneuses et/ou argileuses, avec développement local de calcaires concrétionnés en petits édifices récifaux ou, comme au Sud des limites de la carte, en grosses masses de calcaires construits. La genèse de ces travertins est liée en majeure partie à une prolifération organique végétale (algues bleues, mousses, végétaux supérieurs) et animale (larves d'insectes, gastéropodes) (Donsimoni, 1975). Un figuré particulier a été choisi pour représenter les ensembles de petits édifices récifaux en "boules" ou "choux-fleurs" répartis dans les sédiments marneux ou argilo-marneux.

Aucune coupe fraîche ne permet d'observer les sédiments sur une épaisseur supérieure à 1 ou 2 mètres. Des bancs de calcaires s'interstratifient dans les marnes, il est possible de les observer sur la rive droite de la Besbre entre Vaumas et Dompierre. Des passées sableuses et gréseuses lenticulaires ont également été observées.

L'ensemble de ces dépôts traduit un environnement lacustre à fluvio-lacustre où les gîtes fossilifères sont rares. Aucun indice d'affleurement à *Potamides lamarcki* n'a été relevé.

Une mention particulière doit être faite concernant les niveaux argileux qui, semble-t-il, ne constituent pas toujours le témoin de dépôts à l'origine essentiellement argileux. On observe en effet que partout là où une zone de contact sable-marne existe, cela se fait quasi systématiquement par l'intermédiaire d'une argile. Il semble que cette argile soit, au moins pour partie, le produit résiduel de marnes décalcifiées. Et l'hypothèse d'une altération sous couverture, où les phénomènes de circulation d'eau dans les niveaux sableux auraient un rôle prépondérant, doit être envisagée.

L'observation faite ici au sein même des dépôts oligocènes se retrouve partout là où existe une couverture sableuse ou sablo-caillouteuse. La formation des sables et argiles du Bourbonnais est très démonstrative à cet égard. On observe fréquemment, tant sur le terrain qu'en sondages, l'intercalation d'un niveau d'argile pouvant atteindre plusieurs décimètres, entre la base des dépôts sableux du "Bourbonnais" et le toit des marnes oligocènes.

Le toit des formations tertiaires montre un pendage général orienté au Nord-Ouest.

### *FORMATIONS DES SABLES ET ARGILES DU BOURBONNAIS (PLIO-QUATERNAIRE)*

Ensemble de dépôts fluviatiles et fluvio-lacustres constitué de galets, graviers, sables argileux et argiles en place ou peu remaniés.

L'ensemble, connu sous le nom de sables et argiles du Bourbonnais ou sables à cailloux du Bourbonnais (de Launay, 1923), occupe en surface environ les 2/3 de la carte Dompierre-sur-Besbre. Aucune différenciation n'avait été faite sur la carte à 1/80 000, au sein de cet ensemble considéré comme pliocène ou mio-pliocène.

Sur la présente carte à 1/50 000, il a été distingué plusieurs sous-ensembles, constituant autant d'unités cartographiques caractérisées par leur dominante argileuse ou sableuse, la présence ou non de galets. Cet essai de différenciation lithologique, déjà élaboré sur les feuilles voisines, a été poursuivi ici. Il procède non seulement des observations de surface mais également de quelques sondages réalisés à la tarière à plusieurs dizaines de mètres de profondeur.

Les données géométriques ainsi acquises permettent l'établissement d'une lithostratigraphie valable à l'échelle régionale. Cependant, l'irrégularité structurale consécutive à la genèse de cet ensemble laisse prévoir un schéma général souffrant de nombreuses variantes locales. C'est ainsi qu'il existe parfois des difficultés de corrélation d'une coupe de sondage à une autre ou de part et d'autre d'une vallée.

D'autre part, la rareté des affleurements, les remaniements superficiels, l'évolution dissymétrique des versants, les effets de la pédogenèse, rendent malaisée la définition d'une coupe-type, notamment à la partie supérieure de la série.

C'est donc avec réserves qu'il faut interpréter la coupe synthétique suivante, où deux séquences sédimentaires se superposent le plus souvent.

Toutes deux présentent à la base un terme grossier et au sommet des dépôts fins argileux. La série se développe sur 40 mètres environ. On distingue de la base au sommet :

- une formation sableuse à galets : 5 à 15 m ;
- une formation à sables grossiers : 0 à 10 m ;
- une série fine (sables fins, silts, argiles) de 2 à 10 m ;
- des sables grossiers quartzo-feldspathiques, à galets sur les bordures, puis/ou une alternance de sédiments fins et de sables grossiers argileux (10 à 20 m) ;
- des argiles à tendance évolutive au limon en surface (2 à 5 m).

D'une manière générale, à l'intérieur de chaque séquence, la granulométrie décroît simultanément de la base au sommet et latéralement en s'éloignant des zones d'apport situées sur les bordures.

Sur l'ensemble de la série, on remarque la grande constance des apports détritiques. Les éléments proviennent d'altérites élaborées sur le socle granitique et métamorphique, avec localement une empreinte plus ou moins marquée de matériel volcanique et de silex (chailles). Parmi les apports détritiques, il faut noter qu'une partie est issue de sédiments bordiers tertiaires.

En Limagne et Sologne bourbonnaise, les sables et argiles du Bourbonnais s'inscrivent dans la limite des bassins d'effondrement oligocènes, excepté dans le Sud du territoire de la feuille Dompierre où ils sont plus extensifs puisqu'ils reposent directement sur le socle granitique. Vers le Nord (bassin de Paris), leur extension est limitée au fossé de la Loire encadré de failles Nord-Sud, où ils surmontent les terrains du Mésozoïque.

La mise en place de chacune des deux principales séquences grossières correspond à une phase tectonique majeure (rejeu des failles N-S) associée à des modifications climatiques (climat plus humide). Elle se traduit par un vaste épandage fluvial réparti selon deux cours principaux qui préfigurent en grande partie ceux de la Loire et de l'Allier. Un réseau de collecteurs secondaires s'y raccorde, annonçant les principaux affluents (voir carte schématique fig. 12). Individualisés de part et d'autre du Forez, ces deux fleuves aboutissent dans une vaste plaine (territoire de la feuille Dornes), située entre Loire et Allier, où l'ensemble du réseau converge. Cette zone de confluence correspond à une structure de bassin subsident à l'Oligocène (bassin de Moulins).

En aval de cette structure, après avoir franchi le seuil jurassique du Veurdre, l'écoulement en nappe se poursuit vers le Nord, drainant la majeure partie des matériaux de la Loire et de l'Allier dans le fossé de l'Aubois prolongé, en aval du bec d'Allier (confluence Loire-Allier), par le fossé de la Loire.

Les matériaux se mettent en place à partir des bordures, suivant de vastes chenaux anastomosés ou non, dans lesquels dominent les apports locaux. L'écoulement longitudinal permanent de type fluvial l'emporte nettement au pied des reliefs de la bordure occidentale du Morvan (vallée

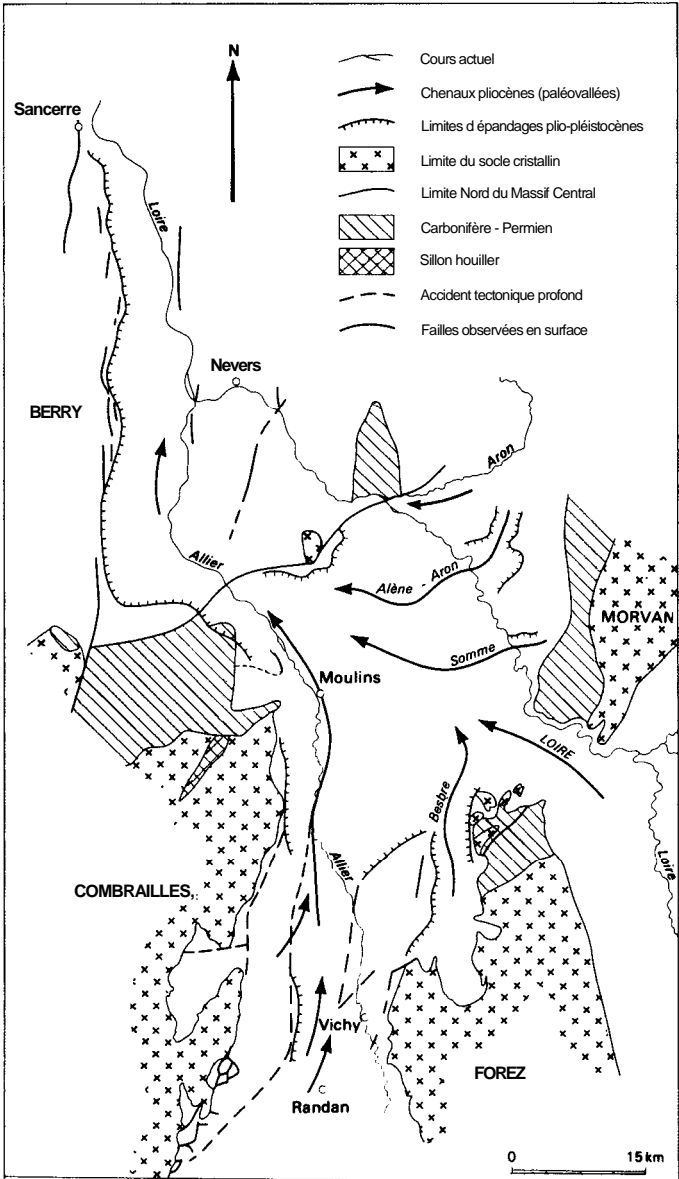


Fig. 12 - Carte schématique. Eléments structuraux



de la Loire) et des massifs cristallins de l'Ouest (vallée de l'Allier). Cette chenalisation préférentielle est parallèle à l'axe des fossés, eux-mêmes commandés par le jeu des failles bordières réactivées. Sous l'effet de modifications morpho-climatiques (bassin en partie comblé, peu de pentes, climat plus frais), des sédiments fins argileux viennent recouvrir les unités grossières et leur correspondent, pour partie, latéralement dans les zones distales.

La dynamique de transport liée au système hydrographique qui s'établit là encore à partir des bordures tendant à devenir progressivement nulle quand on s'en éloigne, seules vont se déposer des argiles. On remarque que leur extension s'inscrit à l'intérieur des limites des dépôts grossiers auxquels elles se superposent.

Sur le territoire de la feuille Dompierre-sur-Besbre, l'ensemble se développe au maximum sur 40 m au Nord-Ouest de Dompierre-sur-Besbre à la verticale du lieu-dit Petteloup (sondage 1-36, complété par le sondage 1-35) et sur 40 m dans le Sud à la verticale du lieu-dit les Bardins, se réduisant à 10,50 m à l'Ouest de Vaumas (sondage 5-11) où la série serait tronquée au sommet, surmontant en discordance l'Oligocène.

En rive droite de la Loire, bien qu'il semble que la série soit également tronquée à sa partie supérieure, les épaisseurs déduites de la cartographie apparaissent nettement supérieures à celles relevées en rive gauche. Une puissance de 50 à 60 mètres de sédiments peut localement être envisagée.

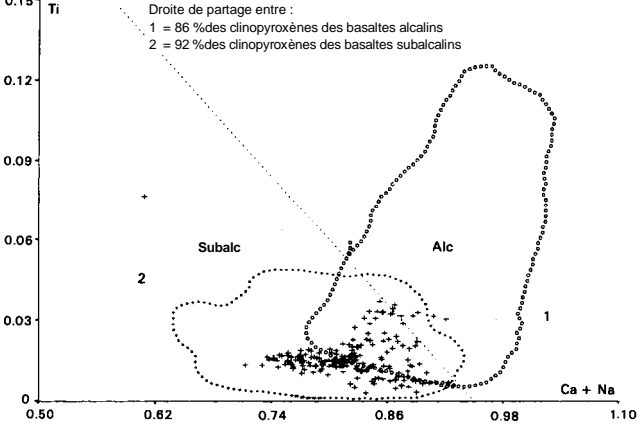
L'irrégularité structurale du plancher constitué par le Permien entraîne des variations d'épaisseurs rapides dans les dépôts du Bourbonnais.

En rive gauche, il faut distinguer, à la base de l'ensemble et au toit des formations oligocènes, une formation sableuse à galets, très caractéristique pouvant atteindre dix à quinze mètres d'épaisseur. Elle s'observe dans toutes les vallées et peut latéralement passer intégralement, ou pour partie et progressivement vers le sommet, à des sables grossiers. Ceux-ci sont particulièrement bien développés en rive droite du Roudon à la latitude de Saligny et en rive gauche de la Loire entre Dompierre-sur-Besbre et Beaulon. Plus ou moins argileux ils ne dépassent pas 10 m de puissance.

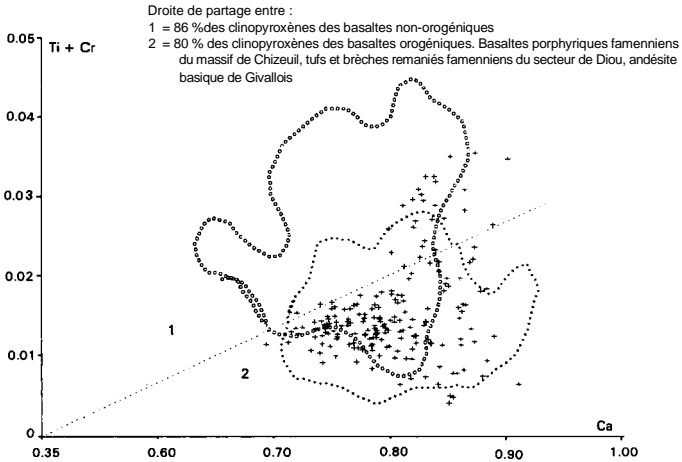
Au-dessus de la formation à galets et/ou sables grossiers, viennent des matériaux fins (alternance de sables fins, silts, argiles) dont la puissance, très variable, peut atteindre 10 mètres. Les variations latérales sont progressives tandis que les termes séquentiels verticaux apparaissent plus tranchés, de sorte que les niveaux argileux sont de plus en plus fréquents et d'autant plus puissants que la distance des bordures est importante.

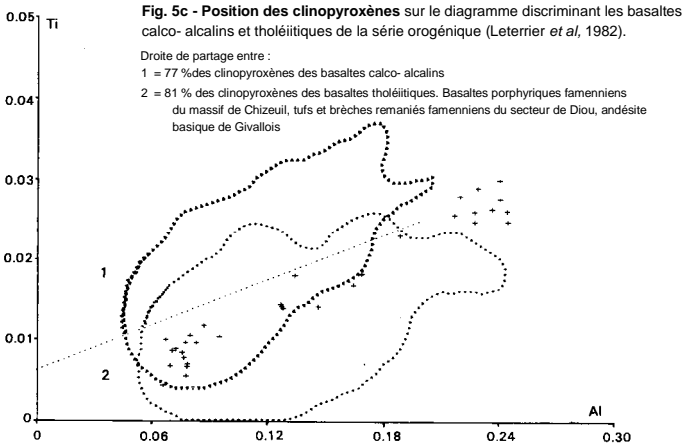
Une reprise de l'érosion entame une nouvelle période de sédimentation détritique grossière, au moins aussi importante que la précédente, dont les composants proviennent d'une seconde génération d'altérites élaborées sur les mêmes roches éruptives et métamorphiques. Les épaisseurs relevées sont de l'ordre de 5 m. Des sédiments fins, d'une puissance maximum de 10 m (sables fins, silts, argiles), se superposent à cette unité grossière, pouvant admettre des passées de sables grossiers répartis en corps lenticulaires (chenaux). Leur extension et leur épaisseur (5 à 6 m

**Fig. 5a - Position des clinopyroxènes, des basaltes, tufs et brèches basaltiques du Dévonien sur le diagramme discriminant les basaltes alcalins et subalcalins (Leterrier *et al.*, 1982).**



**Fig. 5b - Position des clinopyroxènes sur le diagramme discriminant les basaltes orogéniques et non-orogéniques (Leterrier *et al.*, 1982).**





maximum) sont localement suffisantes pour en constituer une unité cartographique qui s'individualise à la partie supérieure des matériaux fins, se substituant en partie à ceux-ci.

Enfin, la séquence se termine par des argiles, parfois sableuses, épaisses de 3 à 5 m. Bien qu'elles présentent une tendance évolutive au limon en surface, il est peu probable que la pédogenèse soit à elle seule responsable de leur formation.

Si les dépôts correspondant à la seconde phase de sédimentation présentent beaucoup d'analogie avec ceux de la première, leur mise en place suggère toutefois un modèle présentant quelques variantes. En effet, dans le premier cas les termes séquentiels, qu'ils soient empruntés à une zone proche des bordures ou distante de celles-ci, apparaissent sur une même verticale bien tranchés. Ici, les variations verticales apparaissent plus progressives.

Le modèle sédimentologique fourni par cet ensemble lithologique semble se situer entre le précédent, fluvio-palustre, et celui des terrasses alluviales, exclusivement fluviales, qui vont lui faire suite.

Les données ponctuelles (sondages, affleurements) montrent que le schéma général proposé souffre de nombreuses variantes locales (divagation de chenaux, lentilles d'argiles). D'où la nécessité d'enregistrer de nombreuses données afin de les considérer globalement et ne pas commettre l'erreur de caractériser la formation à partir d'observations ponctuelles.

**FL(1). Formations à galets (*cailloutis de basé*).** Les formations à galets situées à la base de l'ensemble prennent une grande extension de part et d'autre des vallées. Elles disparaissent à l'Est de l'Engivière, entre Dompierre-sur-Besbre et Beaulon, où leur correspond latéralement une formation à sables grossiers quartzo-feldspathiques. Ces formations ont été observées en coupe dans de nombreuses carrières. La pente générale au NNW est voisine de 2/1000, soit entre 255 m au sondage 8-1051 (Pré de la maison), 255 m au sondage 6-27 (Prenat), 265 m à Vaumas, 225 m à Dompierre-sur-Besbre et 225 m en limite de feuille au Nord-Ouest de Beaulon. C'est au sein de cette formation que le régime sédimentaire fluvial est le plus marqué. En coupe, la stratification est tantôt horizontale, tantôt oblique, voire entrecroisée pour ce qui concerne les sables qui accompagnent les galets. Ceux-ci sont disposés en cordons relativement continus alternant avec des sables fins ou grossiers plus ou moins argileux. La taille des galets est comprise entre 2 et 20 cm. Il en est de dimension exceptionnelle, notamment en rive droite de la Loire où silex et grès atteignent 30 cm.

D'une manière générale, la taille moyenne diminue légèrement d'amont en aval (notamment dans l'axe des principaux chenaux) et de la base au sommet, avec de notables exceptions, principalement en marge de bassin où le stock grossier est constamment renouvelé par les apports locaux issus des bordures. Les plus gros éléments étant fournis par l'Arroux pliocène (rivière actuelle située hors carte, en rive droite de la Loire).

Ces galets sont de quartz, de silex, de poudingue s, de grès, plus rarement de granite, de rhyolite, de schiste. Le quartz est blanc, parfois rougeâtre, notamment dans les cailloutis de surface. Le silex est blond à patine noire mate et/ou luisante (chailles) et présente souvent des traces en "coup d'ongle". Certains de ces silex ont un aspect tuberculé et vacuolaire (dissolution de la silice) et apparaissent blanchis (silex cacholong) localement à leur périphérie ; d'autres, gris, poreux sont altérés à coeur (silex épuisés \*) et s'écrasent sous la pression des doigts. A proximité, du socle, aux environs de Saint-Pourçain-sur-Besbre et de Saligny-sur-Roudon, des fragments ou blocs de silex de 10 à 20 cm s'incorporent ici ou là à la formation. Des variations de faciès apparaissent en fonction de la nature des éléments qui alimentent le cailloutis. Les dépôts de la vallée de la Besbre sont nettement plus rougeâtres que ceux des autres vallées ; la proportion de galets de granites porphyroïdes et de feldspaths roses dans la matrice étant plus grande dans le premier cas, tandis que silex (chailles) et quartz dominent dans le second.

La matrice sableuse ou sablo-argileuse, ocre, rougeâtre ou beige, toujours quartzo-feldspathique, contient de nombreux feldspaths blancs et roses.

Le lessivage de ces sables aboutit dans les champs à un cailloutis superficiel riche en quartz et silex. C'est sous cet aspect que le niveau de base apparaît le plus fréquemment.

Des boules argileuses ou silteuses, parfois micacées, de quelques centimètres à plusieurs décimètres, de couleur gris à gris-vert, sont emballées dans les sables à galets.

