

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

LUCENAY-L'ÉVÊQUE

par

J. DELFOUR, L. CLOZIER,
J. CORNET, G. LABLANCHE,
R. FEYS

LUCENAY-L'ÉVÊQUE

La carte géologique à 1/50 000
LUCENAY-L'ÉVÊQUE est recouverte
par la coupure CHÂTEAU-CHINON (N° 124)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Corbigny	Saulieu	Pouilly- en-Auxois
Château- Chinon	LUCENAY- L'ÉVÊQUE	Épinac- les-Mines
Fours	Autun	Le Creusot



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France.

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
LUCENAY-L'ÉVÊQUE À 1/50 000**

par

**J. DELFOUR, L. CLOZIER, J. CORNET,
G. LABLANCHE, R. FEYS**

1995

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

— *pour la carte* : DELFOUR J., CLOZIER L., FEYS R., LABLANCHE G. (1995). — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Lucenay-l'Évêque** (524). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Delfour, L. Clozier, J. Cornet, G. Lablanche, R. Feys (1995), 100 p.

— *pour la notice* : DELFOUR J., CLOZIER L., CORNET J., LABLANCHE G., FEYS R. (1995) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Lucenay-l'Évêque** (524). Orléans : BRGM, 100 p. Carte géologique par J. Delfour, L. Clozier, R. Feys, G. Lablanche (1995).

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

ISBN : 2-7159-1524-1

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ	5
ABSTRACT	6
INTRODUCTION	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	7
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	7
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	10
DESCRIPTION DES TERRAINS	13
<i>FORMATIONS DINANTIENNES</i>	13
Tournaisien—Viséen inférieur	13
Viséen supérieur	27
<i>ROCHES PLUTONIQUES</i>	37
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	40
<i>FORMATIONS STÉPHANO-PERMIENNES</i>	43
<i>FORMATIONS SECONDAIRES</i>	45
<i>FORMATIONS QUATERNAIRES ET SUPERFICIELLES</i>	47
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	51
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	56
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	58
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	59
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	59
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	60
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	65
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	65

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	68
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	68
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	72
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	80
AUTEURS	81
ANNEXES	83
<i>ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES CARBONIFÈRES</i>	84
<i>INVENTAIRE DES SONDAGES DANS LE BASSIN D'AUTUN</i>	98
<i>STRATIGRAPHIE DU CARBONIFÈRE ET DU PERMIEN DU BASSIN D'AUTUN ET D'ÉPINAL</i>	

RÉSUMÉ

Une grande part du territoire de la feuille Lucenay-l'Évêque est occupée par les terrains carbonifères ; dans l'angle sud-est s'étend une partie du bassin permien d'Autun. Dans cette région du Nord-Est du Massif central français, incluse dans la zone arverno-vosgienne de la chaîne varisque, l'évolution de ce segment durant l'orogénèse hercynienne est caractérisée par la présence d'un socle cristallophyllien structuré antérieurement du Silurien au Dévonien inférieur. Les dépôts dévono-dinantien déposés sur ce socle, bien que plissés et granitisés au Carbonifère supérieur, sont restés à l'abri de l'intense évolution tectono-métamorphique qui caractérise la partie sud du Massif central.

Au Tournaisien et Viséen inférieur, une sédimentation épicontinentale faite d'alternances de siltites, grès et conglomérats, est alimentée par l'érosion d'un continent proche. Au Viséen inférieur-moyen, l'activité volcanique devient prépondérante et accumule d'abord des coulées de laves basiques, puis des épanchements subaériens de dacites ignimbritiques accompagnés de protrusions de même nature. Ce volcanisme calco-alkalin est caractéristique des zones de collision orogénique. Très localement, des calcaires fossilifères datés du sommet du Viséen moyen, se déposent durant les phases d'accalmie volcanique.

Au Viséen supérieur, une intense activité volcanique, essentiellement aérienne, produit des tufs soudés et des ignimbrites dacitiques et rhyodacitiques. Ce volcanisme calco-alkalin, contrôlé par des fractures ENE-WSW induites lors de la phase épirogénique intra-viséenne, a pour origine la fusion de matériaux sialiques.

L'activité volcanique régnant du Viséen inférieur au Viséen supérieur est accompagnée de la mise en place polyphasée d'intrusions subvolcaniques de granites granophyriques.

Les terrains du Carbonifère inférieur sont vigoureusement plissés lors de la phase orogénique sudète, donnant la structure actuelle du faisceau volcano-sédimentaire du Morvan. Durant cette structuration, d'abord latéralement au faisceau au Carbonifère inférieur, puis de façon généralisée au Carbonifère supérieur, se mettent en place des intrusions de granites monzonitiques et alumino-potassiques.

Les mouvements tardi-hercyniens qui se succèdent du Stéphanien au Saxonien, découpent le bâti paléozoïque et conditionnent la formation, puis la structuration de la caldeira de Montreuillon et du lac intramontagneux permien d'Autun qui se comble graduellement sous l'action d'une sédimentation détritique et organique.

Les fractures qui affectent en grand nombre le socle paléozoïque sont la réactivation des fractures tardi-hercyniennes durant le Mésozoïque et le Cénozoïque sous les contraintes tectoniques induites par les phases orogéniques pyrénéenne et alpine.

ABSTRACT

The Lucenay-l'Évêque 1:50,000-scale map area in the northeast of the French Massif Central is predominantly made up of Carboniferous rocks, although part of the Permian Autun basin extends into the southeast corner. During the Hercynian orogeny, the geological evolution of this region, which forms part of the Arverno-Vosgienne zone of the Variscan Belt, was characterized by the presence of a foliated crystalline basement previously deformed between the Silurian and the Early Devonian. The Devonian—Early Carboniferous (Dinantian) deposits overlying this basement, although folded and intruded by granites during the Late Carboniferous, are not intensely tectono-metamorphosed, as are the rocks in the southern part of the Massif Central.

During the Tournaisian and early Visean, epicontinental sedimentation resulted in interbedded siltstone, sandstone and conglomerate, supplied by erosion products from a neighbouring continent. In the early-middle Visean, volcanic activity predominated, with the accumulation of basic lava flows, followed by sub-aerial sheets of ignimbritic dacite associated with protrusions of the same composition. This calc-alkaline volcanic activity is characteristic of orogenic collision zones. Very locally, fossiliferous limestone, dated as the end of the middle Visean, was deposited during periods of volcanic quiescence.

In the late Visean, intense volcanic activity, essentially sub-aerial, produced welded dacitic and rhyodacitic ignimbrite. This calc-alkaline activity was the result of fusion of sialic material, and was controlled by ENE-WSW faults formed during the intra-Visean epirogenic phase.

Volcanic activity during the Early Carboniferous was accompanied by polyphase subvolcanic intrusion of granophyric granite.

The Early Carboniferous rocks were intensely folded during the Sudete orogenic phase, resulting in the present structure of the volcano-sedimentary belt of Morvan. During the creation of this structural feature, monzonitic and aluminopotassic granites were intruded, first lateral to the Early Carboniferous belt, then widespread during the Late Carboniferous.

Late-Hercynian movements between the Stephanian and Saxonian affected the Paleozoic basement leading to the creation and structural pattern of the Montreuillon caldera and the intra-mountainous Permian Autun lake which was gradually infilled by clastic and organic sediments.

The many faults that cut the Paleozoic basement are the result of late-Hercynian tectonic reactivation in Mesozoic and Cenozoic times during the Pyrenean and Alpine orogenies.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le territoire de la feuille Lucenay-l'Évêque est situé dans la partie centrale du Morvan. Il est partagé entre les départements de la Nièvre à l'Ouest, de la Saône-et-Loire à l'Est et de la Côte-d'Or dans l'angle nord-est, qui présente la particularité d'avoir une enclave en Saône-et-Loire, la commune de Ménessaire. Sauf pour sa partie orientale, ce territoire est inclus dans le parc régional du Morvan.

À l'exception de la dépression causée par le bassin d'Autun dont l'altitude est d'environ 310 m, l'essentiel du territoire de la feuille est une région de reliefs boisés dont les altitudes, souvent au-dessus de 500 m, varient de 350 m à 901 m au Bois-du-Roi, point culminant du massif du Haut-Folin et du Morvan.

Deux grands axes routiers traversent la feuille, l'un d'Ouest en Est (D 978) relie Château-Chinon à Autun, l'autre Nord-Sud (D 980) relie Saulieu à Autun. Le reste du réseau routier dessert des petites agglomérations et un habitat dispersé constitué de domaines agricoles consacrés à l'élevage (bovins et ovins) et de résidences secondaires.

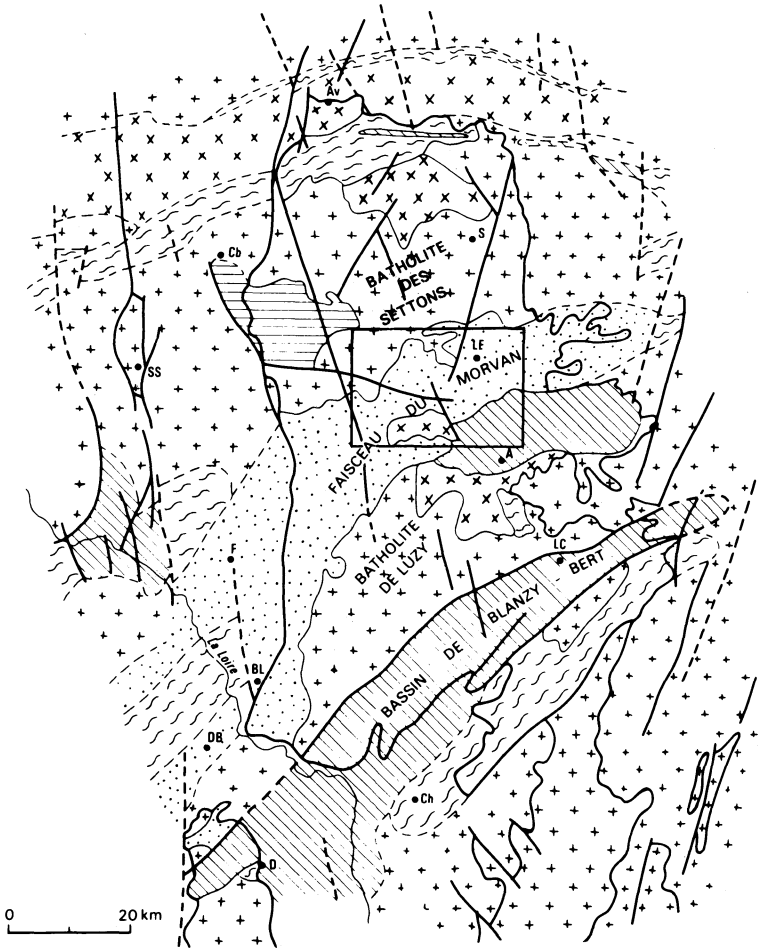
L'exploitation planifiée du vaste domaine forestier (résineux et feuillus) est la principale ressource de la région.

La ligne de reliefs qui s'étend depuis l'Ouest de Ménessaire au Nord jusqu'au Haut-Folin au Sud, sépare le bassin hydrographique de l'Yonne et de la Cure, affluents de la Seine et coulant vers le Nord, du bassin hydrographique que drainent vers le Sud la Canche, la Celle et le Ternin, affluents de l'Arroux qui se jette loin au Sud dans la Loire.









Dans les reliefs du haut Morvan les cours des rivières sont fréquemment encaissés (gorges de l'Yonne et de la Canche) mais s'élargissent au débouché dans le bassin d'Autun. Les petits cours d'eau offrent souvent un profil d'écoulement caractérisé par une succession de paliers à remplissage alluvionnaire, séparés par des verrous rocheux où l'altitude s'abaisse assez brutalement de plusieurs dizaines de mètres. Le cours du ruisseau de la Motte entre la plaine d'Arleuf et l'étang d'Yone, ou du cours de la Canche, en sont des exemples.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL PRÉSENTATION DE LA CARTE

Le territoire de la feuille couvre une partie nord-est du faisceau synclinal du Morvan (fig. 1). Cette grande unité structurale, constituée de terrains dévoniens et dinantiens, s'étend depuis la région de Bourbon-Lancy au Sud jusqu'à celle d'Épinac-les-Mines au Nord-Est. Elle



Av : Avallon; Cb : Corbigny; SS : Saint-Saulge; S : Saulieu; LE : Lucenay-l'Évêque; A : Autun; F : Fours; LC : Le Creusot; BL : Bourbon-Lancy; D : Le Donjon; DB : Dompierre-sur-Besbre; Ch : Charolles.

- | | |
|---|---|
|  Volcanisme stéphano-permien |  Formations dévono-dinantienne |
|  Bassin stéphano-permien |  Formations cristallophylliennes anté-dévonienne |
|  Granite à deux micas |  Faille |
|  Granite à biotite |  Limites de la feuille |

La structure du socle cachée sous la couverture sédimentaire du Mésozoïque et du Cénozoïque est interprétée d'après les données des diverses prospections géophysiques et les sondages (Weber, 1968)

Fig. 1 - Situation géologique de la feuille Lucenay-l'Évêque dans la partie nord-est du Massif central

est bordée au Sud-Est et au Nord-Ouest par de vastes intrusions granitiques mises en place du Namurien au Westphalien.

Avec les faisceaux de la Loire et de la Brévenne, et le prolongement du faisceau du Morvan dans les Vosges méridionales, ce sont les seuls témoins bien conservés permettant de suivre, à travers les divers caractères magmatiques des volcanismes qui se succèdent du Dévonien supérieur au Viséen supérieur, l'évolution géodynamique durant la première moitié de l'orogénèse hercynienne.

L'ensemble appartient au segment nord de la zone interne ou arverno-vosgienne de la chaîne varisque (Autran et coll., 1980). Du Silurien au Dévonien inférieur, l'évolution tectono-métamorphique de la zone interne aboutit, au Dévonien moyen, à la formation d'un socle cristallophyllien dont les témoins apparaissent de façon sporadique depuis les monts du Lyonnais jusque dans le Nord du Morvan : les gneiss de Chastellux.

Si le bâti gneissique et les terrains dévoniens sont absents sur le territoire de la feuille, ce dernier offre néanmoins une grande diversité quant aux unités géologiques représentatives du domaine paléozoïque morvandiau.

Les formations dinantiennes de nature sédimentaire et volcanique, assez largement recoupées d'intrusions granitoïdes comagmatiques, appartiennent au faisceau synclinal du Morvan qui s'étend largement d'Ouest en Est. Ce faisceau synclinal possède en fait une structure complexe où les terrains volcano-sédimentaires du Tournaisien—Viséen inférieur et moyen sont impliqués dans un vague synclinal bordé au Nord et au Sud par les terrains volcaniques du Viséen supérieur affectés eux-mêmes de replis.

Dans l'angle nord-ouest, le faisceau du Morvan est recoupé par le granite de Planchez, qui fait transition avec le granite de Château-Chinon à l'Ouest et celui des Settons au Nord-Est ; des microgranites accompagnent ces intrusions granitiques. Dans l'extrémité nord-ouest, on notera la présence des volcanites acides stéphaniennes du massif du Montreuillon.

Dans le milieu sud du territoire de la feuille, le batholite de granite à biotite et muscovite du Folin est intrusif approximativement dans l'axe du faisceau synclinal du Morvan dont le flanc sud s'étend sur le territoire de la feuille voisine Autun.

L'angle sud-est du territoire de la feuille est occupé par une petite partie du bassin permien d'Autun où les alternances de schistes, grès, arkoses et conglomérats sont largement masquées par les formations meubles du Quaternaire. En raison de sa structure dissymétrique, l'axe du bassin est proche de la bordure sud et se trouve en dehors de cette feuille qui est occupée en totalité par le versant nord du bassin, où les couches plongent doucement vers le Sud, vers l'axe du bassin.

C'est dans la dépression topographique du bassin d'Autun que l'érosion quaternaire a implanté son réseau hydrographique suivant des directions rayonnantes (la Celle, le Ternin, la Drée, la Canche, le Méchet) convergeant vers l'Arroux, seul exutoire du bassin. Il semble que la disposition des vallées ait été induite par la tectonique.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les premières études géologiques concernant la région datent de 1862 avec la parution de la carte géologique de la Nièvre par Bertera et Ebray.

En 1898, B. Renault décrit la flore abondante du petit gisement de houille d'Esnot encaissé dans les terrains du Culm.

Avec la première édition de la carte Château-Chinon à 1/80 000 par Aug. Michel-Lévy, C. Velain et F. Delafond en 1888, sont posées les bases des principales divisions géologiques de la région. L'édition de cette feuille était, pour la partie cristalline du Morvan, l'aboutissement d'une longue série de travaux avec lesquels Aug. Michel-Lévy établissait les premières bases de la pétrographie des roches éruptives, grâce à leur observation en lame mince au microscope polarisant. Ainsi étaient distingués les principaux faciès de granite, diorite, tuf granulitique et porphyre.

Continuant ces travaux et à la suite de campagnes de levés géologiques dans les trois faisceaux synclinaux du Nord-Est Massif central et plus particulièrement dans celui du Morvan, Alb. Michel-Lévy publie son magistral ouvrage sur les terrains primaires du Morvan et de la Loire (1908). La succession stratigraphique des terrains dévono-dinantiens qu'il propose, basée sur ses déterminations paléontologiques et sur celles des auteurs antérieurs, reste peu modifiée de nos jours. L'étude microscopique des roches cristallines et l'interprétation de leurs compositions chimiques lui permettent de clarifier définitivement la nature et l'origine de celles-ci.

On doit donc à Alb. Michel-Lévy les définitions des porphyres pétrosiliceux, à quartz globulaire, microgranitiques (microgranites d'âge viséen supérieur à post-namurien), du granite à biotite, de la granulite (granite à biotite et muscovite), des tufs microgranulitiques (tufs anthracifères ou rhyodacites du Viséen supérieur), des orthophyres et brèches orthophyriques (dacites du Viséen inférieur), des albitophyres et tufs albitophyriques du Famennien. La nature volcanique (andésite et basalte) des diorites et « cornes amphiboliques » sera révélée plus tard par G. Guffroy (1960).

La deuxième édition de la feuille Château-Chinon par Alb. Michel-Lévy et J. Goguel (1937) actualise la succession stratigraphique et les appellations pétrographiques.

Les levés géologiques entrepris dans le cadre de la recherche de l'uranium par le Commissariat à l'énergie atomique à partir de 1952, ont été utilisés pour la troisième édition de la feuille Château-Chinon en 1965.

Le granite de Gien-sur-Cure est décrit intrusif entre le Viséen inférieur et supérieur (Carrat et Weber, 1958), puis daté (Viale, 1961) à 334 ± 7 Ma sur biotite. J. Despois *et al.* (1963) y voient un produit d'exomorphisme du granite des Settons, de même âge. H.G. Carrat (1972) montre l'individualité de ce granite qui est intrusif dans un ensemble d'âge viséen inférieur (tufs de trachyandésite, dacites) largement dominants sur les terrains grésoschisteux et sur des tufs à affinités basaltiques (andésites-basaltes), et non pas dans les tufs de rhyolite (rhyodacites) du Viséen supérieur.

Dans son étude de quelques chapeaux de fer du Morvan, R. Trinquard (1962) décrit les zones oxydées ayant souvent fait l'objet de tentatives d'exploitation. Sur le territoire de la feuille Lucenay-l'Évêque, il décrit les anciens travaux dispersés entre le Châtelet et les Montarnus et ceux de Dront, ainsi que l'environnement géologique proche et la nature des filons et des minéralisations associées.

Dans sa note sur l'âge des calcaires du Morvan et du Forez, B. Mamet (1968) donne une description de la faune du calcaire de Cussy-en-Morvan et lui attribue un âge viséen inférieur. Cet âge est précisé par D. Vachard (1976).

De 1974 à 1976, le BRGM entreprend la recherche de minéralisations sulfurées liées aux terrains volcano-sédimentaires. À la suite des travaux de B. Mehier (1976) et B. Morel (1976), le volcanisme d'arc ou de cordillère, de nature principalement aérienne ou subaérienne, s'avère peu susceptible de contenir des minéralisations importantes, les principaux chapeaux de fer observés étant dus à l'oxydation de zones filoniennes quartzzeuses ou simplement silicifiées, à pyrite.

À la même époque, le BRGM effectue une étude métallogénique des deux gîtes de fluorine de Voltennes et de Maine (Joseph, 1974). La position structurale de ces filons encaissés dans les tufs viséens est interprétée à l'aide des données de la cartographie géologique, d'une étude photogéologique et de levés géophysiques au sol : magnétisme et gravimétrie (Debéglia *et al.*, 1972; Joseph *et al.*, 1973). Les filons de quartz porteurs de fluorine et barytine sont datés du Lias inférieur (Joseph *et al.*, 1973, 1974).

De 1964 à 1980, J.P. Galtier publie une série d'articles où il décrit la flore et le milieu à l'origine du dépôt de charbon d'Esnot (Galtier, 1971, 1980). Son étude est complétée par G.M. Rex (1986) qui confirme l'âge viséen supérieur.

F. Delafond avait publié en 1889 une étude accompagnée d'une carte du bassin houiller et permien d'Autun. L'étude du bassin n'est

reprise qu'en 1942 par P. Pruvost puis par H. Falke et R. Feys (1958), R. Feys et C. Gréber (1964), et de nouvelles données stratigraphiques sont apportées par J. Doubinger et F. Elsass (1979), G. Farjanel, R. Feys et P. Marteau (1985).

Dans sa thèse, P. Marteau (1983) donne, à la suite des travaux de reconnaissance et d'études géologiques faites par le BRGM de 1979 à 1982, une description stratigraphique, sédimentologique et structurale du bassin.

Les levés et le tracé des contours géologiques de la présente feuille ont été effectués de 1987 à 1992 par une équipe du BRGM :

- pour les formations du Carbonifère (terrains volcano-sédimentaires et granitiques), par J. Delfour ;
- pour les formations permienes du bassin d'Autun, par R. Feys ;
- pour les formations secondaires, par G. Lablanche ;
- pour les formations quaternaires et superficielles, par L. Clozier.

Dans le domaine carbonifère, les levés des affleurements ont été appuyés par une étude photogéologique principalement orientée sur la fracturation, la diversité lithologique des unités géologiques restant peu perceptible sous le couvert végétal important.

Les principales unités magmatiques, déjà bien caractérisées par les travaux antérieurs (feuille Château-Chinon), occupent des domaines bien définis : massif granitique du Folin, granite des Settons.

Le granite de Gien-sur-Cure, bien que présentant des teintes variant du gris au rouge, offre des caractères pétrographiques qui permettent de le distinguer des volcanites encaissantes ou des microgranites tardifs.

En ce qui concerne les volcanites acides, la distinction entre celles appartenant respectivement au Viséen inférieur et au Viséen supérieur n'est pas toujours aisée. Les compositions pétrographiques et géochimiques restant proches, c'est sur des critères structuraux qu'il faut trancher.

Les études pétrographiques en lame mince ont été complétées par des analyses de roches (éléments majeurs et en traces) et de minéraux (à la microsonde électronique), permettant une meilleure interprétation des caractères géochimiques des volcanites et des granitoïdes (*cf.* annexes).

Les données concernant la localisation, les caractères lithologiques et structuraux, et résumant les 7134 observations faites sur les affleurements de roches dinantiennes et granitiques, ont été saisies sur le terrain à l'aide d'un microordinateur de poche, puis transmises dans une base de données informatisée (logiciel PC). Celle-ci peut donc être consultée et complétée.

Pour la partie du bassin permien d'Autun comprise dans cette feuille, on a largement utilisé les informations fournies par les travaux miniers anciens. Les informations rassemblées peu avant ou après la cessation définitive de l'activité minière dans la région constituent une documentation de très haute valeur. On a de plus bénéficié des sondages de la réestimation effectuée récemment par le BRGM. Il en résulte que, malgré les formations superficielles qui dans ce secteur masquent les affleurements de façon presque continue, on dispose d'une connaissance à peu près parfaite du sous-sol.

Un levé régulier des formations superficielles, complété par quelques sondages légers réalisés à la mototarière, ainsi que l'exploitation des coupes des sondages de reconnaissance pour les schistes bitumineux, ont permis de dégager un certain nombre d'unités.

Chacune de ces unités a été cartographiquement accompagnée d'indications d'épaisseur chaque fois que cela était possible.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS DINANTIENNES

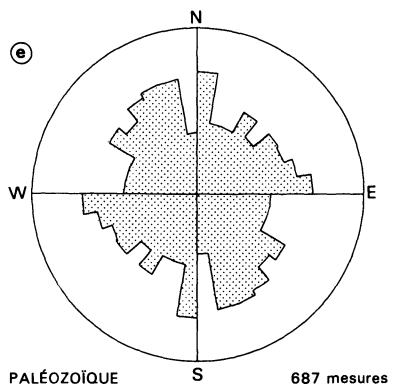
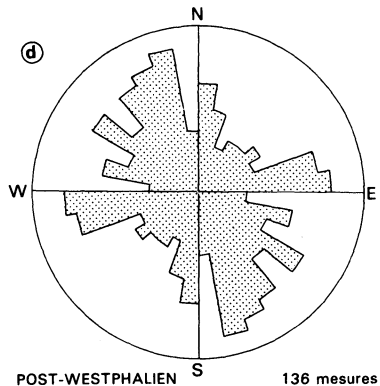
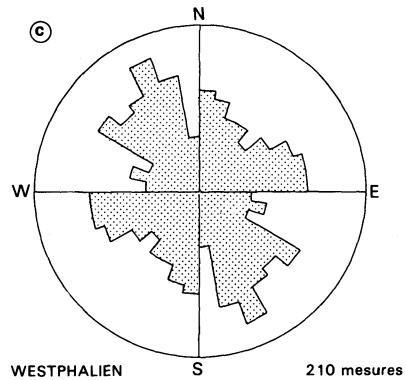
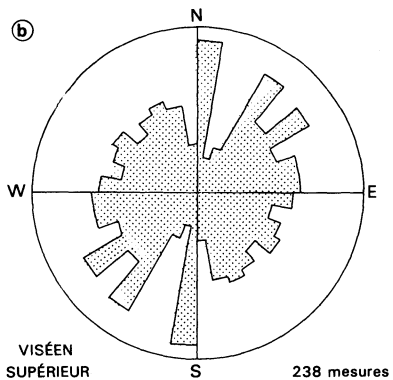
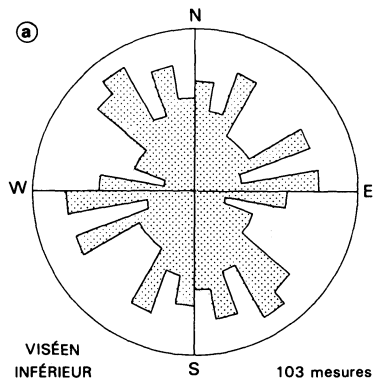
Tournaisien—Viséen inférieur

Dans ce que l'on peut considérer comme le flanc nord du faisceau synclinal du Morvan, l'ensemble des terrains sédimentaires et volcaniques est recoupé par de nombreux filons et stocks de granodiorite. Cette association de roches volcano-sédimentaires (Tournaisien—Viséen inférieur) et subvolcaniques (Viséen supérieur) se retrouve vers le Sud-Ouest sur les feuilles Château-Chinon (Carrat *et al.*, 1986) et Fours (Delfour *et al.*, 1992). Sur cette dernière feuille comme plus au Sud dans le faisceau du Morvan (Delfour *et al.*, 1988, 1990, 1991), on peut distinguer une unité sédimentaire, faite de dépôts détritiques fins à grossiers d'origine terrigène, à laquelle succède une unité volcanique, débutant localement par des laves basiques et constituée de dacites et roches pyroclastiques associées.

Dans la région du Puits (feuille Autun), des dépôts sédimentaires identiques, situés à la base de l'unité sédimentaire, ont fourni une microflore d'âge strunien (limite Dévonien/Carbonifère; Coulon *et al.*, 1980).

À l'Huis-Prunelle et surtout à Cussy-en-Morvan, les lentilles calcaires accolées aux dacites de l'unité volcanique contiennent une faune abondante d'âge viséen moyen (Mamet, 1968), ou plus précisément pour Cussy, à la limite du Viséen inférieur et du Viséen moyen, soit V1b gamma/V2a d'après D. Vachard (1976).

On retrouve avec ce dernier âge les mêmes limites stratigraphiques connues dans les autres faisceaux dévono-dinantiens du Nord-Est



Amplitude du cercle extérieur = 20 %

Fig. 2
Distribution des directions
des diaclases dans les principales
unités du Paléozoïque

Massif central, de la montagne Bourbonnaise (Chichery, 1938) et de la Loire (Mamet, 1968).