**FL(2). Sables grossiers quartzo-feldspathiques.** Inexistants dans les zones proches des bordures ; en s'éloignant de celles-ci, ils apparaissent surmontant les sables à galets décrits ci-dessus, constituant alors un terme de passage aux dépôts fins qui vont leur faire suite. Puis, dans les zones distantes des reliefs bordiers, ils se substituent localement en totalité aux cailloutis de base. La région située à l'Est de l'Engièvre, entre les latitudes de Dompierre-sur-Besbre et Beaulon, illustre cette remarque.

Ce matériel ne diffère de l'unité précédente que par l'absence ou la rareté des galets. La puissance du remblaiement est variable, avec un maximum d'une dizaine de mètres. Ces dépôts grossiers n'excluent pas toutefois l'existence de matériaux fins (sables fins, silts, argiles) intercalés en un ou plusieurs niveaux plus ou moins discontinus, d'épaisseur centimétrique à pluridécimétrique.

La formation à sables grossiers quartzo-feldspathiques présente en surface un aspect "gros sel" caractéristique. En coupe, la stratification est tantôt horizontale, tantôt oblique, voire entrecroisée.

\* Silex épuisé : roche siliceuse blanche ou grisâtre, poreuse, provenant de l'altération d'un silex dont une partie de la silice a disparu en laissant une trame de microquartz et de calcédonite.

Les sables apparaissent le plus souvent jaunâtres à rougeâtres, parfois beiges, blancs, grisâtres ou verdâtres. La matrice est plus ou moins argileuse, ce qui explique leur relative compacité. Certains, débarrassés de cette "gangue" argileuse par les brassages successifs des différents courants, sont parfaitement propres.

**FL(3). Argiles, silts, sables fins indifférenciés.** Les matériaux fins qui constituent la fin de la première séquence sédimentaire peuvent être représentés, suivant le lieu, soit par une alternance pluriséquentielle d'argiles, de silts ou de sables fins, soit par l'un de ces termes. En effet, les sables grossiers ou les sables à galets précédemment décrits sont surmontés, dans la quasi-totalité de leur extension, par des sédiments à nette dominante argileuse. Leur puissance, variable d'un point à un autre, est d'environ 10 m. Une coupe levée dans l'ancienne exploitation du Moulin Préault (x : 722.800, y : 162.500, z : 270m) indique de haut en bas (épaisseurs en m) :

0,00	contact cailloutis
0,08	silt beige à jaunâtre
0,05	argile mauve rosâtre micacé (mica blanc)
0,07	silt micacé gris, jaunâtre, ocre
0,01	argile mauve rosâtre
0,15	silt micacé (mica blanc) beige, ocre, jaunâtre
0,15	argile beige à mauve rosâtre
0,20	silt beige-ocre à jaunâtre
0,10	argile gris verdâtre à rosâtre
0,05	silt argileux ocre à jaunâtre
0,30	argile silteuse beige à rares taches brunes
0,25	argile compacte, rosâtre, légèrement feldspathique
0,35	sable fin à grossier, quartzo-feldspathique, micacé, beige à jaunâtre, granocroissant vers la base
0,15	argile silteuse rosâtre à verdâtre
0,15	silt argileux beige, gris, jaunâtre
0,15	sable fin à grossier, quartzo-feldspathique, ocre à jaunâtre
0,30	silt à sable fin blanchâtre, ocre à jaunâtre ponctué de noir, ferromangannique notamment à la base
0,20	silt micacé très argileux, gris, jaunâtre, rosâtre à taches ocres
0,20	argile silteuse rosâtre
0,60	silt argileux micacé, beige, compact
0,30	argile compacte, silteuse, beige rosâtre marbré d'ocre
0,15	argile silteuse compacte, jaune et ocre
0,50	sable fin à moyen très micacé (muscovite), jaune à ocre vif
0,02	plaquette ferrugineuse
0,30	argile silteuse compacte, micacée (muscovite), jaune vif
0,15	argile compacte jaune panachée de blanchâtre
0,30	argile compacte cireuse à pâte très fine, beige rosâtre à traces brunâtres et jaunâtres
0,30	partie invisible
0,60	argile compacte gris verdâtre à filets brun et jaune ou ocre
0,35	silt très argileux tendant vers le limon, gris verdâtre moucheté d'ocre-roux
0,20	silt argileux très micacé, beige jaunâtre à traces ocres et brunes

≥ 0,20 sable fin très micacé, légèrement argileux, blanchâtre à jaunâtre tacheté d'ocre, à traces noires poudreuses ferromanganiques

Total cumulé ≥ 6,72 (plancher de l'exploitation)

On observe que les termes séquentiels (cyclothèmes) se rapportant à cette coupe sont de plus en plus courts de la base au sommet.

Les principales teintes affectant ces dépôts sont généralement le gris, beige, verdâtre, jaunâtre, rose, mauve, bleuâtre, brun, kaki, brunâtre, ocre, roux.

Un banc d'argile blanche surmonté d'une argile grise, mauve ou noire, compacte, cireuse, à bois fossiles localement, nettement plus extensive, peut s'interstratifier à divers niveaux dans la masse des sédiments fins ou se substituer à ceux-ci. Lorsqu'il existe, il constitue un excellent repère stratigraphique. Son épaisseur varie de quelques centimètres à plusieurs mètres, déterminant un ombilic sédimentaire orienté SE-NW, sensiblement parallèle au cours de la Loire, dont l'axe passerait près des sondages 1-34 et 7-1048.

La qualité réfractaire de ces argiles fait l'objet de plusieurs exploitations: les Charbonnières à Diou et l'Hautmoucheron à Beaulon. Les épaisseurs maximum relevées sont de l'ordre de 4 mètres. Lorsque le cailloutis supérieur surmonte directement les argiles noires, le contact s'effectue par l'intermédiaire d'un horizon silteux ou argileux centimétrique, ocre vif, auquel se substitue parfois un horizon sableux, brun roux, ferruginisé, se débitant en plaquettes de 1 à 2 cm.

Ces argiles indiquent un environnement fluvio-lacustre à fluvio-palustre.

(Une seconde unité à dominante argileuse, très comparable à celle-ci à l'exception des argiles grises ou noires qui ne montrent jamais un tel développement, caractérise les dépôts fins qui surmontent le cailloutis de base de la seconde séquence sédimentaire).

**FL(4). Argiles, silts, sables fins, à passées de sables grossiers.** Cette unité, dont l'épaisseur est en moyenne de 5 à 6 m, n'est représentée qu'à l'Ouest de la Besbre où seule la présence de sables moyens à grossiers, quartzofeldspathiques, plus ou moins micacés, permet d'établir une distinction avec l'unité précédente.

Leur puissance, tout au plus métrique, ne permet pas leur individualisation. Ils s'interstratifient en passées décimétriques à métriques et sont le plus souvent gris, jaunâtre ou roux et peuvent admettre des graviers de quartz centimétriques.

Ces dépôts traduisent un environnement typiquement fluvio-lacustre.

**FL(5). Sables et galets (cailloutis supérieur).** Comme pour l'unité grossière constituant la base de la série, on observe que la granulométrie décroît de la base au sommet et au fur et à mesure que l'on s'éloigne des bordures.

Il est toutefois malaisé d'appréhender les variations latérales car le champ d'investigation se limite aux zones d'interfluve qui ont été préservées de l'érosion et où les coupes sont extrêmement rares. Cette unité surmonte les dépôts fins associés aux argiles à bois fossiles ou aux sables grossiers. Dans la partie sud, où les dépôts fins font défaut, elle repose directement soit sur le socle granitique, soit sur le cailloutis de base. Il est alors impossible de dresser une limite entre les deux cailloutis.

Latéralement, comme le suggère l'espace compris entre les vallées de Lodde et du Roudon, le cailloutis passe à des sables grossiers quartzo-feldspathiques. Sa base entre en contact avec le socle par l'intermédiaire d'une argile à 281 m au sondage de Montrouset (x : 702.250, y : 162.150, z : 287), elle s'abaisse à 273 m au sondage 8-1053, à 254 m à la carrière des Charbonnières à Diou, à 253 m au sondage 1-31. Sa puissance est de 5 à 6 mètres. De nombreuses figures sédimentaires entrecroisées soulignent le caractère fluvial de la formation.

Les galets, disposés en cordons, atteignent 5 à 6 cm dans le Sud-Est de la carte, 4 à 5 cm dans le Sud, 3 à 5 cm dans le centre et 2 à 3 cm au Nord-Ouest. Ils sont emballés dans une matrice sablo-argileuse quartzo-feldspathique, rougeâtre, jaunâtre, beige ou grise.

Moins roulés que dans le cailloutis de base, les éléments sont constitués de quartz, de chailles fauves en galets plats, de grès, de roches métamorphiques, plus rarement de silex jaunes à patine noire (chailles).

• **Faciès silicifié.** Dans le secteur de Formelay, où le cailloutis repose sur le socle, les sables et les sables à galets ont subi une silicification les transformant respectivement en grès et poudingue s. Bien que peu développé, ce phénomène détermine un paysage de petites buttes-témoins. Des fragments ou blocs résiduels identiques s'incorporent en surface aux formations du Bourbonnais jusqu'à 2 ou 3 kilomètres alentour. Leur présence suggère l'existence d'une paléosurface silicifiée dont ne subsisteraient que les "buttons" de Formelay où l'épaisseur des bancs n'excède pas le mètre.

L'étude pétrographique en lame mince du conglomérat silicifié (D. Giot, BRGM) montre qu'il s'agit d'une aréno-rudite polygénique avec forte hétérométrie et mélange d'éléments de maturation morphologique différente : arrondis, anguleux, grains à corrosion pédologiques. Nature des éléments : quartz polycristallin très abondant, quartz monocristallin plus rare ; pas de feldspaths ni micas. Galet de silex type chaille à spongolite et microquartz avec fantômes de foraminifères. Ciment : calcédoine et opale très peu cristallisées. Cette silicification serait probablement d'origine pédologique. Elle évoquerait un climat à tendance aride, avec élaboration sous faible tranche d'eau.

FL<sup>(6)</sup>. **Sables grossiers quartzo-feldspathiques.** Seule leur position stratigraphique permet de les différencier de ceux associés au cailloutis de base. Ils peuvent correspondre aux sables à galets décrits ci-avant ou représenter une unité qui les surmonte soit directement, soit par l'intermédiaire de dépôts fins à dominante argileuse. Plus ou moins argileux, parfois très compacts, ils sont diversement colorés en gris, banchâtre, jaunâ-



tre, beige verdâtre, rougeâtre ou roux et admettent souvent des quartz centimétriques.

La constance de figures sédimentaires entrecroisées souligne leur caractère nettement fluvial. Ils peuvent atteindre une dizaine de mètres de puissance.

FL(7). Argiles à tendance évolutive au limon en surface. Les formations argileuses des plateaux terminent la série fluvio-lacustre. En continuité avec l'unité précédente qui aurait subi les effets de la pédogenèse, il semble que l'on puisse admettre une tendance évolutive au limon argileux, accessoirement sableux en surface. Cependant, en égard à la puissance locale développée (jusqu'à 4 m), il ne semble pas dans tous les cas qu'une évolution pédogénétique puisse à elle seule expliquer leur formation.

### **Variations minéralogiques principales et âge des formations fluvio-lacustres du Bourbonnais**

L'analyse minéralogique de nombreux échantillons (J. Tourenq, laboratoire de Géologie des bassins sédimentaires, faculté des Sciences de Paris VI) montre, comme pour les minéraux lourds, une évolution d'Ouest en Est.

Les dépôts orientaux (Ouest de la Loire), plus fins sur l'ensemble de la série, sont à kaolinite dominante ; les dépôts occidentaux (vallée de l'Allier), plus grossiers, sont à smectite prépondérante, alors que la zone intermédiaire, située entre Loire et Allier, montre une association où kaolinite et smectite sont en proportion équivalente. Il ne semble cependant pas possible d'établir de relation entre la minéralogie des argiles et la granulométrie.

L'étude des relations entre les différentes espèces de minéraux lourds par l'analyse factorielle des correspondances (Tourenq, Rohrlisch et Ambroise, 1978), portant sur des échantillons de sondages et d'affleurements naturels ou occasionnels, précise l'origine des matériaux constituant le dépôt des sables et argiles du Bourbonnais.

D'une manière générale, le cortège minéralogique varie d'Est en Ouest.

Les échantillons occidentaux sont dominés par la présence de minéraux métamorphiques : disthène, staurotide, grenat, sillimanite et andalousite, fournis par les roches cristallophylliennes provenant des massifs qui bordent à l'Ouest la vallée de l'Allier.

Les prélèvements effectués dans la partie orientale sont à dominante de zircons qui trouvent leur origine dans les roches granitiques de la bordure occidentale du Morvan, des monts du Forez, des Bois-Noirs et de la Madeleine.

Une mention particulière doit être faite pour la feuille Dompierre-sur-Besbre où le zircon est nettement prépondérant (jusqu'à 61 %), notamment à l'Ouest de la Loire. Il est associé à de nombreuses espèces minérales : sillimanite jusqu'à 18 %, andalousite jusqu'à 17 %, staurotide jusqu'à 15 %, grenat et disthène ne dépassant pas 2%. Les minéraux titanés (rutil, anatase, brookite) peuvent atteindre 25 %. Les zircons d'origine volcanique sont toujours présents, parfois abondants. Enfin,

notons la présence de sphène jusqu'à 28% et de hornblende verte (maximum 27 %) dont les apports liés à la Loire déterminent un chenal. Ces deux derniers minéraux existent également dans les cortèges des moyennes et hautes terrasses de la Loire.

L'étude des minéraux volcaniques (J.Tourenq, en cours) montre qu'ils sont, pour certains d'entre eux, concentrés dans les dépôts du Bourbonnais. Les dépôts antérieurs n'en contenant pas (formation de Vendat, environs de Vichy), il semble que l'on puisse les utiliser comme repères chronologiques, dès lors qu'une activité volcanique contemporaine est prouvée dans les monts Dore.

Leur répartition suggère pour les uns une distribution éolienne (saupoudrage), pour les autres une distribution alluviale (paléochenal de l'Allier) ; leur concentration relative à certains niveaux pouvant dans les deux cas correspondre à une phase d'émissions paroxysmales.

Les dépôts grossiers situés à la base de la série contiennent, dans la vallée de l'Allier, des sphènes, des zircons éruptifs et/ou des quartz de ponces. L'attribution d'une origine "montdorienne" à ce dernier minéral permettrait une datation postérieure à 3,2 Ma (coulée de ponces porphyriques datée de 3,18 Ma à Perrier ; Ly Meng Hour *et al.*, 1982), ou plus vraisemblablement voisine de 2,5 Ma (Cantagrel *et al.*, 1983).

Enfin, la partie inférieure de ce cailloutis de base admet ponctuellement des intercalations d'argile grise à bois fossiles qui ont livré des spores et des pollens d'âge reuverien final (détermination G. Farjanel, BRGM) (feuille Moulins, sondage 598-7 x -5, x : 687.375, y: 167.225, z : 265 m. Profondeur des prélèvements 35 m et 37,50 m).

Compte tenu de la superposition des résultats, un âge pliocène supérieur (fin Reuverien à début Prétiglien) semble pouvoir être proposé pour le cailloutis de base du Bourbonnais.

La fin de cette première séquence sédimentaire est localement caractérisée par le dépôt d'argiles grises ou noires, à bois fossiles parfois, datée du Prétiglien (G. Farjanel, inédit).

Le second remblaiement admet ponctuellement des quartz bipyramidés à inclusion vitreuse qui pourraient provenir de la grande nappe de ponces rhyolitiques, laquelle marque le début du volcanisme acide strictement "montdorien" (datation absolue K-Ar ; Baubron et Cantagrel, 1980), L'apparition discrète de l'augite aciculaire au sommet des dépôts de la formation des sables et argiles du Bourbonnais, alors qu'elle devient abondante dans les terrasses de la Loire et de l'Allier, semble indiquer que la fin. du remblaiement coïncide avec la fin des émissions ponceuses.

**CFL. Colluvions dérivées des formations fluvio-lacustres.** Les colluvions sont abondantes dans tout le domaine fluvio-lacustre, sans qu'il soit toujours possible de les cerner avec précision du fait de leur ressemblance avec la roche-mère. Il en existe deux catégories principales, reliées par des types intermédiaires : les colluvions des versants nord, et nord-est (glacis) à pente faible.

Les colluvions pelliculaires ne sont pas représentées sur la carte. Leur épaisseur est faible et les caractères généraux sont ceux de la roche-

mère. Elles résultent, probablement en partie, d'une dynamique récente, voire de phénomènes anthropiques.

Les colluvions des versants à pente faible sont plus extensives et plus épaisses que les précédentes (2 à 3 m). Il s'agit généralement d'un limon très argileux, jaunâtre à rougeâtre, à marbrures grises ou gris verdâtre (traces de racines) ; accessoirement il peut s'agir de colluvions sableuses. Elles représentent certainement une mise en place complexe dans laquelle sont intervenus plusieurs facteurs: solifluxion, ruissellement, voire transports éoliens. Leur âge probable est quaternaire, le modelé final étant surtout dû aux dernières périodes, Würm principalement.

### *FORMATIONS ALLUVIALES ET DÉPÔTS QUARTENAIRES ASSOCIÉS*

L'ensemble du réseau hydrographique se situe dans le bassin versant de la Loire. Un réseau assez dense de collecteurs orientés SW-NE aboutissent à la Loire.

Dans la vallée de la Loire, reposant à des altitudes fonction de leur âge relatif, quatre nappes ont été distinguées au-dessus du lit actuel remblayé par des alluvions récentes ; trois dans la vallée de la Besbre. Le classement chronologique est exprimé en indice par une lettre de l'alphabet, de la plus ancienne nappe (v) à la plus récente (z).

En outre, la carte indique en rive droite de la Loire, entre Gilly-sur-Loire et Saint-Aubin-sur-Loire, plusieurs lambeaux d'alluvions anciennes correspondant à un ou plusieurs cycles d'épandages d'âge indéterminé (F).

### **Vallée de la Loire**

**F. Alluvions anciennes d'âge indéterminé : sables fins à moyens de Saint-Aubin-sur-Loire.** En rive droite de la Loire, entre Gilly-sur-Loire et Saint-Aubin-sur-Loire, les formations paléozoïques sont irrégulièrement recouvertes à divers niveaux par des sables fins à moyens. Les dépôts s'étagent depuis les cotes 230 m jusqu'à 310 m, représentant une dénivelée de 100 m par rapport à la Loire.

L'altitude relativement élevée des témoins les plus orientaux, de même que la finesse apparente du matériel ainsi qu'une répartition n'obéissant pas à des critères morphologiques typiquement alluviaux, les a fait considérer par divers auteurs comme des sables éoliens. La puissance des dépôts atteint plusieurs mètres. Les figures sédimentaires entrecroisées observées dans les sablières de Saint-Aubin-sur-Loire, ainsi que le cortège des minéraux lourds qui accompagne les sables, attestent de leur origine fluviale.

Leur disposition particulière permet de supposer qu'ils correspondent aux premiers écoulements ligériens soit antérieurs, soit immédiatement postérieurs aux sables à cailloux du Bourbonnais. Le franchissement du seuil de Diou, ainsi que l'énergie liée aux apports de la Besbre (au cours

perpendiculaire), ont pu freiner la dynamique des eaux de la Loire, provoquant leur montée en même temps que leur passage vers l'Est et ce faisant, abandonner leur charge sableuse.

Plusieurs cas semblables ont été répertoriés au cours de levés antérieurs. Tous appartiennent à une zone de confluence : sables de la Cité en amont du bec d'Allier (confluence Loire-Ailier), sables de Saint-Eloi à l'Est de Nevers (confluence Loire-Nièvre) enfin, plus connus, sables dits du "Mont-Givre" (confluence Aubeis-Loire).

L'examen morphoscopique des grains montre aucune trace d'éolisation.

L'analyse granulométrique effectuée sur un échantillon indique une médiane de 0,500 mm. La taille des grains atteint 2 mm.

L'étude des minéraux lourds traduit l'absence de zircons volcaniques et de quartz de ponces, tandis que l'augite brune en baguette est dominante, associée à la hornblende verte. On observe qu'il y a de nombreux feldspaths roses.

Sans exclure l'existence de remaniements locaux et superficiels dus à l'action du vent ou du ruissellement, il ne fait pas de doute que ce matériel à une origine alluviale. Sa mise en place sur un plancher structural irrégulier, dans une zone d'instabilité dynamique (confluence), peut facilement expliquer les variations, d'épaisseurs enregistrées de même que sa distribution fluctuante. Enfin, outre le phénomène de confluence, notons que dans tous les cas ces secteurs appartiennent à des zones instables susceptibles de rejeux (bordure occidentale du Morvan) ; la néotectonique pourrait avoir porté ces témoins alluviaux à des altitudes relativement élevées.

**C. Colluvions diverses de fonds de vallons.** Les colluvions qui comblent les fonds de vallons et, dans certains cas, les bas-versants, sont évidemment assez hétérogènes. Suivant la nature des formations qui les alimentent, il s'agit d'argiles, de sables ou de galets noyés dans une matrice argilo-sableuse. La gleyification est fréquente dans les fonds.

Les indications d'épaisseur font défaut ; il a toutefois été observé, lors de la création d'étangs, qu'elles pouvaient atteindre plusieurs mètres.

## Loire

**Fv. Limons, sables à galets.** Seuls deux lambeaux de terrasses correspondant à ce niveau subsistent en rive gauche. Ils surplombent le cours actuel d'une trentaine de mètres. On observe qu'un limon très argileux surmonte une formation caillouteuse à chailles abondantes atteignant 20 cm. Les indications d'épaisseur font défaut.

**Fw. Limons, sables grossiers, galets.** Bien représenté en rive gauche de la Loire jusqu'au point de confluence avec la Bèsbre, sur une bande large de 1,5 km en moyenne, le niveau Fw est plus réduit et moins continu en rive droite. Il emboîte les formations du Bourbonnais ravinant le substrat argileux ou marneux oligocène. Son altitude s'abaisse de 245 m dans l'angle sud-est de la carte à 235 m aux Alouettes près de Diou, soit une

pente de 0,05 %. En rive droite son toit s'abaisse de 245 m au lieu-dit la Bondue, à 225 m en limite de feuille.

Les indications d'épaisseur font défaut. Le matériel est constitué de limon rougeâtre surmontant une formation sableuse hétérométrique, quartzo-feldspathique, à gros galets et biocailles émoussées de quartz et silex blanchis de 10 à 15 cm, chailles blondes abondantes atteignant 20 cm, ainsi que des graviers de granite, gneiss et roches volcaniques.

**Fx. Limons, sables à graviers et galets.** La nappe Fx a sensiblement la même configuration que Fw qu'elle entaille. A l'aval du point de confluence avec la Besbre, elle ne subsiste qu'en rive droite ; en rive gauche, elle a été complètement déblayée par l'érosion liée au creusement qui a précédé les dépôts du niveau Fy.

L'altitude du toit de la nappe décroît de 235 m à Molinet à 225 m à Diou, soit une pente de 0,06%. Elle surplombe la basse nappe de 10 à 15 mètres. En rive droite, sa surface s'abaisse de 233 m, à Saint-Agnan à 222 m, au Nord de la carte.

Les matériaux sont constitués de limon rougeâtre de 1 m à 1,50 m en moyenne, surmontant des sables fins à grossiers quartzo-feldspathiques, à graviers et galets de 6 à 7 cm, dont quartz, chailles blondes, silex, granites, rhyolites.

**Fy. Limons, sables grossiers à graviers.** A l'inverse des nappes plus anciennes, le niveau Fy n'est bien développé qu'à partir de Diou et quasi essentiellement en rive gauche. D'abord disséqué en lambeaux à partir de Diou par l'action des eaux du Roudon et de la Besbre, il s'étend sur une largeur de 2 km en moyenne depuis la fonderie de Sept-Fons jusqu'au Nord de Beaulon ; s'abaissant de 219 m à 210 m pour ces mêmes points de référence, soit une pente de 0,09%. Il entaille nettement les dépôts marneux oligocènes, se situant de 3 à 10 m au-dessus de la basse nappe.

Les matériaux sont constitués de limons, argiles, sables fins à grossiers quartzo-feldspathiques, graviers et galets de quartz, silex, roches cristallines. Les indications d'épaisseur font défaut mais il est probable que le remblaiement est de l'ordre de 10 mètres.

**Fz. Limons, sables, graviers, galets.** La plus basse nappe des alluvions de la Loire occupe le lit mineur et les zones inondables.

La plaine alluviale actuelle se divise en deux tronçons. L'un situé en amont du point de confluence avec la Besbre, de direction ESE-WNW, large de 2 à 3 km, où la Loire divague en méandres à grands rayons de courbure ; l'autre situé en aval, d'axe S-N, montre que le fleuve grossi de la Besbre à façonné une plaine large de 5 à 6 km.

On observe que, depuis le dépôt du niveau Fy, le cours de la Loire a constamment migré vers l'Est jusqu'à couler au pied des reliefs paléozoïques, abandonnant la trace d'anciens et nombreux méandres. L'énergie liée aux courants venus de la Besbre pourrait être responsable de ce déplacement latéral, à moins que celui-ci soit commandé par le rejeu d'un accident tectonique profond de direction N-S.

L'altitude des alluvions Fz varie entre 226 m à la Broche, 215 m au seuil de Diou, 207 m au lieu-dit le Basset au Nord de la carte, soit une pente de 0,07 %.

En surface, les matériaux sont soit essentiellement sableux avec graviers et galets, soit argileux (limons de débordement). L'épaisseur du remblaiement alluvial est d'environ 10 mètres. Comme pour l'ensemble des nappes alluviales, le matériel est sensiblement granocroissant vers la base. Il est constitué de sable quartzo-feldspathique à galets de roches cristallines, métamorphiques, volcaniques, quartz, silex, grès, arkoses.

L'étude des minéraux lourds (Tourenq, 1978) montre que les alluvions actuelles sont caractérisées par la présence d'augite en quantité importante (50 %) et d'olivine.

### Vallée de la Besbre

L'axe de la vallée de la Besbre montre une direction rectiligne SW-NE, la rivière constitue le principal affluent de la Loire.

On observe, comme pour la Loire, une répartition inégale des nappes alluviales qui sont mieux conservées en rive gauche. Elles ravinent les formations à marnes et calcaires récifaux qui constituent le substratum des sables et argiles du Bourbonnais. A Vaumas, la Besbre est encaissée de 65 m par rapport au plateau granitique.

Trois niveaux ont été distingués au-dessus de la basse nappe. Entaillés par des alluvions plus récentes, il n'y a pas une représentation continue de ces niveaux le long de la rivière.

**Fw. Limons, sables, graviers, galets.** L'existence de ce niveau est limitée à la partie aval de la vallée. Sa représentation est symétrique par rapport au cours actuel qu'elle surplombe d'une vingtaine de mètres à Dompierre-sur-Besbre. Ce niveau peut être rattaché au niveau Fw de la Loire. Après avoir déblayé les sables du Bourbonnais, il érode les marnes oligocènes aux environs de la cote 225, au droit du lieu-dit le Cros en rive droite.

Le matériel est constitué de limon surmontant un sable fin à grossier montrant de belles figures sédimentaires entrecroisées, admettant des galets de quartz, granites, rhyolites, tufs, silex de 4 à 5 cm disposés en cordons. Le sable est quartzo-feldspathique à abondants feldspaths roses.

L'épaisseur du remblaiement peut être estimée à une dizaine de mètres.

**Fx. Sables fins à grossiers, galets.** Un seul témoin de faible étendue subsiste au Sud de Saint-Pourçain-sur-Besbre. Culminant à 245 m, il domine la basse nappe d'une quinzaine de mètres. Les matériaux affectent la teinte rougeâtre caractéristique des alluvions de la Besbre. Il s'agit de sables fins à grossiers, quartzo-feldspathiques, à graviers et galets plus ou moins bien roulés, de 5 à 6 cm, composés de granites, rhyolites, roches métamorphiques, quartz, silex.

**Fy. Limons, sables rouges, graviers et galets.** Disséquée en lambeaux sur la rive droite, cette nappe est bien représentée en rive gauche suivant une bande, large de 300 à 400 m, dont l'altitude décroît de 236 m à Vaumas à 223 m à Dompierre, soit une pente de 0,09 %. Une coupe de 4 m nous est fournie par la sablière de Maison-Rouge. On observe que des niveaux fins alternent avec des niveaux grossiers. Le sable est brun-rouge, quartzo-feldspathique. Les graviers et galets sont mal roulés et ne dépassent pas 5 à 6 cm. Ils sont de même nature que ceux du niveau Fx. Un limon jaunâtre micacé, de 1 à 1,50 m d'épaisseur, surmonte localement les alluvions grossières.

**Fz. Sables roux, cailloutis, graviers, galets.** La basse nappe occupe sur une largeur de 400 à 800 m le lit mineur et les zones inondables. L'altitude du toit des alluvions Fz varie de 230 m au Sud à 212 m au point de confluence avec la Loire, soit une pente de 0,12%. Les éléments observés sur de faibles épaisseurs sont identiques à ceux de la terrasse Fy. Les indications d'épaisseur font défaut.

### Vallée du Roudon

**Fx. Limons, sables, graviers, galets.** Les alluvions du niveau Fx ne peuvent être observées qu'à la partie aval du cours emboîtant les marnes et argiles oligocènes. Elles culminent à 234 m et dominent le lit vif d'une vingtaine de mètres. Un limon rougeâtre se superpose à une formation sableuse quartzo-feldspathique, à galets atteignant 15 cm. L'ensemble affiche également un ton rougeâtre. Les galets sont constitués de silex, quartz, grès et roches grenues. Il n'a pas été relevé d'indication d'épaisseur.

**Fy. Sable rouge à galets.** D'extension très limitée, cette terrasse supporte le cimetière et le château de Saligny-sur-Roudon. Les sables fins à grossiers qui la constitue, de teinte rouge brique, très quartzeux, feldspathiques également, admettent des galets bien roulés de silex, quartz et roches grenues atteignant 8 à 10 cm. Elle se situe 4 à 5 m au-dessus de la basse nappe.

**Fz. Limon, sables fins à grossiers, galets.** Large de quelques centaines de mètres seulement, la nappe Fz présente un tracé sinueux dont l'altitude passe de 255 m en amont à 214 m, au confluent avec la Loire, soit une pente d'environ 0,25 %.

Des limons rouges surmontent des sables fins à grossiers, rougeâtres, à galets de silex, quartz, grès, roches grenues. Drainés dans la partie amont de son cours, les dépôts du Saxonien sont probablement à l'origine des teintes rouges qui imprègnent l'ensemble des alluvions du Roudon.

Notons que peu avant son point de confluence actuel (le Sauzet), le Roudon emprunte, depuis les Loges, le tracé d'un ancien méandre de la Loire.

## Vallée de la Vouzance

Fy. **Sables grossiers, galets.** De part et d'autre de la Vouzance, dominant le cours de celle-ci de 4 à 5 mètres, sont conservées des plages d'alluvions correspondant au niveau Fy. Les dépôts observés en surface sont constitués de limons, sables quartzo-feldspathiques et galets remaniés des formations du Bourbonnais.

Fz. **Sables grossiers, galets.** Comme dans toutes les vallées d'importance secondaire, il est malaisé d'observer la nature des matériaux qui constituent le remblaiement. D'une manière générale il s'agit de limons, d'argiles, de sables, de graviers et de galets; localement de marnes remaniées (Engivière) ou d'arènes granitiques remaniées (Crécou).

## PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

### GEOLOGIE STRUCTURALE

#### Plissement

A l'échelle de l'affleurement, les laminations de siltites, les intercalations des tufs remaniés dans le Dévonien, les bancs de grès dans le Carbonifère, sont les seuls marqueurs stratigraphiques.

Sur le plan structural, le domaine dévono-dinantien se partage grossièrement en deux secteurs suivant une ligne Chalmoux-Gilly-sur-Loire :

• **Au Sud-Est de cette ligne**, les strates sont assez régulièrement orientées N 20° à 30° E avec des pendages relativement forts, 30 à 70°, oscillant entre l'Est et l'Ouest. Les structures plissées que l'on peut en déduire sont comparables à celles caractérisant la moitié méridionale du faisceau du Morvan (*cf.* par ex. la feuille Bourbon-Lancy).

Les plis sont rarement observables sur le terrain ; ils se manifestent cependant par des changements rapides, en quelques mètres, des pendages. Ces plis ouverts, de longueurs d'ondes plurimétriques, sont en fait des plis d'entraînement de structures plissées plus vastes :

- les variations de pendages observées dans les siltites au Sud-Ouest des Mirandaux sont les manifestations de plis mineurs dans la zone synclinale qui s'étend vers Perrigny-sur-Loire ;

- le long de la D 979, à l'Est de Gilly-sur-Loire et dans le secteur d'Aupont, les variations de pendages sont dues à une succession de plis hectométriques constituant un petit synclinorium dont l'axe général plonge modérément de 15° vers le Sud.

• **Au Nord-Ouest de cette ligne**, les directions des strates sont dispersées, les pendages étant plus modérés, voire localement horizontaux.

C'est un secteur affecté de nombreuses fractures de directions N 130°E et N 70°E ; suivant cette dernière direction s'étend une zone linéaire jalonnée, de Mercurly à la Choque, par de nombreuses failles, des roches cataclásées et par deux lambeaux synclinaux (Novillard et Planche-Valette) de Carbonifère, allongés suivant la même direction.



Ce système de fracturation est très probablement responsable de la rotation des strates et des axes de plis dans les compartiments faillés, par exemple N 70° E au Sud-Ouest des Ardillats, N 130° E au Nord-Ouest de la Praye.

De même dans la carrière de Fontête les calcaires et les siltites présentent deux directions de plis décimétriques :

- à plan axial D = N 135° E, P = 65° NE, avec charnière de plis plongeant de 25° vers le SE ;
- à plan axial D = 60° E, P = 70° S, avec charnière de plis plongeant de 40° vers l'ENE.

La représentation statistique que donne le report des plans de stratification sur le diagramme de Schmidt confirme les structures déduites des observations ponctuelles de terrain.

Pour les terrains fameniens (fig. 13), la plus grande abondance correspond à un plan D = N 80° E et P = 25° N, c'est-à-dire à la moyenne des orientations relevées au Nord-Ouest de la ligne Chalmoux-Gilly-sur-Loire et soumises à l'influence de la fracturation de la zone linéamentaire de Mercurly-la Choque. Un second maximum correspond à l'influence de la fracturation N 130° E, avec des pendages 20° N et 30° S.

Pour les terrains tournaisiens (fig. 14), la structure plissée N 20° E est mieux marquée, due en particulier au nombre de mesures relevées dans le synclorium d'Aupont ; on retrouve néanmoins la dispersion provoquée par le même système de fracturation N 70° E et N 130° E.

Ce phénomène de déviation des couches dans les zones faillées, déjà constaté sur la feuille Bourbon-Lancy, semble confirmer l'existence d'une seule phase de plissements orientée N 20° E et due à la phase sudète de l'orogénèse hercynienne.

Plus au Nord dans le faisceau, les siltites fameniennes et tournaisiennes, plissées suivant cette direction N 20° E, sont recoupées par le granite namuro-westphalien de Luzy. Ce fait est masqué au niveau des volcanites de Chizeuil dont la structure plissée n'a pu être clairement définie.

## Fracturation

Dans cette terminaison sud du faisceau du Morvan, où se croisent le bassin de Blanzay-Bert et les deux limagnes de la Loire et de l'Allier, les terrains dévono-dinantiens sont fortement fracturés. Aucune chronologie relative n'a été établie pour les failles observées ; cependant, celles-ci se répartissent suivant des directions bien définies et peuvent ainsi être rattachées aux diverses périodes de compression et de distension qui se sont manifestées depuis la fin de l'orogénèse hercynienne jusqu'au Cénozoïque, en contre-coups des mouvements pyrénéens et alpins (Gros et Martin, 1981 ; Bonijoly et Castaing, 1984). De plus, certaines directions se retrouvent à différentes échelles d'observation de l'image LANDSAT (Scanvic et Weecksteen, 1980) jusqu'à la petite fracturation et au diaclasage sur l'affleurement.

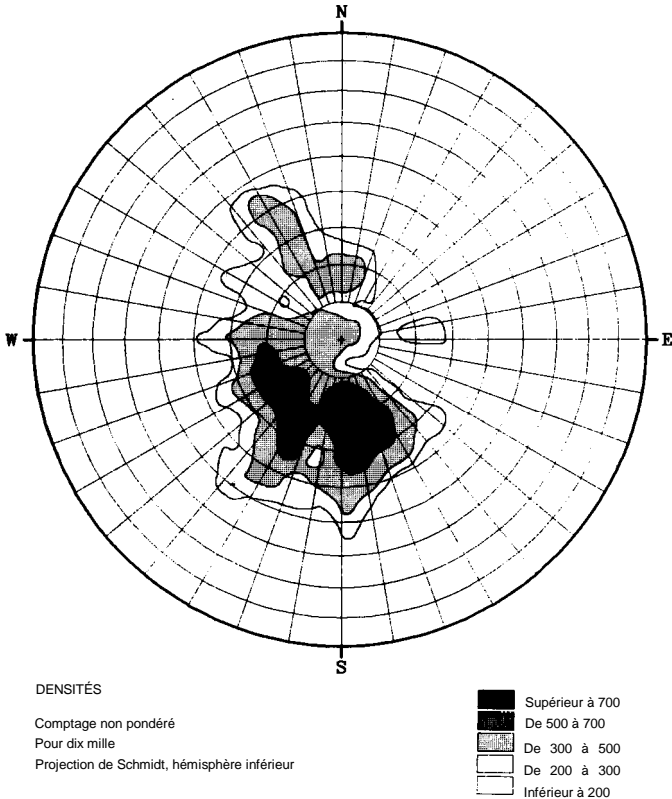


Fig. 13 - Diagramme de Schmidt pour les terrains famenniens

Deux directions dominant et s'expriment par failles, bandes cataclasées, kinks et diaclases :

- une direction N 60° - 70° E, parallèle à l'extension du bassin permocarbonifère de Blanzky-Bert, et empruntée par la zone linéaire de Mercury-la Choque d'un rejeu plus récent ;
- une direction N 130° à N 170° E, où les failles déplacent les terrains dévono-dinantiens ainsi que ceux mésozoïques (feuille Bourbon-Lancy), en particulier le long d'une zone linéaire N 170° E, large d'environ 1 km, où les fractures et les bandes de roches cataclasées et silicifiées se

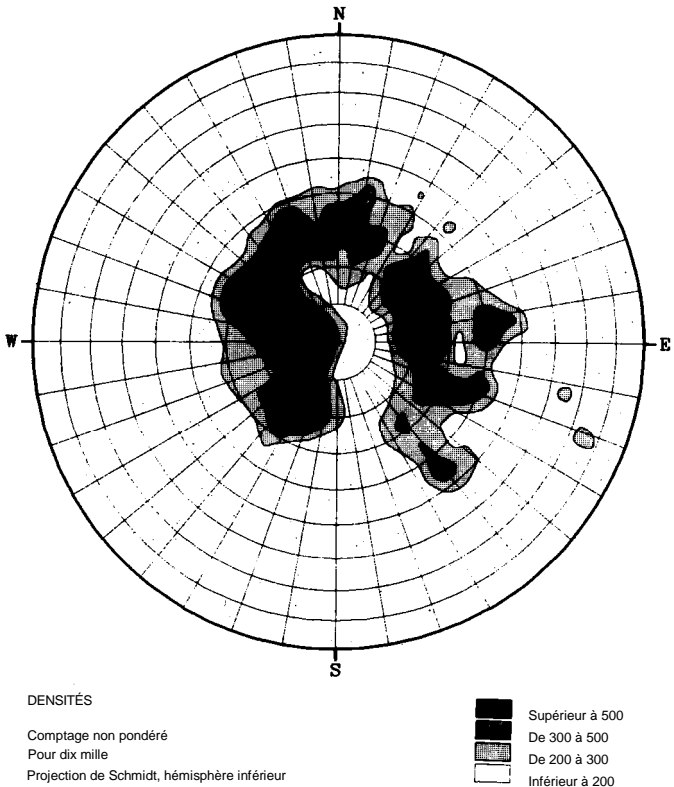


Fig. 14 - Diagramme de Schmidt pour les terrains tournaisiens

relaient de Chizeuil à Ternand, également de rejeu récent et parallèle au fossé d'effondrement tertiaire de la Limagne de Loire. — une troisième direction de fracturation N 10-30° E est moins développée mais bien exprimée localement dans le contact anormal entre Dévonien et Carbonifère inférieur au Nord-Ouest de Gilly-sur-Loire, contact qui paraît déplacé par la faille N 140° E de Perrigny-sur-Loire.