Unité sédimentaire

Les sédiments, dont l'âge s'étend probablement du Tournaisien au Viséen inférieur, affleurent de façon très discontinue, le plus souvent en panneaux de plusieurs hectomètres à kilomètres flottant dans les intrusions de granodiorite. Ces sédiments occupent plus régulièrement le pourtour de l'unité volcanique.

h₁-2. **Alternances de siltites, grès et conglomérats.** Les trois faciès lithologiques principaux — siltites, grès et conglomérats —, qui constituent l'essentiel de l'unité sédimentaire, alternent généralement en bancs dont les épaisseurs varient de quelques décimètres à plusieurs mètres.

● **Siltites.** Les siltites sont les roches les plus communes et sont réparties à peu près régulièrement dans l'ensemble des bandes de terrain occupé par l'unité sédimentaire.

Ce sont des roches à grain fin, de couleur grisâtre plus ou moins sombre ou verdâtre, généralement vert kaki. Leur dureté est moyenne, celle-ci diminuant sous l'action de l'altération superficielle. Elles se débitent en petits fragments parallélépipédiques et finissent par donner un sol rougeâtre. Il faut cependant noter que ces roches, de par leur composition chimique, sont peu sensibles à l'altération météorique et que les sols développés à leurs dépens sont généralement de faible épaisseur : les siltites délitées et peu altérées se retrouvant couramment sous quelques décimètres de sol.

Les siltites peuvent être massives, sans stratification distincte, et forment alors des couches de plusieurs mètres, voire dizaines de mètres de puissance. Elles présentent aussi un fin litage sédimentaire ou laminations faites d'alternances, infra- à plurimillimétriques, de lits clairs à petits grains de quartz microscopiques et de lits sombres argileux. Ces laminations sont régulières ou affectées de microravonnements ou de stratifications obliques.

Si les plans de stratification des siltites, matérialisés par les laminations, sont fréquemment redressés, on n'observe pas de plis à l'échelle de l'affleurement ; ceux-ci sont de grande amplitude, décamétrique à hectométrique.

Les siltites offrent un réseau de diaclases souvent serrées dont les directions principales matérialisent les contraintes tardi- et posthercyniennes (fig. 2a). Certains plans de diaclase sont accompagnés de kink. À proximité des accidents cassants, des failles, les siltites peuvent être intensément déformées avec une structure cataclastique.

● **Grès.** Les grès de couleur grisâtre (pâle, vert, rosâtre) à beige et à grain fin (0,1 à 3 mm) sont interstratifiés dans les siltites et avec une abondance plus marquée dans la partie orientale de l'unité sédimentaire.

Les bancs de grès ont quelques centimètres à quelques décimètres de puissance et se succèdent ou sont séparés par des interlits silteux et quelques centimètres d'épaisseur. La stratification y est localement très régulière (600 m au Sud de Bussy). Les termes plus grossiers, grès et microconglomérats à galets de 0,5-1 cm, sont fréquemment associés aux niveaux de conglomérats (Rainache). Ils forment aussi des couches de plusieurs mètres de puissance, massives, sans stratification exprimée.

Les études en lame mince révèlent trois faciès principaux :

- grès fin, immature, à lits de quelques centimètres contenant des grains anguleux ou subarrondis de quartz, quartzite, silixite (lydienne) abondants, et à lits où la matrice silteuse est plus abondante ;
- grès grossier à grains anguleux de quartz mono- et polycristallin, quartzite, silixite, grains moins fréquents de feldspath potassique et de plagioclase, dans une matrice de chlorite et séricite. Les agrégats de biotite de néoformation sont dus à l'action du métamorphisme thermique induit par les intrusions de granite et granodiorite environnantes ;
- grès plus ou moins silicifié, tendant vers le quartzite, où les contours des grains s'estompent, la matrice recristallise et les veinules secondaires de quartz parcourent la roche en tous sens.

Ce dernier faciès est caractéristique des bancs de grès soumis aux mouvements tectoniques. À l'extrême, la roche prend l'aspect d'un filon de quartz, de teinte ocre à violacée, traversé de veines de quartz blanc à grisâtre (cote 693 au Nord du Fragny).

• **Conglomérats** (h1-2 [1]). Les conglomérats se répartissent surtout dans le pourtour nord du massif de volcanites d'Anost. Ils ont aussi une couleur grisâtre à gris verdâtre où tranchent les galets de quartz blanc, quartzite gris, lydienne noire et plus rarement de siltite. La taille moyenne des galets varie de 1 à 4 cm, mais atteint couramment 8 cm.

Communément interstratifiés dans les alternances de grès et de siltite, en bancs décimétriques à métriques où ils marquent des apports intermittents de plus forte énergie, ils forment aussi des couches massives, épaisses, sans stratification bien marquée (bande de 3 km s'étendant au Sud-Est du Montiant en forêt d'Anost).

Localement, 500 m SSW et 1 km Sud-Est des Champs-de-Chose, Nord-Est de la Verdunue (Nord-Est de Ménessaire), des galets de calcaire ont été notés aux côtés des galets de quartz, quartzite et lydienne.

En lame mince on observe les mêmes constituants détritiques que dans les grès, plus des grès pélitiques, fins à grossiers, plus ou moins quartzifiés, et parfois des dacites microlitiques. La matrice gréseuse varie en abondance et contient chlorite, séricite, muscovite et quelques zircons détritiques. Le métamorphisme thermique développe des agrégats de biotite de néoformation.

La remobilisation de la silice sous l'action des contraintes tectoniques y est aussi poussée que dans les grès (Sud du mont Martin), se

confondant localement avec les vrais filons de quartz (flanc nord-ouest du mont Robert). Dans ces pseudo-filons parcourus de nombreuses veines de quartz, les contours des galets restent encore discernables.

● **Milieu de dépôt - Structure.** La sédimentation à l'origine des alternances de siltites, grès et conglomérats, traduit des apports irréguliers et de dynamique variée. L'aire de sédimentation, à caractère deltaïque, en eaux peu profondes et même parfois émergée (0-200 m), est alimentée par des matériaux de nature torrentielle venant d'un continent proche (coexistence de fossiles marins et de débris de plantes flottées). Les alternances répétées de sédiments fins terrigènes et de dépôts clastiques grossiers sont le résultat final de multiples reprises sédimentaires (turbidites) dans un milieu dont l'instabilité est causée à la fois par des phases d'érosion contrastée (crues brutales), la subsidence du bassin et les perturbations dues à l'activité volcanique.

Les directions de stratifications relevées dans les grès et les conglomérats, comme dans les siltites, donnent peu d'indications sur la structure d'ensemble de l'unité sédimentaire. Dans la bande méridionale, les sédiments sont fragmentés en petits blocs par des failles à dominantes NW-SE et NE-SW, et nombre de stratifications notées sont calquées sur ces directions. Ceci marque l'influence de la fracturation tardi-hercynienne sur l'orientation finale des couches stratifiées.

La disposition des unités sédimentaire et volcanique en trois massifs dans le milieu du territoire de la feuille, suggère trois cuvettes synclinales, régies par des axes de plissements NE-SW et NW-SE, mais digérées par les intrusions granitoïdes de Gien-sur-Cure.

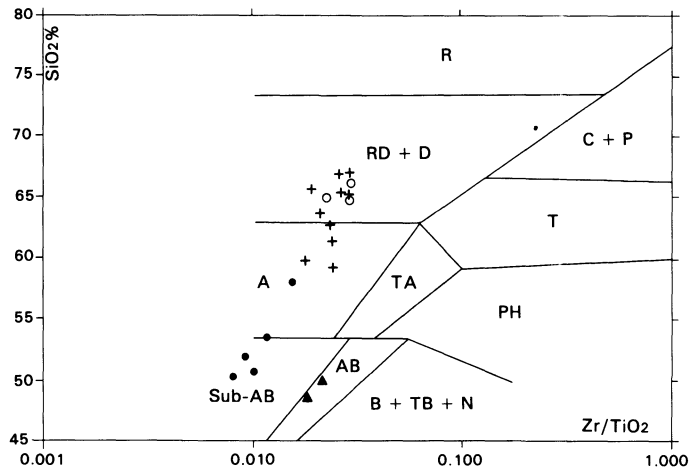
Les diaclases formées dans les grès et les conglomérats lors des phases tectoniques ont les mêmes directions que celles affectant les siltites (fig. 2a). On observe cependant, dans les alternances de grès et de siltites, une certaine réfraction des plans de diaclase au passage d'une roche à l'autre.

Unité volcanique

Cette unité s'étend selon trois massifs d'inégale extension et dans quelques petits lambeaux, l'ensemble étant inclus dans les intrusions de granitoïdes du Viséen supérieur.

h₁₋₂αβ. Coulées d'andésites-basaltes. Déjà signalé dans le secteur des Brenets (3^e édition 1/80 000 Château-Chinon) sous l'appellation de « cornes amphiboliques » attribuées au Dévonien, ce volcanisme basique a été cartographié plus largement dans la butte du Télégraphe, au Sud de la forêt d'Anost et dans plusieurs petits lambeaux dispersés entre Vaumignon et l'Est de Cussy-en-Morvan. Dans ces secteurs, les volcanites sont interstratifiées dans les siltites, grès et conglomérats ou se placent entre l'unité sédimentaire et les dacites sus-jacentes.

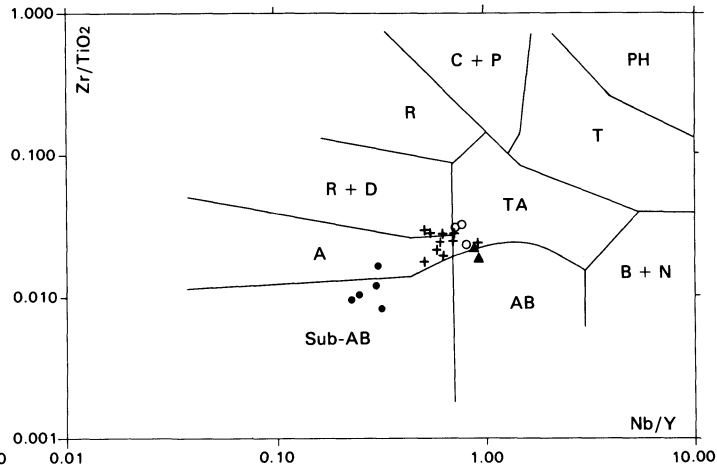
Si les quelques analyses chimiques révèlent une majorité de termes



- Andésites, basaltes du Tournaisien-Viséen inférieur
- Dacites, rhyodacites du Tournaisien-Viséen inférieur
- + Dacites, rhyodacites du Viséen supérieur
- ▲ Basaltes des Pelletiers (Stéphanien?)

Sub-AB : basalte subalcalin; A : andésite; RD + D : rhyodacite et dacite; R : rhyolite; AB : basalte alcalin; TA : trachyandésite; T : trachyte; C + P : comendite et pantellérite; B + TB + N : basanite, trachybasanite et néphéline; Ph : phonolite

Fig. 3 - Position des roches volcaniques carbonifères sur la grille de classification SiO₂ - Zr/TiO₂ (Floyd et Winchester, 1978)



- Andésites, basaltes du Tournaisien-Viséen inférieur
- Dacites, rhyodacites du Tournaisien-Viséen inférieur
- + Dacites, rhyodacites du Viséen supérieur
- ▲ Basaltes des Pelletiers (Stéphanien?)

Sub-AB : basalte subalcalin; A : andésite; RD + D : rhyodacite et dacite; R : rhyolite; AB : basalte alcalin; TA : trachyandésite; T : trachyte; C + P : comendite et pantellérite; B + TB + N : basanite, trachybasanite et néphéline; Ph : phonolite

Fig. 4 - Position des roches volcaniques carbonifères sur la grille de classification Zr/TiO₂ - Nb/Y (Floyd et Winchester, 1978)

basaltiques, la distinction d'avec les andésites, également abondantes, n'a pu être faite sur le terrain.

Ce sont des andésites et basaltes porphyriques, roches gris-vert sombre, finement porphyriques où les tailles des plagioclases et des minéraux ferromagnésiens varient de 0,2 à 2 mm (ex. : Sud de la forêt d'Anost). Les faciès amygdalaires (sommets de coulée: bande de Dront), parfois même très amygdalaires (scories de sommet de coulée: forêt de Sanclerge), sont rencontrés avec des vacuoles de 0,2 à 4 mm, remplies de calcite et de chlorite.

Au microscope, ces laves sont constituées de phénocristaux subautomorphes de plagioclase zoné (oligoclase à andésine) plus ou moins altérés, parfois groupés en texture glomérophyrique; pour les termes andésitiques, de phénocristaux subautomorphes d'amphibole altérés en chlorite et calcite ou, pour les termes basaltiques, de grands phénocristaux de clinopyroxène (augite) zonés, parfois polycristallins, peu à moyennement altérés en chlorite. Le fond fluidal est finement microlitique mais souvent opacifié par des minéraux secondaires, plus largement cristallisés dans les amygdales: chlorite bleu sombre à brun cuivré, calcite et quartz-calcédoine.

● **Autobrèches** ($h_{1-2}\alpha\beta_{(1)}$). Le chemin montant au sommet du Télégraphe entaille des basaltes autobrèchiques, c'est-à-dire des laves contenant des fragments de lave de même nature. La structure bréchique est bien visible sur les surfaces légèrement altérées, les éléments atteignent plusieurs centimètres et ont des contours irréguliers.

Ces autobrèches sont également abondantes au Nord de Velée, avec des phénocristaux de plagioclase de 1 à 2 mm et des minéraux ferromagnésiens plus petits, de 0,2 mm. La structure hétérogène s'observe bien au microscope, la pâte fluidale porphyrique fine et microlitique contournant les fragments de lave de texture et composition minérale identiques.

● **Géochimie***. Les quelques analyses chimiques dont on dispose, révèlent un volcanisme basaltique (fig. 3 et 4), calco-alkalin (fig. 5 et 6) lié aux zones de compression des domaines orogéniques (fig. 7). La composition des clinopyroxènes, partiellement altérés, confirme en quelque sorte ce type de lignée et son cadre géotectonique (fig. 8).

La tendance tholéiitique (fig. 8c) est un des caractères magmatiques souvent rencontrés dans les volcanismes basiques épanchés du Dévonien supérieur au Viséen inférieur.

● **Conditions de mise en place - Structure**. Les coulées d'andésites et basaltes se sont épanchées dans un milieu instable d'eaux peu profondes favorisant les laves scoriacées et vacuolaires. Ultérieurement, sous l'action des mouvements tectoniques, ces roches ont subi les mêmes déformations modérées que les sédiments dans lesquels elles

* Tableau 1, en annexe.

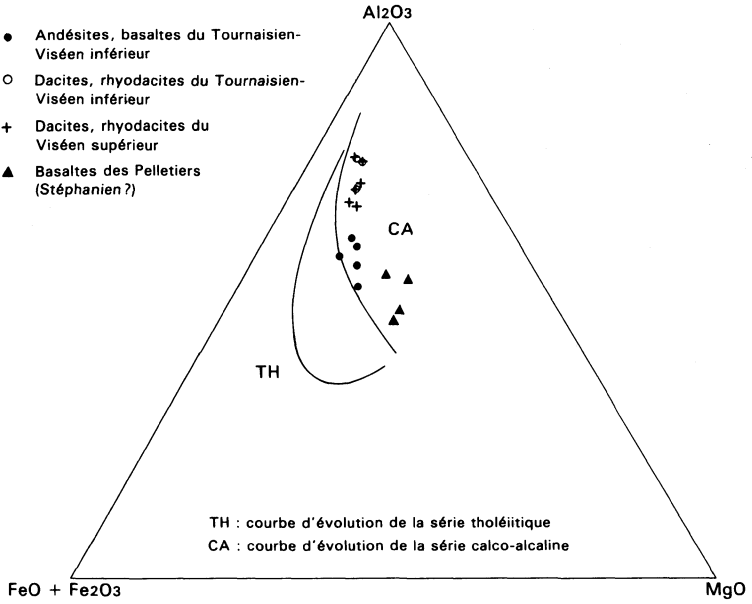


Fig. 5 - Position des roches volcaniques carbonifères sur le diagramme de Besson et Fonteilles (1974)

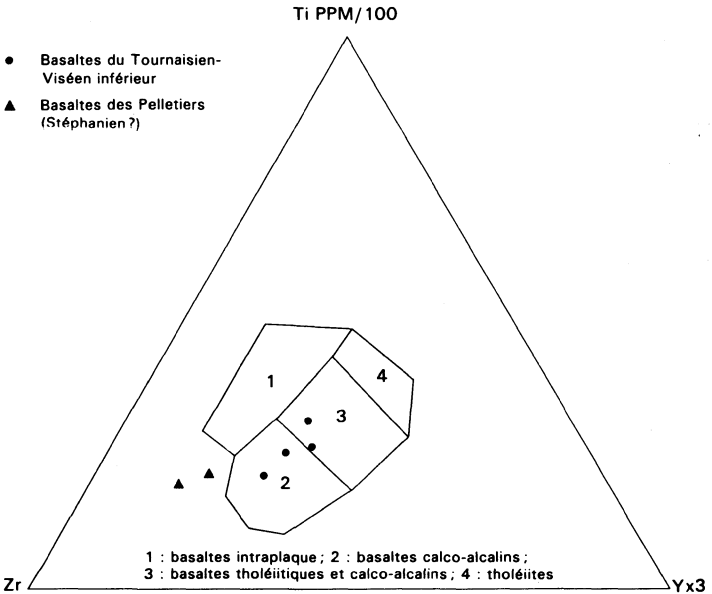
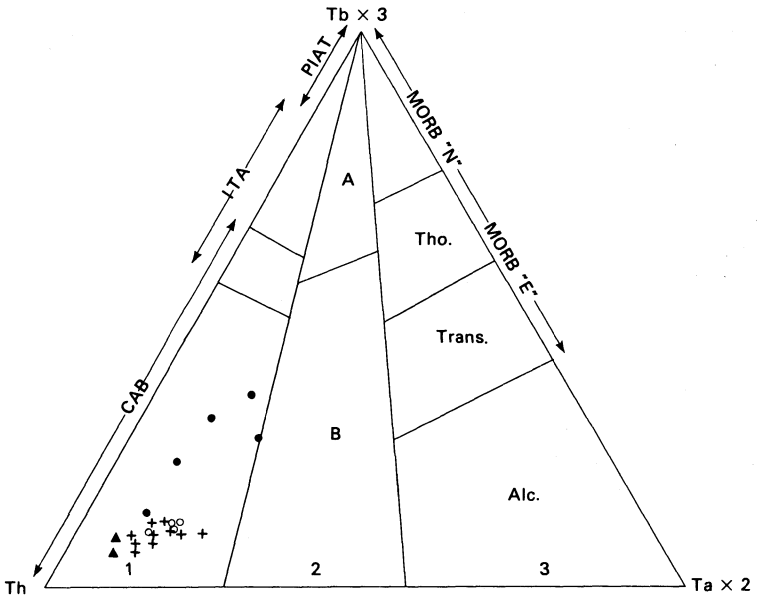


Fig. 6 - Position des roches volcaniques basiques carbonifères (SiO₂ : 46 à 54 %) sur le diagramme discriminant de Pearce et Cann (1973)



- Andésites, basaltes du Tournaisien-Viséen inférieur
- Dacites, rhyodacites du Tournaisien-Viséen inférieur
- + Dacites, rhyodacites du Viséen supérieur
- ▲ Basaltes des Pelletiers (Stéphanien?)

1 : domaine orogénique des arcs insulaires et des marges continentales actives ; 2A : domaine intermédiaire des tholéiites continentales au sens large ; 2B : domaine intermédiaire des séries des bassins avant-arc et arrière-arc immatures ; 3 : domaine non orogénique des séries volcaniques associées aux zones en distension : rift continental ou océanique, ou série intraplaque ; MORB «E» : MORB enrichi ; MORB «N» : MORB normal ; Tho. : basaltes tholéiitiques ; Trans. : basaltes transitionnels ; Alc. : basaltes alcalins ; PIAT : tholéiites d'arc primitives ; IAT : tholéiites d'arc insulaire ; CAB : basaltes calco-alcalins.

Fig. 7 - Position des roches volcaniques carbonifères sur le diagramme discriminant les sites géodynamiques (Cabanis et Thiéblemont, 1986)

sont installées. Aucun pli n'a été décelé à l'échelle de l'affleurement et le réseau des diaclases offre les mêmes directions dominantes que l'unité sédimentaire (fig. 2a).

h₁-2p_α. Coulées de dacites-rhyodacites, tufs et brèches associés.
Ces roches affleurent principalement dans trois massifs d'inégale importance. Dans le secteur des Brenets, elles succèdent aux andésites et basaltes ; dans le secteur des Plats au Nord de Cussy-en-Morvan et dans le grand massif d'Anost, elles surmontent les alternances de siltites, grès et conglomérats.

La 3^e édition de la feuille Château-Chinon à 1/80 000 différencie mal ces volcanites sous le terme de « tufs de trachyandésites » ou les inclue dans le complexe de Lucenay-l'Évêque, mélange de tufs, siltites et granite de Gien-sur-Cure.

L'essentiel du volcanisme dacitique est constitué de laves grisâtres (gris-vert, gris-rouge, gris violacé) en cassure fraîche. Sous l'action de l'altération météorique, les diaclases de la roche se couvrent d'une patine brune riche en oxydes de fer et de manganèse. Plus profondément altérée, la roche devient tendre, de couleur brune à rouge violacé. Le faciès le plus commun présente des phénocristaux de plagioclase de 1 à 4 mm, plus ou moins abondants, et des phénocristaux de minéraux ferromagnésiens, biotite ou amphibole, de taille plus réduite, 0,25 mm. L'absence quasi constante de phénocristaux de quartz, classe ces roches dans les dacites et rhyodacites.

L'abondance des diaclases et de la patine ferrugineuse ne permet pas de distinguer cartographiquement les principaux termes de ce volcanisme, à savoir les dacites amygdalaires, porphyriques fines, les dacites ignimbritiques, les tufs lithiques et les brèches dacitiques ; seules ces dernières ont pu être localement distinguées (cf. *infra*). L'examen en lame mince confirme ces divers types de matériaux volcaniques qui, par leurs textures et compositions minérales, rappellent les différents termes constituant les unités volcaniques de même âge affleurant sur les territoires des feuilles Fours, Autun et Bourbon-Lancy :

— les dacites porphyriques, gris-vert à gris violacé, rencontrées principalement dans le massif des Plats, contiennent des phénocristaux sub- à automorphes d'oligoclase (à andésine), parfois groupés en glomérules, mais de petites tailles (1 mm) et des phénocristaux plus petits (0,2 mm) de biotite ou amphibole chloritisées. Le fond est à texture intersertale ou microlitique, avec une fluidalité irrégulière et contournée et parfois des amygdales remplies de chlorite et quartz secondaire. Ce type de roche se rencontre généralement dans des masses homogènes dans le Viséen inférieur du faisceau du Morvan et qui sont d'anciens dômes de laves ;

— un peu de quartz, en phénocristaux à golfes de croissance (habitus

rhyolitique), est présent très localement (maquis Socrate et Nord du mont Martin en forêt d'Anost) dans des termes rhyodacitiques ;

— la texture ignimbrétique des dacites gris-vert à gris rougeâtre est parfois observable sur le terrain. Elles affleurent au Sud-Est du sommet du Télégraphe, au Nord du sommet de Montiant, au Nord-Ouest des Miens et dans la bande de terrain s'étendant du Montagnon-Dessus aux hauteurs boisées au Nord de Moncinet. La roche présente en lame mince des phénocristaux sub- à automorphes d'oligoclase, de biotite et/ou amphibole chloritisées et quelques phénocristaux xénomorphes de feldspath potassique dans un fond fluidal vitroclastique recristallisé ;

— les tufs lithiques grisâtres ont été rencontrés dans la zone de passage de l'unité sédimentaire à l'unité volcanique (maquis Socrate, Nord du Creux) ou dans les volcanites (Est des Miens). Les fragments lithiques ou lapillis de quelques millimètres, de lave dacitiques à textures diverses (porphyrique, microlitique), sont associés à des cristaux d'oligoclase et à quelques cristaux de biotite et d'amphibole et rares quartz.

Le milieu d'eaux peu profondes dans lequel se sont épanchées les laves dacitiques tend localement à l'émersion, comme en témoigne les faciès ignimbrétiques.

● **Autobréches** ($h_1-2\rho\alpha[1]$). Elles se distinguent à l'affleurement par la présence de grands éléments de lave finement porphyrique dont la taille peut atteindre plusieurs centimètres, mais qui sont emballés dans une matrice de même nature. Elles forment une bande d'environ 2 km au Sud-Ouest des ignimbrites des Miens.

En lame mince, les éléments de lave porphyrique (faciès dôme) à phénocristaux automorphes d'oligoclase et fond microlitique avec quelques minéraux ferromagnésiens chloritisés, sont emballés dans une matrice à cristaux d'oligoclase, ferromagnésiens et lapillis plus ou moins petits ; certains de ces lapillis présentent un débit perlitique.

Ces autobréches dacitiques ont la même origine que celles de nature andésito-basaltique (sommet de coulée).

● **Lentilles calcaires** ($h_1-2\rho\alpha[2]$). Dans l'ancienne carrière qui entaille le flanc nord de la butte du Bouloi à 1,2 km de Cussy-en-Morvan, la lentille calcaire a été presque entièrement exploitée. Le front de taille principal, représentant l'éponte orientale de la lentille calcaire, est constitué de dacite porphyrique (faciès de dôme de lave) et de tuf dacitique à cristaux de plagioclase. Ce front présente de nombreux plans de friction et petits miroirs de faille.

Dans une seconde carrière, plus petite et située immédiatement au Sud, un peu de calcaire noir, bréchié est encaissé dans des dacites porphyriques.

Le calcaire encore présent sur le côté ouest de l'entrée de la carrière principale, c'est-à-dire à l'éponte ouest de la lentille exploitée, est une

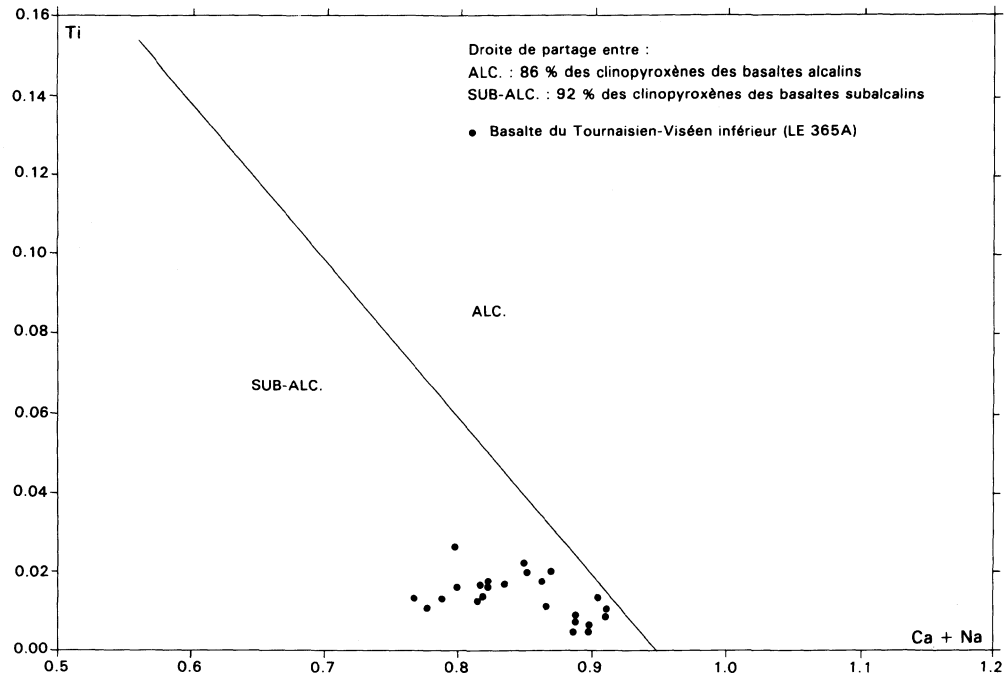
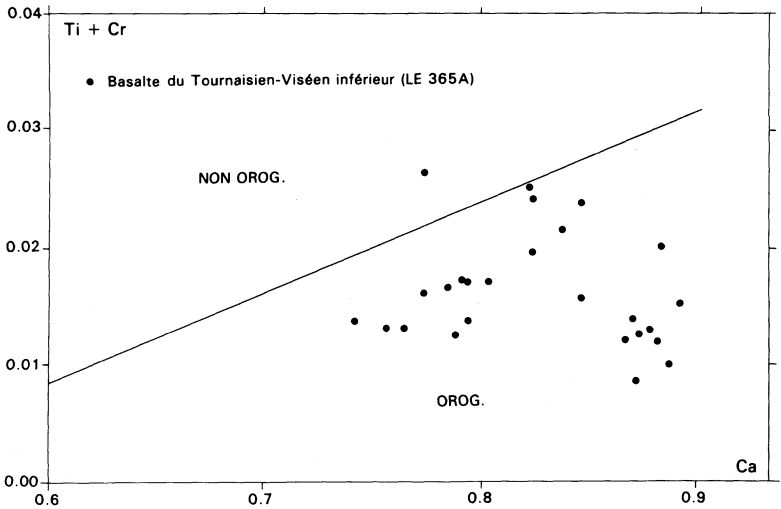
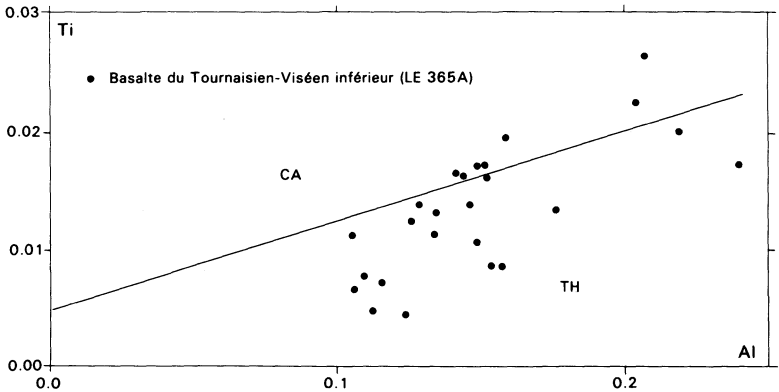


Fig. 8a - Position des clinopyroxènes sur le diagramme discriminant les basaltes alcalins et subalcalins
 (Leterrier *et al.*, 1982)



Droite de partage entre :
NON-OROG. : 81 % des clinopyroxènes des basaltes non orogéniques
OROG. : 80 % des clinopyroxènes des basaltes orogéniques

Fig. 8b - Position des clinopyroxènes sur le diagramme discriminant les basaltes orogéniques et non orogéniques (Leterrier *et al.*, 1982)



Droite de partage entre :
CA : 77 % des clinopyroxènes des basaltes calco-alkalins
TH : 81 % des clinopyroxènes des basaltes tholéïtiques

Fig. 8c - Position des clinopyroxènes sur le diagramme discriminant les basaltes calco-alkalins et tholéïtiques de la série orogénique (Leterrier *et al.*, 1982)

roche grise, boudinée (ou conglomératique), se débitant en blocs de 50-80 cm et associée à une calcarénite grise (carbonates, grains de quartz et de lave microlitique) et à des siltites noires. L'ensemble, vertical et puissant de plusieurs mètres, est orienté N160°E.

Le calcaire fossilifère a été daté du Viséen dès 1888 par S. Meunier, puis Viséen inférieur par Alb. Michel-Lévy (1908) grâce à la faune de brachiopodes et de polypiers et la microfaune de bryozoaires et de foraminifères. Cet âge est repris par B. Mamet (1968) qui compare les espèces à celles des calcaires de la région de Roanne.

En 1976, D. Vachard décrit les divers microfaciès : grainstones, pakstones et wackestones à ostracodes, indicateurs d'une sédimentation en eaux calmes et peu profondes (< 200 m) sur un haut-fond. Il recense l'abondante microfaune (*Archaediscus* sp., *A. krestovnikovi*, *Planoarchaediscus* sp., *Endothyra laxa*, *Brunsiina uralica*) et la date entre le sommet du Viséen inférieur (V1b gamma) et la base du Viséen moyen (V2a).

Il ne reste qu'un rocher calcaire de 1 × 1 m dans la petite excavation située dans un bosquet à 400 m au Sud-Ouest de l'Huis-Prunelle ou à 250 m au Nord-Ouest des maisons des Roux. C'est un calcaire gris, un peu lité, orienté N110°E et pendage 50°N. Là encore, la lentille calcaire est dans un environnement de dacites du Viséen inférieur. Alb. Michel-Lévy (1908) y décrit une microfaune d'*Endothyra* identique à celle de Cussy-en-Morvan.

Ces deux lentilles de calcaire bien datées du Viséen inférieur-moyen sont les seuls témoins, dans le faisceau du Morvan, d'une sédimentation carbonatée largement développée dans le faisceau de la Loire. Là, les calcaires fossilifères, de même âge, forment de puissantes assises accompagnées de calcaires conglomératiques et de conglomérats à galets de calcaire.

● **Géochimie** * . À ce stade d'altération, les seuls éléments majeurs sont insuffisants pour effectuer une diagnose géochimique. Parmi ces éléments, les plus stables définissent une lignée calco-alkaline (fig. 5). Les éléments majeurs et les éléments en traces indiquent des laves de nature dacitique et rhyodacitique (fig. 3) avec une nette tendance trachytique (fig. 4). Cette tendance est due à un enrichissement secondaire en potassium que l'on observe fréquemment en lame mince sous la forme d'un remplacement plus ou moins fort du plagioclase par du feldspath potassique et par la présence de veinules à quartz, chlorite et adulaire, observées aussi dans les grès et les conglomérats. Des études antérieures ont montré que les intrusions granitiques étaient la cause principale de cet apport de feldspath alcalin ainsi que du Nb (Delfour *et al.*, 1984). Les éléments en traces hygromagnaphiles permettent de cerner le caractère calco-alkalin et le contexte géotectonique (fig. 7) semblable à celui des laves basiques.

● **Structure**. Ces roches sont peu déformées à l'échelle de l'affleurement; les plis ne sont pas visibles mais les zones broyées (mylonites

* Tableau 2, en annexe.

ou cataclasites) sont communes. Elles sont aussi intensément diaclasées (fig. 2a). Elles ont acquis un faciès paléovolcanique marqué par l'altération plus ou moins poussée des minéraux constitutifs. Les plagioclases, parfois frais, sont plus souvent séricitisés, les biotites et les amphiboles sont généralement entièrement transformées en agrégats de chlorite, minéraux ferrotitanés et opaques. Les carbonates, l'épidote et le quartz sont les minéraux secondaires les plus communs.

Viséen supérieur

Les volcanites intermédiaires à acides affleurent suivant deux bandes de terrain. La première, au Sud, est le prolongement du complexe d'Onlay, défini sur la feuille Fours comme une structure synclinale composite où les tufs soudés et les ignimbrites sont envahis par des stocks de granophyre et par des filons de microgranite. Dans cette structure, Alb. Michel-Lévy (1908) décrit les matériaux volcaniques sous les termes de « tufs microgranulitiques » ou de « tufs anthracifères » des cartes géologiques.

Sur le territoire de la feuille Lucenay-l'Évêque, cette première bande conserve la direction N70°E, bien que recoupée en son milieu par le granite du Folin, et se poursuit vers l'Est sur la feuille voisine Épinacles-Mines. La seconde bande, au Nord, apparaît au Nord-Ouest de Ménessaire et, en direction N110°E, rejoint la première bande de volcanites.

Les mêmes roches volcaniques, des laves dacitiques et rhyodacitiques à caractère ignimbritique ou de tuf soudé, constituent l'essentiel des dépôts. Les intercalations sédimentaires représentées par des tufs remaniés, des couches d'anthracite, des lydiennes noires, n'ont qu'une extension très réduite.

Déjà discernables sur le terrain, les cinq faciès principaux du volcanisme du Viséen supérieur ont été retrouvés lors de l'étude en lame mince. Les trois premiers faciès — dacites, rhyodacites et tufs soudés ou ignimbrites — sont des roches gris-vert à gris rougeâtre, parfois gris-bleu sombre à proximité du granite du Folin. Le plus souvent elles sont massives, sans fluidalité visible et finement porphyrique (1-3 mm). Leur faciès est proche de celui des dacites de l'unité volcanique du Viséen inférieur, mais s'en distingue par la présence quasi constante de phénocristaux hexagonaux de biotite plus ou moins chloritisée, aux côtés des phénocristaux de plagioclase et aussi des phénocristaux de quartz. C'est ce critère, basé sur la présence de biotite et de quartz, qui a été utilisé pour la cartographie.

Les *dacites* sont principalement réparties dans la bande méridionale entre Fachin et les Montarnus et dans son extension du Crot-au-Meunier. En lame mince, les phénocristaux d'oligoclase, plus ou moins altérés, sont orientés dans un fond fluidal où la biotite en phénocristaux est altérée en chlorite et minéraux opaques (maison forestière

de Bas-Folin). Les amas de biotite rougeâtre de néoformation se développent dans la zone de métamorphisme thermique du granite du Folin.

Localement, les dacites ont une structure autoclastique (autobrèche volcanique) avec des fragments de lave à texture plus grossière, dans une matrice finement recristallisée, ou microlitique pigmentée (1,5 km Sud-Est des Carnés, 1,5 km Sud-Est de la Croisette).

Plus à l'Est, dans le secteur de La Petite-Verrière, les grands phénocristaux d'oligoclase, les phénocristaux de biotite chloritisée (+ minéraux opaques et sphène) sont dans un fond felsitique chargé de minéraux opaques et épidote et qui contient des amygdales remplies de quartz secondaire.

Au Nord de Reclesne (bois de l'Archevau, bois du Foin), les dacites contiennent des grands phénocristaux d'oligoclase, de biotite chloritisée et des petits phénocristaux altérés d'amphibole (ou clinopyroxène?) dans un fond microlitique fin riche en feldspath potassique.

Dans la bordure sud de la bande de Ménessaire (Nord Patuet), on retrouve la même roche amygdalaire à phénocristaux de plagioclase, biotite et amphibole altérées, dans un fond vitreux recristallisé riche en feldspath potassique.

Les *rhyodacites* caractérisent la bande de Ménessaire et plus particulièrement une zone s'étendant depuis le Nord-Est de Gien-sur-Cure jusqu'à la Croix-de-Cerizot. Dans l'ancienne carrière de Montremain, la roche contient aux côtés des phénocristaux de plagioclase et biotite chloritisée, des phénocristaux de quartz à habitus rhyolitique (golfs de corrosion ou de défaut de croissance) et des cristaux xénomorphes de feldspath potassique. La matrice fluidale, vitreuse et recristallisée, est riche en feldspath potassique.

Des laves semblables affleurent dans les secteurs de Chissey-en-Morvan (phénocristaux de feldspath potassique maclés Carlsbad) et de Bard-le-Régulier (rhyodacite altérée rougeâtre).

La lave peut contenir une plus grande abondance de phénocristaux de quartz (Nord-Est de Chaumien) ou présenter une texture autobrêchique (Nord-Est de Gien-sur-Cure).

h2ip. Tufs soudés, ignimbrites dacitiques et rhyodacitiques. Dans la bande méridionale, ces roches se rencontrent depuis le secteur de Fachin jusque dans celui du Haut-Forgeot. De teintes sombres, gris-vert à gris-bleu, leurs structures fluidales fines ne sont pas toujours perceptibles sur le terrain. Au microscope, les phénocristaux d'oligoclase, les quelques phénocristaux de quartz « rhyolitiques », les biotites chloritisées sont pris dans un fond vitroclastique à fluidalité souvent contournée et lithophyses. Les fragments effilochés de lave (riche en plagioclase, ignimbritique, perlitique) sont communs (Fachin, forêt d'Évilly), plus rares sont les fragments lithiques, grès ou silexite (les Carnés).

Les mêmes faciès ignimbritiques se poursuivent, au-delà du massif du Folin, depuis la vallée de la Chaloire jusqu'à Maine, soit de

nature dacitique, soit à phénocristaux de quartz assez abondants. Le grenat a été signalé aux Mongins (Mehier, 1976).

Dans la bande de Ménessaire, les structures finement flammées sont plus fréquemment observables dans des roches dont les couleurs vont du gris-vert au brun violacé. Là aussi coexistent des laves dacitiques et rhyodacitiques à phénocristaux de quartz. En lame mince, oligoclase, feldspath potassique, biotite (altérée en chlorite, minéraux opaques, leucoxène) et quartz sont emballés dans un fond vitroclastique plus ou moins recristallisé.

● **Géochimie** *. La composition chimique des volcanites intermédiaires et acides montre une suite subalcaline dont les termes vont des andésites aux rhyodacites (fig. 3), avec une légère tendance trachytique (fig. 4) dont la cause est identique à celle des volcanites dacitiques du Viséen inférieur : enrichissement secondaire en feldspath potassique. De façon plus générale les volcanites du Viséen supérieur s'intègrent bien dans la lignée calco-alcaline (fig. 5 et 7).

La composition chimique de la biotite dans une des rares laves où ce minéral n'est pas chloritisé, indique un domaine subalcalin (fig. 9) ou une association subalcaline magnésio-potassique (fig. 10) dans les champs de référence des granitoïdes.

● **Structure**. Les fluidalités d'écoulement des laves ignimbritiques ne correspondent pas nécessairement à l'ancienne surface horizontale, elles n'ont donc pas une signification réellement stratigraphique. Celles relevées dans les volcanites ont néanmoins été utilisées pour essayer d'éclaircir leur structure plissée. Dans la bande méridionale, les directions de fluidalité dans les faciès de tufs soudés ou d'ignimbrites sont irrégulières, tant en directions qu'en pendages, ces derniers étant forts. L'ensemble est donc plissé suivant une direction semblable à l'orientation générale de la bande N70°E.

Les volcanites de la bande de Ménessaire présentent également des plis redressés, et les orientations relevées dans la région de Savilly et Bard-le-Régulier permettent de définir une zone synclinale et une zone anticlinale.

Les directions notées dans le réseau de diaclases affectant les volcanites (et des granitoïdes granophyriques) du Viséen supérieur se répartissent statistiquement en subméridiennes, NE-SW et ENE-WSW (fig. 2b). Ces directions sont distinctes de celles des autres unités géologiques (fig. 2a et 2c-d). La direction N-S se retrouve dans celle de mise en place des filons de microgranite et de quartz.

h₂p. **Rhyolites**. À l'Ouest de Savilly, des rhyolites roses forment une masse ovale intercalée dans les tufs soudés. Dans ce qui peut être un gros épanchement de lave, la roche ne contient que des petits phénocristaux de feldspath et de biotite (1-2 mm) largement dispersés dans

* Tableau 2, en annexe.

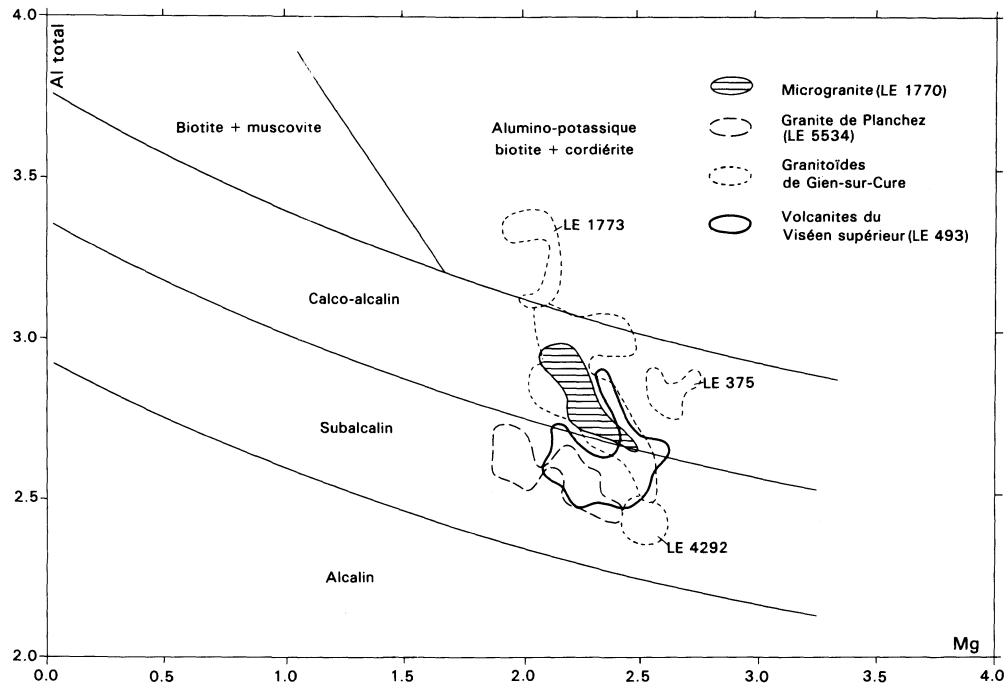


Fig. 9 - Champs des biotites des granitoïdes et des volcanites dans le diagramme de Nachit *et al.* (1985)

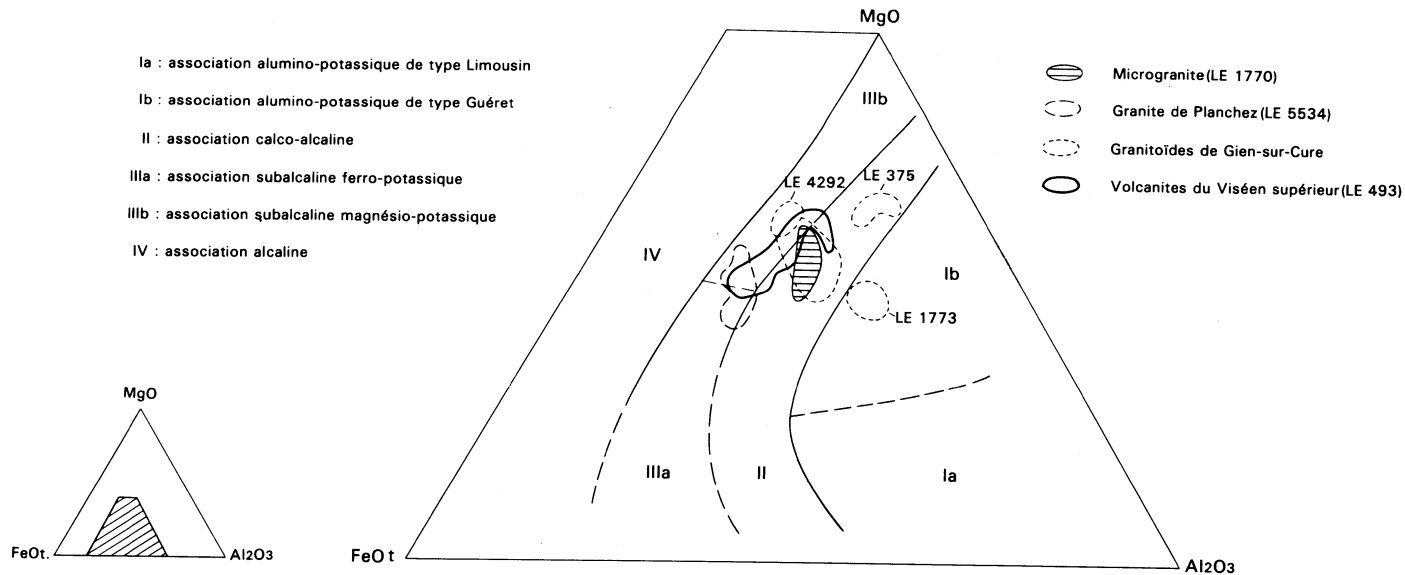


Fig. 10 - Champs des biotites des granitoïdes et des volcanites dans le diagramme de Rossi et Chèvremont (1988)

une matrice aphyrique abondante présentant localement une texture fluidale rubanée.

h2. Couches d'antracite, tufs remaniés, lydiennes. Les tentatives d'exploitation faites au siècle dernier restent les seuls indices de la présence des lentilles d'antracite qui, de faible épaisseur et extension, sont de qualité médiocre. Les déblais de l'ancienne galerie de la Charbonnerie montrent, aux côtés de petits bancs d'antracite litée, des tufs remaniés à cristaux et lapillis, des siltites à empreintes de plantes et de tiges de végétaux. Ces dernières et les rognons siliceux ayant conservé les structures fines de la flore, ont permis de les dater du Culm (Renault, 1898) ou plus précisément du Viséen supérieur (Galtier, 1980 ; Rex, 1986).

Les tufs à cristaux et lapillis forment des couches de faible puissance et d'extension limitée, intercalées dans les volcanites. Les tufs présentent souvent les caractères de dépôts remaniés et sont fréquemment associés à des siltites (2 km Nord-Est de Ménessaire) ou aux lentilles d'antracite (800 m Sud-Est de Ménessaire, la Charbonnerie). Ils sont constitués de nombreux cristaux de plagioclase, de quartz (rhyolitique), de lapillis ou fragments de laves de diverses natures : porphyrique, microlitique, ignimbritique, amygdalaire, ponce ; la matrice est très réduite, voire absente. Ils présentent parfois des alternances de lits à grain fin et de lits à cristaux de quartz, plagioclase et lamelles de biotite flottées (1,6 km Sud-Est des Carnés).

h2γ. Granitoïdes hypovolcaniques de Gien-sur-Cure. Le caractère hypovolcanique de ces granitoïdes et leur mise en place diffuse dans les roches volcano-sédimentaires dinantiennes a fait l'objet de plusieurs études (Carrat et Weber, 1958 ; Despois *et al.*, 1963 ; Carrat, 1972). La roche de la carrière de Gien-sur-Cure a été datée à 344 ± 7 Ma (Viallette, 1961), soit Viséen inférieur.

C'est la formation géologique la plus étendue dans l'ensemble du territoire de la feuille, soit en larges massifs tels ceux d'Arleuf et de Cussy-en-Morvan, soit en de multiples petites intrusions, stocks et filons, largement intrusifs dans les roches du Viséen inférieur et dans une moindre mesure dans celles du Viséen supérieur.

Sous des couleurs variant du gris-noir au gris et gris-rouge, le faciès le plus commun est un granite moyennement grenu (1-4 mm) dont la composition minérale et la texture restent assez les mêmes dans l'ensemble. À l'échelle de l'affleurement, la roche est souvent traversée de fines traînées mylonitiques sombres.

Les observations de terrain et les études au microscope permettent de distinguer trois faciès principaux : un granite, des granites à structure granophyrique, et des microgranites et microgranodiorites.

Quel que soit le faciès, l'altération météorique donne une couleur rougeâtre aux feldspaths. Une altération plus poussée rend la roche

rouge, pulvérulente parfois sur plusieurs mètres de profondeur, tout en lui conservant sa structure grenue.

Sans qu'il soit possible d'en tracer les limites cartographiques, le faciès de *granite* semble occuper une zone axiale (structure anticlinale?) au sein des faciès granophyriques et qui s'étend depuis le secteur de Mont-Levrin jusqu'à Athez. Ainsi, à 1,3 km au Sud-Ouest des Brenets, le granite est constitué de grands phénocristaux xénomorphes de feldspath potassique, de cristaux de quartz, d'oligoclase et de biotite chloritisée; des veinules d'épidote traversent la roche. À 500 m à l'Est des Cheintres, le même granite à oligoclase zoné et biotite rouge est un peu cataclaté. À 2 km à l'WNW d'Athez, au Sud de la carrière ouverte en bordure de l'ancienne voie ferrée, le granite est mylonitisé et cataclaté avec des cristaux tronçonnés d'oligoclase zoné, de feldspath potassique, de la biotite cloisonnante et du quartz rubané à texture engrenée.

De part et d'autre de cette zone axiale et dans les autres massifs, les *granophyres* sont largement répandus. Dans l'ancienne carrière située à 800 m au Sud-Est de Vermenou, la roche gris-bleu sombre est composée de quartz xénomorphe, d'oligoclase zoné un peu altéré, de feldspath potassique xénomorphe, de biotite rouge partiellement altérée en chlorite et minéraux opaques. Quelques amas de muscovite et des apatites sont présents dans un fond granophyrique : association symplectique de quartz et feldspath. Plus au Sud-Est (2 km de Vermenou), un peu de hornblende verte apparaît.

Au Nord de la zone granitique, dans la crête de Fromage, les phénocristaux de quartz sont absents, oligoclase et biotite chloritisée étant pris dans l'association symplectique quartzo-feldspathique.

Dans la région de Gien-sur-Cure, par exemple dans la carrière située au Nord du village, la roche est gris rougeâtre et moyennement grenue, 1-3 mm. En lame mince le quartz est xénomorphe, parfois à texture graphique (ou micropegmatitique), le plagioclase zoné est sub- à automorphe et altéré, le feldspath potassique est xénomorphe, la biotite est altérée en chlorite et minéraux opaques et leucoxène; on note un peu de muscovite.

Plus au Sud-Est, à 1 km au NNW de Champs-de-Chose, la roche est constituée de phénocristaux subautomorphes d'oligoclase, de quartz, de cristaux xénomorphes ou maclés Carlsbad de feldspath potassique, de biotite presque entièrement chloritisée.

Les *petits stocks* mis en place dans les sédiments et les volcanites conservent cette texture granophyrique. La composition est légèrement plus basique, le quartz est rare ou absent, les phénocristaux d'oligoclase plus abondants et l'amphibole apparaît aux côtés de la biotite plus ou moins chloritisée (300 m Nord-Ouest les Bigeards, 700 m Ouest les Brenets, 1 km Ouest Joux). Localement (1 km Ouest Bussy), la roche acquiert une composition dioritique, constituée de plagioclase et amphibole, probablement par assimilation des basaltes proches.

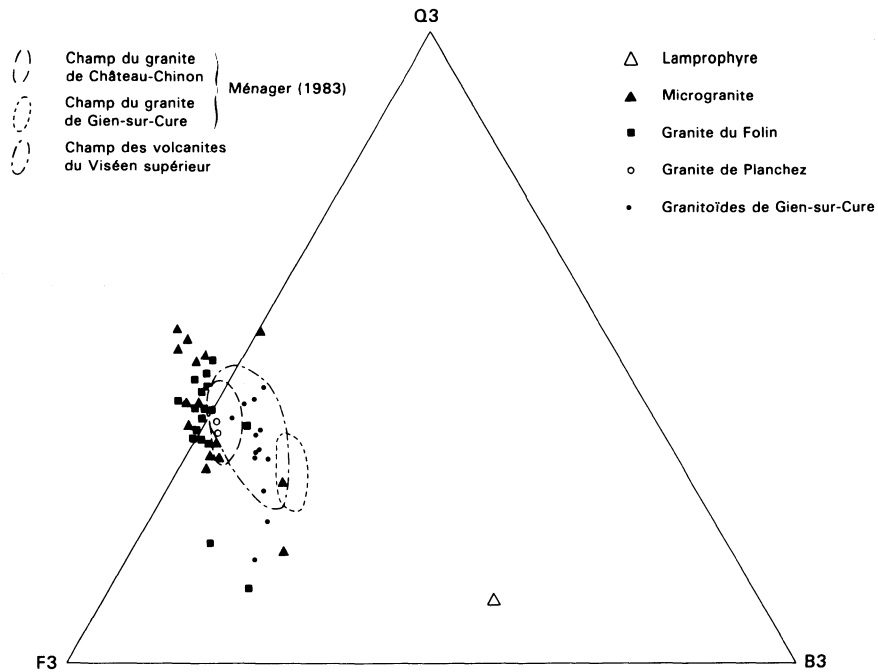


Fig. 11 - Position des granitoïdes sur le diagramme Q3-B3-F3
(La Roche *et al.*, 1980)

Les mêmes structures granophyriques se retrouvent dans les filons de faible puissance (quelques mètres) intrusifs dans le Viséen inférieur. Ainsi, dans les basaltes de la forêt de Sanclerge ou dans ceux situés à 900 m à l'ENE de la Chaume, les microgranites montrent en lame mince des phénocristaux d'oligoclase, de feldspath potassique, de petits quartz « rhyolitiques », de la biotite chloritisée, dans un fond granophyrique ou microgrenu fin.

● **Géochimie** * . Les divers granites granophyriques et microgranites échantillonnés ont des compositions de granites.

Sur le diagramme Q3-B3-F3 (fig. 11), qui permet de distinguer la nature des matériaux sources à l'origine du magma : fusion partielle de métasédiments ou remobilisation anatectique de matériaux ignés, les granites granophyriques dessinent une lignée subverticale propre à la suite monzonitique et se situent entre le champ de leurs équivalents (vieux granite) de la région du Bazois et le champ du granite de Château-Chinon (Ménager, 1983).

Sur le diagramme SS*-AC*-MM* (fig. 12), les granites granophyriques situés dans le champ de leurs homologues du Bazois, montrent leur tendance monzonitique, bien que distincts des granites mis en place ultérieurement. Comme dans le cas du diagramme Q3-B3-F3, les granites granophyriques se placent dans le champ des volcanites du Viséen supérieur.

Enfin, dans le diagramme de classification des granitoïdes (fig. 13) les granites granophyriques se répartissent dans le domaine cafémique, dans un espace intermédiaire entre l'arc alumino-potassique et l'axe monzonitique, position qu'ils occupent avec le vieux granite du Bazois (Ménager, 1983) et les volcanites du Viséen supérieur.

Les granites granophyriques apparaissent comme des termes ignés moins évolués que les granites du Carbonifère supérieur avec lesquels les affinités magmatiques sont peu évidentes. Par contre, les affinités chimiques avec les volcanites acides du Viséen supérieur font qu'ils en représenteraient les termes hypovolcaniques.