Suivant cette direction N 10-30° E s'étend également le petit linéament de la vallée de la Besbre (Scanvie et Weecksteen, 1980) dans le

prolongement duquel se suit la limite entre les terrains paléozoïques et cénozoïques, limite jalonnée de filons hydrothermaux de mise en place relativement récente, et par les sources thermales de Bourbon-Lancy.

Les directions N 10-30° E et N 150-170° E sont connues comme étant celles des cisaillements dus aux compressions tardi-hercyniennes (Wesphalien et Stéphanien B), tandis que les directions N 70°E et N 130° E sont celles des cisaillements du Stéphanien B et C, toujours en régime de compression (Bonjoly, Castaing et 1984).

## MAGMATISME ET MÉTAMORPHISME

### Magmatisme

Le batholite de Luzy est constitué d'un granite allochtone de mise en place peu profonde entre la série volcano-sédimentaire dévonienne qui en forme la couverture et le socle cristallophyllien qui en forme le sous-bassement mais qui n'affleure pas sur la carte. Ce socle est constitué de gneiss, micaschistes, amphibolites et migmatites appartenant à l'ensemble arverno-vosgien défini par Jung (1954).

L'étude géochimique a montré que les granites constitutifs, essentiellement monzonitiques à biotite (monzogranites) mais localement plus acides et alumineux, appartenaient à une association magmatique intermédiaire entre une association subalcaline typique, comme celle du Mayet-de-Montagne dans le Bourbonnais, et une association aluminopotassique de type Margeride ou Guéret. Peut-être pourrait-on parler d'une "association subalcaline alumineuse" qui s'étendrait d'ailleurs au Morvan septentrional bien qu'avec des caractères un peu différents (feuille Château-Chinon).

Les granites eux-mêmes, bien qu'apparemment peu variables entre eux pour les non initiés, présentent en réalité des variations qui s'expriment par une zonalité. Ainsi, sur la carte Dompierre-sur-Besbre, on peut en distinguer trois faciès, indépendamment des roches cristallines de segmentation comme les aplites, les microgranites et les lamprophyres.

Le magma s'est formé dans les parties profondes de la lithosphère ou dans le manteau à la faveur d'un flux thermique apparu lors de la compression et de l'enfoncement de blocs de socle au cours des phases tectoniques de l'orogénèse hercynienne. Ce magma, issu de la fusion partielle de ce matériau profond, s'est accumulé dans les pièges de la lithosphère avant de commencer son ascension qu'on attribue souvent aux stades de détente qui séparent les phases de compression paroxysmales.

La teneur élevée du rapport isotopique du strontium ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ), qui atteint 0,7109 dans le granite d'Issy-ï'Evêque, peut être attribuée à une contamination de la croûte (Roques *et al.*, 1971). Cette contamination se serait produite au cours de l'ascension qui a mis en contact le magma avec les terrains plus chargés en eau de la croûte. Le magma se serait alors acidifié, ce qui explique qu'il ait pu atteindre des zones relativement proches de la surface (quelques km) où il s'est consolidé.

Les parties apicales du massif, les plus chargées en eau, ont été consolidées plus tardivement encore - au sein du granite de Grury par exemple - par suite de leur enrichissement en fluides résiduels en provenance des bordures qui ont été plus précocement consolidées, comme c'est le cas dans le granite de Chevagnes.

Un magma d'origine mantellique plus caractérisée, correspondant à la phase Saint-Didier-sur-Arroux à biotite et amphibole, se serait manifesté à une date sans doute postérieure. Il a été de toute manière le premier à prendre place le long des deux digitations ouvertes vers le Nord-Est du massif selon une direction structurale imposée par le débitage du socle.

La phase suivante, celle d'Uchon-Luzy-Saint-André, acide et à cordiérite fréquemment exprimée, est postérieure et à rapporter au Namurien ou au Westphalien. D'origine intracrustale, elle est intrusive à la fois dans le granite de Saint-Didier et dans celui de Grury, (les Moutiaux), bien que les relations entre ce dernier granite et celui de Luzy-Saint-André n'aient pu encore être précisées. Les granites qui la composent occupent la partie axiale des deux digitations ouvertes lors de la mise en place du granite de Saint-Didier.

Dans le cadre de cette succession en trois étapes : Grury-Saint-Didier-Uchon, il est plus difficile de placer le "granite clair" associé à celui de Saint-Didier et de voir la position des granites GB de Grury et Chevagnes par rapport aux granites GA de Grury et Issy-l'Évêque. On peut supposer que le "granite clair associé", qui est intrusif dans celui de Saint-Didier au droit de la partie sud de ce dernier, serait issu du fractionnement du même magma dont il représenterait une différenciation acide ; on observe d'ailleurs une acidification progressive du granite de Saint-Didier lui-même en allant de son axe vers des bordures. Quant aux granites de Grury-GB et Chevagnes, ils pourraient constituer des remaniements des granites GA et Issy-l'Évêque antérieurs à la phase Uchon.

Les phases magmatiques postérieures sont au nombre de trois: le leucogranite à deux micas de Mesvres, mis en place à la fin du Westphalien à partir d'un magma d'origine intracrustal ; les dykes de microgranite dont les biotites ont donné un âge westphalien ( $306 \pm 20$  Ma ; Vialette, 1965) ; les filons de lamprophyre issu d'un magma basique d'origine mantellique avec un âge stéphanien vraisemblable.

### **Métamorphisme de contact**

L'auréole de métamorphisme de contact que développe le granite de Luzy s'étend sur 1,5 à 2 km dans les terrains dévono-dinantiens. Elle est due au plongement modéré du toit du batholite et à des remontées granitiques accompagnées par des petits pointements : granophyre au Sud de la Montagne de Chizeuil, stock de microgranite à topaze de la Praye, leucogranite de Chavence, ces deux derniers se situant dans le prolongement de l'apophyse de métamorphisme de contact du Sud-Est de Jarsaillon.

Suivant la nature des roches, l'action thermique du granite se manifeste par la cristallisation de minéraux spécifiques :

- dans les siltites : soit par de la biotite fine disséminée, dans les zones éloignées du granite (les Ardillats), soit par de la biotite et des phénoblastes de cordiérite, taches sombres de 1 à 2 mm bien visibles dans l'aurole proprement dite du granite ;
- dans les roches volcaniques acides : biotite et actinote ;
- dans les roches volcaniques intermédiaires et basiques : biotite, actinote et amphibole remplaçant la mésostase et les phénocristaux de clinopyroxène primaire, ainsi que le diopside à proximité du granite.

Des circulations hydrothermales induites à la fin de l'intrusion granitique sont probablement à l'origine d'une métasomatose potassique qui imprègne l'ensemble des roches et plus particulièrement les faciès acides, soda-dacite, dacite, "quartzites" et microtrondhémite. La mésostase felsitique et les phénocristaux de plagioclase sont plus ou moins remplacés, voilés par le feldspath potassique qui s'insinue également en petites veinules à travers la roche.

L'étude géochimique réalisée sur l'encaissant de la minéralisation pyriteuse de Chizeuil (Lemière, 1983 ; Delfour *et al.*, 1984) a montré l'indépendance et la postériorité de cette métasomatose potassique par rapport aux zones d'altération alumineuse liées à la mise en place du minerai. Les zones potassifiées bordent l'intrusion granitique, suivant même plus précisément les intrusions granophyriques avec lesquelles elles pourraient donc être génétiquement liées.

Cette hypothèse serait à vérifier par des études complémentaires car les phénomènes de potassification sont largement répandus à travers la série dévono-dinantienne du Morvan, masquant en particulier, et parfois de façon importante, les caractères géochimiques primaires des roches volcaniques acides et intermédiaires.

## *ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE, ALTÉRATION, PÉDOGENÈSE*

### **Évolution du relief**

Certains caractères morphologiques ont déjà été traités dans la présentation de la carte.

On ne rencontre pas, sur la carte, les restes de la surface hettangienne fossilisée qui existe en lambeaux au-dessus du granite dans la partie orientale du Morvan. Les exhaussements successifs du cristallin ont sans doute provoqué l'érosion de cette surface, en particulier dans cette partie méridionale du batholite de Luzy, particulièrement rabotée et démantelée à proximité du val de Loire.

Toutefois, l'orientation préférentielle ENE des croupes montagneuses charpentées, localement par des dykes de microgranite, demeure. Il s'agit là d'un caractère structural plus ancien et plus fondamental pour lequel on a employé parfois le terme de schistosité mais qui, en réalité, apparaît comme le résultat d'une tectonique cassante répétée de direction conforme à l'orientation générale du batholite.

Un autre caractère structural intervient aussi pour expliquer le modèle actuel du relief, celui de la fracturation et surtout de la microfissuration de la roche, entraînant une augmentation de la perméabilité. Il a été observé en effet que les zones à topographie basse, comme les vallées les plus larges, correspondaient souvent à des régions où le granite présente les quartz les plus fissurés (Carrat et Grelou, 1984). Or, le quartz est le minéral qui enregistre le mieux les contraintes tectoniques subies par le granite tout entier. Un tel rapprochement permet de lier les deux phénomènes et d'attribuer, au moins dans certains cas, le creusement des vallées larges à la microfissuration locale de la roche, complétée souvent par une macrofracturation, celle des filons de quartz. Les exemples donnés dans l'étude signalée ci-dessus concernent en particulier la vallée de la Valence, située immédiatement au Nord de la carte (feuille Bourbon-Lancy). Mais ce phénomène existe probablement aussi sur la feuille Dompierre-sur-Besbre.

L'effondrement oligocène se traduit souvent dans la topographie par un changement de direction des cours d'eau de la bordure ouest du cristallin. Le changement de direction de la Loire à la hauteur de Diou a peut être cette origine : le fleuve à orientation générale NW-SE en amont de Diou (axe des méandres) adopte alors en aval une direction sub-méridienne.

### **Arènes granitiques**

En surface, le granite, et à un degré moindre les roches microgrenues et les aplites, sont altérés et perdent le plus souvent leur cohésion au point de devenir comme du sable, matériau appelé "cran" par les agriculteurs. Dans les coupes qu'offrent les petites carrières d'exploitation de ce "cran", on distingue habituellement de bas en haut l'arène en place, puis l'arène allochtone en deux niveaux : le niveau d'arènes litées et le niveau cryoturbé à blocs.

La profondeur d'arénisation est très variable ; elle dépend de la nature du granite, de sa microfissuration préalable ainsi que du relief. Le granite porphyroïde à gros grain s'altère aisément et profondément. Son arénisation part des joints et s'étend progressivement à l'ensemble de la roche, avec un stade intermédiaire d'altération caractéristique en boules. La profondeur d'arénisation est ainsi difficile à définir. Elle peut atteindre 10 à 20 mètres dans les zones basses à faible relief; elle est moindre sur les croupes où l'altération en boules peut se manifester.

Au point de vue de l'âge, on peut distinguer une arénisation ancienne, à caractère faiblement ferrallitique, développée dans des conditions climatiques plus agressives qu'à l'époque actuelle, et une arénisation dite "ménagée", plus proche de notre époque. La première est peu représentée dans le Morvan alors que la seconde y caractérise 90 % des affleurements. Dans l'arénisation de type "ménagée" on distingue : un type I à niveau cryoturbé, rapporté à l'interglaciaire Riss-Würm ; un type II sans niveau cryoturbé, rapporté à la fin de l'interglaciaire Riss-Würm ou à la période de rémission (interstade) ; un type III également sans niveau cryoturbé, d'âge post-Würm.

## *OCCUPATION HUMAINE DU SOL*

### **Archéologie préhistorique et historique**

Il n'est pas certain que le val de Loire et la zone comprise entre les vallées de la Loire et de l'Allier ait été une zone de passage et de peuplement. Les hordes d'invasisseurs comme les armées romaines ne semblent pas avoir emprunté cette région basse appelée la Sologne bourbonnaise, et les vestiges de la présence de l'homme de la préhistoire y sont très peu abondants comparativement avec les régions voisines à relief plus élevé.

Cette Sologne était comme l'autre, dans le Nord du Berry, un pays d'étangs, de tourbières et de marais où la malaria existait à titre endémique. Des forêts chétives y végétaient dans ces landes à sous-sol argileux où régnait le gât.

Il semble que cette région inhospitalière et déshéritée, située aux confins de l'influence des Eduens au Nord-Est, des Biturges au Nord-Ouest et des Arvernes au Sud, ait été un peu comme une zone frontière entre les zones d'influence de chacune de ces peuplades gauloises, à la manière d'un "no man's land". On dit même que c'est pour établir une tête de pont sur la rive éduenne que les Bourbons seront amenés à créer Moulins sur la frange de cette région aux maigres ressources (Dussourd, 1975).

Les régions voisines, en revanche, ont connu une préhistoire et une histoire humaine plus prospère. C'est en particulier le cas de la Forterre qui commence à la bordure sud de la carte et couvre la région qui va de Chatelperron et Jaligny jusqu'à Varennes. Cette région s'illustre dès la préhistoire par les vestiges de Chatelperron qui a donné son nom à un étage du paléolithique supérieur, le chaltelperronien avec, comme outil taillé typique, la lame à dos abattu.

Sur la rive morvandelle de la Loire, la préhistoire se signale aussi par des vestiges sous forme de pierres taillées, nucléus et éclats. Cet outillage lithique est découvert à la faveur de labours récents exhumés par le soc de la charrue. Mais la plupart du temps il s'agit de pièces dispersées qui ne peuvent être interprétées comme le témoignage d'une occupation locale du sol. Ces découvertes se font surtout sur les bordures des cours d'eau.

La conquête romaine qui s'est imposée aux tribus gauloises s'est manifestée par la construction de routes et d'aménagement de sources thermales comme celle de Bourbon-Lancy, et l'emploi, pour cette réalisation, des marbres de Diou et de Gilly-sur-Loire.

Après le Moyen-Age qui est marqué par l'édification de nombreux châteaux forts le long des vallées (Loire, Besbre, etc.), le réveil économique de la région ne s'observe qu'à partir du XVIIIe siècle et surtout au XVIIIe et XIXe siècles. Les étapes de l'occupation des sols ont alors été les suivantes (Dussourd, 1975) :

- exploitation du charbon de terre, remplaçant partiellement le charbon de bois qui reste à l'honneur dans les zones montagneuses ;



- équipement et exploitation des sources thermales qui sommeillaient depuis l'époque gallo-romaine et se réveillent au XVIII<sup>e</sup> siècle ;
- construction de nouvelles voies de communication par terre : il faut attendre le XVIII<sup>e</sup> siècle pour que soit ouverte une route allant d'Autun à Moulins par Bourbon-Lancy (l'actuelle D 973) et une route de Moulins à Digoin, sans utiliser les voies romaines ;
- nouvel aménagement des voies fluviales surtout pour le transport de matériau lourd (matériaux de construction par exemple) sur des bateaux à fond assez plat, à cause des bancs de sable ;
- métamorphose de la Sologne bourbonnaise au second Empire par le défrichage des landes, l'assèchement des étangs, l'irrigation des marais, le chaulage des terres et l'introduction de l'élevage de la race charolaise ;
- développement de centres miniers importants comme Chizeuil pour la pyrite de fer, rendu possible par la construction des voies ferrées.

## **RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS**

### *HYDROGÉOLOGIE*

#### **Département de l'Allier (rive gauche de la Loire)**

##### **Pluviométrie, température et potentiel d'écoulement.**

La pluviométrie moyenne annuelle, pour la longue période 1921-1950, d'après une carte nationale à 1/2 500 000 (Atlas climatique de France, 1969) réalisée à partir de moyennes établies sur les stations pluviométriques par la Météorologie nationale, permet de différencier deux zones : inférieure à 800 mm, sur la Loire et en s'éloignant à l'Ouest à moins de 10 km ;

- entre 800 et 900 mm au-delà.

La pluviométrie efficace moyenne annuelle, calculée suivant la méthode de Turc (pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle) et qui indique le potentiel d'écoulement total (somme du ruissellement et de l'infiltration) est, sur la période 1946-1976 (Louvrier et Margat, 1983) pour les mêmes zones, respectivement :

- comprise entre 150 et 200 mm ;
- excédant 200 mm dans le secteur sud-ouest de la feuille.

La température annuelle moyenne, pour la période 1961-1980, dépasse 10°C.

##### **Hydrométrie**

La partie de la feuille concernée, moins de deux-tiers de la superficie, s'étend en rive gauche de la Loire sur tout ou partie des bassins de ses affluents : Vouzarance, Pin, Lodde (bassin aval), Theil, Roudon et Balinet, Besbre (bassin aval), Engièvre, d'amont en aval.

Le réseau hydrographique est relativement dense, au sein des formations sablo-argileuses tertiaires du fossé d'effondrement de la Loire.

La station hydrométrique de Dompierre-sur-Besbre permet de dégager les résultats suivants pour la période 1966-1972, sur un bassin versant total de 721 km<sup>2</sup> :

- débit moyen annuel = 10,1 m<sup>3</sup>/s ;
- débit spécifique moyen annuel = 14,01 l/s/km<sup>2</sup> ;
- débit moyen mensuel d'étiage (juillet) = 4,03 m<sup>3</sup>/s ;
- débit spécifique moyen mensuel d'étiage = 5,59 l/s/km<sup>2</sup> ;
- coefficient moyen de débit (rapports du débit moyen mensuel au débit moyen annuel) : minimum 0,40 ; maximum 1,87 ; maximum/minimum : 4,68.

Le débit spécifique moyen mensuel d'étiage, qui permet d'approcher le débit moyen des écoulements souterrains, est assez élevé. Il représente les écoulements au sein des sables et argiles tertiaires et des granites constituant le bassin versant complexe de la Besbre et qui sont drainés par cette rivière.

Le coefficient moyen de débit indique :

- par sa valeur minimum, la part des écoulements souterrains dans le débit total de la rivière : cette contribution est effectivement élevée ;
- par le rapport maximum/minimum, le caractère plus ou moins régulé du régime hydrologique : la valeur-point trop élevée confirme l'influence régulatrice des eaux souterraines.

## Ressources en eaux souterraines

### • Ressources actuellement exploitées

Ce sont celles de la nappe alluviale (alluvions récentes quaternaires du lit majeur) de la rive gauche de la Loire, caractérisée par (Beauduc et Cure, 1975) :

- un état de nappe libre ;
- une extension plus vaste qu'en rive droite, quasi nulle au goulet de Diou et passant à 3,2 km à Pierrefitte-sur-Loire, mais s'élargissant notablement à l'aval de Dompierre-sur-Besbre (plus de 4 km à Bourbon) ;
- une faible épaisseur mouillée, variant de 1,1 à 6,6 m pour une épaisseur alluviale totale de 1,4 à 9,9 m, plus importante à l'aval qu'à l'amont du Diou ;
- un recouvrement par une faible épaisseur de limons de 0,1 à 0,8 m, rendant la nappe très vulnérable aux pollutions de surface ;
- une perméabilité variant avec la granulométrie, assez hétérogène (sables fins à moyens, graviers), de 0,4 à 7,410<sup>-3</sup> m/s ;
- une transmissivité correspondante de 2,3 à 28,9 10<sup>-3</sup> m<sup>2</sup>/s, la plus forte valeur se rencontrant dans la zone de captage de Coulanges/"la Grande Ile" ;
- une direction d'écoulement des coteaux vers la Loire, qui draine la nappe ;
- une pente variant de 1,6‰ à 3% selon les valeurs décroissantes de la perméabilité ;
- le canal latéral étant le plus souvent perché par rapport à la topographie et ne réalimentant pas la nappe.

Les zones de captage pour l'alimentation en eau potable publique, au nombre de deux, concernent le syndicat de la Sologne bourbonnaise. Ce sont d'amont en aval :

- Coulanges/"la Grande Ile" : 857 000 m<sup>3</sup>/an (1987), avec 6 puits fournissant chacun 390 m<sup>3</sup>/j en moyenne ;
- Dompierre-sur-Besbre / "Port-Saint-Aubin" : 572 000 m<sup>3</sup>/an (1987), avec 4 puits fournissant chacun 390 m<sup>3</sup>/j en moyenne.

L'eau est de bonne qualité physico-chimique, de type bicarbonaté calcique, faiblement minéralisée, agressive, avec des teneurs locales en fer supérieures à la concentration maximale admissible des normes européennes (200 ppb) à Dompierre-sur-Besbre / "Saint-Aubin" (Beauduc et Cure, 1975) et Pierrefitte / "les Boisseaux" (Javey et Toubin, 1986). Les teneurs en nitrates (Javey et Toubin, 1986) sont proches du niveau-guide (25 mg/l) à Beaulon / "les Desbats" et Pétigny, ou excèdent la concentration maximale admissible (50 mg/l, à Pierrefitte-sur-Loire/"les Boisseaux").