Les conclusions que l'on peut déduire des compositions chimiques des biotites primaires présentent dans les divers faciès de granites et granophyres sont plus nuancées dans la mesure où ces compositions s'étalent du domaine alumino-potassique à celui magnésio-potassique, traversant le domaine calco-alcalin (fig. 9 et 10). Une telle dispersion a déjà été notée pour les biotites des granophyres et des volcanites du Viséen supérieur de la région d'Onlay (Delfour, 1989) et se marque par les variations de Al pour Mg relativement constant (altération de la biotite ou matériaux de source magmatique variée?).

● **Métamorphisme - Déformation**. Le métamorphisme thermique se manifeste surtout au voisinage des granites de Planchez et du Folin par la recristallisation en agrégats de fines lamelles de biotite rouge aux dépens des anciennes biotites primaires.

* Tableau 3, en annexe.

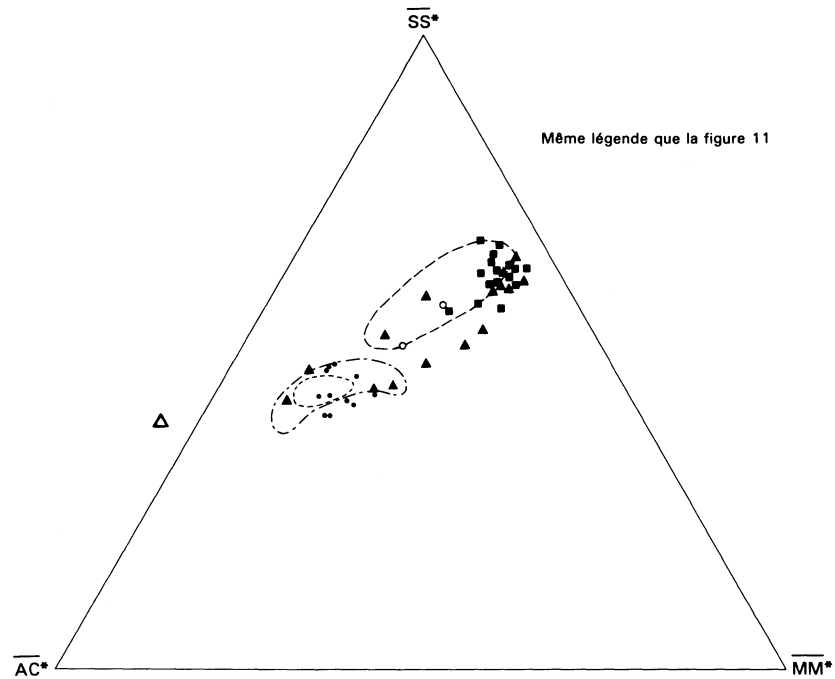


Fig. 12 - Position des granitoïdes sur le diagramme $\overline{AC^*}$ - $\overline{MM^*}$ - $\overline{SS^*}$
 (La Roche *et al.*, 1980)

Les déformations dues aux plissements ont laissé de nombreuses bandes mylonitiques minces de quelques millimètres.

Dans les zones faillées, les granites sont cataclasés, avec les phénocristaux de feldspath cassés et les biotites tordues dans un fond granophyrique restant identifiable.

Le réseau de diaclase est celui des volcanites (fig. 2b).

ROCHES PLUTONIQUES

γ^3 . **Granite porphyroïde à biotite (de Planchez)**. Il s'étend dans le coin nord-ouest du territoire de la feuille, où il fait transition entre le granite de Château-Chinon à l'Ouest et celui des Settons au Nord-Est. C'est un granite moyennement porphyroïde rougeâtre, rose, beige, où les mégacristaux de feldspath potassique n'excèdent pas 3×3 cm. Il est de même nature que le granite de Château-Chinon mis en place il y a 310 ± 10 Ma (Viallette, 1965), soit au Westphalien moyen.

En dehors des vallées encaissées, ses conditions d'affleurement sont médiocres, le granite étant arénisé sur plusieurs mètres de profondeur, ne perdant sa structure primaire qu'à l'approche de la surface sous l'action de la solifluxion.

Là où la rivière de l'Oussière entaille le massif granitique sur près d'une centaine de mètres de profondeur, les grands affleurements rocheux offrent de bonnes conditions d'observation. Le granite grisâtre, plus ou moins clair, montre en lame mince de grands phénocristaux de feldspath potassique maclés Carlsbad, à inclusions de plagioclase et biotite, du quartz xénomorphe, de l'oligoclase subautomorphe, de la biotite rouge localement chloritisée, et un peu d'épidote secondaire.

À proximité des sills ou stocks de microgranites tardifs (1 km Sud-Est la Gutteleau, 1 km Nord-Ouest la Grange-Vermoy), la texture est granophyrique : phénocristaux de quartz et feldspaths, biotite dans une association symplectique quartzo-feldspathique.

● **Géochimie.*** Les biotites du granite de Planchez caractérisent une suite subalcaline (fig. 9) ou subalcaline répartie sur le domaine ferro-potassique pour un faciès granophyrique, et magnésio-potassique (fig. 10) pour le faciès granitique.

Dans les diagrammes (fig. 11 et 12), les quelques analyses indiquent des affinités avec le granite de Château-Chinon (Ménager, 1983). Sur le diagramme de classification chimique (fig. 13) elles se placent aussi dans ce champ de Château-Chinon, sauf pour un échantillon pris à 1,2 km au NNW de Planchez, qui se rapproche du granite de Lormes lequel est caractérisé par la présence de cordiérite (Ménager, 1983).

* Tableau 4, en annexe.

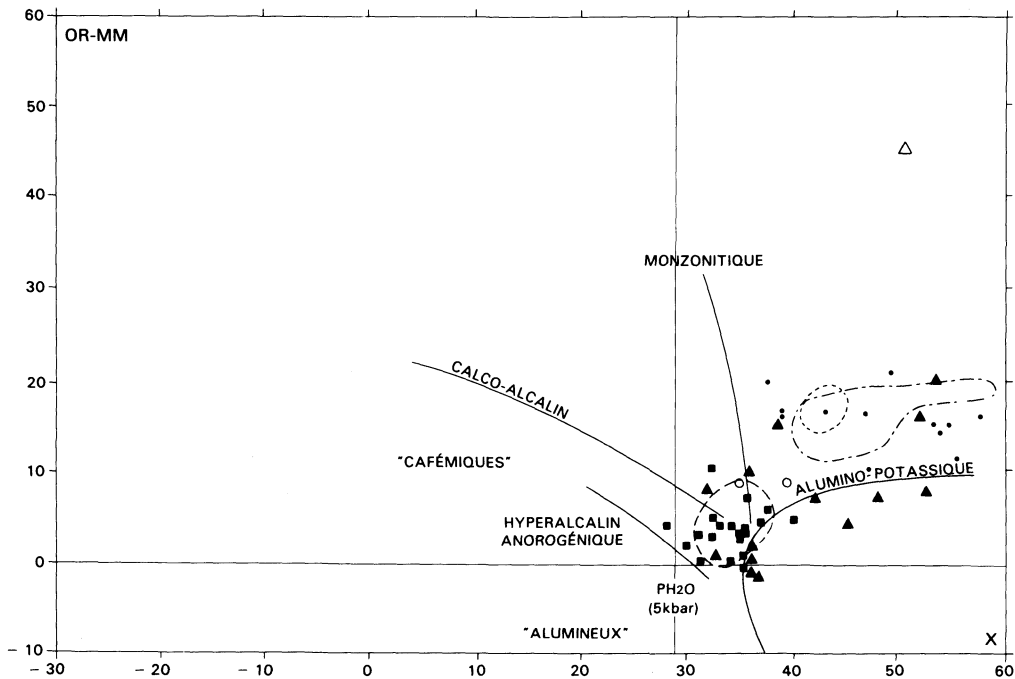


Fig. 13 - Position des granitoïdes sur le diagramme X-OR*-MM*
 (La Roche *et al.*, 1980)
 Même légende que la figure 11

Υ^2F . **Granite à biotite et muscovite (du Folin)**. Le batholite du Folin recoupe et métamorphose à son contact les volcanites acides du Viséen supérieur. On ne possède pas de datation pour ce granite. C'est une roche un peu porphyrique, de granulométrie et de composition minéralogique assez homogènes où la muscovite domine plus ou moins la biotite.

Les hauteurs du massif offrent peu d'affleurements rocheux, le granite rose étant arénisé sur plusieurs mètres de profondeur. C'est à la faveur des vallons encaissés, comme les gorges de la Canche, que le granite de couleur grise forme des escarpements rocheux.

Les stocks granitiques qui réapparaissent à la terminaison occidentale du massif et au Crot-au-Meunier, indiquent un ennoyage relativement modéré du granite à deux micas sous les formations volcaniques. Au Nord du massif (la Verrerie) le granite plonge de 60° sous l'encaissant.

Au microscope, ce granite est constitué de grands cristaux subautomorphes de feldspath potassique (orthose) maclés Carlsbad, plus abondants que les cristaux subautomorphes d'oligoclase, le quartz est xénomorphe et la muscovite en grandes lames ou en gerbes domine sur la biotite partiellement chloritisée. On observe également, soit à l'intérieur du massif (1 km Nord-Ouest de la Croisette), soit à sa bordure (Prépérny), des faciès granophyriques caractérisés par des phénocristaux subautomorphes à xénomorphes (corrodés) de quartz, de l'oligoclase séricitisé, du feldspath potassique et de la biotite chloritisée dans un fond formé d'une association symplectique quartzo-feldspathique contenant de la muscovite en fines lamelles.

● **Géochimie** *. Sur le diagramme Q3-B3-F3 (fig. 11), les granites du Folin dessinent une suite à forte pente décalée à gauche et indépendante du champ des granites de Château-Chinon et de Planchez. Sur le diagramme AC-SS-MM (fig. 12), leur regroupement en fin du champ des granites est lié à leur richesse en quartz (SS) et en muscovite (MM). Ils restent cependant dans le domaine cafémique (fig. 13), tout en se groupant sur l'arc aluminopotassique.

● **Structure**. Les contraintes tectoniques qui ont agi sur les granites se marquent à l'échelle de l'affleurement par des plans de diaclase et des petits miroirs de faille. Les failles plus importantes, accompagnées de cataclasites, se manifestent par des vallons et des talwegs étroits. Comparé aux réseaux de diaclase des unités antérieures, celui relevé dans les granites indique un changement dans le champ des contraintes où trois directions ressortent par ordre d'importance (fig. 2c) : NW-SE, ENE-WSW et NNE-SSW.

* Tableau 5, en annexe.

ROCHES FILONIENNES

$\mu\gamma$; $\mu\gamma^3$. **Microgranites; microgranites en sills.** Sous des modes de gisement variés : stocks, sills, filons, et des faciès différents : porphyriques, granophyriques, aphyriques, ces roches recoupent toutes les unités géologiques antérieures. Moins tectonisées, peu altérées, elles donnent des éboulis qui par leur abondance masquent assez souvent la présence des roches encaissantes. Ce phénomène est bien marqué dans les domaines granitiques et peut faire croire à une plus grande extension qu'il n'en est réellement.

Suivant le mode de gisement et le faciès pétrographique trois types principaux de microgranites ont été distingués.

Les *sills et stocks* de microgranite porphyrique sont abondants dans la zone de contact entre le granite de Planchez et celui des granitoïdes de Gien-sur-Cure.

Distribués à l'Ouest en plusieurs petits massifs, ils ne forment plus qu'un seul et unique massif séparant le granite de Planchez des volcanites du Viséen supérieur. Dans ce massif il est difficile de voir si les microgranites envahissent totalement le granite encaissant ou simplement dominant largement. Ainsi, entre Gien-sur-Cure et la Coupe-Lyonnet, les microgranites s'arénisent comme le granite et ne s'en distinguent que par la présence de grains de quartz automorphes aux côtés des débris de feldspath.

Les microgranites en sill ou stock présentent un faciès assez constant d'une roche rouge violacé à phénocristaux de feldspath potassique de 1×2 à 2×3 cm, à phénocristaux de quartz automorphes, de plagioclase et de biotite de 0,5 à 5 mm dans un fond généralement aphyrique, plus rarement granophyrique fin.

Les *filons* de microgranite porphyrique sont les plus répandus. Les roches ont des couleurs variant du gris-beige au rose, passant au rouge violacé avec un certain degré d'altération superficielle. Les filons ont des puissances de plusieurs mètres à plusieurs dizaines de mètres. Assez redressées, les directions sont diverses, NE-SW et NW-SE quand elles ont pu être mesurées. En effet, s'ils constituent souvent des éperons rocheux, il est difficile de suivre leur extension car ils sont masqués par les éboulis et segmentés par les failles.

Ils ont les mêmes faciès pétrographiques que les microgranites en sills et stocks, à grands cristaux de feldspath potassique de 2×3 cm et parfois plus, maclés Carlsbad, et phénocristaux de quartz, plagioclase et biotite. Feldspath potassique et oligoclase zoné sont parfois groupés en glomérules (forêt de l'Oussière), la biotite est partiellement altérée en chlorite, minéraux opaques et leucoxène. Le fond quartzofeldspathique est relativement grenu. Un peu de muscovite est présente localement, avec un peu d'épidote (1 km Nord-Ouest de Corcelles).

Les biotites analysées dans le microgranite provenant de cette dernière localité montrent une suite calco-alcaline (fig. 9 et 10).

Les *microgranites subbaphyriques* rose saumon, rouges, rose-beige, à faciès de rhyolite, se présentent en filons généralement minces, 2 à 20 m, exceptionnellement 80 m de puissance, à pendages redressés (70° à la verticale).

Ce sont les roches les moins sensibles à l'altération superficielle et elles forment souvent des éperons rocheux ou l'ossature des collines. Elles prennent une teinte violacée par altération. Mises en place dans les zones de fractures, elles possèdent, au contact, des bordures figées de plusieurs décimètres de large, à texture rubanée ou perlitique, des épontes à salbandes argileuses. Quelquefois, plusieurs filons sont installés dans la même zone fracturée, mais le plus souvent ils affleurent en essaim de filons parallèles.

En lame mince, les faciès de bordure contiennent des petits phénocristaux de quartz rhyolitique dispersés dans le fond felsitique finement rubané. Les zones centrales des filons contiennent des phénocristaux plus abondants de quartz, feldspath potassique et oligoclase, parfois groupés en glomérules, de biotite souvent chloritisée dans un fond à tendance granophyrique fine avec des petites gerbes de muscovite (1 km Nord d'Anost, 750 m SSE la Croisette).

● **Géochimie***. Sur le plan géochimique, les deux types filoniens distingués du point de vue faciologique ont un comportement différent. Sur les diagrammes (fig. 11 et 12) les microgranites subbaphyriques se groupent en fin de lignée granitique (Planchez et Folin), tandis que les microgranites porphyriques restent dans le domaine du granite de Planchez. Sur le diagramme de classification chimique (fig. 13), les microgranites subbaphyriques situés sur l'arc alumino-potassique passent en domaine alumineux, les porphyriques restant dans le champ du granite de Planchez (et de Château-Chinon).

● **Structure**. Les directions relevées dans le réseau de diaclases qui affecte les microgranites (fig. 2d) s'apparente à celui recoupant les granites, mais avec moins de directions parasites. On retient essentiellement NNW-SSE et ENE-WSW et deux petits pics NW-SE et N-S. Ces directions s'inscrivent dans celles des décrochements générés au cours des trois phases de compression (N-S, NW-SE et E-W) qui se sont succédé du Westphalien terminal au Stéphanien terminal (Blès *et al.*, 1989).

v. **Lamprophyres**. On a regroupé sous ce terme les filons les plus tardifs dans l'activité magmatique hercynienne. Ces roches de couleur gris-vert sombre forment des filons redressés, étroits, de quelques mètres de puissance, souvent groupés en essaims et se poursuivant

* Tableau 7, en annexe.

sur de grandes longueurs, de façon continue ou non. S'altérant facilement en des roches tendres, brun rougeâtre, on les observe le plus souvent en petits éboulis ou « volantes » et rarement en affleurements naturels.

Intrusifs dans toutes les unités antérieures, ils ont surtout été observés dans le granite du Folin où ils recoupent le granite et les filons de microgranite.

En lame mince, les compositions minéralogiques révèlent des roches de nature variée. Soit à texture doléritique avec lattes entrecroisées de plagioclase altéré, un peu de quartz, chlorite interstitielle et carbonates secondaires, soit du quartz xénomorphe, des lamelles entrecroisées de biotite chloritisée et quelques phénocristaux rectangulaires d'un minéral (pyroxène?) altéré en amas chloriteux.

Chimiquement, la seule roche analysée (faciès doléritique) se comporte de la même façon que les lamprophyres connus régionalement (fig. 11, 12, 13).

Q/h2. **Greisen du Laudray.** Dans le prolongement nord du petit stock de granite du Folin, les tufs soudés rhyodacitiques du Viséen supérieur sont recoupés de filons de microgranite rose, peu porphyrique. Dans une zone aux limites imprécises dues au couvert forestier, ces deux types de roches sont parcourus par de nombreuses veines de quartz blanc de basse température de puissance réduite (cm-dm). Au contact des veines, la roche encaissante se transforme sur plusieurs centimètres d'épaisseur en une roche grise constituée de quartz et de séricite-muscovite, parfois d'épidote et contenant localement un peu de pyrite ou de mispickel.

BrQ. **Brèche quartzeuse des Mongins.** Cette brèche, qui s'étend sur 800 m de long au Nord des Mongins, forme un filon orienté N30°E et incliné 60° vers le Nord-Ouest, épais de quelques mètres. Les éléments de quartz blanc-gris plus ou moins sombre, de quelques centimètres, sont emballés dans une matrice siliceuse grise. Par sa structure cette brèche rappellerait celle de l'épisode d'ouverture de la caisse filonienne de Voltenne (cf. *infra*).

Q. **Quartz.** Les roches paléozoïques sont fréquemment recoupées de veines de quartz blanchâtre de basse température, de puissance réduite, quelques millimètres ou centimètres.

Les filons de quartz se sont installés dans des fractures tardi-hercyniennes réactivées au Lias, en particulier dans celles formées lors de la compression NW-SE du Stéphanien B-C. Ainsi les filons subverticaux de quartz de plus grande taille se regroupent en essaïms dans quelques grandes structures liées à la fracturation régionale :

— celle de Voltenne, NNW-SSE, s'étend parallèlement au grand accident que suit la vallée de la Chaloire, depuis le Nord de La Celle-

en-Morvan jusqu'à Lavault; à noter l'alignement de filons stériles qui court parallèlement plus à l'Est;

— plus ou moins parallèle, une succession de filons de quartz occupe la rive ouest de la Chaloire;

— enfin une troisième structure recoupe d'abord la terminaison est du granite du Folin suivant une direction NNW-SSE, puis après le passage de la vallée de la Canche, s'oriente NW-SE pour rejoindre au Nord d'Arleuf les filons liés à la faille de Chatin. Au mont Robert, un décrochement vers le Nord de la structure s'accompagne de gros filons de quartz orientés à nouveau NNW-SSE.

Les filons de quartz dits **stériles** (Q_[2]) ont des épaisseurs de plusieurs mètres et se suivent parfois sur quelques kilomètres de long. Le quartz y est blanc grisâtre, teinté de rose ou de rouge violacé. La roche est massive, avec une structure rubanée, bréchique et géodique fine. Suivant les localités, ils contiennent un peu de fluorine, barytine et sulfures, ainsi que des oxydes de fer.

L'étude détaillée des filons de **quartz minéralisés** (Q_[1]) en fluorine de Voltenne, et plus spécialement du filon René-bis, a permis à D. Joseph (1974) de distinguer les divers épisodes de mise en place :

— un épisode hydrothermal chaud (170 °C) et profond (450 m) au cours duquel une première base d'ouverture laisse déposer du quartz strié, puis une seconde, d'ampleur plus modérée, du quartz rubané, de la fluorine verte et violette puis du feldspath potassique ou adulaire. La datation faite sur ce dernier minéral par la méthode K/Ar a donné un âge de 185 ± 5 Ma, soit Lias (Joseph *et al.*, 1973). La caisse filonienne rejoignant, il se dépose à nouveau du quartz blanc et de la fluorine verte; la température des fluides minéralisants, qui restent de très faible salinité, diminue (145 °C);

— un épisode où la caisse filonienne s'ouvre, provoquant l'effondrement des épontes et la formation lors d'une phase minéralisante *per descensum*, d'une brèche polygénique cimentée par du quartz et de l'hématite;

— une reprise des venues hydrothermales, des saumures en ébullition (110 °C), qui déposent de la fluorine jaune ou rose en géodes et divers sulfures (blende, galène, chalcopryrite, bravoïte);

— un dernier épisode où des veines de barytine, accompagnée de pyrite, galène et chalcopryrite, recourent les filons de quartz et fluorine et où de la kaolinite remplit les géodes de fluorine jaune.

FORMATIONS STÉPHANO-PERMIENNES

Basaltes des Pelletiers

β. **Stéphanien probable. Basaltes alcalins à trachy-andésites.** Au Nord-Est du hameau des Pelletiers, une coulée de basalte massif occupe une position ambiguë dans les volcanites acides du Viséen supérieur et au contact des sédiments permien du bassin d'Autun.

Une seconde coulée s'étend au Nord des Pelletiers; plus mince, elle est associée à des **conglomérats** ($\beta_{[1]}$) à galets divers, démantelés en surface.

Le basalte vert kaki est une roche massive à grain fin. Près du carrefour des routes, le basalte contient de nombreuses amygdales ovoïdes et de grande taille ($5 \times 10-20$ mm); elles indiquent un possible sommet de coulée.

En lame mince c'est une lave à texture fluidale contenant des petits phénocristaux automorphes de clinopyroxène (diopside-salite). Les phénocristaux hexagonaux de péridot sont totalement transformés en serpentine. Le fond microlitique est constitué de plagioclase (andésine), de fines lamelles de biotite rouge et de petits cristaux de clinopyroxène. Les amygdales de formes irrégulières sont remplies de céladonite, quartz-calcédoine mais aussi de lames de biotite rouge.

Géochimiquement (*cf.* tabl. 6, en annexe) les basaltes des Pelletiers se distinguent des volcanites basiques du Carbonifère inférieur (fig. 5, 6, 7) avec une composition de basalte alcalin (fig. 3) à celle de trachy-andésite (fig. 4).

Alb. Michel-Lévy (1908) les décrit comme des lamprophyres d'épanchement des bords du bassin d'Autun, des basaltes à orthose, labrador, augite, biotite, péridot et hypersthène.

À la fois indépendants des tufs rhyodacitiques du Viséen supérieur et des sédiments permien, les basaltes des Pelletiers pourraient représenter des reliques des éruptions volcaniques d'âge stéphanien, communes au voisinage ou dans les bassins houillers du Massif central (Hottin *et al.*, 1988).

Bassin de Montreuilon

tf ρ ; μ *YM*. **Rhyolites et tufs rhyolitiques; microgranites.** Dans l'extrême coin nord-ouest du territoire de la feuille se termine le complexe volcano-plutonique de Blismes—Montreuilon, largement développé sur les feuilles Château-Chinon et Corbigny. Ici seuls sont représentés quelques rhyolites et microgranites.

Les **rhyolites**, qui se rapportent à l'unité de Blismes (Stéphanien B et C), sont des roches dures, rougeâtres, grises ou violacées, finement porphyriques, à petits phénocristaux de quartz et de feldspath (1-5 mm). Le fond aphyrique est parfois fluidal (ignimbrite).

Les **microgranites**, dont les venues se succèdent durant la même période, sont des roches porphyriques à phénocristaux de quartz, feldspath et biotite de tailles variées (1 mm à 2 cm pour les feldspaths potassiques). De couleur rouge à rose, ils sont peu différents des microgranites filoniens.

Bassin d'Autun

r1a, r1b. **Autunien. Schistes bitumineux, conglomérats, grès, charbon.** Le Permien inférieur (=Autunien) est constitué par des alternances de schistes, grès et arkoses, de teinte noire ou foncée. Ce faciès diffère peu de celui du terrain houiller d'âge stéphanien du même bassin et il contient des dépôts houillers qui ont été exploités, quoique médiocres (Chambois). Il présente souvent des bancs carbonatés qui tranchent sur les dépôts schisto-charbonneux. Il est surtout caractérisé par la fréquence des « schistes bitumineux », riches en écailles de poissons (pour les géologues on dirait plus exactement des argilites carbonées). Il s'y intercalent des « gores blancs » qui sont des cinérites.

D'une façon générale, les schistes bitumineux sont de plus en plus fréquents en montant dans la série. On distingue un **Autunien inférieur** (r1a) et un **Autunien supérieur** (r1b); ceux-ci sont séparés par la « Grande couche » de schistes bitumineux des Télots (*cf.* annexe) et ses prolongements, qui fournissent un repère géométrique commode. Un niveau remarquable, dans la partie tout à fait supérieure, est la couche de boghead de Margenne.

Par variation latérale, l'Autunien est représenté à sa base et sur les bords du bassin par un **faciès littoral** (r1a[2]) où dominent des arkoses grossières et des conglomérats, sans schistes bitumineux mais avec quelques dépôts charbonneux.

Dans la bordure nord du bassin, les couches de conglomérats et de grès plongent modérément vers le Sud. À la terminaison occidentale du bassin, les pendages atteignent 50° vers le Sud-Est dans les conglomérats à galets de roches diverses (volcanites, granites et microgranites du Carbonifère). Ceux-ci, de teinte gris-vert et où la taille des galets atteint jusqu'à 30 cm, coupés de quelques intercalations gréseuses, affleurent bien en bordure d'une piste forestière à 1 km au Sud-Ouest de Milliore.

FORMATIONS SECONDAIRES

Trias—Lias

t9-l2. **Rhétien—Hettangien. Grès fins feldspathiques; calcaires et marnes.** Le **Rhétien**, de faible extension et peu développé (0 à 3 m d'épaisseur) sur la feuille Lucenay-l'Évêque, a été rattaché à l'Hettangien pour les besoins de la cartographie. Directement transgressif sur le socle, il est représenté pour l'essentiel par des grès roux, très fins, homométriques. On remarquera cependant (petite mare : x = 749,875 ; y = 2241,600), au contact avec le socle, quelques galets isolés de ce dernier, de 5 à 10 cm de diamètre, et au même niveau, sur 2 ou 3 cm, mais en faible quantité, des grains de quartz roulés, de 1 à 5 mm de diamètre.

Lorsqu'ils sont altérés, ces grès constituent un limon sablonneux dans lequel subsistent quelques rognons plus indurés (bois du Boulay : $x = 748,50$; $y = 2240,025$).

Sur la feuille Pouilly-en-Auxois, les grès roux ont fourni des moules d'*Avicula contorta*, fossile caractéristique du Rhétien.

À Bard-le-Régulier ($x = 750,150$; $y = 2240,450$), des marnes noires ont été échantillonnées dans les déblais d'une tranchée P et T. Bien que non affleurantes, elles semblent reposer directement sur le socle tout proche et sont, d'après les renseignements recueillis sur la feuille Pouilly-en-Auxois, sous-jacentes aux grès roux décrits plus haut. Toutefois, elles ne semblent pas constantes, comme en témoignent les observations faites en $x = 749,875$; $y = 2241,600$.

L'étude palynologique de ces marnes a montré que la matière organique qu'elles renfermaient était composée de petits débris ligneux foncé, associés à une microflore d'origine continentale. Parmi les espèces présentes il faut noter : *Ovalipollis pseudoalatus*, *Rhaetopollis germanicus*, *Riciisporites tuberculatus*, *Circulina meyeriana*, *Trilites microverrucosus*, qui confirment un âge rhétien.

L'**Hettangien** est constitué à la base par une alternance de niveaux calcaires jaunâtres, d'aspect varvé, et de marnes beiges à verdâtres. Au-dessus, les niveaux marneux diminuent, les calcaires, grisâtres à bleuâtres deviennent plus massifs et fossilifères, formant une véritable lumachelle. En lame mince, cette dernière apparaît comme une biocalcarénite quartzeuse à débris bioclastiques très abondants : restes brisés de brachiopodes, lamellibranches, plaques d'échinodermes dont échinides, radioles, gastéropodes et ostracodes. On notera également la présence de quelques débris osseux phosphatés ainsi que des petits grains glauconieux. Ces observations soulignent un milieu de dépôt infralittoral proximal, avec une influence terrigène très proche.

À noter encore l'absence de la partie supérieure de l'Hettangien, connue dans les régions avoisinantes sous le faciès « foie de veau ».

Lias

13. **Sinémurien inférieur. Calcaires gris-bleu à gryphées.** Le Sinémurien, dont les seuls affleurements sont les champs, apparaît sous forme de dalles décimétriques, plus ou moins ondulées, de calcaires gris-bleu pétris de *Gryphea arcuata*. Lorsqu'ils peuvent être observés en coupe, les bancs calcaires sont le plus souvent séparés par des marnes noirâtres, millimétriques à centimétriques. Les calcaires à gryphées ont été autrefois exploités pour la construction mais aussi pour l'édification des murs de clôture.

Sur la feuille Lucenay-l'Évêque, seuls quelques fragments de *Coroniceras bucklandi* ont été reconnus.

FORMATIONS QUATERNAIRES ET SUPERFICIELLES

Une couverture superficielle limono-argilo-sableuse, en place ou colluvionnée, épaisse de quelques décimètres à 1 ou 2 m et recouvrant l'ensemble des points bas et les surfaces subhorizontales du bassin, rend malaisée l'observation des matériaux sous-jacents. Ceux-ci peuvent appartenir à des dépôts d'âge et de nature très différents : alluvions torrentielles, schistes permien. Un couvert végétal à dominante de prairies et de bois n'a pas permis la distinction des différents types de limons. Sur le plan cartographique, ils ont été intégrés aux formations alluviales qui les supportent le plus souvent.

FL. Complexe de couverture alluviale. Dans chaque vallée, une large plaine alluviale supporte des matériaux fins à très grossiers, répartis sur des surfaces en glacis qui dominent la basse nappe Fy-z de quelques mètres à 35-40 m maximum. Cette « terrasse-glacis » est disséquée par de nombreux ruisseaux qui se raccordent au niveau de base des alluvions récentes, mettant ainsi partiellement à nu les dépôts grossiers de la terrasse-glacis alors entaillée. Ces mêmes affluents, au cours généralement perpendiculaire à l'axe de la rivière principale, sont à l'origine des dépôts étagés sous forme de cônes torrentiels. Ils constituent les apports latéraux qui se raccordent à ceux de la plaine alluviale où le transport longitudinal l'emporte.

Cependant, on remarque que les dépôts de ces cônes latéraux, façonnés en terrasse par l'action du transport longitudinal, n'existent que sur une seule rive de la vallée principale. Ceci démontre que l'énergie liée à l'avancée de ces cônes a constamment repoussé et fait migrer le cours principal; d'où l'existence de terrasses en glacis à pente latérale relativement forte : 2 à 2,5 % dans les vallées de la Drée et de la Canche et 1 à 1,5 % pour l'Arroux, et l'absence de terrasses étagées à différents niveaux.

L'irrégularité structurale consécutive à la genèse de tels dépôts se traduit par des variations rapides dans les épaisseurs. Les galets mal roulés, parfois hétérométriques, admettant peu ou pas de matrice au débouché des zones escarpées, évoquent bien le dépôt torrentiel. Dans la partie aval du profil longitudinal de chaque rivière, les galets sont mieux façonnés et de taille plus réduite.

Le substrat n'apparaît que rarement sous la couverture alluviale FL, excepté dans la partie nord et nord-ouest d'Autun (Petit-Millery, Grand-Millery, aérodrome de Bellevue, environs des étangs Crevé et Pénuria) où l'on peut fréquemment observer les schistes soit à l'affleurement, soit sous un faible recouvrement. À l'inverse, il existe, en relations avec la surface FL, des dépôts constituant des paléochenaux ravinant les schistes.

Les sondages exécutés à l'aplomb des bois de la Vieille-Vente (Sud-Ouest de Saint-Forgeot) montrent que le remblaiement atteint parfois 20 m de puissance, représenté à la base par des sables, graviers et

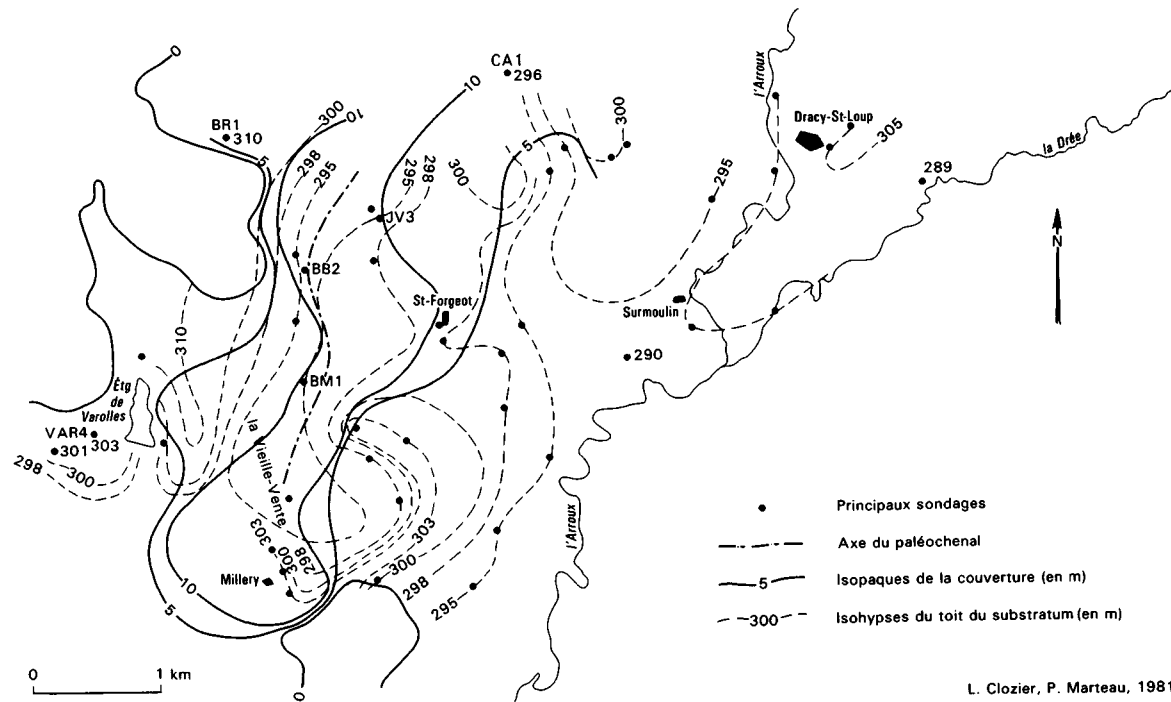


Fig. 14 - Couverture quaternaire et substratum autumnien

galets sur 4 à 10 m, surmontés par des argiles parfois sableuses, des silts et des sables quartzo-feldspathiques micacés plus ou moins argileux.

Le terme inférieur, grossier, est représenté par des galets de 10 cm (taille maximum reconnue en sondage) de silex fauve à patine noire (chaille), de quartz, de grès et de roches volcano-sédimentaires. L'eau est partout présente dans ce cailloutis.

L'Arroux, cours d'eau à forte énergie, semble responsable du creusement lié à cette paléovallée qui aurait difficilement franchi le seuil schisteux de Millery—Varolles. D'où l'existence d'un surcreusement local évoquant un méandre à l'aplomb des bois de la Vieille-Vente (fig. 14). Cependant, l'hypothèse d'une structure d'effondrement, contrôlée par le rejeu des failles de Varolles à l'Ouest et de Millery à l'Est, anté- ou synsédimentaire, n'est pas à exclure.

Les courbes indiquent également que le creusement lié aux vallées actuelles et à celle de l'Arroux en particulier n'est supérieur que de quelques mètres à celui de l'Arroux ancienne.

L'encaissement progressif et la migration de l'Arroux vers l'Est pourrait être le fait d'une capture par la Drée (capture peut-être déjà amorcée par la Canche en amont). Un rejeu de la bordure nord-ouest du bassin pourrait également être à l'origine de cette déviation. Enfin, un mouvement négatif de la région de Surmoulin semblerait pouvoir expliquer la convergence de l'ensemble du réseau hydrographique de ce secteur.

Le terme supérieur, à dominante fine, traduit l'existence temporaire d'un domaine fluvio-lacustre.

L'avancée conjuguée, dans le bassin, des « cônes alluviaux » du Ternin, de la Selle et du Méchet, ont pu momentanément freiner la dynamique de l'Arroux, seul exutoire au Sud-Ouest du bassin, et permettre ainsi l'accumulation de sédiments argileux dont l'existence n'est matérialisée qu'en amont d'Autun. Cependant, les figures de sédimentation, ainsi que la rareté des teintes réductrices montrées par ces dépôts, indiquent que l'écoulement est demeuré permanent.

Mêlés au limon superficiel, ces matériaux ont alimenté un certain nombre de tuileries, notamment à Épinac-les-Mines (lieu-dit les Tuileries), à Saint-Symphorien (Nord-Est d'Autun) et à Saint-Pantaléon.

L'ancienne carte géologique à 1/80 000 attribuait ces dépôts au Mio-Pliocène. À ce jour, aucun élément de datation ne paraît disponible à l'intérieur des limites du bassin. À titre d'hypothèse, il est permis de supposer que la jeunesse et la vigueur des reliefs dans les zones escarpées environnant le bassin, tendraient à les rapporter au Quaternaire.

Fx. Nappe alluviale des vallées de l'Arroux, du Ternin et de la Selle. Dominant le cours actuel de ces rivières d'une dizaine de mètres la nappe Fx se développe sur une longueur n'excédant pas quelques centaines de mètres.

Entre les villages de Tavernay et des Changarniers un paléocours souligne une ancienne voie de communication entre les vallées de la Celle et du Ternin.

Il est malaisé d'établir une distinction précise entre la formation FL et le niveau Fx et les critères retenus sont essentiellement ceux dépendant de la morphologie (terrasse) et de l'altimétrie relative.

Les matériaux qui la caractérisent sont représentés par des limons surmontant des galets et blocailles pouvant atteindre 20 cm. Les limons parfois très argileux ne semblent pas dépasser 1,50 m de puissance.

Le terme grossier inférieur, rarement observé en coupe, apparaît pauvre ou dépourvu en matrice. Il est constitué de granites, grès, rhyolites, roches volcano-sédimentaires, schistes, quartz ; toutes roches provenant des abords immédiats. Ces matériaux semblent pouvoir représenter au moins pour partie les produits résiduels de la formation FL. L'absence fréquente de matrice et de classement du matériel renforce cette hypothèse.

Fy-z. **Alluvions actuelles et subactuelles non différenciées.** Une basse plaine alluviale, large de 1 à 2 km, borde les cours de la Drée et de la Canche, affluents gauches de l'Arroux ; du Trévoux, du Ternin, de la Selle et du Méchet, affluents de la rive droite.

Il est malaisé de distinguer nettement les alluvions récentes et les alluvions basses plus anciennes compte tenu de la faible dénivelée (1 m à 1,50 m tout au plus) qui les sépare localement. Ces alluvions non différenciées portent la notation Fy-z.

Les alluvions Fy-z sont très mal connues sur l'ensemble du bassin, faute de coupes. Cependant, quelques sondages donnent une idée de l'épaisseur du remblaiement des fonds de vallées. L'ensemble est recouvert de limons argilo-sableux quartzo-feldspathiques (limons de débordement) surmontant des matériaux grossiers alluviaux (sables, graviers et galets) :

— dans *la vallée de la Selle*, un sondage réalisé dans la partie amont des alluvions ($x = 739,85$; $y = 224,88$; $z = 342$ m) a traversé 0,30 m de limons sableux surmontant 1,90 m de sables à graviers et galets (atteignant 50 cm dans leur plus grande dimension) reposant sur le substratum.

En aval, près de Monthelon, un autre sondage a traversé, 4,70 m d'alluvions dont 2,20 m de limons argilo-sableux et 2,50 m de sable moyen à grossier à galets (taille 20 cm) reposant sur le substratum. Parmi les éléments détritiques rencontrés, les galets de granite sont nettement dominants, associés à quelques galets de quartzite et plus rarement de rhyodacite ;

— dans *la vallée de l'Arroux*, entre Cordesse et Surmoulin (feuille Épinac-les-Mines), plusieurs sondages effectués pour la reconnaissance des schistes bitumineux atteignent ceux-ci sous un recouvrement al-

luvial compris entre 2,50 m et 7 m, dont la composition va des sables grossiers quartzo-feldspathiques micacés à passées argileuses, aux couches de graviers à galets décimétriques de quartz, silex fauve à patine noire (chaille), tufs et grès ;

— dans *la vallée de la Drée*, près de Dracy-Saint-Loup, on relève 2,50 à 3,25 m de remplissage alluvial sur un substratum de schistes (feuille Épinac-les-Mines) ;

— en *rive gauche du Ternin*, à la Levrotte ($x = 745,575$; $y = 223,800$; $z = 302$ m), le substratum schisteux a été atteint sous 4 m d'alluvions.

On remarque ainsi que l'épaisseur du remblaiement varie de 2,50 à 7 m environ.

La faible épaisseur des alluvions est soulignée par la présence de seuils rocheux, comme par exemple dans la vallée du Ternin au pont Renaud où la rivière coule directement sur les schistes et les grès conglomératiques, de même qu'à Surmoulin (feuille Épinac-les-Mines) où le lit vif de l'Arroux entaille directement les schistes.

C. Colluvions des fonds de vallons. Des colluvions limono-argilo-sableuses, parfois caillouteuses, emplissent les fonds des vallons. Leur mise en place s'effectue à partir des remaniements sur les versants sous l'action du ruissellement et peut-être accessoirement de la solifluxion. Généralement, les colluvions des têtes des vallons sont essentiellement limoneuses et elles se chargent en galets et blocailles lorsque le vallon s'approfondit et qu'il recoupe les matériaux des terrasses ou des cônes alluviaux.

Les colluvions passent insensiblement aux alluvions Fy-z, aussi la délimitation de C et Fy-z est-elle arbitraire, même si elle s'appuie le plus souvent sur des traits morphologiques tel que le passage du fond en forme de berceau au fond plat. Leur épaisseur n'est pas reconnue mais il est raisonnable de penser qu'elle puisse atteindre un ou plusieurs mètres.

Leur mise en place est contemporaine de celle des reliefs quaternaires. Elle se poursuit encore actuellement bien que, du fait de l'abondance des prairies, l'érosion anthropique soit aujourd'hui très diminuée.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Carbonifère inférieur

Les dépôts sédimentaires du Dinantien (Tournaisien et Viséen) se font dans un environnement marin peu profond par apports successifs, parfois brutaux, de matériaux érodés sur un continent proche. Les alternances répétées de sédiments clastiques plus ou moins grossiers et de sédiments fins, parfois même carbonatés, caractérisent un domaine épicontinental, subsident, alimenté par des turbidites et où les

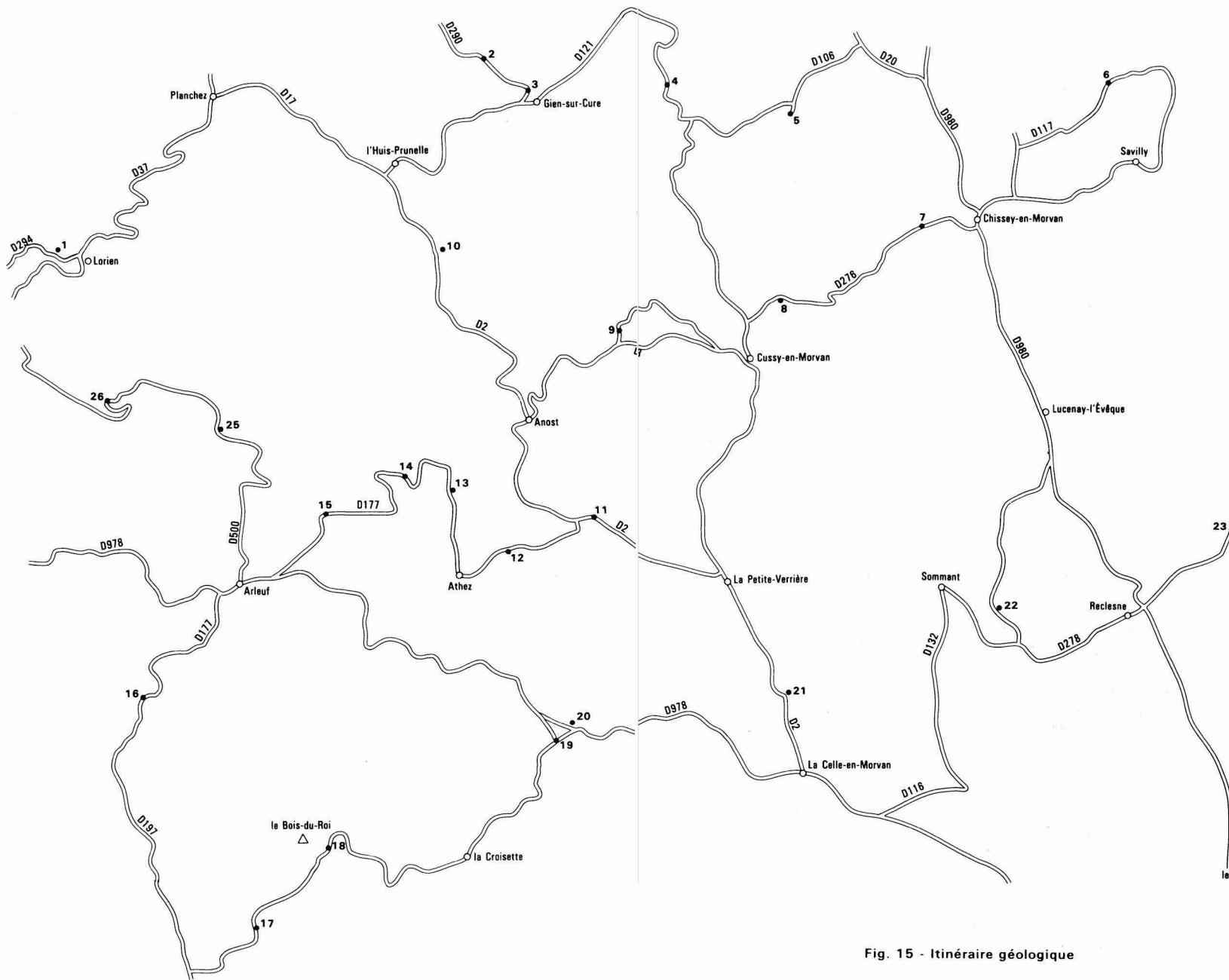


Fig. 15 - Itinéraire géologique

phases de calme sont localement (haut-fond) favorables à la formation de calcaires fossilifères. Sur le continent, très probablement constitué par le bâti cristallophyllien hérité de la phase orogénique acadienne (fin Silurien), le climat favorise la végétation, mais les conditions de transport des sédiments sont peu propices à la conservation des restes organiques.

À deux reprises la sédimentation est interrompue, voire complètement annihilée, par une activité volcanique, d'abord subaquatique au Tournaisien—Viséen inférieur et moyen où les coulées de laves basiques, puis de laves acides, s'épanchent dans une tranche d'eau peu épaisse. Les conditions locales, l'édification des piles volcaniques, tendent vers l'émersion des appareils et des coulées volcaniques qui prennent des caractères ignimbrtiques. L'instabilité du milieu, inhérente à l'activité volcanique, est soulignée par la relative abondance des brèches de coulées.

Cette activité volcanique a débuté au Dévonien supérieur (Famennien) par une suite de basaltes, andésites, dacites et soda-rhyolites de nature calco-alkaline. Ces laves se sont épanchées en petits massifs de quelques kilomètres d'extension, constitués de coulées et de dômes intercalés dans une sédimentation fine de siltites où les produits de remaniement du volcanisme basique forment de puissantes accumulations de tufs et de brèches.

Plus réduite durant les premiers temps du Carbonifère, l'activité reprend donc à la fin du Tournaisien. Contrairement à l'époque précédente, les laves acides prédominent et constituent d'abord des massifs isolés de laves et de dômes au sein de la sédimentation détritique. Au Viséen inférieur, les épanchements de laves et ignimbrites acides dominent largement sur une sédimentation détritique où s'intercalent les produits de démantèlement des appareils volcaniques plus ou moins émergés, tufs et conglomérats à galets de dacite et rhyolite.

Au Viséen supérieur, le volcanisme domine largement, laissant peu de place à des dépôts charbonneux qui sont de surcroît toujours associés à des tufs remaniés. Ce volcanisme est essentiellement aérien et fait de puissantes accumulations de tufs soudés ou d'ignimbrites, localisées dans des domaines dont la structuration est contrôlée par les fractures formées lors de la phase épirogénique intra-viséenne. Dans ces fosses volcano-plutoniques, orientées ENE-WSW, la subsidence est entretenue par la vidange des chambres magmatiques sous-jacentes. La très large extension et la relative homogénéité pétrographique des laves et des ignimbrites ne permet pas de cerner les foyers d'éruption.

Les volcanismes calco-alkalins mis en place du Famennien au Viséen supérieur sont caractéristiques des zones orogéniques, où un climat compressif engendre des magmas issus en majorité de la fusion de la croûte sialique. Cette fusion est favorisée et entretenue par le jeu des cisaillements ductiles profonds durant l'orogénèse hercynienne. Sur

un domaine de plate-forme continentale active s'édifient des accumulations de laves calco-alcalines dont les quelques affinités tholéitiques (Famennien à Viséen inférieur) indiqueraient une origine profonde des magmas, base de la croûte continentale. Au Viséen supérieur, le magma, essentiellement acide, est issu de la fusion de matériaux sialiques comme en témoignent les reliques de grenat ou même de gneiss observées dans les laves.

L'activité volcanique, intense durant tout le Viséen, est accompagnée par une première montée granitique, les granophyres de Gien-sur-Cure qui peu à peu envahissent les formations volcano-sédimentaires. La disposition des intrusions suggère une mise en place pluriphasée. Elles débutent au Viséen inférieur, ont leur paroxysme à la limite Viséen moyen/Viséen supérieur et se poursuivent modérément au Viséen supérieur.

Carbonifère supérieur—Permien

Au Westphalien, les granites de Planchez et du Folin se mettent en place et recourent les formations dinantiennes plissées lors de la phase sudète. Ce sont des massifs allochtones montés à travers la croûte continentale à la faveur de zones de faiblesse, de cisaillement. Leurs caractères géochimiques et isotopiques (Sri. élevé) indique une origine essentiellement sialique par fusion anatectique de la croûte profonde.

Les formations volcano-plutoniques de Blismes—Montreuilon, d'âge Stéphanien à Autunien, se sont accumulées dans une vaste caldeira générée dans un champ de contraintes affectant le bâti granitique consolidé au Westphalien et déjà érodé.

Ce n'est que tardivement par rapport à la phase asturienne proprement dite, au Stéphanien moyen, que commence l'histoire sédimentaire du bassin d'Autun, avec le dépôt du bassin houiller d'Épinac. Et c'est plus tard encore que s'agrandit le bassin d'Autun, et sur cette feuille c'est seulement l'Autunien basal qui inaugure le comblement de ce bassin.

C'est un lac intramontagneux, loin de toute influence marine. Ses rivages reçoivent des décharges détritiques, cailloutis et gravillons, qui admettent de rares et fugaces dépôts charbonneux. Au large, ce sont des sables et des vases où des galets n'arrivent que rarement.

Dans la zone de balancement subsiste la végétation palustre « houillère » à fougères et lépidophytes, en compétition avec la végétation à conifères installée sur les premières pentes sèches ; c'est la dernière qui assure finalement sa prédominance.

Le régime du lac oscille entre des régimes instables, parfois varvés, parfois fluviatiles et plus ou moins aérés, parfois de stagnation et confinés, enregistrés par les dépôts des schistes bitumineux ; il s'agit

de vases putrides chargées d'algues huileuses et de débris animaux phosphatés ; ce faciès à schistes bitumineux est tellement caractéristique que dans l'usage l'adjectif « autunien » ne désigne pas seulement un étage stratigraphique mais aussi un tel faciès.

À en juger par la quantité des traces qu'elle a laissées : coprolites, écailles et épines de poissons, ... la vie animale devait grouiller dans ce lac et autour : surtout poissons, amphibiens et reptiles, avec un cortège de crustacés et d'insectes. On remarquera la rareté des lamelli-branches, probablement parce que ces eaux acides convenaient mal à leurs coquilles.

Au fil du temps, le bassin s'est rétréci, et l'Autunien supérieur ne s'est déposé que dans une zone centrale restreinte ; en même temps les schistes bitumineux sont plus importants. Tout au sommet, le célèbre boghead est constitué par l'accumulation d'algues bothryococcacées sans support minéral. On peut le décrire aussi bien comme un véritable charbon que comme un « schiste bitumineux » sans schistes. Quoiqu'il en soit, ce boghead témoigne de la raréfaction des apports terrigènes.

Pendant toute cette période permienne, un volcanisme alentour à été enregistré par l'intercalation, à certains niveaux, de cendres volcaniques.

Quaternaire

L'évolution quaternaire du bassin, sous l'effet de modifications morpho-climatiques (surrection des bordures du bassin, rejeux d'accidents anciens dans le bassin, alternances de périodes sèches et à très fortes précipitations) va permettre la mise en place de dépôts détritiques meubles fluvio-lacustres puis fluviatiles issus des altérites du socle et du remaniement des sédiments permien.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

Le bâti cristallophyllien, dont la structuration majeure est héritée de la tectogenèse acadienne et sur lequel se déposent les formations sédimentaires, est soumis durant l'évolution de la chaîne hercynienne à des cisaillements ductiles profonds. Le domaine, tel celui du faisceau du Morvan, correspond à des zones de moindre cisaillement où ces formations ont été conservées à l'abri d'un enfouissement profond ; d'où l'absence de métamorphisme, même léger. Les séries sont néanmoins fortement plissées selon deux directions, ENE-WSW et NW-SE, durant la phase orogénique sudète.

Du Sud au Nord du Morvan se succèdent des domaines granitiques, volcano-sédimentaires, à nouveau granitiques, puis gneissiques, qui témoignent de la montée à un même niveau structural d'unités d'origine diverses. Les gneiss de faciès amphibolique sont passés par des stades

catazonaux. Les granites monzonitiques et alumino-potassiques sont issus de la fusion anatectique de la croûte continentale profonde et sont montés à travers celle-ci à la faveur de grands cisaillements crustaux (Rolin et Stussi, 1991). La mise en place des granites s'est échelonnée du Namurien au Westphalien terminal durant les phases de relaxation de l'orogénèse.

L'activité magmatique se réduit, limitée à un volcano-plutonisme de caldeira dont la formation est initiée par les contraintes tectoniques (Guérin et Monnier, 1984), les trois périodes de compression responsables de la fracturation tardi-hercynienne (Blès *et al.*, 1989) :

- compression N-S au Westphalien terminal et Stéphanien B, engendrant des décrochements dextres N170°E à pendage 75°S et senestres N20°E à pendage 65°W ;
- compression NW-SE au Stéphanien B et C, engendrant des décrochements dextres N90°E à pendage 75°N et senestres N145°E verticaux ;
- compression E-W au Stéphanien terminal, engendrant des décrochements dextres N50°E verticaux et senestres N110°E verticaux.

La phase de distension qui suit à l'Autunien se fait par simple relâchement de la compression E-W. L'origine du bassin d'Autun est dans l'accident correspondant au chevauchement du massif granitique des Settons par le batholite de Luzy. Il est souvent appelé « faille d'Autun ». Cet accident est responsable de la structure d'effondrement dans laquelle sont accumulés les sédiments du bassin permien d'Autun.

Ce bassin est cependant situé à l'écart des grandes fractures du Massif central comme celles qui, non loin de là, ont déterminé le grand Sillon houiller de Blanzey—Le Creusot. Il apparaît d'une tectonique et d'une histoire relativement calmes. Après le dépôt de l'Autunien, sa subsidence était achevée, il s'est figé. Son comblement s'est arrêté, et il n'a pas conservé de molasses saxoniennes. Comprimé lors de la phase orogénique saalienne, la structure synclinal dissymétrique se traduit sur la bordure sud par des dépôts détritiques grossiers à fort pendage vers le Nord, alors que dans la partie nord les pendages sont faibles vers le Sud. Ainsi l'axe du synclinal, dirigé N80°E, se trouve assez proche de la bordure sud et de la faille d'Autun qui a la même direction et avec laquelle il a parfois été confondu.

En définitive le bassin d'Autun, tel que nous le voyons aujourd'hui, est peu différent de ce qu'il était à l'époque permienne.

Les mouvements épirogéniques qui se succèdent jusqu'à l'époque actuelle ne font que réactiver les accidents tardi-hercyniens. Au Lias, la distension NW-SE à E-W favorise l'ouverture des filons subméridiens à quartz et fluorine (Valette, 1983).

Au Cénozoïque, la compression pyrénéenne, N-S, fait jouer en faille inverse l'accident de Chatin. À l'Éocène terminal—Oligocène, la distension E-W à NW-SE qui engendre les Limagnes, fait jouer en

failles normales les fractures subméridiennes du socle morvandiau. À la fin du Miocène, le contrecoup de l'orogénèse alpine influence peu le Massif central.

Sur le territoire de la feuille, les grandes failles déduites du réseau hydrographique et dans quelques cas de la cartographie géologique, découpent le socle paléozoïque en une série de blocs. Les données apportées par les études géophysiques — gravimétrie et magnétisme (Debéglija *et al.*, 1972) — confirment ce découpage en blocs de 2-3 km de côté. Le réseau de failles principales se réduit à trois directions majeures : NNW-SSE (ex. : vallée de la Celle), NE-SW à ENE-WSW (ex. : vallée de Visigneux) et NW-SE à WNW-ESE (ex. : faille de Chatin, vallées du Rainache, du Vernay).