#### • **Ressources restant à exploiter**

La nappe alluviale de la Loire devrait permettre de satisfaire l'accroissement des besoins des communes riveraines, notamment à l'aval de Dompierre-sur-Besbre où la plaine s'élargit, surtout depuis la remontée du niveau d'étiage de la Loire constituant son niveau de base, due aux lâchures du barrage de Villeret (42). Cependant un conflit d'usage existe avec les extractions de granulats pour la construction, et un schéma de zonage a été proposé (Javey et Toubin, 1986) (réservation d'un futur champ captateur dans la boucle de Beugnes à Pierrefitte-sur-Loire).

D'autres aquifères mériteraient d'être reconnus, dont les indices sont constitués par les apports latéraux à la nappe alluviale de la Loire, indiqués par une carte piézométrique régionale (Beauduc et Cure, 1975). Ce sont :

- les alluvions quaternaires en terrasses bordant la plaine de Loire, de Molinet à Dompierre-sur-Besbre, avec une épaisseur pouvant excéder 5m;
- et surtout les sables et argiles du Bourbonnais (plio-quaternaires), affleurant hors de la plaine alluviale de la Loire, sur la quasi-totalité de la partie de la feuille concernée par le département de l'Allier, avec une puissance pouvant varier de 10 à 50 m.

Des forages de recherche d'eau dans la plaine alluviale de la Loire et localement dans les vallées affluentes mériteraient de reconnaître ces dernières formations en-dessous des alluvions.

### **Département de Saône-et-Loire (rive droite de la Loire)**

#### **Pluviométrie, température et potentiel d'écoulement.**

La pluviométrie moyenne annuelle, pour une longue période (1951-1970), selon une carte régionale à 1/1 200 000 élaborée à l'aide de moyennes définies sur les stations pluviométriques (monographie n° 91 de la Météorologie nationale), se répartit en deux zones :

- inférieure à 800 mm sur la Loire et jusqu'à moins de 10 km à l'Est ;
- entre 800 et 900 mm au-delà (coin nord-est de la feuille).

La pluviométrie efficace moyenne annuelle, calculée comme ci-dessus (département de l'Allier) est, sur la période 1946-1976 pour les mêmes zones, de :

- 150 à 200 mm ;
- plus de 200 mm.

La température annuelle moyenne, pour la période 1961-1980, est supérieure ou égale à 10°C, croissant vers l'Ouest et la Loire.

### **Hydrométrie**

La part de la feuille concernée, plus du tiers de la superficie, s'étend en rive droite de la Loire, sur les bassins de petits affluents de ce fleuve, principalement du Blandenan, du Sauvigny, du Doulin et du Vezon, d'amont en aval.

Le réseau hydrographique est plutôt dense, correspondant à la bordure ouest du Morvan, la plaine alluviale de la Loire étant relativement étroite.

On ne dispose pas de données hydrométriques sur ce domaine.

### **Ressources en eaux souterraines**

#### **• Ressources actuellement exploitées.**

Ce sont surtout celles de la nappe alluviale (alluvions récentes quaternaires du lit majeur) de la rive droite de Loire, caractérisées par (Beauduc et Cure, 1975) :

- un état de nappe libre,
- une faible extension, nulle au goulet de Gilly-sur-Loire—Diou, allant jusqu'à 1,4 km dans la boucle de Saint-Aignan ;
- une faible épaisseur mouillée, variant de 1,1 à 6,8 m pour une épaisseur alluviale totale de 2 à 8 m, plus importante à l'aval qu'à l'amont de Diou ;
- un recouvrement par une faible épaisseur de limons (0,1 à 0,6 m, exceptionnellement plusieurs mètres localement à Gilly-sur-Loire et Bourbon-Lancy), rendant la nappe très vulnérable aux pollutions de surface ;
- une perméabilité variant avec la granulométrie, assez hétérogène (sables fins, moyens et graviers), de 0,9 à  $4,2 \cdot 10^{-3}$  m/s ;
- une transmissivité correspondante de 2,6 à  $27,3 \cdot 10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s, la plus forte valeur se rencontrant dans la zone de captage de Bourbon-Lancy ;
- une direction d'écoulement des coteaux vers la Loire, qui draine la nappe ;
- une pente variant de 1,8 % à 2,2 % selon les valeurs décroissantes de la perméabilité.

L'amplitude maximale entre les hautes et les basses eaux de la nappe, qui croît avec la distance à la Loire, est connue par le piézographe SRAE (rapport BRGM 84 AGI 001 BOU) à Perrigny-sur-Loire pour la période octobre 1981-décembre 1983 où elle est supérieure à 4 m. La température

de la nappe est de  $13^{\circ}\text{C} \pm 4^{\circ}\text{C}$  au même endroit pour la même période (rapport 84 AGI 001 BOU).

Les zones de captage pour l'alimentation en eau potable publique sont peu nombreuses (deux), situées d'amont en aval à :

- Perrigny-sur-Loire, pour le syndicat des bords de Loire : 217 000 m<sup>3</sup>/an (1987) fournis par 5 puits, capables d'un débit horaire unitaire moyen de 20 m<sup>3</sup>/h et produisant chacun 120 m<sup>3</sup>/j environ ;
- Bourbon-Lancy, pour cette ville : environ 691 000 m<sup>3</sup>/an (1987) produits par 5 puits donnant chacun 380 m<sup>3</sup>/j en moyenne, mais capables d'un débit horaire total de 200 m<sup>3</sup>/h.

Des puits industriels à Gilly-sur-Loire et Bourbon-Lancy produisent respectivement 175 000 à 900 000 m<sup>3</sup>/an (1988).

L'eau est de bonne qualité physico-chimique, de type bicarbonaté calcique, faiblement minéralisée, agressive, avec des teneurs locales en fer et manganèse pouvant être excessives par rapport aux normes européennes de potabilité.

La nappe des sables et argiles du Bourbonnais est exploitée localement pour l'alimentation en eau potable publique à La Motte-Saint-Jean, en bordure est de la feuille Dompierre-sur-Besbre : 5 sources fournissent 72 000 m<sup>3</sup>/an(1987).

La qualité de l'eau est du même type, mais encore moins minéralisée. Les sources captées ne présentent pas de teneurs en fer ni manganèse.

#### • **Ressources restant à exploiter**

La nappe alluviale de la Loire devrait permettre de satisfaire l'accroissement des besoins des communes riveraines, surtout depuis la remontée du niveau d'étiage de la Loire constituant son niveau de base, due aux lâchures du barrage de Villerest (42). Cependant un conflit d'usage existe avec les extractions de granulats pour la construction, et un schéma de zonage a été étudié pour le résoudre (rapport 84 AGI 001 BOU) (réservation d'un futur champ capteur de Saint-Agnan à Perrigny-sur-Loire).

D'autres aquifères mériteraient d'être reconnus, dont les indices sont constitués par les apports latéraux à la nappe alluviale de la Loire mis en évidence par une carte piézométrique régionale de celle-là (Beauduc et Cure, 1975). Ce sont :

- en priorité des formations sablo-graveleuses et sablo-argileuses :*
- les alluvions quaternaires en terrasses de la Loire de Saint-Agnan à Perrigny-sur-Loire et de Saint-Aubin-sur-Loire à Bourbon-Lancy, d'épaisseur non connue, probablement inférieure à 10 m ;
  - les alluvions anciennes d'âge indéterminé, de Gilly-sur-Loire à Saint-Aubin-sur-Loire, d'épaisseur comme ci-dessus ;
  - les sables et argiles oligo-miocènes, à Bourbon-Lancy, pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres de puissance ;
  - les sables et argiles du Bourbonnais (plio-quaternaires), surtout de La Motte-Saint-Jean à Perrigny-sur-Loire, de puissance mal connue, probablement supérieure à 10 m.

*et à moindre titre, les formations fissurées du socle hercynien :*

- les terrains volcano-sédimentaires dévono-dinantiens, surtout les siltites et grès houillers de Perrigny-sur-Loire à Gilly-sur-Loire et en direction de Chalmoux au Nord ;
- les granites de Saint-Agnan à Perrigny-sur-Loire et en direction de Neuvy-Grandchamp au Nord-Est ;
- les grès argiles et conglomérats permien, localement (secteur des Guerreux).

Ces trois derniers aquifères nécessitent des forages d'une centaine de mètres et plus selon l'altitude du sol dans les secteurs les plus fissurés, à définir par des études spécifiques.

Les sables et argiles tertiaires et plio-quadernaires, et les formations fissurées ci-dessus se poursuivent au-dessous des alluvions de la Loire. Ainsi les forages de recherche d'eau dans la plaine alluviale mériteraient d'être poursuivis sur plusieurs dizaines de mètres dans ces aquifères potentiels.

#### • **Exploitation de sources thermales**

A la limite nord de la feuille Dompierre-sur-Besbre, les sources de Bourbon-Lancy sont exploitées dans un établissement thermal et l'hôpital-hospice, et ce depuis l'époque romaine, à des fins médicales (traumatologie, rhumatologie), puis géothermales.

Ces sources émergent au contact du socle cristallin et des terrains sédimentaires tertiaires, contact de direction N 60° E et souligné par un filon de microgranite injecté de quartz et de fluorine.

Quatre sources sont captées ; les sources du Lymbe et de la Reine sont des captages anciens peu profonds (7,48 m pour le Lymbe), les sources de la Marquise et Piatot sont des forages de 36 et 33 m de profondeur recoupant les terrains sédimentaires puis le granite.

Les eaux captées sont hyperthermales, de températures allant de 54 à 61° C, à minéralisation de type chloruré sodique (1,1 g/l de minéralisation totale) et riches en fluor, lithium et bore. Un faible dégagement gazeux, constitué de 95 % d'azote et de 5 % de gaz carbonique et d'hélium, accompagne l'eau thermale. Le débit des quatre sources est d'environ 25 m<sup>3</sup>/h.

Les sources de Bourbon-Lancy possèdent un arrêté ministériel d'autorisation et sont protégées par une déclaration d'intérêt public et un périmètre de protection de 50 hectares.

## **RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES**

### **Minéralisation**

Sur le territoire peu étendu, occupé par les formations paléozoïques, plusieurs types de minéralisations et de substances ont été soit exploitées : mines de pyrite (et cuivre) de Chizeuil, de charbon de Grandchamp ; soit recherchées : fluorine et barytine dans la région de Gilly-sur-Loire ; soit récemment mises en évidence : étain de tungstène du leucogranite de

Chavence. Par contraste avec le granite de Luzy de la feuille de Bourbon-Lancy, celui s'étendant sur Dompierre-sur-Besbre ne contient pas de gisement d'uranium.

### **Minéralisations volcano-sédimentaires**

Le gisement de Chizeuil fut l'un des principaux producteurs de pyrite du Nord-Est Massif central avec 5 millions de tonnes extraites de 1896 à 1965, ainsi qu'un tonnage très limité en cuivre.

A l'exploitation en carrière des chapeaux de fer, commencée en 1851 pour la sidérurgie, succéda celle en mine des amas pyriteux sous-jacents. Ceux-ci au nombre de quatre : lentille A, Foulquière, Martin, Roches-Gagneaux, sont alignés N 10° W sur une distance de 1,5 km ; leurs épaisseurs varient de 30 à 100 m. Ils présentent le même pendage de 60° vers l'Ouest et le même plongement de 25° vers le Nord. Ces amas passent progressivement aux "quartzites" alumineux, eux-mêmes plus ou moins pyriteux, la limite entre ces deux formations étant essentiellement subordonnée à la coupure d'exploitation : la teneur des amas varie de 26 à 46 % de soufre.

La minéralisation la plus abondante, formée presque exclusivement de pyrite avec traces de blende et de chalcopryrite, est d'origine volcano-sédimentaire, déposée massivement et sous forme de stockwerk aux griffons de venues hydrothermales sous-marines ; au même type de dépôt se rattache la lentille de barytine litée s'étendant à l'Est de l'amas principal des Roches-Gagneaux.

L'intrusion du granite de Luzy a provoqué l'apparition sporadique de nouvelles minéralisations, soit de type hydrothermal de haute température (cassitérite, stannite, bismuthinite, molybdénite) à proximité de petits apex granitiques, soit hydrothermale (400°-500°) à gangue quartzreuse et chalcopryrite, cuivre gris, colusite et stannite arséniée. Un cas particulier de substitution hydrothermale se situe dans la lentille de barytine avec dépôt d'énargite et de stannite.

### **Minéralisations liées au leucogranite de Chavence**

Outre la cassitérite observable en grains jusqu'à 3 mm et donnant jusqu'à 2 500 ppm de Sn dans certains échantillons, de la colombotantalite, de la wolframite, du mispickel et de la chalcopryrite sont disséminés en grains microscopiques dans le leucogranite (Mourey, 1985a).

Cité par Fantin (1973), le greisen de Chavence, rencontré en "pierres volantes" à proximité du leucogranite, est décrit plus précisément (Mourey, 1985a) comme une roche verdâtre à rougeâtre parcourue de veinules de quartz à topaze, mica blanc fibro-radié et cristaux de wolframite pouvant atteindre plusieurs centimètres.

Plusieurs sondages de recherche minière, réalisés par la S.M.M. Penarroya entre Gilly-sur-Loire et le Vernay (Bellotto, 1983 ; Mourey, 1985a), ont rencontré des minéralisations polysulfurées et stannifères à gangue d'amphibole ou de chlorite qui se disposent en imprégnations diffuses ou en veinules dans les dépôts dévono-dinantiens.

D'abord considérée comme d'origine volcano-sédimentaire exhalative (Bellotto, 1983 ; Mourey, 1983), l'étude détaillée de ces minéralisations a permis de les rattacher aux phénomènes minéralisateurs induits par l'intrusion du leucogranite de Chavence (Mourey, 1985a, b) :

- lors d'un stade péritholitique, dépôt de blende, chalcopryrite, pyrrhotite, pyrite, scheelite et cassitérite dans une gangue d'amphibole, épidote et sphène dans un premier temps, suivi d'une gangue à chorite (et stilpnomélane), sidérite et fluorine ;
- postérieurement aux minéralisations précédentes, un stade épithermal est caractérisé par l'association blende, chalcopryrite, pyrite, stannite, argentite et étain de bois.

Les minéralisations sont donc pénécotemporaines de la mise en place de la petite intrusion du leucogranite de Chavence.

### **Filons de quartz à fluorine, barytine et pyrite**

Ces filons discontinus et de faible puissance, sont dispersés dans une bande de terrain entre Mercurly et les Carrières ; ils ont fait l'objet de recherche minière mais sans résultats positifs.

Aux environs de Mercurly, un sondage a révélé une faible minéralisation de type hydrothermal à galène et blende dans une gangue de quartz, fluorine et barytine (Fantin, 1973).

Les quelques zones rubéfiées ou les chapeaux de fer qui affectent les roches viséennes (microtrondhémite des Bruyères par exemple) paraissent se situer sur le prolongement de tels filons de quartz.

Au Sud de la Velle, deux filons de quartz-calcédoine ont été explorés par sondage ; ils sont légèrement minéralisés en pyrite, pyrrhotite, galène et chalcopryrite (Trinquard, 1962). En surface les chapeaux de fer à oxydes de Fe et Mn qui leur sont associés firent l'objet d'une petite exploitation au siècle dernier.

### **Filons à uranium**

Les recherches de surface menées par les géologues et prospecteurs du Commissariat à l'énergie atomique depuis 1948 et surtout depuis 1955, recherches poursuivies actuellement par la COGEMA (Compagnie générale des matières nucléaires), dans la partie sud du batholite de Luzy et sa périphérie, ont conduit à la découverte de nombreux indices d'uranium. Certains de ces indices sont devenus des gisements qui ont été exploités ou sont en cours d'exploitation. Mais si ces résultats ont été très positifs sur la carte Bourbon-Lancy déjà connue pour ses minéraux radioactifs dès le début du siècle : recherches de radium à Grury qui a reçu la visite de Pierre Curie, ils ne l'ont pas été encore sur la feuille Dompierre-sur-Besbre.



## Gisement houiller de Grandchamp

Ce lambeau fait partie du grand sillon permio-houiller de Blanzay et du Creusot. Sur la lisière nord-ouest de ce dernier, il se présente comme un petit golfe encastré dans le socle cristallin.

Sur une étendue restreinte on y a exécuté autrefois d'assez nombreux puits, dont le plus important a été le puits Saint-Martin, profond de 146 m. Le terrain houiller est d'une épaisseur de 200 m au maximum. On y a reconnu deux faisceaux schisto-charbonneux, distants d'environ 80 m. Mais irréguliers : on y a noté une couche de charbon atteignant une puissance de 10 m, mais surtout des serrées. Et la partie exploitable n'a montré qu'un développement en direction d'environ 150 m. Le charbon contenait 31 à 37 % de matière volatile.

Ce gisement montre un pendage général vers le Sud-Est, parfois très redressé et semble s'enfoncer sous les grès rouges. Mais à l'aval-pendage il est brusquement sectionné par ceux-ci. Cela a été reconnu par un travers-banc mené à partir du puits Saint-Martin à la profondeur de 132 m (figure 15).

Au-delà, trois sondages de recherche implantés sur les grès rouges ont tenté de retrouver le Houiller au-delà de l'accident-limite. Mais tous sont restés entièrement dans les grès rouges, sans atteindre ni Houiller ni socle. Ce sont les sondages :

-du Morillon (1919-1920), prof. 517,20 m  
 $x = 722,5$   
 $y = 174$

-du Moulin de l'Aiguille (1920), prof. 915,60 m  
 $x = 722,1$   
 $y = 170,6$

Le troisième sondage se trouvant sur le territoire de la feuille, voisine Paray-le-Monial :

-de Charles Michaud (1920-1921), prof. 1.001,50  
 $x = 726$   
 $y = 173,05$

## Substances utiles

### Granulats

Le tuffo-lave andésitique de Saint-Aubin-sur-Loire est un matériau homogène et résistant qui est exploité industriellement en carrière pour granulats.

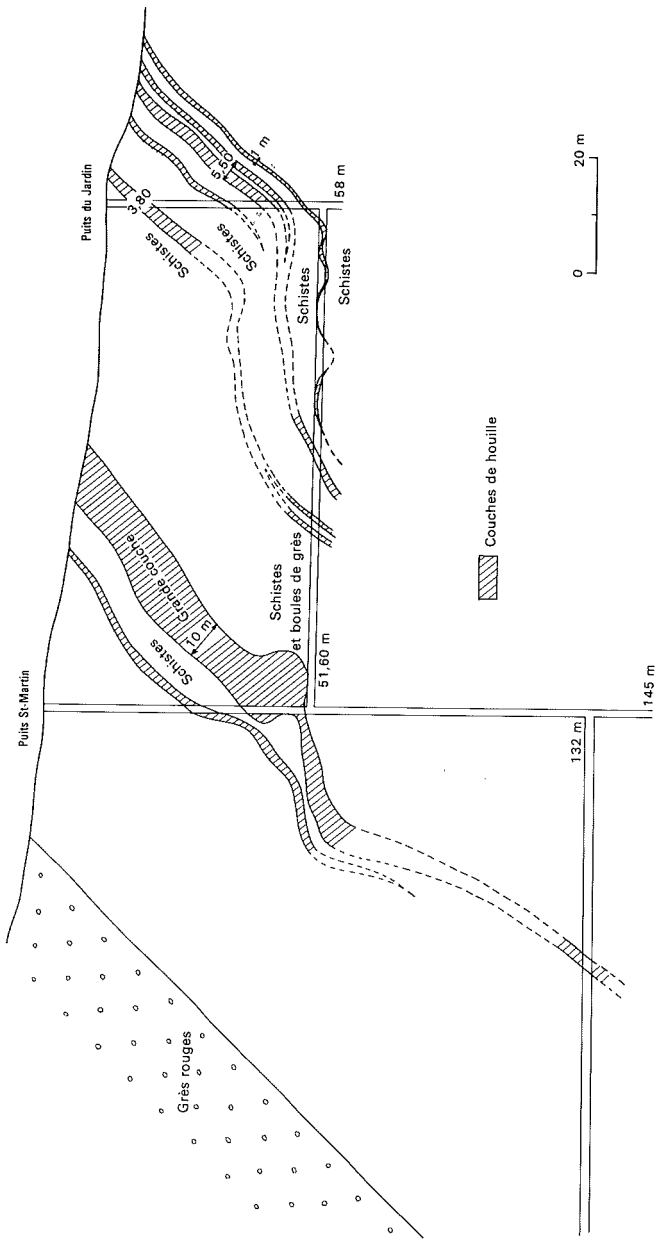


Fig. 15 - Coupe par les puits St-Martin et du Jardin

### **Sables argileux à graviers ou sables à galets (saba)**

Les sables à graviers ou galets, abondants dans la région, sont exploités dans les alluvions quaternaires de la Besbre, de la Loire, ainsi que dans les horizons sableux du Bourbonnais.

Ils font l'objet de nombreuses petites exploitations à caractère artisanal ou familial temporaire. Les matériaux sont destinés à l'entretien des chemins et plus rarement au remblai routier. Ils sont principalement exploités à la pelle mécanique sur plusieurs mètres de puissance.

Les sables et graviers des alluvions quaternaires sont le plus souvent employés pour la construction, la fabrication d'enrobés bitumineux routiers et comme remblais.

### **Argiles réfractaires (arg)**

Dans la formation des sables et argiles du Bourbonnais existent des horizons argileux exploités à Diou (les Charbonnières) et à Beaulon (l'Hautmoucheron) pour la fabrication de produits céramiques. Leur puissance n'excède pas 4 m. Au Sud de Molinet (la Tuilerie, le Moulin-Préault) les horizons argilo-silteux ont été exploités pour la fabrication de poteries et de tuiles sur 6 mètres environ.

### **Indices et gîtes minéraux**

Les principaux caractères des gîtes et indices minéraux répertoriés sur la feuille Dompierre-sur-Besbre sont présentés dans le tableau 6.

## ***DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE***

### ***ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE***

Les calcaires et dolomies du Frasnien-Famennien sont visibles au lieu dit les Carrières (fig. 16-1), dans de grands fronts de taille, parfois peu accessibles (eau et végétation). On peut observer la petite structure anticlinale où les calcaires lités, gris et noirs (à conodontes du Frasnien supérieur) reposent sur un calcaire gréseux à blocs de calcaires.

A Diou, l'ancienne carrière de calcaires a été presque entièrement réaménagée et urbanisée et ce n'est que dans le cours même de la Loire, en période estivale de basses eaux, qu'apparaît une coupe débutant dans les calcaires et s'étendant jusqu'au pont routier dans les siltites vertes et grises à intercalations de tufs andésito-basaltiques (2) du Famennien.

Cette coupe est relayée partiellement autour du pont SNCF, berge nord du fleuve, talus nord de la D 979, où affleurent les alternances de siltites, tufs et brèches remaniés andésito-basaltiques à fragments de calcaires (3).

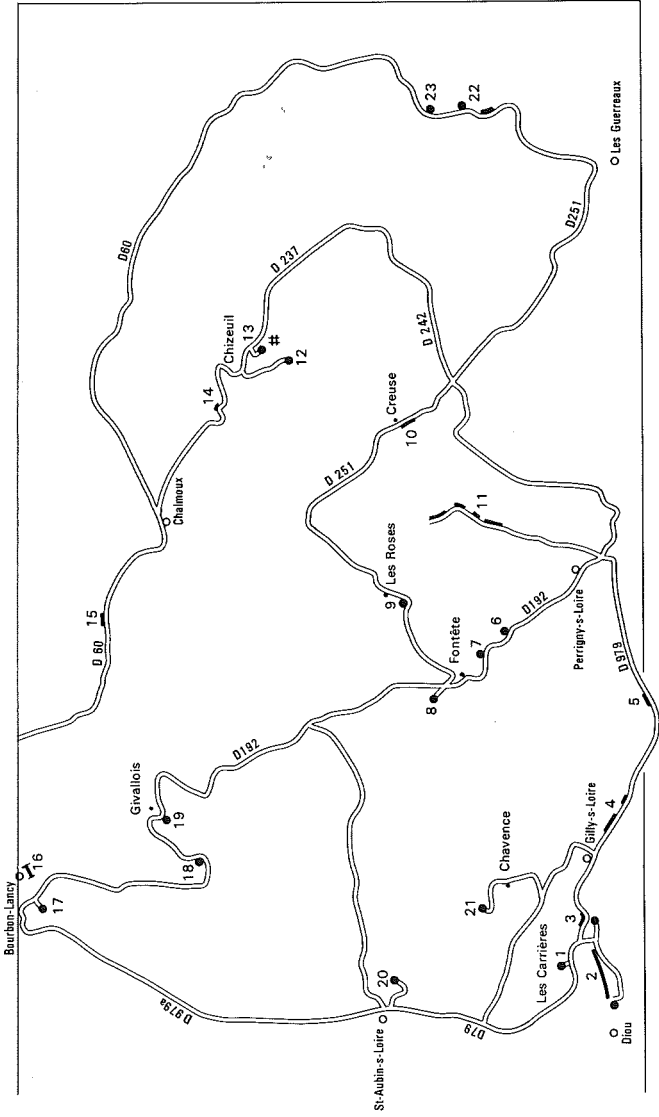


Fig. 16 - Schéma des itinéraires géologiques

En poursuivant sur la D 979, entre Gilly et Perrigny-sur-Loire (4, 5) on recoupe les alternances de siltites et de grès du Carbonifère inférieur, caractérisées par une dynamique sédimentaire assez forte : micro-ravinements et "slumps".

A Perrigny-sur-Loire prendre la D192 en direction de Bourbon-Lancy. A 100 m après la sortie du bois des Petits-Chauffages, dans le talus nord de la route (6) affleurent les tufs remaniés dont les plaquettes calcaires ont indiqué un âge Famennien supérieur (Delfour et Gigot, 1985).

La réfection récente du talus de la route départementale D192 a révélé la présence de bancs de tufs basiques remaniés, intercalés dans les siltites (7) sous les alternances de siltites et lits noduleux de calcaires contenant la faune de conodontes du Famennien supérieur. C'est donc très probablement un ensemble de siltites tuffacées d'âge famennien qui surmonte à l'Est les calcaires frasniens de Fontête (fig. 17), modifiant ainsi la représentation donnée par la carte géologique à 1/50 000. On voit quelques rochers de calcaire dans l'ancienne carrière située à l'Ouest du hameau (8).

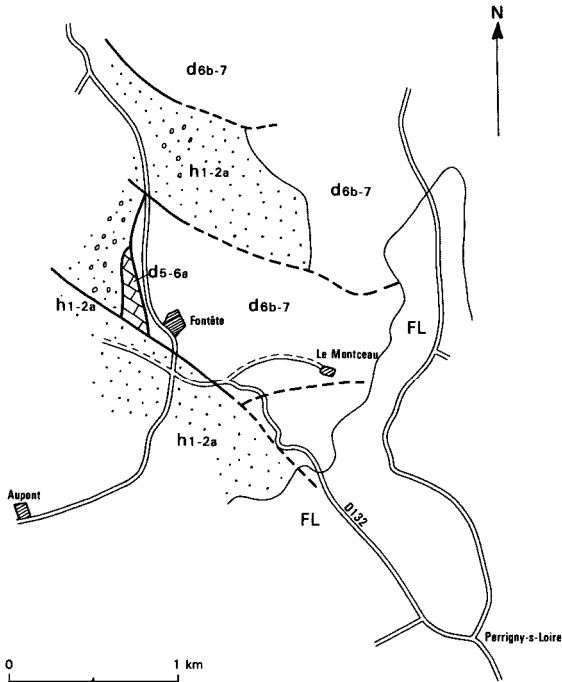
De Fontête on peut gagner le secteur de Chizeuil par le chemin - moyennement carrossable — des Roses qui, dans la montée, après la traversée du Doulin (9), recoupe deux bancs de calcaires gris d'âge famennien supérieur, interstratifiés dans les alternances de siltites et de tufs remaniés andésito-basaltiques (tufs albitophyriques de Michel-Lévy, 1908). Rejoignant la D251 on se dirige vers Creuse (10) où la route est bordée d'affleurements rocheux de laves, soda-dacitiques appartenant à l'unité inférieure du massif volcanique de Chizeuil.

Les basaltes porphyriques autobréchiques et les basaltes micro-litiques constituant la partie supérieure du massif volcanique ne sont accessibles que le long de l'ancienne voie ferrée de la mine de Chizeuil, en particulier au niveau du bois de Bel-Air (11), transformée partiellement en chemin dont l'entrée est à proximité de Perrigny-sur-Loire.

Par la D242 puis la D237 on rejoint l'ancien site minier de Chizeuil, dominé par le chevalement du puits Thenard. Des déblais d'exploitation (12 et 13) montrent essentiellement des "quartzites" alumineux, roches à quartz et andalousite contenant des proportions variables de pyrite et plus rarement le minerai à énargite et barytine.

Reprendre la D237 en direction de Chalmoux ; à Sauvigny la micro-trondhjémite (14) affleure dans le talus nord de la route. De Chalmoux à Bourbon-Lancy, la D60 recoupe en de nombreux endroits les siltites du Famennien et même, localement dans une grande carrière située près du carrefour avec la route de Mont, les siltites de la base du Carbonifère où apparaissent les premiers bancs de grès à débris de plantes (15).

A Bourbon-Lancy, au Sud-Est de la cathédrale, le chemin des remparts (16) entaille un filon de microgranite, de type tardif (Stéphanien ?) identique à celui apparaissant en muraille au fond du parc de l'établissement thermal (17).



**Fig. 17 - Modifications des contours géologiques dans le secteur SE de Fontête**

Avant d'accéder à Givallois, un détour par la forêt de Germiny permet de voir les siltites massives du Famennien recoupées par un filon de microtrondhjémite (18).

L'ancienne carrière de Givallois (19) est située sur un chemin partant sur la droite près de la berge sud du Vezon. La coulée d'andésite est interstratifiée dans les sédiments, à peu près à la limite du Dévonien et du Carbonifère, ce dernier se caractérisant par les premières intercalations de grès.

Reprendre la D192 jusqu'au carrefour du bois de Charmes (monument FFI) et de là se diriger sur Saint-Aubin-sur-Loire pour visiter la carrière en exploitation ouverte dans les siltites et tufs remaniés du

Famennien supérieur (à trilobites, *Estheria* et ammonoïdés) dans lesquels est intercalé un épanchement de tuffo-lave andésitique (20).

Le leucogranite à topaze de Chavence n'affleure que dans une ancienne carrière située à l'extrémité ouest du bois des Buissons-Bois-Ronds, à environ 100 m de la lisière (21) ; l'accès se fait par la Velle et Chavence.

Dans le domaine granitique on peut observer les différents faciès dans les localités suivantes :

Le granite de Chevagnes et les aplites associées forment des affleurements à l'Ouest de la ferme des Chevagnes, à la Limay, à Montperroux-le-Vert, au Nord des Ménachots, le long du ruisseau des Cours-Thibaux. Un type particulier de granite gris micacé s'observe sur les bords encaissés du ruisseau de Chamay à l'Est du château du même nom.

Le granite de Grury et les aplites associées sont visibles au barrage de l'étang de Beauchamp, dans un chaos de granite remarquable, à la limite nord de la carte face à Chez Thevenot ; sur la feuille Bourbon-Lancy, au lieu dit les Tachonières où le granite est gris clair ainsi qu'à l'Est de Chez Durand où le granite est rouge avec un débit Est-Ouest net.

Les granites leucocrates et les aplites avec ou sans cordiérite affleurent dans les petites carrières de Bois-Mélas et de Crécou ainsi que Chez Pinot.

Le contact ouest du batholite peut s'observer à l'extrême Nord de la carte, au barrage de l'étang du Cloud (côté nord) où une petite carrière montre le granite et les aplites ; le long du chemin montant on pénètre très vite dans les quartzophyllades pour revenir à des aplites en haut de la côte ; le contact suit approximativement le tracé du chemin lorsqu'il est dirigé N-S.

Les conglomérats rouges saxoniens forment de grands affleurements rocheux sur le chemin allant des Merles à la Mine (22).

On ne voit plus que quelques déblais de grès, siltites grises et charbon sur l'ancienne exploitation de la Mine (23).

#### BIBLIOGRAPHIE

ADOLPHE J.P., DEMANÈGES-LORENZ J. (1971) - Géologie buissonnière en Morvan. Suppl. au *Bull. Hist nat. Autun*, 112 p.

AUBERT M., CORNET J., NAUDY H., ROQUES M., SANSELMEH., WEBER C. (1970) - Apports de l'aéromagnétisme de haute sensibilité à la connaissance du socle du Morvan. *Bull. BRGM* (2ème série), sect. II, n° 2, p. 13-23,5 fig., 4 planches.

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

BAUBRON J.C., CANTAGREL J.M. (1980) - Les deux volcans des Monts Dore : arguments chronologiques. *C.R. Acad. Sci.*, volcanologie.

BAUBRON J.C., JEBRAK M., JOANNES C., LHEGU J., TOURAY J.C., ZISERMAN A. (1980) - Nouvelles datations K/Ar sur des filons à quartz et fluorine du Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 290, n° 14, ser. D., p. 951-953.

BEAUDUC R., CURE Y. (1975) - Evaluation des ressources hydrauliques du Val de Loire. Rapport n° 1. Reconnaissance hydrogéologique de Decize (58) à Roanne (42). Ministère de l'Industrie et de la Recherche. Rapport BRGM 75 SGN 272 JAL.

BÉBIEN J. (1970) - Etude pétrographique et géochimique des formations volcaniques dévono-dinantiennes de l'extrémité sud-ouest du faisceau synclinal du Morvan. Thèse 3ème cycle, université de Nancy, 110 p., 53 fig., 14 tabl.

BÉBIEN J. (1971) - Eléments nouveaux sur le volcanisme dévono-dinantien de l'extrémité sud-ouest du faisceau synclinal du Morvan. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D, vol. 273, n°4, p. 466-468.

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

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

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

BELLON H. (1971) - Datation absolue de laves d'Auvergne par la méthode Potassium-Argon. Orsay, thèse doct. 3ème cycle, p. 1 à 58.

BELLOTTO S. (1983) - Etude de deux manifestations métallifères en environnement volcano-sédimentaire (Paléozoïque, Nord-Est du Massif central français). Les amas sulfurés de Sain-Bel (Lyonnais), les indices minéralisés du prospect de Gilly-sur-Loire (Morvan). Essais comparatifs, guides de prospection. Thèse 3ème cycle, Institut national polytechnique de Lorraine, Nancy : 220 p., 63 fig., 9 pi.

BELLOTTO S., ZIMMERMANN J.L. (1983) - Datation par la méthode K-Ar d'un sill lamprophyrique dans la série volcano-sédimentaire minéralisée de l'extrémité S.O. du Morvan, secteur Saint-Aubin—Gilly-sur-Loire (Saône et Loire). *C.R. Acad. Sci.*, Paris t. 297, série II, p. 577-580.

BERTRAND-SARFATI J., FREYTET P., PLAZIAT J.C. (1966) - Les calcaires concrétionnés de la limite Oligocène-Miocène des environs de Saint-Pourçain-sur-Sioule (Limagne d'Allier). Rôle des algues dans leur



édification, analogie avec les stromatolithes et rapport avec la sédimentation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7 série, t. VII, p. 652-662.

BONIJOLY D., CASTAING C. (1984) - Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif central français en régime compressif. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CIII, p. 187-199,4 fig.

BORNAND M., CALLOT G., FAVROT J.C. (1966) - Etude pédologique du val d'Allier. Rapport INRA. Service étude des sols.

BORNAND M., CALLOT G., FAVROT J.C., SERVAT E. (1966) - Les sols du val d'Allier (feuille Moulins). INRA. Centre de recherches agronomiques du Midi. Service d'étude des sols. Montpellier.

BOULADON, (1966 et 1971) - Notes de terrains, inédites.

BOULANGER (1844) - Statistique géologique et minéralogique du département de l'Allier. Moulins, Chez Desrosiers éd., 483 p.

BOUT P. (1963) - Le Quaternaire du bassin supérieur de la Loire, des bassins moyen et supérieur de l'Allier et de leurs marges. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7 série, t. V, p. 472-482.

BOUT P. (1967) - Problèmes du volcanisme IL Augite en dents de scie. *Revue d'Auvergne*, t. 81, n° 427 (1), p. 69-75.

BREON R. (1880) - Présence de nickel et de rutile dans le filon de pyrite de Chizeuil, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3ème série, t. 8, p. 291-294.

BRGM en collaboration avec CETE Lyon, SRAE Bourgogne et UNICEM (1984) - Schéma coordonné d'exploitation et recherches de matériaux de substitution dans les départements de Nièvre et Saône-et-Loire. Annexe III. Hydrogéologie par SRAE. Taxe parafiscale sur les granulats. Ministère du Redéploiement industriel et du Commerce extérieur. Rapport 84 AGI 001 BOU.

BUSSIERE P., PELLETIER H. (1973) - Nouvelles données pour une classification des sables anciens et récents de la Limagne d'Auvergne. *Revue d'Auvergne*, t. 87, n° 5, p. 170-202.

CANTAGREL J.M., BAUBRON J.C. (1983) - Chronologie des éruptions dans le massif volcanique des Monts Dore (Méthode potassium-argon). Implications volcaniques. *Bulletin BRGM, Géologie oie la France*, (2), n° 1-2, p. 123-142.

CARPENA J., DOUBINGER J., GUERIN R., JUTEAU J., MONNIER M. (1984) - Le volcanisme acide de l'Ouest-Morvan dans son cadre géologique : caractérisation géochimique, structurale et chronologique de mise en place. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XXVI, n° 5, p. 839-859,3 fig., 1 tabl.

CARRAT H.G. (1962) - Le Morvan et l'Autunois, *In "les minerais uranifères français"*. Presses univ. fr. éd., Paris, t. III, p. 1-104.

CARRAT H.G. (1966) - Contribution à la pétrographie et à la géochimie du massif de Luzy. Morvan méridional. *Rev. Sci. de la Terre*, Nancy, t. XI, n°4, p. 415-473.

CARRAT H.G. (1969a) - Le Morvan cristallin, étude pétrographique, géochimique et structurale, position de l'uranium. Thèse Etat, Nancy, 3 vol., 379 p.

CARRAT H.G. (1969b) - Evolution de la granitisation et du volcanisme dans le Morvan. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XI, p. 574-587.

CARRAT H.G. (1971) - Relation entre la structure des massifs granitiques et la distribution de l'uranium dans le Morvan. *Rev. Mineralium Deposita*. Berlin, 6, p. 1-22.

CARRAT H.G. (1974) - Le magmatisme basique comme guide de la distribution des gisements d'uranium des granitoïdes français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 279, série D, p. 115-118.

CARRAT H.G. (1975-1976) - Le rôle de la géochimie de l'uranium et du thorium dans la recherche des gisements uranifères intragranitiques. *Rev. Sci. de la Terre*, Nancy, t. XX, n° 2, p. 129-164.

CARRAT H.G. (1984) - Sur la radioactivité des granités de la région de Château-Chinon et de l'ensemble du batholite des Settons. *Bull. Soc. Hist. naturelle d'Autun*.

CARRAT H.G., GRELOU-ORSINI C. (1984) - Variations internes du granité uranifère de Luzy dans le Morvan à la lumière de l'étude de la fissuration et de la porosité des quartz. Congrès nat. Soc. savantes, Dijon section Sciences, p. 37-49.

CEA (1964) - Carte inédite : Nord-Est du Massif central à 1/200 000 par H. Sanselme.

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

CHIRON J.C. (1972) - Rapport préliminaire sur la géologie et la métallogénie de la série dévono-dinantienne dans le Nord-Est du Massif central. Rapport BRGM 72 SGN 124 MET.

CLOCCHIATTI R., TOURENQ J. (1971) - Présence de quartz des ponces du Mont-Dore, d'âge pliocène, dans les argiles sableuses du Bourbonnais. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 273, p. 2453-2455.

COURSIN P., GUFFROY J. (1969) - Données nouvelles sur le Dinantien du Morvan. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 269, p. 683-684.

COUDERT, MOSNIER (1960) - Monographie des mines de Chizeuil. *Rev. Ind. min. Fr.*, vol. 42, n° 12, p. 929-941, 16 fig.

COULON M., CORSIN P., DOUBINGER J. (1980) - Données nouvelles sur la stratigraphie du Dévono-dinantien du Morvan. *Bull. Soc. Hist. nat. d'Autun*, n° 95, p. 3-12.

COUREL L. (1973) - Modalités de la transgression mésozoïque : Trias et Rhétien de la bordure Nord et Est du Massif central français. *Mémoire Soc. géol. Fr.*, t. LU, n° 118, p. 1-152.

DANGEARD L. (1933) - Quelques observations sur le Tertiaire de la Limagne bourbonnaise. Importance de phénomènes karstiques dus à la présence des calcaires concrétionnés. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5ème série, t. III, p. 381-385.