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Tout le Nord-Est du Massif central appartient à la zone arverno-sosgienne ou moldanubienne de la chaîne varisque. Cette zone est caractérisée par l'existence d'un socle gneissique consolidé au Dévonien inférieur (phase acadienne) et dont l'histoire tectono-métamorphique plurifaciale a débuté au Silurien avec un stade éclogitique, suivi d'un stade granulitique évoluant au cours du Dévonien de façon rétrograde vers un métamorphisme de faciès amphibolique (Dufour, 1985 ; Pin, 1989 ; Ledru *et al.*, 1989).

Au cours de l'orogénèse hercynienne, les cisaillements modérés de ce socle gneissique structurent le faisceau du Morvan. La sédimentation terrigène épicontinentale, qui débute au Dévonien supérieur par des calcaires récifaux localisés sur les hauts-fonds, est constituée de dépôts silteux coupés de nombreux épisodes volcaniques, tufs, brèches et coulées basiques et acides dont le chimisme est celui d'un volcanisme de zone de collision orogénique.

Ce magmatisme calco-alcalin présentant des affinités tholéiitiques, est engendré par les cisaillements de la partie profonde de la couche continentale. Tout en conservant leur caractère calco-alcalin, ces venues magmatiques évoluent au Viséen vers des termes principalement acides, issus de la fusion anatectique de couches moins profondes de la croûte, granitiques et gneissiques.

Au Carbonifère inférieur, la sédimentation se poursuit sans discontinuité, toujours accompagnée du même type de volcanisme calco-alcalin. Les apports détritiques d'origine continentale se font plus grossiers et l'aire de sédimentation tend à l'émersion sur et autour des appareils volcaniques. Les mouvements épirogéniques intra-viséens contrôlent plus étroitement l'activité volcanique qui tend à se localiser dans des gouttières ou fosses volcano-plutoniques où les accumulations subaériennes de laves et leurs cortèges subvolcaniques deviennent énormes, interdisant presque toute sédimentation. À la fin du Viséen,

la phase sudète comprime et plisse les formations volcano-sédimentaires déposées depuis le Dévonien supérieur.

Latéralement au domaine du faisceau, les intrusions plutoniques d'origine sialique profonde (fusion anatectique) accompagnent ou relaient l'activité volcanique. Leur ascension à travers le socle gneissique est contrôlée par des cisaillements profonds qu'ils cicatrisent (Rollin et Stussi, 1991).

Après la mise en place des derniers granites au Westphalien et le paroxysme de l'orogénèse hercynienne, commence l'érosion de la chaîne montagneuse, activée par des décrochements latéraux qui provoquent la genèse et l'effondrement de la caldeira de Blismes—Montreuillon et la formation du bassin subsident d'Autun où les dépôts détritiques et organiques seront encore plissés par les derniers mouvements de l'orogénèse hercynienne, la phase saalienne.

Au Lias, la réactivation des fractures générées à la fin des temps hercyniens favorisent un hydrothermalisme intense dont on retrouve les dépôts aussi bien dans le socle paléozoïque, sous forme de filons à fluorine, qu'à sa périphérie, en couches interstratifiés dans les premières assises du Mésozoïque (silicifié).

Au Cénozoïque, les contrecoups des mouvements orogéniques pyrénéens accentuent la fracturation du Morvan qui tend à former un vaste horst dominant le domaine mésozoïque.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Si les restes mégalithiques sont rares — menhir de l'Oussière — car souvent détruits, la civilisation gallo-romaine, florissante grâce à Augustodunum (Autun), a laissé de nombreux vestiges dans la région, principalement le long d'un axe E-W : voies gauloises, romaines au Nord de Roussillon, site gallo-romain des Bardiaux, oppidum du Fou de Verdun.

La période du bas Moyen-Âge a laissé peu de traces dans un pays parcouru et ravagé par les nombreux envahisseurs. Ce n'est qu'à partir du XI^e siècle que l'habitat se stabilise autour des paroisses et leurs églises. Pendant longtemps la seule richesse est le bois, charbon puis flottage. L'agriculture et l'élevage se développent sur ces terres pauvres mais bien arrosées. La fin du XIX^e et la première moitié du XX^e siècle ont vu croître l'activité minière : charbon, fer, fluorine, schistes bitumineux.

Le bouleversement du marché des matières premières et de l'énergie qui marque la seconde moitié du XX^e siècle, a stoppé nombre des anciennes activités industrielles. L'agriculture mécanisée et l'élevage,

comme l'exploitation planifiée et fortement mécanisée du bois, nécessite peu de main-d'œuvre. La région, d'abord dépeuplée, s'adapte doucement au tourisme vert et devient un lieu de résidences secondaires.

RESSOURCES EN EAU

Pluviométrie et potentiel d'écoulement

La pluviométrie moyenne annuelle pour une longue période (1951-1970), d'après une carte régionale à 1/1 200 000 (SRAE Bourgogne-CEMAGREF, 1982), réalisée à partir des moyennes établies sur les stations pluviométriques de la Météorologie nationale, croît d'Est en Ouest avec l'altitude :

- de 800 à 1 000 mm à l'Est du méridien de Chissey-en-Morvan ;
- de 1 000 à 1 200 mm entre les méridiens de Chissey et de Cussy-en-Morvan ;
- plus de 1 200 mm sur plus de la moitié ouest de la feuille (à l'Ouest du méridien de Cussy-en-Morvan).

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) sur la période 1946-1976 (Louvrier et Margat, 1983), croît avec l'altitude : d'environ 300 mm en bordure est, à près de 750 mm, et plus, à l'Ouest d'une ligne passant par la Chaise, Bussy, Roussillon-en-Morvan, voire plus de 1 000 mm au Sud d'Arleuf sur le haut Morvan (forêts du Grand-Montarnu, du Folin, et de Saint-Prix).

La température annuelle moyenne pour la période 1961-1980, d'après une carte régionale élaborée à l'aide de moyennes établies sur les postes thermométriques par la Météorologie nationale, décroît d'Est en Ouest avec l'altitude, d'environ 9,5 °C-10,7 °C (1 °C-1,7 °C en janvier et 18 °C-19,7 °C en juillet), à 9 °C (0,9 °C en janvier et 17 °C en juillet) en passant dans le haut Morvan par 8,5 °C (0,5 °C en janvier et 16,5 °C en juillet). À Lucenay-l'Évêque à l'Est, elle est de 9,5 °C (0,9 °C en janvier et 18 °C en juillet). Aux confins ouest, Château-Chinon est à une température moyenne de 9,1 °C (1,3 °C en janvier et 17 °C en juillet), en considérant la période 1951-1980.

Hydrométrie

Du point de vue hydrographique, la feuille Lucenay-l'Évêque se partage entre les bassins de la Seine à l'Ouest et au Nord-Ouest, et surtout de la Loire, la ligne de crête topographique passant à l'Ouest de Chaumien, entre Anost et Lavault-de-Frétoy, et à l'Est d'Arleuf. On distingue en effet :

- le haut bassin de l'Yonne avec ses petits affluents de rive droite sur la frange ouest de la feuille, et la Cure au NNW ;

— des bassins des affluents du haut Arroux : celui du Ternin à l'Est, et de la Celle grossie de la Chaloire et de la Canche au centre et au Sud.

La densité du réseau hydrographique est plutôt élevée, comme il se doit sur les terrains du socle hercynien.

L'étude ci-après du débit des rivières, en vue surtout d'évaluer l'importance des écoulements souterrains, a été effectuée à partir des données de jaugeage existant sur cette feuille (station de jaugeage de Pré-Charmoy sur le Ternin) ou aux confins (stations de Pannessière sur l'Yonne, feuille Château-Chinon et de Polroy sur la Celle, feuille Autun).

On obtient les résultats suivants, les débits d'étiage et les coefficients moyens de débit de l'Yonne étant donnés pour mémoire, car surestimés du fait de la régulation par le barrage de Pannessière :

Rivière	Ternin		Celle	Yonne	
Station Gestionnaire Bassin-versant (km ²)	Pré-Charmoy SRAE Bourgogne 257		Polroy SRAE Bourgogne 138	Pannessière GRPH Rhin 216	
Période de mesures	1968-78	1970-78	1970-78	1959-79	1970-78
Débit moyen annuel (m ³ /s)	3,578	3,38	2,908	5,607	5,113
Débit spécifique moyen annuel (l/s/km ²)	13,9	13,15	21,1	26,0	23,7
Débit moyen mensuel d'étiage (m ³ /s)	0,807	0,503	0,659	2,004	1,822
Débit spécifique moyen mensuel d'étiage (l/s/km ²)	3,1	1,95	4,8	9,3	8,4
Coefficient moyen de débit :					
- minimum	0,149	0,225	0,227	0,357	0,356
- maximum	3,00	2,655	2,767	1,787	2,246
- maximum/minimum	20,1	11,8	12,2	5,005	6,309

Le débit spécifique moyen annuel croît avec l'altitude du bassin-versant, de celui du Ternin à celui de la Celle, et l'exposition, le versant ouest du haut Morvan (bassin de l'Yonne) étant plus arrosé que le versant est (bassin de la Celle).

Le débit spécifique moyen mensuel d'étiage, qui permet d'approcher le débit moyen des écoulements souterrains au sein des terrains du socle hercynien, indique pour ceux-ci des valeurs plutôt faibles, plus pour le bassin du Ternin, moins arrosé que celui de la Celle.

Les valeurs minimum du coefficient moyen de débit (rapport du débit moyen mensuel sur le débit moyen annuel) signalent des contributions faibles mais non négligeables des écoulements souterrains à l'écoulement total : de 15 à plus de 20 % selon la longueur de la période de mesure considérée, sur les bassins de la Celle et du Ternin. Le rapport maximum/minimum de ce coefficient, supérieur à 10 sur

les bassins de la Celle et du Ternin, témoigne alors d'un assez faible pouvoir régulateur des eaux souterraines du socle.

Ressources en eaux souterraines

Aquifères potentiels

Les ressources en eaux souterraines de la feuille Lucenay-l'Évêque sont contenues :

- dans les vallées de l'Yonne, du Ternin et de la Celle, par les alluvions trop peu épaisses et perméables pour permettre une productivité excédant quelques dizaines de mètres cubes par heure ;
- dans l'angle sud-est, les grès autuniens du bassin permien d'Autun, localisés dans le secteur sud-ouest de la commune de Tavernay, et constituant *a priori* un réservoir profond non reconnu ;
- et sur la quasi-totalité de la feuille par les terrains plus ou moins fissurés et arénisés du socle hercynien, constituant des réservoirs profonds non explorés dont on ne connaît que les sources de débordement à faible débit. Ces derniers aquifères potentiels se répartissent de la manière suivante.

● **Roches plutoniques** (au Nord-Ouest et au Sud)

- granite et microgranite au Sud d'une ligne Haut-Folin—Fontaine-Saint-Jean—Haut-des-Chaumes ;
- granite porphyroïde au Nord-Ouest d'une ligne Lorien—la Chaise—Gien-sur-Cure.

● **Formations volcano-sédimentaires** (partout ailleurs)

- granites hypovolcaniques : régions de Lavault-de-Frétoy et Arleuf à l'Ouest, de Cussy-en-Morvan au centre à Lucenay-l'Évêque et Barnay à l'Est, et de Guise à Villiers-en-Morvan au Nord ;
- entourés de tufs volcaniques qui prennent la feuille en écharpe, de Fâchin au Sud-Est au bois de Chapitre à l'Est, et s'étendant au Nord-Est, de Chaumien à Chissey-en-Morvan ;
- et enserrant des unités sédimentaires (siltites, grès et conglomérats) et volcaniques dans les régions des Brenets à l'Ouest, d'Anost au centre, et de Cussy-en-Morvan et Lucenay-l'Évêque à l'Est.

Aquifères utilisés

Les alluvions du Ternin sont sollicitées localement, tandis que la plupart des captages s'adressent seulement aux émergences des aquifères du socle hercynien.

Les renseignements ayant servi à la rédaction du texte ci-après concernant les captages et les populations concernées ont été obtenus à partir des documents des DDAS de Côte-d'Or, de la Nièvre et de Saône-et-Loire, de l'université de Dijon (Rat *et al.*, 1978), des dossiers

figurant en banque de données du sous-sol et des avis d'hydrogéologues agréés en matière d'eau et d'hygiène publique.

• **Nappe alluviale du Ternin.** Cette nappe est exploitée localement à Lucenay-l'Évêque, entre les hameaux de Souvert et Mortaise, aux lieux-dits Champs-du-Pont et Gros-Vernois, par 3 puits (indices nationaux BRGM 524-4-4 à 6) de quelques mètres de profondeur collectant 178 m de drains, pour fournir respectivement 25,80 et 70 m³/h au syndicat du Ternin (3 187 habitants, 9 communes dont 1 708 habitants et 5 communes — Chissey-en-Morvan, Lucenay-l'Évêque, Reclusne, Sommant et Tavernay — concernent la feuille étudiée).

Sur cette zone de captage, la tranche mouillée est irrégulière, comprise entre 0,7 et 3,5 m pour une épaisseur alluviale totale de 3,6 à 4,9 m.

La qualité de l'eau est fortement influencée par la réalimentation de la rivière et de la tranchée spécifique d'alimentation qui en dérive. Les eaux sont de type bicarbonaté calcique à minéralisation faible, très douces (dureté inférieure à 10 degrés Français), agressives, avec des teneurs excessives en fer et manganèse. Elles font l'objet d'un traitement physico-chimique correcteur, ainsi que d'une chloration.

• **Aquifères du socle hercynien.** Ce sont surtout les aquifères des formations dinantiennes, avec en premier lieu les granitoïdes, puis les unités volcaniques, sédimentaires et les tufs, qui sont utilisés. Les roches plutoniques sont peu sollicitées.

Les captages correspondent à des puits superficiels ou à des drains mis en œuvre dans les arènes d'altération de ces terrains plus ou moins fissurés. Ils sont nombreux, et de faible débit (une à plusieurs dizaines de mètres cubes par jour en étiage), lorsque celui-ci est connu, ainsi que l'indique le tableau suivant :

Indice national BRGM	Commune	Désignation	m ³ /j	Date
524-1- 1	Corancy (58)	Manille	29	22.11.1984
-12	Planchez (58)	Lassas (2 sources)	48 (*)	01.12.1978
-18	Corancy (58)	Lorien	72	29.06.1986
-19	Corancy (58)	Vouchot-Dessous	22	29.06.1986
-21	Corancy (58)	Vouchot-Dessus	17	29.06.1986
-22	Lavault-de-F. (58)	Montagne	48	00.00.1982
-23	Lavault-de-F. (58)	Rouchy-Bressoux	60	00.00.1964
524-2-3	Gien-sur-Cure (58)	Parc résidentiel	{ 65 130	00.09.1973 00.11.1973
-4	Gien-sur-Cure (58)	Coupe-Lyonnet	50 à 75	selon saison
-5	Gien-sur-Cure (58)	Foie-aux-Oies	{ >125 70	00.00.1965 étiage 1976
-8	Anost (71)	Prés-Bassots	9	00.09.1976
-9	Anost (71)	les Ressets	9	00.09.1976
524-3-2	Cussy-en-Morvan (71)	Échenets	≤ 150	00.00.1963
-5	Cussy-en-Morvan (71)	Fontaine Froide-Haut	54	00.00.1963
-6	Cussy-en-Morvan (71)	Fontaine Froide-Bas	20 à 30	00.00.1963
524-5-12	Arleuf (71)	Petit-Montarnu 1	20(*) à 36	00.00.1985
-13	Arleuf (71)	Petit-Montarnu 2	9(*) à 100	00.00.1985
524-6-9	Saint-Prix (71)	Crot-Morin	40	00.00.1965
			(*) étiage	

Les eaux de type bicarbonaté calcique à minéralisation faible à très faible ont une dureté inférieure à 10°F, sont agressives, peuvent présenter des teneurs excessives en fer et manganèse, et leur qualité bactériologique est fréquemment mauvaise. Elles subissent ou non, avant distribution, des traitements physico-chimiques correcteurs et de désinfection.

Dans le département de *Côte-d'Or*, la commune de Ménessaire (96 hab.) est alimentée par deux sources (indices nationaux BRGM 524-2-5 et 38), dont les périmètres de protection sont prescrits.

Dans la *Nièvre* on note :

— à Arleuf (863 hab., gestion de l'eau par associations syndicales libres) 15 sources (524-1-26 et 524-5-1, 12 à 15, 24 à 32), dont 4 ont fait l'objet d'une définition des périmètres de protection (524-5-1, 12 à 14);

— à Château-Chinon—Campagne (710 hab., gestion par association syndicale libre) 4 sources (524-5-20 à 23) alimentant partiellement cette commune;

— à Corancy (404 hab.), 5 sources (524-1-1, 17 à 19 et 21), qui pourvoient partiellement aux besoins en eaux communaux et dont les périmètres de protection sont définis;

— à Fâchin (119, hab., gestion par associations syndicales) 4 sources (524-5-34 à 37) alimentant la commune en majeure partie, et dont les périmètres de protection sont délimités;

— à Gien-sur-Cure (100 hab.) 3 sources (524-2-3, 4 et 5) alimentant la commune, et dont les périmètres de protection sont en cours de déclaration d'utilité publique;

— à Lavault-de-Frétoy (71 hab.) 4 sources (524-1-22 à 25) alimentant la commune, et dont les périmètres de protection ont été définis;

— à Planchez (395 hab.), 6 sources (524-1-12; 27 à 30 et 524-2-6) alimentant la commune, et dont les périmètres de protection ont été déterminés.

Dans le département de *Saône-et-Loire*, on remarque :

— à Anost (746 hab.), 7 sources (524-2-9 à 12, 16, 34 et 524-6-4), alimentant partiellement la commune, dont 2 (524-2-8 et 9) ont fait l'objet d'une définition des périmètres de protection;

— à Cussy-en-Morvan, 3 sources (524-2-8, 13 et 35) assurant le complément de l'alimentation d'Anost ci-dessus; et 4 autres (524-3-2, 5, 6 et 9), dont 2 (524-3-5 et 6) à périmètres de protection définis, pourvoyant sauf en étiage à la totalité des besoins du syndicat de Cussy-en-Morvan (1 090 habitants, communes de Cussy-en-Morvan, La Celle-en-Morvan et La Petite-Verrière);

— à La Grande-Verrière (582 hab.), 2 sources (524-6-5 et 6) alimentant partiellement la commune;

— à Lucenay-l'Évêque, 2 sources (524-4-1 et 2) à périmètres de protection définis, et assurant pour une faible part l'alimentation du syndicat du Ternin;

— à Roussillon-en-Morvan (337 hab.), 2 sources (524-6-7 et 8) alimentant la commune, et dont les périmètres de protection ont été définis;

— à Saint-Prix (225 hab.), 1 source (524-6-9) qui contribue à l'alimentation communale.

Possibilités de développement

Les réservoirs profonds du socle hercynien, partout sauf dans l'angle sud-est de la feuille, et localement des grès autuniens (à Tavernay) pourraient être mieux exploités par forages sur les sites les plus fracturés, à définir par des prospections adaptées. On gagnerait alors en productivité et protection à l'égard des pollutions potentielles.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Environ 90 anciennes carrières, certaines encore exploitées de façon intermittente, ont été notées au cours du levé géologique du domaine carbonifère; il en existe certainement plus. La grande majorité d'entre elles sont ouvertes dans des microgranites filoniens qui ont servi de pierre à bâtir. Beaucoup d'autres entaillent des roches partiellement altérées, de nature diverse : granites, granophyres et volcanites, siltites, qui servent à l'entretien des cours et des chemins ruraux. Restent enfin les deux exceptions que sont les anciennes exploitations de calcaire à chaux.

Si le potentiel de matériaux de carrière paraît imposant, il faut savoir que les roches paléozoïques sont intensément diaclasées, voire faillées, et qu'aucune carrière n'a pu fournir des blocs de grande taille.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Minéralisation encaissée dans le granite

À 500 m au Sud-Est du point culminant du Morvan, l'indice du Bois-du-Roi, ou mine du Haut-Folin (5-4004), a fait l'objet d'une petite exploitation entre 1896 et 1913 : 270 tonnes de tout-venant contenant entre 19 et 30 % d'arsenic. Les anciens travaux entièrement dans le minerai consistent en un puits de 18 m de profondeur, une galerie coudée de 22 m et un faux puits de 6 m (Burnol, 1955).

La minéralisation, accessible seulement dans les déblais (Kraut et Prouvost, 1954), est complexe, constituée d'une première venue hydrothermale chaude à quartz et mispickel en veines disséminées dans le granite encaissant, suivie d'une seconde phase minéralisée en chalcoppyrite et pyrite dans une gangue de quartz et chlorite. Cette seconde venue contient également cassitérite, chalcocite et blende, de façon subordonnée bornite et covelline et plus rarement scheelite et bismuthinite.

Filons de quartz à fluorine

Le gisement de fluorine de Voltenne (7-4001) se compose de sept filons qui sont d'Ouest en Est : les filons René et René-bis, le « Grand filon », les filons des Sapins, de Bois-Bernard et les deux filons du Bonnet-Vert.

Le « Grand filon » fut exploité de 1861 à 1961 par la famille de Champeaux, d'abord en surface dans de grandes tranchées et en carrière ; il est reconnu sur 4 km de long et 100 m de profondeur, la puissance moyenne est de 1,5 m avec des épaisissements atteignant 8 m.

En 1961, la mine est reprise par la Société minière et métallurgique du Châtelet qui exploite principalement les filons René et René-bis. On estime la production à 300 000 tonnes à 83 % de CaF_2 , de 1861 jusqu'à la fermeture de la mine en 1972.

Il ne reste de cette exploitation minière que de profondes tranchées ouvertes dans la forêt et des galeries inondées, ouvrages abandonnés d'accès dangereux.

Au Vouchot (1-4001), un filon subméridien est reconnu sur 500 m et contient une réserve de 220 000 tonnes à 45 % de CaF_2 .

D'autres filons sans importance économique sont signalés à Athez—le Chéset (6-4002) et Vaumignon (6-4001).

Filons à barytine

Ces filons quartzeux sont fréquents mais de puissance réduite et sans extension. Certains contenant en outre fluorine, sulfures divers, autunite, dans le secteur des Robins—Beauregard (5-4001), ont fait l'objet de travaux de recherches (H. Marlot, CEA) ; ils restent sans intérêt économique.

Filons de quartz et hématite

Les chapeaux de fer dispersés dans les Montarnu-est et ouest (5-4005 et 4007), au Châtelet (5-4003) et aux Blandins (5-4008), ont été exploités au siècle dernier (1840-1850) pour alimenter les forges du Creusot et d'Imphy. Cette exploitation cessa assez rapidement à cause des difficultés et le remplacement en profondeur par la roche-mère : filons de quartz pyriteux.

Vers 1896, H. Marlot effectue des recherches sur ces filons pyriteux, mais sans suite. Les divers sulfures : pyrite, chalcopyrite, blende, galène sont en quantité négligeable, la cassitérite existe au Montarnu-ouest ; la pyrite est seule aux Blandins (forêt de Glux).

Dans le cadre de l'Inventaire minier de la France, le BRGM reprend en 1974 l'étude des indices des Montarnu et du Grand-Montot (6-4007) (les Maçons). Après des prospections géochimiques et géophysiques, des sondages carotés ont été réalisés : 2 au Montarnu-ouest, 3 au Montarnu-est et 3 aux Maçons. Les zones filoniennes, roches silicifiées ou quartz à poches de chlorite, jaspéroïdes rouges ou verts, accompagnées de zones broyées ferrugineuses, n'ont révélé que des teneurs insignifiantes en Pb, Zn, Cu, Sn et W. À signaler la présence de 4 m de calcaire cristallin dans le sondage 3 des Maçons.

Dans les anciens travaux de Dront (6-4003; Trinquard, 1962) la limonite et le quartz sont associés à une fracture d'extension réduite. Les teneurs en Pb, Zn et Cu sont très basses et la minéralisation hypogène à l'origine du chapeau de fer n'est pas connue.

Anthracite

Plusieurs lentilles d'anthracite sont interstratifiées dans les volcanites acides du Viséen supérieur. Celles-ci (connues comme anthracite du Culm), quoique d'extension réduite et de médiocre qualité, ont fait l'objet de tentative d'exploitation au milieu du siècle dernier.

Si les travaux à 600 m au Sud de Colonge ont disparu sous le nouveau tracé de la route, on trouve encore les traces de ces recherches à la Charbonnerie (8-4009), aux Brideaux (8-4010), à Ménessaire (3-4002) et à Polroy (7-4004). Seul le gîte de Polroy semble avoir eu une extraction non négligeable.

Charbon

À part de chiches indices, sans intérêt minier, une couche médiocre a permis, dans la concession de Chambois au siècle dernier, une petite exploitation et suscité de nombreux sondages, sans grand succès d'ailleurs (*cf.* annexe).

Schistes bitumineux

Les schistes bitumineux sont abondants et ont naguère été activement exploités dans plusieurs concessions de cette feuille (*cf.* annexe).

Pour l'histoire pittoresque on notera que dès le Néolithique l'homme a utilisé les schistes bitumineux pour en faire des bracelets (peut être parce qu'ils goûtaient leur odeur puissante et tenace; ou parce que celle-ci éloignait la vermine?). On sait aussi que les Romains ont utilisé les schistes bitumineux d'Autun. Ils s'en étaient servis pour la décoration et le lambrissage de leurs temples, ainsi que l'attestent les nombreux débris polis et sculptés trouvés dans les ruines romaines.

C'est longtemps après, en 1824, qu'on entreprit d'en extraire de l'huile. Les premiers essais furent malheureux. On ne savait trop que faire de l'huile ainsi obtenue, et l'odeur abominable qu'elle dégagait

empêchait de l'utiliser pour l'éclairage. Mais à partir de 1840, les procédés de distillation se perfectionnèrent et le pays se couvrit de concessions.

C'est ainsi qu'Autun est devenu le berceau de l'industrie schisteuse dans le monde. Pendant un siècle cette industrie s'est poursuivie sans interruption. Son importance économique était loin d'être négligeable en France ; à la distillation on obtenait, pour une tonne de schistes concassés, jusqu'à 120 litres d'huile, en moyenne 90 litres (naturellement, il fallait brûler du combustible pour distiller ces schistes...). On en tirait du goudron, de l'huile de graissage, de la paraffine, de l'ammoniaque, et même des produits pharmaceutiques.

Le pays s'est jonché de grattages paysans que l'on identifie encore grâce à leurs déblais, qu'on dits « cavaliers ».

Finalement, l'exploitation s'est concentrée aux Télots (8-4012). L'intérêt économique s'est trouvé multiplié dans la période de crise économique de la dernière guerre. L'exploitation a atteint son maximum en 1952, avec 330 000 tonnes. Elle a été abandonnée en 1957.

Il reste deux énormes terrils dans la plaine d'Autun. Ces pyramides font désormais partie du paysage.

Les géologues n'oublient pas qu'il reste aussi, sous la surface, d'importantes quantités de schistes bitumineux. En 1980-1983, le BRGM a procédé à leur révision et à leur estimation d'ensemble.

Boghead

La couche de boghead, au sommet de l'Autunien, quoique n'étant qu'une lentille peu épaisse et peu étendue, a fait naguère la fortune de la concession de Margenne. Le gaz du boghead était utilisé pour l'éclairage nocturne de la ville de Dijon.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

Le Morvan a mauvaise réputation auprès des géologues qui y voit un pays couvert de forêts et de prairies interdisant toute observation valable. À condition de parcourir le pays à pied, en profondeur, et de profiter des nouveaux terrassements de route ou de piste forestière (assez vite repris par la végétation), il est possible d'effectuer de nombreuses observations, certes ponctuelles.

L'itinéraire proposé (fig. 15, en pages centrales) se limite à faire visiter quelques exemples représentatifs des principales unités géologiques.

1. Venant de Château-Chinon par la D 37, à Lorien prendre à gauche la D 294 qui offre, sur quelques centaines de mètres, des rochers de granite de Planchez rosâtre, à grain moyen de 1-5 mm et cristaux de feldspath potassique de 2×3 cm dispersés.

2. Gagner Gien-sur-Cure (D 37, D 17), puis en direction du lac des Settons la D 290. À environ 2 km du village, une ancienne carrière est ouverte dans le microgranite en sill, une roche rouge violacé à grands phénocristaux de feldspath potassique (1×2 à 2×3 cm), phénocristaux de quartz automorphes bipyramidés, de plagioclase, de biotite (0,5 à 5 mm) dans un fond aphyrique. Ce microgranite porphyrique, localement altéré, est recoupé par un filon de microgranite rouge orangé, rubané et ne contenant que des petits phénocristaux (quartz, feldspath, biotite) de 1 mm environ. Ce microgranite à faciès rhyolitique, présente une bordure rose fortement rubanée de 10 cm qui suit les irrégularités de l'éponte, puis 50 à 80 cm de roche gris-vert se débitant en nodules (0,5 à 5 cm) et de roche rubanée rose violacé. Ce filon épais de 4 m est orienté N160°E et est incliné de 70° vers l'Est. Il est recoupé par des diaclases N70°E, P=80°S et N150°E, P=80°E.