DELAFOND F. (1902) - Bassin houiller et permien de Blanzay et du Creusot. I : Stratigraphie, p. 102-104, fig. 21, 22. Atlas, pi. IV. Gîtes Minéraux, Paris.

DE LA ROCHE H., LETERRIER J., GRANDCLAUDE P., MARCHAL M. (1980) - A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-elements analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, p. 183-210,5 fig., 5 tabl., 1 ann.

DELFOUR J., TEGYEY M. (1979) - Etude préliminaire de l'environnement géologique du gîte de pyrite de Chizeuil (Saône-et-Loire). Rapport BRGM 79 SGN 752 GEO, 76 p., 4 pi., 2 cartes h.t, annexes.

DELFOUR J., ISNARD P., LECUYER E., LEMIÈRE B., LHOÏTE F., MOINE B., PIBOULE M., PICOT P., PLOQUIN A., TEGYEY M. (1984) - Etude du gîte de pyrite de Chizeuil (Saône-et-Loire) et de son environnement volcano-sédimentaire dévonien et dinantien. *Documents BRGM*, n° 73,37 p., 20 fig. 2 tabl., 3 ann. (232 p.), 5 pi. h.t.

DELFOUR J., GIGOT C. (1985) - Données stratigraphiques apportées par l'étude de Conodontes du Dévono-dinantien de la région de Boubon-Lancy (Saône-et-Loire). *Bulletin BRGM, Géologie de la France*, n° 4, p. 331-340, 3 fig., 1 pi. photo.

DEM A Y A. (1947) - Sur les relations entre le Viséen et son substratum cristallophyllien entre Balbigny et Violay, et sur le problème de l'âge du cristallophyllien de la zone lyonnaise. *CR.Acad.Sci.*, Paris, t. 224, n° 26, p. 1832-1834.

DESROUSSEAUX (1938) - Bassins houillers et lignifères de la France, p. 88.

DEWOLF (1962) - Etude des problèmes posés sur la formation dite "des sables et argiles du Bourbonnais". *Bull. Ass. Fr. Et. Sols*, n° 6-7, p. 337-342.

DIDIER J. (1964) - Etude pétrographique des enclaves de quelques granités de Massif central français. *Ann. Fac. Sci.*, Clermont-Ferrand, n° 23, p. 254.

DI NOTA R. (1970) - Etude comparée des lambeaux dévono-dinantiens de la Montagne Bourbonnaise dans le Nord-Est du Massif central français. Thèse 3e cycle, université de Clermont-Ferrand, 133 p.

DOLFUS G. (1894) - Recherches géologiques sur les environs de Vichy (Allier), p. 65,5 pl. (éd. Comptoir géologique de Paris).

DOLFUS G. (1910) - Notes géologiques sur le Bassin tertiaire de Saint-Gérand-Le-Puy, Montaigu-le-Blin et de la vallée de la Besbre. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.* XXI, n° 128, p. 16-23.

DOLFUS G. (1923) - Notes paléontologiques sur l'Oligocène de la Limagne. Mollusques. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XXVI, n° 147, p. 150-221.

DONSIMONI M. (1975) - Etude des calcaires concrétionnés lacustres de l'Oligocène supérieur et de l'Aquitaniens de Limagne (Massif central français). Thèse 3ème cycle, univ. Paris VI, 197 p., 14 fig. 1 carte h.t. ; résumé par M. Donsimoni et D. Giot dans *Bull. BRGM* (2) sect. 1, 1977-2, p. 131-170.

DUSSOURD H. (1975) - Le Bourbonnais. Editions Volcan. Clermont-Ferrand, 278 p.

ETIENNE R. (1977) - Sur l'existence de deux phases sédimentaires postoligocènes dans le bassin tertiaires bourbonnais (région de Varennes-sur-Allier). *C.R. Acad. Sri.*, Paris, t. 285.

ETIENNE R. (1981) - Contribution à l'étude du problème du soulèvement récent du Massif central : les enseignements des bordures sud et centre nord du socle. *Bull. Lab. Rhodan. Géomorphologie*, 1981, n° 9.

FANTIN J.D. (1973) - Géologie de la région sud-est de Bourbon-Lancy (Saône-et-Loire). Massif central français. Thèse 3ème cycle, université de Clermont-Ferrand, 101 p., 48 fig. 1 carte.

FLOYD P.A., WINCHESTER J.A. (1978) - Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chem. Geol.*, 21,3-4, p. 291-306.

FOURNET M.J. (1862) - Sur un arséniate de cuivre plombifere de Diou. *C.R. Acad. Sri.*, Paris, t. 54, p. 1096-1099.

FOURQUIN C. (1966) - Données géologiques précisant l'âge des différentes phases de mise en place du granite du Ballon d'Alsace (Vosges méridionales). *C.R. Acad. Sri.*, Paris, 262, p. 1509-1512.

GARDE G. (1931) - Les anciens cours de l'Allier et de ses affluents sur la feuille de Gannat pendant le Pliocène supérieur et durant le Quaternaire. Note présentée par M. de Launay, *C.R. Acad. Sri.*, Paris, t. 192.

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

GEFFROY J., SARCLA J.A. (1960) - Les minerais uranifères français. 1.1 les minerais noirs. 86 p. Presses univ. de France, Paris.

GEOFFROY J. de (1951) - Le batholite de Luzy. Rapport CEA inédit.

GÉLARD J.P. (1978) - La fracturation de la Bourgogne méridionale, essai d'interprétation et implications tectoniques régionales. *Rev. Géographie, phys. et Géol. dyn.* (2), vol. 20, fasc. 1, p. 5-28,9 fig.

GENTILHOMME P. (1972) - Contribution à l'étude de la région de Fleuriel (Allier). DEA Orléans, non publié.

GIRAUD J. (1902) - Etudes géologiques sur la Limagne (Auvergne). *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XIII, n° 87.

GLANGEAUD P. (1916) - Les alluvions pliocènes et quaternaires de l'Allier aux environs de Pont-du-Château, Rondan (Puy-de-Dôme) ; Vichy, la Ferté-Hauterive (Allier). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 4ème série, t.16, p. 127-129.

GORIN G. (1974) - Etude palynostratigraphique des sédiments paléogènes de la Grande Limagne (Massif central, France). Avec applications de la statistique et de l'information. Thèse de la faculté des Sciences de l'université de Genève.

GORIN G. (1975) - Etude palynostratigraphique des sédiments paléogènes de la Grande Limagne (Massif central). *Bull. BRGM*, 2ème série, Section I, n° 3, p. 147-181,7 fig., 2 tabl., 1 pl. photo.

GRELOU-ORSINI C, CARRAT H.G. (1985) - Joints de grain, microfissuration et concentration de l'Uranium dans quelques granitoïdes français. Coll. centre Rech. Géol. Uranium, Nancy.

GROS Y., MARTIN P. (1981) - La fracturation de la bordure nord du Massif central (région des horsts de la Machine, Neuville, Saint-Pierre-le-Moutier). Etude géométrique, cinématique et chronologique. Rapport BRGM 81 SGN 859 GEO, 18 p., 11 fig.

GUERIN R., MONNIER M. (1984) - Relation entre histoire structurale et volcanisme dans le complexe acide stéphano-permien du Morvan occidental (Blismes, Montreuilon). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 299, série II, n°1,p.37-42.

GUFFROY J. (1957) - La série dinantienne du Morvan. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 244, p. 632-635.

GUFFROY J. (1959) - Sur l'existence de conodontes dans les calcaires paléozoïques du Morvan. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 248,5, p. 710-713.

GUFFROY J. (1960) - Sur l'origine des diabases du Morvan. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 251-21, p. 2380.

GUFFROY J. (1964) - Sur l'existence du Givetien dans le Morvan. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 258, n° 9, p. 2619-2620.

GUFFROY J. (1966) - Découvertes de nouvelles espèces d'Attrypidae dans le Morvan. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 8, p. 302-304.

GUFFROY J., PILLET J. (1966) - Découverte d'un nouveau gisement de trilobites dans le Morvan. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 6, p. 236-237.

GUILLOT L., RE Y R. (1968) - Un niveau à *Potamides lamarcki* dans l'Oligocène moyen de Saint-Germain-des-Fossés (Allier). *Revue scient. Bourbonnais*, p. 56-66.

GUILLOT L., REY R. (1973) - L'Oligocène du Bourbonnais. *C.R. Acad. Sci*, Paris, t. 276, p. 1803-1811.

HORN R. (1960) - Rapport sur une étude structurale par méthode électrique à Gilly-sur-Loire. Rapport BRGM A 1704.

HUGUENEY M. (1972) - Les Talpidés (Mammalia, Insectivora) de Coberet-Brausat (Allier) et l'évolution de cette famille au cours de l'Oligocène supérieur et du Miocène inférieur d'Europe. *Documents labo-géologie. Fac. Lyon. Notes et Mémoires*, n° 50, p. 1-61.

JAVET C., TOUBIN J. (BRGM), en collaboration avec CETE Lyon et UNICEM (1986) - Taxe parafiscale sur les granulats. Ministère du Redéploiement industriel et du Commerce extérieur. Rapport BRGM 86 SGN 180 BOU.

JEBRAK M. (1983) - Un hydrothermalisme permien supérieur à fluorine-barytine sur les marges du fossé bourguignon. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 297, Série II, p. 519-524.

JULIEN A. (1881) - Sur le terrain dévonien de Diou (Allier) et de Gilly (Saône-et-Loire). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, séance du 4 avril.

JULIEN A. (1896) - Le terrain carbonifère marin de la France centrale. 1 vol., in 4, 303 p. 17 pl., Paris.

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

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

KOSZTOLANYI C. (1971) - Géochronologie des gisements uranifères français par la méthode Uranium-Plomb. Thèse Etat, Nancy, 265 p.

LACROIX A. (1918) - Le gîte pyriteux de contact du granite de Chizeuil (Saône-et-Loire) et ses roches métamorphiques. *Bull. Soc. fr. Minéralogie Cristallographie*, t. 41, p. 14-21.

LAKATOS C. (1959) - Bibliographie géologique et minière des départements du Puy-de-Dôme, du Cantal, de la Haute-Loire et de l'Allier. *Annales Fac. Sc.*, Clermont-Ferrand, n° 1, 3e fasc.

LARUE J.P. (1979) - Les nappes alluviales de la Loire et de ses affluents dans le Massif central et dans le sud du Bassin parisien. Etude géomorphologique. Thèse de géomorphologie, doctorat d'Etat, Clermont-Ferrand.

LARUE J.P. (1981) - Contribution à l'étude des formations superficielles recouvrant les nappes alluviales de la Loire et de ses affluents. *Bull. Lab. Rhodan. Géomorphologie*, 1981, n°9.

LAUNAY L. de (1923) - Etude sur le plateau central. Note sur le terrain tertiaire de la Limagne bourbonnaise. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.* n° 147, t. XXVI.

LAVOCAT R. (1951) - Révision de la faune des Mammifères oligocènes d'Auvergne et du Velay. Edit. Sciences et Avenir, Paris.

LE GRIEL A. (1978) - Alluvions anciennes de l'Allier et sables du Bourbonnais au Nord de la grande Limagne. *Revue de Géographie de Lyon*, 1978-3.

LE GRIEL A., MÉON H. (1980) - Remarques sur la détermination par l'analyse sporo-pollinique de l'âge des sables et argiles du Bourbonnais. *Bull. Lab. Rhodanien de Géomorphologie*.

LECUYER E. (1982) - Etude du gîte de pyrite de Chizeuil (Saône-et-Loire) et de son environnement géologique. Thèse 3ème cycle, univ. Paris VI, 146 p., 48 fg., 13 pl., 3 cartes.

LEMIÈRE B. (1982) - L'amas sulfuré de Chizeuil : étude géochimique de son environnement volcanosédimentaire dévonien supérieur et de son auréole d'altération hydrothermale. Thèse doct. ing., Lyon, 148 p. ; *Doc. BRGM*, n° 54, (1983).

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

LE ROUX C. (1975) - Etude de quelques filons de fluorine de la partie sud-ouest du Morvan. Thèse 3ème cycle, univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 146 p. 41 fig. 1 carte.

LOUVRIER M., MARGAT J. (1983) - France-Précipitations efficaces moyennes (1946-76). Rapport BRGM 83 SGN 003 EAU.

LUCOTTE G. (1978) - Les "argiles à chailles" de la région de Nevers et la Charité/Loire. DEA Dijon 1978.

LY MENG HOUR, CANTAGREL J.M., VINCENT P.M. - Découverte de pyroclastites ponceuses à la base du plateau de Perrier (Massif central)

français), âge des lahars anciens des Monts Dores et du Villafranchien. Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Paris 17 à 19 Mars 1982.

LYS M., SERRE B., MAUVIER A., GREKOFF N. (1961) - Contribution à la connaissance des microfaunes du Paléozoïque : étude micropaléontologique (Conodontes, Ostracodes) dans le Dévonien supérieur du Morvan. *Revue de l'IFP*, XVI, 5, p. 538-567.

MANES M. (1844) - Mémoire sur les bassins houillers de Saône-et-Loire. Texte et Atlas. Gîtes Minéraux, Paris.

MEILHAUD R. (1956) - Les minéraux lourds des alluvions néogènes et quaternaires de l'Allier à hauteur de Clermont-Ferrand. DEA, université de Clermont.

MELINE L. (1973) - Analyse pollinique des argiles à kaolin de Diou-sur-Loire. *Bull. trim. de la Soc. d'Hist. nat. et des amis du Muséum d'Autun*, nouv. sér., 65, p. 24-27.

MELOUX J. (1980) - Ressources minières française, t. 8, les gisements de soufre et de pyrite, p. 35-38.

MICHEL-LÉVY (1908) - Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. *Bull. des services de la carte géologique de la France et des topographie souterraines*, n° 120, t. XVII, 1907-1908, 297 p., 51 fig. 7 pl.

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

MIYASHIRO A. (1974) - Volcanic rock séries in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sc.*, 274, p. 321-355.

MONNIER M., STUSSI J.M. (1984) - Le bassin de Montreuillon (Nord Morvan) : élément d'une association volcano-plutonique subcaline hercynienne. Données géochimiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 298, série II, n° 14, p. 601-604, 3 fig., 1 tabl.

MORANGE A., HERITIER F., VILLEMENT J. (1971) - Contribution de l'exploitation pétrolière à la connaissance structurale et sédimentaire de la Limagne, dans le Massif central : In "Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français". Symposium Jean Jung, p. 285-308. Plein-Air Service édit, Clermont-Ferrand.

MOUREY Y. (1983) - Premières observations sur les minéralisations stannifères du prospect de Gilly-sur-Loire (Saône-et-Loire). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 297, série II, p. 585-587.

MOUREY Y. (1985a) - Les indices Sn-W-Cu-Zn liés au magmatisme stéphano-permien dans le sud du faisceau-synclinal de la Somme (Morvan).. Thèse doctorat, Nancy, 335 p.

MOUREY Y. (1985b) - Le leucogranite à topaze de Chavence. Un nouvel exemple de massif à Sn, W, Li dans le Nord du Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 300, série II, n° 19, p. 951-954.



NICOLAS A. (1984) - Principes de Tectonique. 196 p., Masson éditeur.

ORSINI J.B. (1979) - Existence de trois associations magmatiques dans les granitoïdes postviséens moyens (groupe des granodiorites-monzogranites) de la chaîne varisque française. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 289, série D, p. 981-984.

PAUL H. (1944) - Eine neue Tournai-Fauna aus dem nördlichen Morvan. Vorläufige Mitteilung. *N. Jb. Min. Geol. Paläont.* Mh, B, 30-32, Stuttgart.

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

PEARCE J.A., GALE G.H. (1977) - Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. In Volcanic processes in ore genesis. *Inst. Min. Metall. and Geol. Soc.*, Sp. paper n° 7, London, p. 14-24.

PEARCE J.A., NORRY M.J. (1979) - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contr. Mineral. PetroL*, 69, p. 33-47.

PECOIL R. (1960) - Esquisse géologique et hydrogéologique du département de l'Allier. *Bull. INH*, n° 2, p. 339-366.

PELLETIER H. (1958) - Nouvelle observations sur l'augite aciculaire et étude critique. *Revue d'Auvergne*, t. 82, n° 432, p. 121-126.

PELLETIER H. (1969) - Etude morphologique de l'augite denticulée dans les projections volcaniques du Massif du Mont-Dore (Massif central français). *Bull. Hist. et Sc. de l'Auvergne*, n° 622, p. 182-186.

PELLETIER H. (1970) - Sur quelques sables de la région nomoise. *Bull. Hist. Sc. de l'Auvergne*, n° 627, p. 395-404.

PELLETIER H. (1971) - Sur les minéraux lourds transparents des alluvions anciennes et récentes de la Limagne d'Auvergne. Thèse, université de Clermont-Ferrand.

PERREAU A. (1950) - Les alluvions à chailles de la vallée de l'Allier. *Rev. Sc. Nat. Auvergne*, nouv. sér., 1.16, n° 14, p. 3-6.

PEYREL J.Y., DIDIER J. (1963) - La famille des granites rouges du Nord-Est du Massif central. *Géologie de la France*, (2), I, n° 1-2, p. 73-80.

PICOT P., TROLY G., VINCIENNE H. (1963) - Précisions nouvelles sur les minéralisations de Chizeuil (Saône-et-Loire). *Bull. Soc. Fr. Minér. Crist.*, t. 86, n° 4, p. 373-375.

PIN C, DUPUY C, PETERLONGO J.M. (1982) - Répartition des terres rares dans les roches volcaniques basiques dévono-dinantiennes du Nord-

Est du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XXIV, n° 4, p. 669-676, 3fig., 1 ann.

POMEL A. (1846) - Sur les animaux fossiles découverts dans le département de l'Allier. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2ème série, t. III, p. 376-385.

RAT P. (1972) - Bourgogne-Morvan. Ed. "Les guides géologiques régionaux". Masson et Cie, 174 p.

REMOND C. (1981) - Synthèse géologique sur les ressources charbonnières de la Bourgogne. Rapport BRGM 81 SGN 422 BOU.

REY R. (1964) - L'Oligocène et le Miocène inférieur de la Limagne bourbonnaise. *Revue scientifique du Bourbonnais*, p. 56-81.

REY R. (1966) - Essai de corrélations entre bassins oligocènes de l'Europe occidentale à l'aide des Gastéropodes continentaux. Thèse, Rennes.

REY R. (1970) - Rôle d'*Hélix ramondi* dans la classification de l'Oligocène. *Revue scientifique du Bourbonnais*, p. 65-81.

REY R. (1971) - Biostratigraphie des bassins tertiaires du Massif central. In "Géologie, géomorphologie et structurale profonde du Massif central français". Symposium Jean Jung. Plein-Air Service édit., Clermont-Ferrand, p. 309-330.

REY R. (1972) - Nouvelles extensions du calcaire de Moulins dans le département de l'Allier. *Revue scientifique du Bourbonnais*, p. 64-110.

RIBAUT L., TOURENQ J. (1972) - Mise en évidence de trois types d'apports détritiques dans les sables et argiles du Bourbonnais d'après l'examen de la surface des grains de quartz au microscope électronique à balayage. *C.R. Acad. ScL*, Paris, t. 274, p. 528-531.

RIVELINE J., GIOT D., FARJANEL G., PACQUET A. (1988) - Mise en évidence de dépôts éocène moyen (Lutétien supérieur) à la base des formations tertiaires du bassin de Moulins (Allier, France). Implications tectoniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 306, série II, p. 55-62.

ROBELIN C. (1981) - Le Dévono-dinantien dans la région de Bourbon-Lancy (SW Morvan, Massif central français) : Enchaînement des phénomènes sédimentaires et magmatiques. Thèse 3e cycle, Dijon, 159 p., 60 fig. 21 tabl., 2 pl. photo.

ROBELIN C., MATHEY B. (1982) - Les turbidites volcano-sédimentaires dans le Famennien du faisceau synclinal du Morvan. 9ème RAST, Paris, p. 542.

ROQUES M., VACHETTE M., VIALETTE Y. (1971) - Géochronologie du socle du Massif central. In "Symposium Jean Jung". Clermont-Ferrand, éd. Plein-Air Service, p. 269-289.

ROZET M. (1840) - Sur les montagnes qui séparent la Loire du Rhône. *Mém. Soc. géol. Fr.*, t. 4, n° 2.

RUDEL A. (1953) - La faune quaternaire des terrasses de l'Allier à Pont-du-Château. *Revue Sc. nat. d'Auvergne*, 1953, p. 43-47.

RUDEL A. (1963) - Les minéraux lourds des terrasses quaternaires de Limagne d'Auvergne et les éruptions mont-doriennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, V, 1963, p. 468-469.

SCANVIC J.Y., WEECKSTEEN G. (1980) - Carte des linéaments de la France d'après les images des satellites Landsat (1972 à 1976). *Doc. BRGM*, n° 14,14 p., 1 carte.

SEDDOH F.K. (1973) - Altération des roches cristallines du Morvan (granites, granophyres, rhyolites). Etude minéralogique, géochimique et micromorphologique. Thèse Etat, Dijon, 342 p.

SOULÉ de LAFONT D. (1960) - Géologie de la Concession de Chizeuil et étude des minéralisations. Rapp. interne, Cie Industrielle et Minière Saint-Gobain, Chauny et Cirey, 30 p., 3 annexes, 3 pl.

SOULÉ de LAFONT D., LHEGU J. (1980) - Les gisements stratiformes de fluorine du Morvan. 26e Congrès Géol. Intern. Paris. Gisements français. Fasc.,E2,39 p.

SRAE BOURGOGNE, CEMAGREF. Etablissement public régional de Bourgogne (1982) - Synthèse régionale des apports des petits cours d'eau de Bourgogne. Etude de leur potentialité hydroélectrique.

STUSSI J.M., de la ROCHE H. (1984) - Le magmatisme orogénique granitique de la chaîne varisque française. Typologie et répartition spatiale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 298, série II, n° 2, p. 43-48.

SUC J.P. (1982) - Réunion annuelle des Sciences de la Terre. Paris. 17-19 mars 1982, p. 121-390.

TOURENQ J., AMBROISE D., ROHRLICH V. (1978) - Sables et argiles du Bourbonnais. Mise en évidence des relations entre les minéraux lourds à l'aide de l'analyse factorielle des correspondances. Réunion annuelle des Sciences de la Terre. Société géologique de France - BRGM éd..

TOURENQ J., TURLAND M. (1982) - Sédimentologie. Datations et corrélations de formations détritiques azoïques par les minéraux lourds des volcans du Massif central. Synchronisme du Tertiaire terminal de Cosne d'Allier et des sables et argiles du Bourbonnais à l'aide des zircons volcaniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 294 (8 février 1982).

TRINQUARD R. (1962) - Etude pétrographique et métallogénique de quelques chapeaux de fer du Morvan. Thèse 3ème cycle, université de Clermont-Ferrand, 64 p., 18 pl., 2 dépl.

VAILLANT L. (1872) - Sur les crocodiles fossiles de Saint-Gérand-le-Puy. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.LXXIV, p. 872-875.

VIALETTE Y. (1961) - Age absolu du granite de Gien-sur-Cure (Nièvre). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 252, p. 4018.

VINCIENNE H., FONTEILLES M., TABOURET M. (1959) - La minéralisation cuivreuse du gîte de Chizeuil (Saône-et-Loire). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D, t. 249, n° 13, p. 1125-1127.

VIRET J. (1925) - Sur la faune de Rongeurs de Saint-Gérand-le-Puy (Allier). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 181, p. 337-339.

VIRET J. (1976) - Nouvelles observations relatives à la faune de Rongeurs de Saint-Gérand-le-Puy. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 183, p. 71-72.

VIRET J. (1929) - Les faunes de Mammifères de l'Oligocène superficiel de la Limagne Bourbonnaise. Thèse, Ann. univ. de Lyon, fasc. 47.

WEBER C. (1975) - Le socle antétriasique sous la partie sud du Bassin de Paris. *Bull. BRGM* (2ème série), sect. II, n° 3 et 4, p. 219-343, 61 fig., 13 tabl., 2pl.

WEYER D. (1965) - Etroeuingt im Morvan (Zentralfrankreich). *Abhandlungen Z.G.I.*, 1, p. 290-302.

WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1976) - Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planet. Sc. Lett.*, 3, p. 459-469.

WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1977) - Geochemical discrimination of different magma séries and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20 (4), p. 325-344.

#### Carte géologique de la France à 1/80 000

-Feuille *Autun*: 1ère édition (1881), par Aug. Michel-Lévy et F. Delafond  
2ème édition (1940), par Alb. Michel-Lévy et P. Lemoine  
3ème édition (1968), par H. Sanselme et R. Feys.

— Feuille *Charolles*: 1ère édition (1890), par Aug. Michel-Lévy et F. Delafond  
2ème édition (1940), par Alb. Michel-Lévy.

#### Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320 000

—Feuille *Dijon* (1963), coordination F. Permingeat.

—Feuille *Lyon* (1963), coordination F. Permingeat.

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

—Feuille *Lyon* (1979), coordination J. Meloux.

—Feuille *Strasbourg* (1982), coordination J. Meloux.

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

### *DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES*

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

- pour le département de l'Allier, au Service géologique régional Auvergne, Campus universitaire des Cézeaux, 24 avenue des Landais, 63174 Aubière Cedex ;
- pour le département de Saône-et-Loire, au SGR Bourgogne, Immeuble Caisse d'Epargne, 32 Boulevard du maréchal Joffre, 21 100 Dijon ;
- ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

### AUTEURS DE LA NOTICE

La participation des auteurs à la rédaction de cette notice est la suivante :

- introduction, histoire géologique, documentation complémentaire: L. CLOZIER, J. DELFOUR, H.G. CARRAT ;
- formations paléozoïques, granité *p.p.*, roches filoniennes, phénomènes géologiques, ressources minérales en domaine dévono-dinantien : J. DELFOUR ;
- granite de Luzy, ressources minérales en domaine granitique, occupation humaine du sol : H. G. CARRAT ;
- formations permienes : R. FEYS ;
- formations sédimentaires cénozoïques : L. CLOZIER ;
- sources thermo-minérales : Francine MERCIER-BATARD ;
- hydrogéologie : J. CORNET.

## *ANNEXES*

### *TABLEAU 1*

#### *LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS DE ROCHES VOLCANIQUES ET SUBVOLCANIQUES DUDÉVONIEN SUPÉRIEUR ET DU TOURNAISIEN*

CZ 192	: Andésite basique auto-bréchiq. Les Theurots, 1,7 km au NNE de Perrigny-sur-Loire.
CZ 194	: Andésite microlitique. Les Theurots, 1,7 km au NNE de Perrigny-sur-Loire.
CZ 626	: Soda-rhyolite. Les Grands-Chauffages, 1,4 km au NE de Perrigny-sur-Loire.
DB2S-1G	: Tuffo-lave basaltique. Carrière de Saint-Aubin-sur-Loire.
DB3N-19M	: Coulée de basalte. Givallois, 2,4 km au SSE de Bourbon-Lancy.
CZ 30	: Sill de dolérite albitisée. Champ-Vaudelin, 2,9 km au Sud de Chalmoux.
DB3N-75A	: Tuffo-lave basaltique. Les Pierrots, 2 km au SSE de Chalmoux.
DB3N-75B	: Basalte à clinopyroxène. Les Pierrots, 2 km au SSE de Chalmoux.
DB3N-96B	: Tuf remanié basaltique. Les Pierrots, 2,5 km au SSE de Chalmoux.
DB3N-300	: Extrusion d'andésite basique. 1km au NW de Chalmoux.
DB3S-125A	: Tuffo-lave basaltique. Champ Vaudelin, 3,3 km au SSE de Chalmoux.
DB3S-175A	: Andésite basique à clinopyroxène. Saint-Laurent, 2,5 km au NNE de Perrigny-sur-Loire.
DB4N-25B	: Andésite basique auto-bréchiq. Sauvigny, 1,9 km au SE de Chalmoux.
DB4N-241C	: Soda-rhyolite. Creuse, 4 km au SSE de Chalmoux.
CZ-52B	: Microtrondhjémite. Les Theurots, 5,5 km au Sud de Chalmoux.

TABLEAU 3 : COMPOSITIONS CHIMIQUES MOYENNES

ROCHES GRANITOÏDES ET FILONIENNES

Eléments majeurs en %

	Leucogr. Chavence (1)	Gr. de Chevagnes	Gr. de Grury partie sud	Aplites	Gr. texture micro- graphique	Gr. biotite et cordiérite	Micro- granite	Lamprophyres	
								Kersan- tite	Minette
N	2	6	14	4	2	2	1	1	1
SiO <sub>2</sub>	75,62	66,95	70,16	76,02	77,05	73,14	73,80	51,29	57,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,15	15,29	14,87	13,24	13,55	13,86	14,40	15,83	12,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,50	1,41	0,62	0,37	0,55	1,26	0,96		
FeO	0,31	1,68	1,48	0,17	TR	0,95	0,25	7,64	9,04
MnO	0,05	0,07	0,05	0,01	TR	0,05	0,05	0,10	0,14
MgO	TR	1,82	1,08	0,07	0,07	0,68	0,13	8,02	6,94
CaO	TR	2,05	1,38	0,40	0,51	0,19	0,54	5,09	2,36
Na <sub>2</sub> O	3,47	3,12	3,33	3,52	2,66	3,77	3,75	2,93	0,88
K <sub>2</sub> O	5,14	4,80	4,91	5,05	4,66	4,32	3,97	3,34	4,62
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,56	0,40	0,08	0,07	0,23	0,05	0,82	1,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TR	0,30	0,14	0,13	0,02	0,09	0,36	0,19	1,14

N = nombre d'échantillons

(1) Mourey, 1985a.

TABLEAU 3: COMPOSITIONS CHIMIQUES

MOYENNES

ROCHES GRANITOÏDES ET FILONIENNES

Éléments majeurs en %

	Leucogr. Chavence (1)	Gr. de Chevagnes	Gr. de Grury partie sud	Aplîtes	Gr. texture micro- graphique	Gr. biotite et cordiérite	Micro- granite	Lamprophyres	
								Kersan- tite	Minette
N	2	6	14	4	2	2	1	1	1
SiO <sub>2</sub>	75,62	66,95	70,16	76,02	77,05	73,14	73,80	51,29	57,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,15	15,29	14,87	13,24	13,55	13,66	14,40	15,63	12,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,50	1,41	0,62	0,37	0,55	1,26	0,96		
FeO	0,31	1,68	1,48	0,17	TR	0,95	0,25	7,64	9,04
MnO	0,05	0,07	0,05	0,01	TR	0,05	0,05	0,10	0,14
MgO	TR	1,82	1,08	0,07	0,07	0,68	0,13	8,02	6,94
CaO	TR	2,05	1,38	0,40	0,51	0,19	0,54	5,09	2,36
Na <sub>2</sub> O	3,47	3,12	3,33	3,52	2,66	3,77	3,75	2,93	0,88
K <sub>2</sub> O	5,14	4,80	4,91	5,05	4,66	4,32	3,97	3,34	4,62
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,56	0,40	0,08	0,07	0,23	0,05	0,82	1,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TR	0,30	0,14	0,13	0,02	0,09	0,36	0,19	1,14

N = nombre d'échantillons

(1) Mourey, 1985a.



**TABLEAU 4 : ROCHEs GRANITOÏDES ET FILONIENNES**  
*Éléments en traces (moyennes)*

	N	Cu	Pb	Zn	Ni	Cr	Mo	V	Ag	B	Sn	Be	Zr	Bi	As	Sb	Ba	Sr	Ga	Y	Yb	La	Li	Rb	F	Th	U
Granite de Chevagnes	4	13	42	56	23,7	32,5	Nd	55	0,15	11	5,5	5,0	112	Nd	42	Nd	975	341	19,0	15,0	0,5	50	131	337	.	21	11
Granite de Grury	4	6	62	50	8,0	22,2	Nd	23,7	0,35	8 VAR	4,7 VAR	4,5	75	1	32	Nd	681	247	15,0	14,0	≈0,5	35	153	288	.	(1) VAR	(1) VAR
Aplites	5	5	80	13	6,4	10	Nd	12,0	0,20	8-500 VAR	6,5	6,0	70	1,2	3	Nd	344	29	10,6	7,6	≈1	26	44	483	165	9,2	7,8
Microgranites	3	7	43	43	7,0	10	Nd	17	0,30	14	4	3,7	110	1	25	Nd	283	71	16,7	13,3	1,3	38	34	402	.	11	11,3
Granite de Chavence (2)	1	<10	.	.	.	.	.	.	.	.	179	.	.	.	.	.	.	23	.	.	.	.	545	714	10.100	.	.

Remarque (1) • Les dosages moyens du granite de Grury en Th variant de 27 à 38 ppm et ceux en U total, qui sont de 14 ppm en roche source profonde des zones minières de la région de Grury, ne sont plus que de 5 à 6 ppm en surface.

Analyse COGEMA • CRPG et CRR NANCY

(2) Mourey, 1985a.

N = Nombre d'échantillons

TABLEAUX: TENDANCES GEOCHIMIQUES DE L'ENSEMBLE DU MASSIF DE LUZY

RÉFÉRENCE	TYPES D'ASSOCIATION MAGMATIQUE	OBSERVATIONS		
Classification A. Lacroix (1933)	Granite monzonitique (sauf Saint-Didier)	Rapport orthose/plagioclase de 0,7 à 1,1 % situé à l'intérieur de la fourchette 0,6-1,6 % - sauf Saint-Didier (0,44)		
Diagramme Streckeisen (1973)	Granite monzonitique dans sa totalité			
Diagramme de la Roche et Leterrier (1973)	Association magmatique subalcaline			
<u>BIOTITES EN MINÉRAUX SÉPARÉS</u> Diagramme Nachit <i>et al.</i> (1985)	Associations magmatiques - calco-alcaline pour Saint-Didier - alumino-potassique pour les granites à cordiérite type Uchon et Luzy-Saint-André - position intermédiaire pour les granites du dôme de Grury	Fig. 6b		
	<u>Granites à biotite et amphibole</u>	<u>Granites à biotite seule</u>	<u>Granites à biotite et cordiérite</u>	
Indice ferrifère des biotites (A)	48 %	52 % (GA et GB)	55 à 60	
Titane (B) biotites	0,23 - 0,41 %	0,44 - 0,55 %	0,32 à 0,36 %	
(réf. roches totales)	(0,57 - 0,88)	(0,39 - 0,42)	(0,28 - 0,38)	
Thorium (C) biotites ppm	63,7 - 47,6	202,8 - 369,2	246 à 290,3	
(réf. roches totales)	(33,0) - (18,6)	(35,5) - (29,3)	(13,7 à 24,9)	
Uranium (D) biotites ppm	5,8 - 6,6	24,4 - 18,0 (GB)	11,4 à 33,6	
(réf. roches totales)	(4,1) - (4,7)	(15) - (15,6)	(4,9 à 8,3)	
Th/U (E) biotites	7,2 - 11,0	20,5 - 8,3	12,8 (moy)	
(réf. roches totales)	(4) - (8)	(1,9) - (2,4)	(2,9) (moy)	
Fluor biotites ppm	4700 (1880)	3,600 (640)	5.580 (moy 6)	
	(roches totales)			

*Observations:*

- Croissance de l'indice ferrifère du granite de type Saint-Didier jusqu'aux granites de type Uchon et Luzy Saint-André (55 à 60 %), les deux granites de Grury (GA-GB) ayant une position (48 %) intermédiaire. A noter que le granite de Saint-Didier a un indice comparable à celui des granites rouges à amphibole comme celui du Mayet-de-Montagne (Peyrel et Didier, 1983).
- Titane. Le granite de Grury possède les biotites les plus titanifères, comparées à la fois à celles des granites à amphibole pourtant riches en Ti dans la roche totale, et à celles des granites à cordiérite faiblement titanifères dans la roche totale.
- Thorium. Accompagnateur de l'uranium lorsque celui-ci est sous la valeur  $U^{+4}$ , le thorium  $Th^{+4}$  peut être considéré comme le témoin de son passage au cours de ses migrations alors qu'il a disparu par lessivage sous la valeur  $U^{6+}$  (Carrat, 1975). Les plus fortes valeurs ont été mesurées sur le granite de Grury GB (36,7 ppm). Les autres valeurs moyennes sur un nombre d'échantillons limité ont donné 27,1 f 10 sur GA, 24 i 6 sur Chevaignes.
- Uranium. Le seul fond géochimique valable provient de l'échantillonnage de mine et de carottes de sondage : il est établi autour de 15 ppm pour la roche totale de Grury GB (mine d'uranium des Jalerys). On peut noter à titre indicatif 11 ppm pour Chevaignes et 12 ppm dans la carrière de Luzy-Saint-André limitrophe de la feuille Bourbon-Lancy.
- Rapport Th/U. L'augmentation de ce rapport depuis la roche totale jusqu'aux biotites peut être interprétée comme le fait d'un réajustement intérieur de l'uranium au sein de la roche. Les phases hydrothermales postérieures à la mise en place subsidus de l'uraninite en sont sans doute responsables. L'augmentation plus accusée observée dans les granites à biotite seule, mais aussi dans les granites à biotite et cordiérite, par rapport aux granites à biotite et amphibole, montrerait la plus grande altération de ces roches dans les phases hydrothermales.

**TABEAU 6 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX**

Nom du Gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Gilly	2.4001	Fe, Pyr, Pb, Zn	Quartz Limonite Pyrite Marcasite Pyrrhotite Galène Chalcopryrite Cérusite Psilomélane	Chapeau-de-Fer Filons	Schiste Calcaire	Les exploitations à ciel ouvert de 1854 à 1856 ont produit 71.500 T de minerai à 35 % de Fer. Zone prospectée par Ste Penaroya. Gîte pratiquement épuisé pour le fer.
Mercury-Chambon Saint-Aubin	2.4002	Fe, F, Ba, Pb	Quartz Limonite Pyrite Marcasite Fluorine Barytine Galène Chalcopryrite	Chapeau-de-Fer Filon N-S	Schiste Calcaire	Tentative d'exploitation. Lors de l'étude du BRGM de la zone de Gilly les profils géochimiques n'ont pas donné d'anomalie. Pb : 20 à 30 ppm Zn : 100 à 210 ppm Cu : 6 à 20 ppm Sb : 12 à 20 ppm
Etang de Mercury	2.4003	Ba	Barytine	Remplissage de fissures	Schiste	Dans les champs au Nord de l'étang, belles minéralisations dans les fissures.
Carrière de Saint- Aubin	2.4004	Cu, Pb, Zn	Quartz Calcite Pyrite Blende Galène Chalcopryrite	Filonnets	Tuffo- lave basaltique	Filonnets visibles au front de taille de la carrière (1973).
Diou	2.4005	Fe, Pb, Zn	Quartz Limonite Pyrite Marcasite Pyrrhotite Galène Chalcopryrite Psilomélane	Chapeau-de-Fer	Schiste Calcaire	Ancienne exploitation à ciel ouvert.

TABLEAU 6 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du Gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Fontête	3.4001	Ba	Quartz Barytine	Filon	Calcaire	Ancienne carrière Prospection géochimique
Les Guerraux Villars	4.4001	F	Quartz Fluorine Pyrite	Filon	Granite de Luzy Recouvrement pliocène	Travaux de H. Marlot, 1880, 2 tranchées de 30 m., puits de 10 m., 2 courts traçages. Sondages P.U.K. en 1965.
Chizeuil	4.4002	Pyr, Cu, Fe, Ba, Pb, Zn	Quartz Pyrite Chalcopyrite Limonite Cuivre gris Bornite Énargite Blende Barytine Galène Colusite Stannite	Chapeau-de-Fer sur amas pyriteux	"quartzite" à andalousite et séricite	Les amas pyriteux, dont les chapeaux de fer ont été exploités au XIXe siècle, s'alignent sur 2 kms. Amas ou lentilles A, amas Foulquier, amas Martin, amas des Roches-Gagneaux. L'exploitation des 3 amas nord était en cours en 1945. En 1950 fut découvert le gros amas des Roches-Gagneaux, qui a assuré jusqu'en 1963 l'essentiel de la production. Concurrence par l'exploitation du gaz de Lacq. Production : 5 Mt de pyrite, 1000 t de cuivre.
Granchamp	4.4003	Cha	Houille	Couches (4)	Schiste Grès	4 couches (1,7 à 4,8 m) irrégulières barrées, faillées, s'amincissant en profondeur, ont été reconnues. Production de 1813 à 1948, entre 150 300 000 t
Mont Perroux	4.4004	Fe, Pyr	Quartz Limonite Pyrite Hématite	Chapeau-de-Fer sur amas pyriteux	"Quartzite" à andalousite et séricite	Les anciennes carrières et leurs haldes témoignent d'une ancienne exploitation sur un prolongement sud de l'unité de Chizeuil.