3. Au Nord du village de Gien-sur-Cure, la petite carrière ouverte dans le granite granophyrique rosâtre, à grain de 1-3 mm, est le site de la définition et de la datation de l'unité géologique.

4. Avant d'arriver à Ménessaire, la route entaille les rhyodacites du Viséen supérieur, tufs soudés de teinte gris-vert à gris violacé, recoupés de filons de microgranite aphyrique rouge de type tardif (*cf.* arrêt 2) et de filons de microgranite rouge sombre à phénocristaux de quartz, feldspath, biotite (1-4 mm), considérés comme les faciès microgrenus des intrusions granitoïdes de Gien-sur-Cure.

5. Les roches entaillées dans le début du chemin montant à Patuet, sont constituées de rhyodacites du Viséen supérieur. Ces tufs soudés gris-vert contiennent des cristaux (1-3 mm) de feldspath et biotite chloritisée dans un fond vitroclastique. Là aussi, ils sont recoupés par des microgranites apparentés à la génération Gien-sur-Cure.

6. La section NE-SW de cette petite route recoupe des tufs soudés rhyodacitiques, gris-vert à rouge violacé, riches en cristaux (1-2 mm) de feldspath et biotite chloritisée hexagonale. Une fluidalité ignimbristique est orientée N105°E et P=65°S.

7. L'aménagement du virage a entaillé successivement d'Ouest en Est :

- le granophyre rougeâtre à grain de 1-2 mm, Viséen supérieur ;
- le microgranite rouge à petits phénocristaux (1-2 mm) de quartz, feldspath et biotite, de type tardif, orienté N100°E, P=65°S ;
- la rhyodacite violacée, à cristaux (1-2 mm) de quartz, feldspath et biotite chloritisée, Viséen supérieur.

8. L'ancienne carrière de calcaire de Cussy-en-Morvan est située sur le flanc nord de la butte du Bouloi. De la D 276, on y accède par un sentier qui traverse le vallon. Le grand parement oriental est fait de dacites et tufs dacitiques gris ; les calcaires restants affleurent dans l'éperon rocheux situé à gauche de l'entrée de la carrière. Le calcaire gris, en blocs boudinés, est associé à des calcarénites tuffacées et des siltites noires.

9. À la sortie de Cussy-en-Morvan en direction d'Anost, quitter la D 88 pour passer au-dessus par Davelle. Cette petite route entaille localement quelques rochers de dacites du Viséen inférieur, laves gris-vert à violacées, à petits phénocristaux de plagioclase, parfois à lapillis de laves de 1 cm, parfois à texture ignimbritique finement rubanée.

10. À moins d'une centaine de mètres à l'Est de la D 2 et à 1 km au Nord de l'enclos à sanglier, un sentier forestier montant vers le Nord-Est a entaillé des dacites grises du Viséen inférieur (faciès de dôme d'extrusion ?) et des brèches autoclastiques ou autobrèches emballant des fragments de plusieurs centimètres des mêmes dacites grises finement porphyriques.

11. Les roches qui bordent au Nord la D 2 peu après l'ancienne gare de Vaumignon-Anost, sont des andésites-basaltes vert sombre, finement porphyriques, du Viséen inférieur. Les roches sont intensément diaclasées.

12. Le passage des gros filons de quartz du mont Robert se marque par des rochers massifs de quartz blanc à violacé, bréchiq ue et géodique.

13. Dans la partie supérieure de la montée d'Athez à Bussy, les grès gris du Tournaisien—Viséen inférieur sont finement et régulièrement stratifiés sur plusieurs dizaines de mètres, N90°E, P=35°S ; des siltites dures sont interstratifiées.

14. Probablement par assimilation des roches volcaniques basiques situées plus au Nord-Ouest, le granite granophyrique gris (Viséen supérieur) s'assombrit et se charge localement d'amphibole.

15. Sur ce que l'on peut considérer comme la terminaison orientale de la faille de Chatin, les affleurements sont rares dans cette zone de colluvions où les débris de quartz blancs prédominent.

16. Le tracé rectifié de la D 177 a fait disparaître les rochers pittoresques qui caractérisaient cette gorge. Maintenant on peut récolter en abondance des morceaux de granite granophyrique gris à grain moyen et quelques phénocristaux de feldspath de $0,5 \times 1$ cm.

17. Avant l'étang d'Yonne, prendre la D 197 en direction de Gluxen-Glenne et à 500 m au-delà de la limite de la feuille monter au Pré

du Massé par la route forestière. Prendre la direction du Haut-Folin. La carrière ouverte sur la gauche montre les tufs soudés rhyodacitiques gris-bleu sombre du Viséen supérieur.

18. On peut encore trouver dans les déblais de cette ancienne recherche pour arsenic, des échantillons de roche à quartz, chlorite, feldspath et sulfures, pyrite et mispickel.

19. Dans les gorges de la Canche, la section de route qui descend vers le Nord-Est, après le barrage EDF, entaille de nombreux affleurements rocheux où le granite du Folin est traversé par un faisceau de filons de microgranite. Au niveau du point de vue, le granite gris rosâtre, à biotite et muscovite, contient des petites bandes mylonitiques grisâtres. Le filon de microgranite permet de suivre les variations de structure, depuis les bordures rubanées vers le centre un peu porphyrique contenant des phénocristaux de quartz « corrodés », de feldspath potassique, d'oligoclase plus ou moins séricitisé dans un fond felsitique à tendance granophyrique et à lamelles de biotite et de muscovite.

20. Dans ce virage, repérable par la tache faite par la zone broyée pyriteuse, on peut voir le contact entre le granite du Folin et le granite granophyrique du Viséen supérieur. Ce contact, irrégulier dans le détail (lobes millimétriques à centimétriques), est orienté N150°E à N30°E, plongeant de 60° vers l'Est. Granite et granophyre sont recoupés par un filon de microgranite beige, de quelques dizaines de mètres de puissance ; c'est une roche peu porphyrique appartenant au faisceau de la Canche.

21. Les rhyodacites cataclasées, verdâtres et propylitisées et traversées de veines de quartz, se situent dans la terminaison sud du filon René du gisement de fluorine de Voltenne.

22. Le talus de la route entaille des rhyodacites ignimbricitiques vertes, riches en biotite hexagonale chloritisée. La fluidalité est orientée N95°E, P=80°S.

23. La petite carrière est ouverte dans un basalte massif, vert kaki, contenant fréquemment de nombreuses vacuoles vides (dissolution) ou remplies de chlorite et calcite.

24. De cette hauteur on peut voir au Sud les deux terrils des Télots, déblais de l'exploitation des schistes bitumineux, qui s'élèvent à 100 m au-dessus de la plaine du bassin permien d'Autun.

25. Dans les premiers virages de la piste qui monte au Télégraphe, des blocs de roche sont faits d'une brèche volcanique autoclastique ou autobrèche de nature basaltique. Les fragments de laves amygdalaires et de faciès porphyriques variés atteignent plusieurs centimètres.

26. Dans cette section de l'unité sédimentaire, les grès plus ou moins grossiers et les conglomérats à petits galets de quartz (1 cm),

toujours un peu tectonisés, parcourus de veinules de quartz secondaire, sont interstratifiés avec des siltites gris-noir. L'ensemble est stratifié N60°E, P=30°S.

BIBLIOGRAPHIE

- AUBERT M., CORNET J., NAUDY H., ROQUES M., SANSELME H., WEBER C. (1970) — Apports de l'aéromagnétisme de haute sensibilité à la connaissance du socle du Morvan. *Bull. BRGM* (2^e sér.), sect. II, n° 2, p. 13-23, 5 fig., 4 pl.
- AUTRAN A. et coll. (1980) — Évolutions géologiques de la France. Mém. BRGM, n° 107.
- BAUBRON J.C., JÉBRAK M., JOANNES C., LHÈGU J., TOURAY J.C., ZISERMAN A. (1980) — Nouvelles datations K/Ar sur les filons à quartz et fluorine du Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 290, n° 14, p. 951-953.
- BÉBIEN J. (1970) — Étude pétrographique et géochimique des formations volcaniques dévono-dinantiennes de l'extrémité sud-ouest du faisceau synclinal du Morvan. Thèse 3^e cycle, Nancy, 110 p., 53 fig., 14 tabl.
- BÉBIEN J. (1971) — Éléments nouveaux sur le volcanisme dévono-dinantien de l'extrémité sud-ouest du faisceau synclinal du Morvan. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 273, n° 4, p. 466-468.
- 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^e C.G.I., Paris, colloque C.6, p. 213-225.
- BEHR H.J., ENGEL W., FRANKE W., GIESE P., WEBER K. (1984) — The Variscan Belt in central Europe : main structures, geodynamic implications, open questions. *Tectonophysics*, 109, p. 15-40, 8 fig.
- BEHR H.J., HEINRICHS T. (1987) — Geological interpretation of DEKORP 2-S : A deep seismic reflection profile across the Saxothuringian and possible implications for the late Variscan structural evolution of central Europe. *Tectonophysics*, 142, p. 173-202, 12 fig.
- BERTAUX J. (1982) — Origine métamorphique des grenats des volcanites acides d'âge viséen supérieur dans le Nord-Est du Massif central français. *Bull. minéral.*, 105, p. 212-222.
- BESSON M., FONTEILLES M. (1974) — Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéiitiques et calco-alcalines. *Bull. Soc. fr. minéral. crist.*, 97, p. 445-449.
- BLÈS J.L., BONIJOLY D., CASTAING C., GROS Y. (1989) — Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (western European plate) : comparison with geodynamic data. *Tectonophysics*, 169, p. 79-111.

- 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.
- BOUCHET C., CORNET J., GOACHET E., RÉMOND C. (1990) — Évaluation des ressources en eau souterraine des bassins de l'Arroux et de la Bourbince. Rapp. BRGM R 31029 BOU 4S90.
- BRULEY J. (1960) — Le Morvan, cœur de la France. Société amicale et philanthropique La Morvandelle, Paris, 3 vol.
- BURNOL L. (1955) — Note préliminaire sur certains types de minéralisation du Morvan et premier programme de recherche proposé. Rapp. BRGM, 28 avril 1955.
- CABANIS B., THIÉBLEMONT D. (1988) — La discrimination des tholéïtes continentales et des basaltes arrière-arc. Proposition d'un nouveau diagramme, le triangle Th-3*Tb-2*Ta. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. IV, n° 6, p. 927-935.
- CARPENA J., DOUBINGER J., GUÉRIN R., JUTEAU J., MONNIER M. (1984) — Le volcanisme acide de l'Ouest Morvan dans son cadre géologique : caractérisation géochimique, structurale et chronologie de mise en place. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XXVI, n° 5, p. 839-859, 3 fig., 1 tabl.
- CARRAT H.G. (1965) — Sur les relations entre les différents stades de la granitisation hercynienne dans le socle granitique du Morvan septentrional et ceux du faisceau synclinal du Morvan. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 261, n° 3, p. 5153-5156.
- CARRAT H.G. (1969a) — Le Morvan cristallin - Étude pétrographique, géochimique et structurale, position de l'uranium. Thèse, Nancy, 379 p.
- CARRAT H.G. (1969b) — Évolution de la granitisation et du volcanisme dans le Morvan. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), vol. XI, n° 4, p. 574-587, 6 fig., 6 tabl.
- CARRAT H.G. (1972) — Le granite hypovolcanique de Gien-sur-Cure. Expression précoce du plutonisme hercynien dans le Morvan. *Bull. Soc. hist. nat. Autun*, n° 64, p. 13-29.
- CARRAT H.G., LA COMBLE J. (de), FEYS R. (1966) — Sur l'âge de quelques dépôts houillers du Morvan. *Bull. Soc. hist. nat. Autun*, n° 39, p. 11-18.
- CARRAT H.G., WEBER F. (1958) — Présence dans le Morvan d'un nouveau granite hercynien antérieur au granite de Luzy. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, n° 12, p. 801-803, 1 tabl.
- CHABANEL A. (1975) — Le paléovolcanisme acide et les microgranites de Montreuillon (NW Morvan). Thèse 3^e cycle, Paris VI, 163 p., 47 fig., 12 tabl.
- CHÂTEAUNEUF J.J., FARJANEL G., FEYS R., MARTEAU P. (1980) — Sondages stratigraphiques dans le bassin d'Autun ; étude préliminaire. *Bull. Soc. hist. nat. Autun*, n° 95, p. 61-83.
- 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.

- CORNET J. (1976) — Inventaire des ressources hydrauliques des vallées de l'Arroux et de la Bourbince (Saône-et-Loire). Rapp. BRGM 77 SGN 036 JAL.
- CORNET J., PUTALLAZ J. (1978) — Bassin de l'Arroux (71). Ressources potentielles en eaux souterraines et carte générale d'alimentation en eau potable des collectivités. Rapp. BRGM 78 SGN 074 JAL.
- CORSIN P., GUFFROY J. (1969) — Données nouvelles sur le Dinantien du Morvan. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 269, p. 683-684.
- COULON M., CORSIN P., DOUBINGER J. (1980) — Données nouvelles sur la stratigraphie du Dévono-Dinantien du Morvan. *Bull. Soc. hist. nat. Autun*, n° 95, p. 3-12.
- DEBON F., LEFORT P. (1982) — A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 73, p. 135-149.
- DEBÉGLIA N., GÉRARD A., MERCIER F. (1972) — Étude par gravimétrie et magnétisme sur la feuille à 1/50 000 de Lucenay-l'Évêque (Saône-et-Loire). Rapp. BRGM 73 SGN 052 MET.
- DELFOUR J. (1989) — Données lithostratigraphiques et géochimiques sur le Dévono-Dinantien de la partie sud du faisceau du Morvan (nord-est du Massif central français). *Géologie de la France*, n° 4, p. 49-77, 19 fig., 1 carte.
- DELFOUR J., ALABOUVETTE B., CLOZIER L., MERCIER-BATARD F. (1992) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Fours (550). Orléans : BRGM, 83 p. Carte géologique par J. Delfour, B. Alabouvette, L. Clozier (1991).
- DELFOUR J., ARÈNE J., CLOZIER L., CARROUÉ J.P., CORNET J., DELANCE J.H., FEYS R., LEMIERRE B. (1991) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Autun (551). Orléans : BRGM, 88 p. Carte géologique par J. Arène, J. Delfour, L. Clozier, R. Feys, J.H. Delance (1991).
- DELFOUR J., CARRAT H.G., CLOZIER L., FEYS R., FLEURY R., (1988) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Dompierre-sur-Besbre (599). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Delfour, R. Feys, H.G. Carrat, L. Clozier et coll. (1989), 116 p.
- DELFOUR J., CARRAT H.G., CLOZIER L., LEFAVRAIS-RAYMOND A., MAUGENEST M.C. (1990) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Bourbon-Lancy (576). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Delfour, H.G. Carrat, L. Clozier, A. Lefavrais-Raymond (1990), 109 p.
- DELFOUR J., GIGOT C. (1985) — Données stratigraphiques apportées par l'étude de Conodontes du Dévono-dinantien de la région de Bourbon-Lancy (Saône-et-Loire). *Géologie de la France*, n° 4, p. 331-340, 3 fig., 1 pl. photo.
- DELFOUR J., ISNARD P., LÉCUYER E., LEMIERRE B., LHOTE F., MOINE B., PIBOULE M., PICOT P., PLOQUIN A., TEGYEV M. (1984) — Étude 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 figs, 2 tabl., 3 ann (232 p.), 5 pl. h.t.

- DESPOIS J., SANSELME H., VIALETTE Y. (1963) — Granitisation viséenne au NE du Massif central. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 256, n° 10, p. 2193-2195.
- DIDIER J., LAMEYRE J., VIALETTE Y. (1973) — Les granitoïdes hercyniens du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XV, n° 3-4, p. 271-273.
- DUTHOU J.L., CANTAGREL J.M., DIDIER J., VIALETTE Y. (1984) — Palaeozoic granitoids from the French Massif Central : age and origin studied by ^{87}Rb - ^{87}Sr system. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, 35, p. 131-144.
- ELSASS-DAMON F. (1977) — Les « schistes bitumineux » du bassin d'Autun. Pétrographie, minéralogie, cristallographie, pyrolyse. Thèse doct.-ing., Paris.
- FARJANEL G., FEYS R., MARTEAU P. (1985) — Le Stéphaniens et l'Autunien du bassin d'Autun (France). Nouvelles données stratigraphiques. *C.R. 10^e congr. intern. strat. géol. charbon* (Madrid, 1983), 4, p. 487-492.
- FEYS R., GRÉBER C. (1964) — Bassin houiller et permien d'Autun et d'Épinac. *C.R. 5^e congr. intern. strat. géol. charbon* (Paris, 1963), I, p. 45-51.
- FLOYD P.A., WINCHESTER J.A. (1978) — Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology*, 21, 3-4, p. 291-306.
- FRESSE J.C. (1978) — Contribution à l'étude des formations superficielles détritiques de l'Est de la France. Les sols hydromorphes à profil différencié du bassin d'Autun. Thèse 3^e cycle, Dijon.
- GALTIER J. (1971) — Sur les flores du Carbonifère inférieur d'Esnot et du Roannais. *Bull. Soc. hist. nat. Autun*, n° 57, p. 24-28.
- GALTIER J. (1980) — Données nouvelles sur la flore du Viséen d'Esnot près d'Autun. *Bull. Soc. hist. nat. Autun*, n° 95, p. 27-33.
- GÉLARD J.P. (1978) — La fracturation de la Bourgogne méridionale, essai d'interprétation et implications tectoniques régionales. *Rev. géogr. phys. géol. dynam.* (2), 20, n° 1, p. 5-28.
- GRATTEPANCHE C. (1976) — Étude sédimentologique des alluvions actuelles et anciennes de la vallée de la Canche et de la Selle (W du bassin). D.E.A., Dijon, 48 p.
- GROS Y., MARTIN P. (1981) — La fracturation de la bordure nord du Massif central (région des horsts de La Machine, Neuville, St-Pierre-le-Moutier). Étude géométrique, cinématique et chronologique. *Rapp. BRGM 81 SGN 859 GEO*, 18 p.
- GUÉRIN R., MONNIER M. (1984) — Relations entre histoire structurale et volcanisme dans le complexe volcanique acide stéphano-permien du Morvan occidental (Blismes—Montreuillon, Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 299, (II), n° 1, p. 37-42.
- GUFFROY J. (1957) — La série dinantienne du Morvan. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 248, 4-5, p. 632-635.
- GUFFROY J. (1960) — Sur l'origine des diabases du Morvan. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 251, 21, p. 2380.

- HOTTIN A.M., MARTEAU P., TURLAND M. (à paraître) — Pétrographie et caractéristiques des formations sédimentaires et volcaniques carbonifères du forage de Sancerre-Couy. *Mém. GPF, Soc. géol. Fr.*
- JÉBRAK M. (1983) — Un hydrothermalisme permien supérieur à fluorine-barytine sur les marges du fossé bourguignon. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 297, sér. II, p. 519-524.
- JOSEPH D. (1974) — Étude géologique et minéralogique des gisements de fluorine de Voltenne et de Maine (Saône-et-Loire). Thèse 3^e cycle, Orléans, 82 p., 22 fig., 8 tab., 1 ann. 3 pl. photo, 12 pl. h.t.
- JOSEPH D., BELLON H., DERRE C., TOURAY J.C. (1973) — Fluorite veins dated in the 200 million years range at La Petite-Verrière and Chavaniac, France. *Economic Geology*, vol. 68, n° 5, p. 707-708.
- JOSEPH D., LHÈGU J. et coll. (1973) — Études méthodologiques sur la recherche des filons de fluorine. L'opération Lucenay-l'Évêque (Massif central français). *Rapp. BRGM 73 SGN 377 MET*, 35 p., 5 fig., 10 pl.
- JOSEPH D., LHÈGU J., TOURAY J.C. (1974) — Un témoin d'une activité géothermique au Lias dans le Morvan : le filon René-bis (La Petite-Verrière, Saône-et-Loire). *Bull. BRGM* (2), II, p. 389-401.
- KRAUT F., PROUVOST J. (1954) — Sur la minéralisation hydrothermale du gîte d'arsenic et de cuivre de Saint-Prix-sous-Beuvray (Saône-et-Loire). *Bull. Soc. fr. minéral. crist.*, LXXVII, p. 644-650, 4 fig.
- LA ROCHE H. (de), LETERRIER J., GRANDCLAUDE P., MARCHAL M. (1980) — A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, p. 183-210.
- LA ROCHE H. (de), STUSSI J.M., CHAURIS L. (1980) — Les granites à deux micas hercyniens français. Essai de cartographie et de corrélations géochimiques appuyés sur une banque de données. Implications pétrologiques et métallogéniques. *Sci. de la Terre*, Nancy, XXIV, 1, p. 5-121.
- LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.M., FLOC'H J.P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) — Où sont les nappes dans le Massif central français? *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. V, n° 3, p. 605-618, 4 fig.
- LEISTEL J.M., GAGNY C. (1984) — Mise en évidence d'une fosse volcano-tectonique au Viséen supérieur dans le Nord-Est du Massif central français. *Rev. géogr. phys. géol. dynam.*, vol. 25, fasc. 1, p. 19-31, 10 fig., 2 tab.
- LEMIÈRE B. (1982) — L'amas sulfuré de Chizeuil : étude géochimique de son environnement volcano-sédimentaire dévonien supérieur et de son auréole d'altération hydrothermale (thèse doct.-ing., Lyon, 148 p.). Documents 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.
- LOUVRIER M., MARGAT J. (1983) — France. Précipitations efficaces moyennes annuelles (1946-1976). Rapp. BRGM 83 SGN 003 EAU.
- MAMET B. (1968) — Sur quelques microfaciès carbonifères du Morvan et du Forez. *Bull. BRGM*, sect. I, n° 2, p. 57-62, 2 fig.
- MARTEAU P. (1983) — Le bassin permo-carbonifère d'Autun. Stratigraphie, sédimentologie et aspects structuraux. Documents BRGM, n° 64, 198 p., 54 fig., 19 tab., 5 pl.
- MEHIER B. (1976) — Carte géologique de la région du Haut-Folin (Nièvre) à 1/25 000. Inédit.
- MÉNAGER M.T. (1983) — Expressions plutoniques et volcaniques du magmatisme acide du Bazois (Ouest Morvan). Pétrographie, géochimie, étude des altérations et des fluides, comparaisons entre les formations à l'affleurement et sous couverture. Thèse 3^e cycle, Paris VI, 262 p., 67 fig., 20 tabl.
- MICHEL-LÉVY Alb. (1908a) — Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.* n° 12, t. XVII, 297 p., 51 fig., 7 pl.
- MICHEL-LÉVY Alb. (1908b) — Métamorphisme et tectonique des terrains paléozoïques du Morvan et de la Loire. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 146, p. 1-3.
- MICHEL-LÉVY Alb. (1926) — Les éruptions dacitiques et rhyolitiques de la fin des temps primaires dans le Morvan. *Bull. volcanique*, t. 6, p. 57-63.
- MONNIER M., STUSSI J.M. (1984) — Le bassin de Montreuilon (Nord Morvan) : éléments d'une association volcano-plutonique subcalcaire hercynienne. Données géochimiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 298, sér. II, n° 14, p. 601-604, 3 fig., 1 tabl.
- MOREL B. (1976) — Les formations éruptives dévono-dinantiennes de la bordure ouest du bassin d'Autun (Saône-et-Loire, France). Thèse 3^e cycle, Lyon, 116 p., 59 fig., 17 tabl., 4 ann.
- NACHIT H., RAZAFIMAHEFA N., STUSSI J.M., CARRON J.P. (1985) — Compositions des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 301, (II), n° 11, p. 813-818.
- NECTOUX P. (1959) — Les « marbres » du Morvan. *Soc. hist. nat. Creusot*, t. XVII, n° 2, p. 29-33.
- PAUL H. (1944) — Eine neue Tournai-Fauna aus dem Nördlichen Morvan. Vorläufige Mitteilung. *N. Jb. Min. Geol. Paläont. Mh.*, Stuttgart, B, 30-32.
- 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., NORRY M.J. (1979) — Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, 69, p. 33-47.

- PEYREL J.Y., DIDIER J. (1983) — La famille des granites rouges du nord-est du Massif central. *Géologie de la France* (2), I, n° 1-2, p. 73-80.
- PIN C. (1989) — Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne en Europe. Thèse État, univ. Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand.
- PRUVOST P. (1947) — Art des Mines et Géologie. Bilan d'une collaboration. Congr. cent. assoc. ing. Liège, p. 400-418.
- RAT P. (1972) — Bourgogne-Morvan. Coll. « Guides géologiques régionaux ». Paris : Masson édit., 174 p.
- RAT P., AMIOZ M., MENOT J.C., CHAELARD M. (1978) — État des connaissances sur les ressources en eaux souterraines de la région Bourgogne en 1978. Univ. Bourgogne, Comité technique de l'eau.
- RENAULT B. (1898) — Étude détaillée d'un gisement fossilifère : espèces que l'on y rencontre, niveaux particuliers qu'elles occupent. Étude du gisement d'Esnot. C.R. congr. soc. sav., Sorbonne, p. 233-248.
- REX G.M. (1986) — The preservation and palaeoecology of the Lower Carboniferous silicified plant deposits at Esnot, near Autun, France. *Géobios*, n° 19, fasc. 6, p. 773-800, 3 fig., 5 pl.
- ROBELIN C. (1981) — Le Dévono-Dinantien dans la région de Bourbon-Lancy (SW Morvan, Massif central français) : enchaînement des phénomènes sédimentaires et magmatiques. Thèse 3^e cycle, Dijon, 159 p., 60 fig., 21 tabl., 2 pl. photo.
- ROLIN P. (1987) — Tectonogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : le Massif central français septentrional et la Meseta marocaine septentrionale. Thèse doct. univ. Paris-Sud (Orsay), 484 p.
- ROLIN P., STUSSI J.M. (1991) — Décrochements intracrustaux et intrusions granitiques carbonifères dans le Morvan (Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 162, n° 1, p. 123-130.
- ROQUES M., VACHETTE M., VIALETTE Y. (1971) — Géochronologie du socle du Massif central. In : « Symposium Jean Jung ». Clermont-Ferrand : Plein-Air Service édit., p. 269-289.
- ROSSI P., CHÈVREMONT P. (1987) — Classification des associations magmatiques granitoïdes. *Géochronique*, n° 21, p. 14-18.
- SCANVIC J.Y., WEECKSTEEN G. (1980) — Carte des linéaments de la France d'après les images des satellites Landsat (1972 à 1976). Documents BRGM, n° 14, 14 p., 1 carte.
- SEDDOH F.K. (1973) — Altération des roches cristallines du Morvan (granites, granophyres, rhyolites). Étude minéralogique, géochimique et micromorphologique. Thèse État, Dijon, 342 p.
- SIDER H., LEISTEL J.M., GAGNY C. (1986) — Réflexion sur l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne au Paléozoïque dans le Nord-Est du Massif central français. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), (II), n° 4, p. 637-644.

- SRAE BOURGOGNE-CEMAGREF (1982) — Synthèse régionale des apports des petits cours d'eau de Bourgogne. Étude de leur potentialité hydroélectrique.
- STUSSI J.M., LA ROCHE H. (de) (1984) — Le magmatisme orogénique granitique de la chaîne varisque française. Typologie et répartition spatiale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 298, sér. II, n° 2, p. 43-48.
- SUPPLY J.P. (1985) — Géochronologie U-Pb des granites du Morvan et de leurs minéralisations uranifères associées. Thèse 3^e cycle, Montpellier, 146 p.
- TRINQUARD R. (1962) — Étude pétrographique et métallogénique de quelques chapeaux de fer du Morvan. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 64 p., 18 pl., 2 dépl.
- VACHARD D. (1976) — Microfaciès et microorganismes des calcaires viséens de Cussy-en-Morvan. *Bull. Soc. hist. nat. Autun*, n° 77, p. 15-22, 3 fig.
- VALETTE C.O. (1983) — Karts et filons à fluorine dans le faisceau synclinal du Morvan : le gisement d'Argentolle (Saône-et-Loire). Documents BRGM, n° 58, 299 p., 96 fig., 16 tabl., 7 pl. h.t. (thèse 3^e cycle, Orléans).
- VENNAT G. (1985) — Chronologie du magmatisme dans la partie médiane du Morvan. 11^e réun. ann. sci. Terre, p. 180.
- VENNAT G. (1986) — Notice explicative de la carte géologique de Lucenay-l'Évêque au 1/50 000. Doc. inédit BRGM, SGN/GEO, Orléans, 20 p., 5 fig., 2 tabl., 1 carte.
- VIALETTE Y. (1961) — Âge absolu du granite de Gien-sur-Cure (Nièvre) dans le Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 252, n° 25, sér. D, p. 4018-4019.
- VIALETTE Y. (1965) — Granitisation hercynienne dans le Massif central français. *Sciences de la Terre*, t. X, n° 3-4, p. 369-382.
- VIALETTE Y. (1973) — Âge des granites du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XV, n° 3-4, p. 260-270.
- WEBER C. (1975) — Le socle antétriasique sous la partie sud du bassin de Paris. *Bull. BRGM* (2^e sér.), sect. II, n° 3 et 4, p. 219-343, 61 fig., 13 tabl., 2 pl.
- WEBER K. (1984) — Variscan events : Early Palaeozoic continental rift, metamorphism and Late Palaeozoic crustal shortening. In D.H.W. Hutton, D.J. Sanderson (eds) : « Variscan tectonics of the North Atlantic region ». *The Geological Society*, p. 3-22, 7 fig.
- WEYER D. (1965) — Etroengt 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 Planet. Sci. Lett.*, 3, p. 459-469.
- WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1977) — Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, (4), p. 325-344.

Carte géologique du département de la Nièvre à 1/120 000 (1862), par Bertera et Ebray.

Carte géologique de la France à 1/250 000

Feuille *Chalon-sur-Saône* (1987), par J.C. Chiron, R. Fleury, Y. Kerrien.

Feuille *Dijon* (1989), par P. Rat et coll.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Château-Chinon* : 1^{re} édition (1888), par Aug. Michel-Lévy, C. Vélain, F. Delafond ; 2^e édition (1937), par Alb. Michel-Lévy, J. Goguel ; 3^e édition (1965), par de nombreux auteurs, coordination partielle par O. Horon.

Carte géologique de la France à 1/50 000

Feuille *Saulieu* (1973), par S. Caillère, J. Lorenz, F. Kraut.

Feuille *Château-Chinon* (1986), par H.G. Carrat, A. Lefavrais-Raymond.

Feuille *Dompierre-sur-Besbre* (1988), par J. Delfour, H.G. Carrat, L. Clozier, R. Feys, R. Fleury.

Feuille *Bourbon-Lancy* (1990), par J. Delfour, L. Clozier, H.G. Carrat, M.C. Maugenest.

Feuille *Autun* (1991), par J. Arène, J. Delfour, L. Clozier, R. Feys, J.H. Delance.

Feuille *Fours* (1992), par J. Delfour, B. Alabouvette, L. Clozier.

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

Feuille *Strasbourg* (1982), coordination par J. Méloux.

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

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Sur place, dans le Morvan

– Société d'histoire naturelle d'Autun, 15, rue Saint-Antoine, 71400 Autun.

– Muséum d'histoire naturelle d'Autun, 14, rue Saint-Antoine, 71400 Autun.

– Archives de l'académie du Morvan, B.P. 44, 58120 Château-Chinon.

– Parc naturel régional du Morvan, Dun-les-Places 58230 Montsauche.

Laboratoires d'universités

- Dijon, inst. des sciences de la Terre, 6, boulevard Gabriel, Dijon.
- Orléans, départ. des sciences de la Terre, 45046 Orléans Cedex.
- Clermont-Ferrand, inst. de géologie et minéralogie, 5, rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand Cedex.
- Lyon, université Claude-Bernard, départ. de géologie, 43, boulevard du 11-novembre, 69622 Villeurbanne Cedex ;
- Paris, université P.-et M.-Curie, 4, place Jussieu, 75005 Paris.

Autres lieux d'information

- Société géologique de France, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.
- Muséum d'histoire naturelle, laboratoire de pétrographie, 61 rue Buffon, 75005 Paris.
- Banque de données du sous-sol du BRGM, service géologique régional Bourgogne, Parc technologique, 1, rue Louis-de-Broglie, 21100 Dijon ;
- BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

La participation des auteurs à la rédaction de cette notice est la suivante :

- introduction, conditions de formation des entités géologiques, substances utiles, gîtes minéraux : J. DELFOUR, L. CLOZIER, R. FEYS ;
- formations carbonifères (volcano-sédimentaires et granitoïdes), roches filoniennes, évolution tectono-métamorphique, synthèse géodynamique régionale, documentation complémentaire : J. DELFOUR ;
- formations permienes : R. FEYS ;
- formations secondaires : G. LABLANCHE ;
- formations quaternaires et superficielles : L. CLOZIER ;
- hydrogéologie : J. CORNET.

Coordination : J. DELFOUR.

Présentation au CCGF : 10 décembre 1992.

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

Impression de la carte : 1995.

Impression de la notice : juillet 1995.

ANNEXES

ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES CARBONIFÈRES

Types pétrographiques et localisations

Andésites-basaltes du Viséen inférieur

- LE 1472 (x=729,800 ; y=2231,575). Andésite, 2 km E les Brenets.
LE 359 (x=726,925 ; y=2232,100). Basalte, 500 m SW les Brenets.
LE 365A (x=726,625 ; y=2231,975). Basalte, 800 m SW les Brenets.
LE 366 (x=726,475 ; y=2231,750). Basalte, 1,5 km ESE Vouchot.
LE 390 (x=727,600 ; y=2231,850). Brèche basaltique, 600 m NW les Brenets.

Dacites et rhyodacites du Viséen inférieur

- LE 2383 (x=731,950 ; y=2235,750). Brèche dacitique, 1,8 km SE l'Huis-Prunelle.
LE 377 (x=726,100 ; y=2232,200). Dacite, 1,1 km E. Vouchot.
LE 4622D (x=739,275 ; y=2235,050). Dacite, 2,2 km NNE Cussy-en-Morvan.

Dacites et rhyodacites du Viséen supérieur

- LE 1014 (x=727,175 ; y=2221,950). Rhyodacite, 1,5 km SE les Carnés.
LE 3784 (x=724,625 ; y=2223,175). Rhyodacite, 1 km SE Fâchin.
LE 4603 (x=737,700 ; y=2238,375). Rhyodacite, 500 m SE Ménessaire.
LE 493 (x=731,350 ; y=2226,900). Rhyodacite, 2,2 km W le Pommoy.
I F 5005 (x=739,200 ; y=2229,450). Dacite, 700 m NE La Petite-Verrière.
LE 5560 (x=746,850 ; y=2239,650). Rhyodacite, 1,6 km NW Savilly.
LE 5678 (x=743,100 ; y=2236,800). Rhyodacite, 300 m SW Chissey.
LE 5968 (x=749,650 ; y=2240,550). Rhyodacite, 600 m NW Bard-le-Régulier.
LE 6257 (x=744,275 ; y=2229,250). Rhyodacite, 300 m S la Maisière.
LE 763 (x=728,225 ; y=2221,550). Tuf rhyodacitique, N maison forestière du Bas-Folin.

Granitoïdes du Viséen supérieur

- LE 1773 (x=731,575 ; y=2229,250). Granophyre, 1 km WNW Athéz.
LE 2961 (x=726,600 ; y=2231,400). Granophyre, 1,5 km W les Brenets.
LE 362 (x=726,600 ; y=2232,100). Granophyre, 900 m SW les Brenets.

- LE 394 (x = 728,850 ; y = 2231,550). Granophyre, 800 m ENE les Brenots.
- LE 4845 (x = 738,200 ; y = 2231,675). Granophyre, 800 m NE la Chaume.
- LE 5304 (x = 724,100 ; y = 2227,250). Granophyre, 1 km SE Vermenou.
- LE 536 (x = 728,400 ; y = 2233,325). Granophyre, 2 km N les Brenots.
- LE 808 (x = 729,875 ; y = 2225,625). Granophyre, 3 Km SE Arleuf.
- LE F3 33D (x = 725,550 ; y = 2232,250). Granophyre, 500 m ENE Vouchot (Vennat, 1986).
- LE F4 4C (x = 727,300 ; y = 2228,400). Granophyre, 800 m W Arleuf (Vennat, 1986).
- LE G2 1 (x = 733,700 ; y = 2239,200). Granophyre, 250 m NW Gien-sur-Cure (Vennat, 1986).
- LE H4 24 (x = 736,300 ; y = 2226,700). Granophyre, 700 m E Rousillon (Vennat, 1986).
- LE J2 2 (x = 745,550 ; y = 2239,700). Granophyre, les Granges, Villiers-en-Morvan (Vennat, 1986).
- LE J2 30 (x = 747,600 ; y = 2235,050). Granophyre, 1,25 km NE Visigneux (Vennat, 1986).

Granite de Planchez

- LE 334 (x = 728,925 ; y = 2239,775). 500 m E la Gutteleau.
- LE 5534 (x = 727,100 ; y = 2239,900). 1,2 km NNW Planchez.

Granite du Folin

- LE 472 (x = 732,700 ; y = 2223,850). 1 km NW la Croisette.
- LE 478 (x = 732,250 ; y = 2224,750). 2 km NW la Croisette.
- LE 693 (x = 735,775 ; y = 2225,475). 700 m ESE la Verrerie.
- LE 5915 (x = 734,750 ; y = 2225,675). 500 m SW la Verrerie.
- LE MO-60 (Morel, 1976).
- LE MO-56 (Morel, 1976).
- LE MO-69 (Morel, 1976).
- LE MO-77 (Morel, 1976).
- LE MO-310 (Morel, 1976).
- LE G4 3 (x = 734,525 ; y = 2225,375) 750 m SW la Verrerie (Vennat, 1986).
- LE G5 10 (x = 732,400 ; y = 2224,500) 1,3 km NW la Croisette (Vennat, 1986).
- LE G5 14 (x = 732,525 ; y = 2222,100) 1 km SSW la Croisette (Vennat, 1986).
- LE G5 2 (x = 732,800 ; y = 2222,500) 500 m SSW la Croisette (Vennat, 1986).
- LE H4 1 (x = 735,050 ; y = 2225,800) 100 m W la Verrerie (Vennat, 1986).
- LE H4 3 (x = 736,450 ; y = 2225,875) 1,25 km ESE la Verrerie (Vennat, 1986).

Basaltes des Pelletiers

- LE 2 (x = 749,325 ; y = 2230,300) 250 m SE la Chaume.
- LE 2A (x = 749,325 ; y = 2230,300) 250 m SE la Chaume.
- LE ML 22 (Michel-Lévy, 1908).
- LE ML 25 (Michel-Lévy, 1908).

Roches filoniennes

- LE 100 (x = 734,750 ; y = 2225,600). Microgranite, 500 m SW La Verrerie.
- LE 1770 (x = 731,625 ; y = 2229,275). Microgranite, 1 km WNW Athez.
- LE 2001 (x = 724,400 ; y = 2237,750). Microgranite, 700 m N chapelle de Fauboulouin.
- LE 414B (x = 732,250 ; y = 2234,000). Microgranite, 2,25 km NW Anost.
- LE 656 (x = 737,475 ; y = 2223,850). Microgranite, 1,5 km SW les Barangers.
- LE 886 (x = 733,450 ; y = 2222,275). Microgranite, 800 m SE la Croisette.
- LE 972 (x = 729,725 ; y = 2223,625). Lamprophyre, 600 m NE Bois-du-Roi (cote 901 m).
- LE G3 10 (x = 733,250 ; y = 2232,300). Microgranite, 600 WSW Anost (Vennat, 1986).
- LE G4 6B (x = 734,650 ; y = 2226,025). Microgranite, 500 m WNW la Verrerie (Vennat, 1986).
- LE G4 16 (x = 732,700 ; y = 2227,050). Microgranite, 1 km W le Pomoy (Vennat, 1986).
- LE H2 2B (x = 736,500 ; y = 2239,250). Microgranite, 1 km NW Ménessaire (Vennat, 1986).
- LE I2 2 (x = 743,275 ; y = 2234,250). Microgranite, 2 km NW Lucenay-l'Évêque (Vennat, 1986).

Les analyses de la série « LE » ont été effectuées par le département Analyses du BRGM (Orléans). Éléments majeurs par fluorescence X (Fe_2O_3 seul étant la teneur totale dans l'échantillon exprimée sous forme d'oxyde). Éléments traces par spectrométrie d'émission par plasma inductif, et terres rares par spectrométrie de masse avec excitation par plasma inductif.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PFeu	Total
LE 1472	58,00	0,75	17,10	7,30	0,00	0,10	3,80	5,60	2,30	2,80	0,14	2,90	100,79
LE 359	51,90	0,78	18,10	10,10	0,00	0,17	6,45	2,65	1,90	4,05	0,16	4,70	100,96
LE 365A	50,20	1,01	19,20	9,89	0,00	0,15	4,39	5,92	5,12	0,94	0,13	2,52	99,47
LE 366	53,40	0,79	17,93	7,88	0,00	0,12	4,51	5,31	4,33	2,27	0,14	3,10	99,78
LE 390	50,70	0,83	19,50	9,55	0,00	0,10	5,75	6,70	2,90	1,20	0,12	3,20	100,55

	V	Ni	Co	Rb	Sr	Ba	Zr	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd
LE 1472	152,00	17,00	14,00	39,00	381,00	556,00	117,00	19,40	5,90	31,10	68,10	8,60	34,30
LE 359	192,00	26,00	19,00	62,00	227,00	431,00	73,00	19,80	4,50	28,90	58,30	6,50	23,20
LE 365A	218,00	25,00	23,00	30,00	406,00	409,00	83,00	19,00	6,10	11,00	27,40	3,30	14,20
LE 366	158,00	33,00	20,00	58,00	404,00	510,00	92,00	17,90	5,30	20,00	42,00	5,00	21,10
LE 390	233,00	31,00	23,00	34,00	426,00	406,00	84,00	20,30	5,00	13,00	29,20	3,80	15,40

	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Th	Ta	U
LE 1472	8,10	2,10	8,40	1,30	8,50	1,70	4,80	4,60	0,80	9,40	22,70	1,40	7,80
LE 359	4,80	1,30	4,70	0,70	4,40	0,80	2,50	2,30	0,30	3,10	4,20	0,80	1,30
LE 365A	3,50	1,00	3,50	0,60	3,50	0,70	2,10	2,10	0,30	2,70	2,60	0,40	1,00
LE 366	4,50	1,00	4,10	0,60	3,60	0,70	2,00	2,10	0,30	3,10	5,40	0,40	1,90
LE 390	4,00	1,30	4,30	0,70	4,30	0,80	2,50	2,10	0,30	2,90	4,10	0,40	1,30

Tableau 1 - Andésites-basaltes du Viséen inférieur (majeurs en %; traces en ppm)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PFeu	Total
LE 1014	65,70	0,68	16,20	4,80	0,00	0,12	2,30	2,55	2,45	4,35	0,17	1,30	100,62
LE 3784	62,70	0,67	16,28	5,46	0,00	0,08	2,51	2,71	2,38	4,29	0,18	1,91	99,17
LE 4603	61,30	0,82	16,65	5,71	0,00	0,15	2,49	2,32	3,41	4,32	0,22	2,68	100,07
LE 493	65,30	0,56	15,70	4,07	0,00	0,09	1,93	2,44	3,27	4,37	0,22	1,02	98,97
LE 5005	66,90	0,57	14,80	4,10	0,00	0,06	2,12	0,82	3,08	4,16	0,22	2,34	99,17
LE 5560	59,20	0,86	16,83	5,65	0,00	0,09	2,74	2,31	3,26	4,15	0,21	3,81	99,11
LE 5678	59,80	0,82	16,99	5,45	0,00	0,10	2,52	3,23	2,85	4,36	0,22	2,91	99,25
LE 5968	67,00	0,49	14,82	3,43	0,00	0,06	1,63	1,28	3,33	4,57	0,16	2,49	99,26
LE 6257	65,20	0,61	16,13	3,87	0,00	0,06	1,52	0,98	3,18	4,56	0,19	2,81	99,11
LE 763	63,70	0,70	16,70	5,05	0,00	0,10	2,30	3,05	2,40	4,15	0,18	1,90	100,23
LE 2383	66,30	0,56	14,92	3,99	0,00	0,07	1,89	1,20	3,03	4,38	0,19	2,62	99,15
LE 377	65,00	0,65	15,04	4,85	0,00	0,10	2,28	0,72	2,18	6,03	0,23	2,03	99,11
LE 4622D	66,30	0,53	14,77	3,99	0,00	0,07	2,35	1,22	3,55	3,53	0,15	2,61	99,07

Tableau 2 - Dacites et rhyodacites du Viséen (majeurs en %)

	V	Ni	Co	Rb	Sr	Ba	Zr	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd
LE 1014	75,00	34,00	10,00	129,00	378,00	763,00	130,00	17,00	10,80	45,30	97,30	11,50	42,00
LE 3784	77,00	28,00	10,00	229,00	275,00	896,00	159,00	20,60	12,60	39,50	85,60	9,10	32,90
LE 4603	88,00	21,00	11,00	168,00	348,00	846,00	198,00	17,50	16,40	36,20	77,50	8,60	30,60
LE 493	58,00	28,00	8,00	232,00	318,00	862,00	150,00	21,10	13,50	34,30	74,40	8,20	30,20
LE 5005	66,00	35,00	8,00	163,00	205,00	1183,00	149,00	21,60	15,40	30,30	65,00	7,50	29,10
LE 5560	82,00	16,00	18,00	163,00	351,00	854,00	207,00	19,60	13,90	36,50	68,60	7,50	29,80
LE 5678	77,00	15,00	15,00	219,00	398,00	833,00	146,00	27,50	14,10	40,30	79,20	9,00	35,10
LE 5968	40,00	15,00	10,00	194,00	157,00	767,00	144,00	23,90	12,40	29,00	62,10	6,50	25,10
LE 6257	52,00	20,00	13,00	197,00	303,00	950,00	172,00	21,50	11,80	39,00	77,00	8,50	31,60
LE 763	75,00	33,00	9,00	122,00	332,00	666,00	148,00	19,70	11,70	48,60	90,70	10,50	37,30
LE 2383	59,00	35,00	9,00	185,00	214,00	840,00	168,00	26,00	19,20	37,60	79,00	9,00	33,50
LE 377	84,00	36,00	10,00	167,00	197,00	1202,00	149,00	17,90	14,60	27,40	60,00	7,00	26,10
LE 4622D	54,00	53,00	11,00	155,00	191,00	737,00	158,00	23,40	17,30	29,70	60,00	6,50	23,70

	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Th	Ta	U
LE 1014	8,90	2,00	8,10	1,30	7,90	1,50	4,40	4,20	0,70	10,40	49,30	3,30	20,00
LE 3784	5,80	0,70	4,50	0,70	3,90	0,80	2,20	2,20	0,30	5,30	17,90	1,40	5,90
LE 4603	5,60	1,30	4,40	0,70	3,50	0,70	1,90	1,80	0,30	6,50	15,90	1,80	6,50
LE 493	5,80	0,90	4,70	0,70	4,00	0,80	2,20	2,20	0,30	5,20	21,00	1,30	6,90
LE 5005	5,80	0,70	4,90	0,80	4,20	0,80	2,40	2,40	0,30	5,00	16,90	1,30	4,80
LE 5560	5,50	1,20	4,10	0,60	3,50	0,70	1,90	1,80	0,20	5,10	13,40	1,90	6,10
LE 5678	6,60	0,70	4,90	0,80	4,70	0,90	2,70	2,50	0,40	4,00	22,80	1,30	7,50
LE 5968	5,00	0,70	4,20	0,70	4,30	0,90	2,40	2,20	0,30	3,70	13,70	1,20	6,00
LE 6257	5,90	1,20	3,90	0,60	3,40	0,60	1,80	1,50	0,20	4,30	13,40	1,30	5,80
LE 763	7,70	1,70	6,70	1,00	6,30	1,20	3,50	3,20	0,50	8,20	28,70	2,30	10,10
LE 2383	6,60	0,90	5,90	1,00	5,20	1,00	2,80	2,70	0,40	5,90	18,40	1,90	6,20
LE 377	5,10	0,70	4,30	0,70	3,60	0,70	2,00	2,00	0,30	5,10	18,30	1,40	5,60
LE 4622D	4,70	0,60	4,30	0,80	4,50	0,90	2,60	2,60	0,40	5,60	16,90	1,60	7,00

Tableau 2 (suite) - Dacites et rhyodacites du Viséen (traces en ppm)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	PFeu	Total
LE 1773	66,80	0,59	15,15	4,08	0,00	0,09	1,78	2,13	3,02	4,43	0,18			1,12	99,37
LE 2961	67,50	0,54	14,64	3,79	0,00	0,06	2,11	1,55	3,34	4,32	0,21			1,74	99,80
LE 362	64,80	0,60	14,79	4,32	0,00	0,11	2,25	2,38	3,06	4,21	0,22			2,27	99,01
LE 394	67,80	0,61	14,90	4,15	0,00	0,08	2,35	1,25	2,30	5,15	0,22			2,10	100,91
LE 4845	62,00	0,65	15,70	4,34	0,00	0,08	2,15	2,35	3,54	5,15	0,27			3,15	99,38
LE 5304	64,60	0,70	16,51	4,93	0,00	0,09	2,23	2,26	3,34	3,08	0,18			1,76	99,68
LE 536	66,10	0,57	15,30	4,15	0,00	0,09	2,20	1,90	2,85	4,45	0,20			2,85	100,66
LE 808	65,20	0,68	16,10	4,77	0,00	0,09	2,34	1,16	3,20	4,52	0,19			0,92	99,17
LE F3 33D	65,00	0,80	15,50	1,42	2,32	0,08	2,30	2,50	3,50	4,50		1,44	0,21		99,57
LE F4 4C	64,70	0,60	15,30	0,84	3,03	0,07	2,50	1,80	3,50	4,60		2,11	0,05		99,10
LE G2 1	66,50	0,55	15,30	1,26	2,60	0,05	2,80	1,50	3,40	4,60		1,69	0,25		100,50
LE H4 24	63,50	0,90	16,90	1,26	3,19	0,08	2,60	2,20	2,80	5,05		1,82	0,14		100,44
LE J2 2	65,90	0,80	15,60	1,37	2,46	0,07	2,70	1,10	2,90	5,50		1,69	0,34		100,43
LE J2 30	66,50	0,70	15,90	0,75	2,75	0,07	2,10	1,20	2,90	5,25		2,20	0,23		100,55

Tableau 3 - Granitoïdes du Viséen supérieur (majeurs en %)

	V	Ni	Co	Rb	Sr	Ba	Zr	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd
LE 1773	58,00	35,00	10,00	187,00	229,00	703,00	146,00	20,10	14,20	34,70	72,00	8,50	32,80
LE 2961	48,00	54,00	9,00	149,00	295,00	833,00	189,00	27,90	20,10	38,30	82,00	9,40	34,10
LE 362	69,00	28,00	10,00	188,00	256,00	725,00	175,00	28,40	19,70	37,30	80,00	9,10	33,20
LE 394	61,00	44,00	9,00	182,00	248,00	782,00	204,00	36,50	24,00	43,40	97,90	11,00	40,70
LE 4845	66,00	40,00	12,00	171,00	261,00	1362,00	182,00	26,50	20,30	38,80	82,00	9,60	35,20
LE 5304	73,00	32,00	11,00	134,00	233,00	600,00	152,00	21,70	12,80	34,40	77,20	8,80	32,30
LE 536	75,00	33,00	9,00	154,00	252,00	928,00	159,00	23,70	13,80	37,60	78,10	9,30	33,10
LE 808	56,00	39,00	8,00	150,00	238,00	780,00	157,00	19,40	13,50	37,10	80,20	8,80	31,00

	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Th	Ta	U
LE 1773	6,40	0,90	4,60	0,70	4,60	0,90	2,50	2,50	0,30	5,00	24,60	1,40	6,50
LE 2961	6,90	0,70	5,90	1,00	5,90	1,00	2,90	2,60	0,30	6,30	20,10	1,70	3,70
LE 362	6,90	0,90	6,10	1,00	5,50	1,10	3,00	2,80	0,40	5,90	18,70	1,70	6,00
LE 394	8,80	1,00	8,00	1,20	7,70	1,40	4,00	3,20	0,50	7,10	27,40	2,40	6,30
LE 4845	6,80	0,70	5,90	0,90	5,20	1,00	2,70	2,50	0,40	5,80	22,30	1,60	6,00
LE 5304	6,10	1,00	5,10	0,80	4,20	0,80	2,30	2,30	0,30	5,10	15,60	1,20	3,50
LE 536	7,00	1,40	6,10	0,90	5,80	1,10	2,90	2,70	0,40	6,60	25,80	1,80	7,70
LE 808	5,60	0,90	4,70	0,70	3,80	0,70	2,10	2,10	0,30	5,30	14,40	1,50	5,10

Tableau 3 (suite) - Granitoides du Viséen supérieur (traces en ppm)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PFeu	Total
LE 334	71,90	0,35	13,41	2,33	0,00	0,05	0,77	0,51	3,54	4,80	0,13	1,18	98,97
LE 5534	69,70	0,46	14,70	2,79	0,00	0,06	1,18	0,94	3,43	4,55	0,17	2,02	100,00

	V	Ni	Co	Rb	Sr	Ba	Zr	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd
LE 334	26,00	25,00	5,00	197,00	177,00	546,00	146,00	20,80	15,20	38,10	82,00	9,20	34,90
LE 5534	34,00	25,00	7,00	194,00	261,00	732,00	147,00	20,70	15,30	38,50	80,00	9,30	35,10

	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Th	Ta	U
LE 334	6,90	0,20	4,90	0,80	4,80	0,90	2,80	2,50	0,30	5,10	35,10	1,60	12,30
LE 5534	6,90	0,70	4,80	0,70	4,80	1,00	2,50	2,50	0,30	5,10	34,90	1,60	12,40

Tableau 4 - Granite de Planchez (majeurs en %; traces en ppm)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	PFeu	Total
LE 472	72,00	0,32	13,70	2,30	0,00	0,07	0,62	0,73	3,15	4,86	0,14			1,41	99,30
LE 478	76,20	0,12	12,23	1,49	0,00	0,04	0,10	0,49	3,47	4,36	0,09			0,83	99,42
LE 5915	74,60	0,14	13,18	1,62	0,00	0,07	0,22	0,60	3,15	4,64	0,10			0,89	99,21
LE 693	77,20	0,15	12,42	1,52	0,00	0,04	0,25	0,30	2,84	4,72	0,10			1,10	100,64
LE G4 3	76,30	0,00	12,70	0,23	0,87	0,03	0,17	0,49	3,10	5,70		0,77	0,10		100,46
LE G5 10	72,90	0,20	14,00	0,50	1,44	0,04	0,30	0,50	3,10	5,90		0,87	0,18		99,93
LE G5 14	75,00	0,10	13,30	0,83	0,87	0,02	0,20	0,26	3,10	5,90		0,74	0,06		100,38
LE G5 2	75,70	0,15	13,00	0,80	0,72	0,02	0,12	0,15	3,20	5,40		0,35	0,12		99,73
LE H4 1	75,40	0,10	13,30	0,68	1,01	0,02	0,19	0,29	3,20	4,80		0,84	0,12		99,95
LE H4 3	73,00	0,30	13,60	0,64	1,59	0,06	0,33	0,65	3,30	5,40		0,69	0,05		99,61
LE MO-60	75,60	0,16	12,70	0,68	0,80	0,03	0,25	0,35	2,90	5,20	0,10	0,75	0,40		99,92
LE MO-77	75,60	0,14	12,80	0,55	0,75	0,05	0,25	0,30	3,10	5,45	0,07	0,25	0,35		99,66
LE MO-317	76,20	0,15	12,45	0,93	0,32	0,03	0,20	0,42	2,74	5,24	0,32	0,88	0,24		100,12
LE MO-584C	73,26	0,19	10,73	0,00	2,75	0,01	0,22	0,10	4,20	6,18	0,00	1,61	0,20		99,45
LE MO-582C	75,14	0,12	10,87	0,00	2,20	0,09	0,45	0,12	2,70	5,55	0,00	1,72	0,44		99,40
LE MO-583C	72,81	0,28	12,03	0,00	1,59	0,03	0,25	0,05	4,22	5,90	0,00	2,01	0,50		99,67
LE MO-379	74,25	0,13	13,35	1,00	1,42	0,08	0,16	0,41	3,60	4,70	0,00	0,63	0,11		99,84
LE MO-92M	74,00	0,13	13,45	0,35	1,10	0,04	0,25	0,45	3,60	5,10	0,09	0,60	0,15		99,31
LE MO-215B	75,40	0,10	12,60	0,36	1,42	0,05	0,19	0,24	2,86	4,98	0,12			1,29	99,61
LE MO-584B	76,10	0,00	12,10	0,14	0,76	0,04	0,01	0,49	3,11	4,79	0,10			1,11	98,75
LE MO-214C	76,10	0,01	13,20	0,29	0,64	0,05	0,01	0,01	3,36	5,34	0,00			0,93	99,94

Tableau 5 - Granite du Follin (majeurs en %)

	V	Ni	Co	Rb	Sr	Ba	Zr	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd
LE 472	25,00	13,00	6,00	168,00	129,00	469,00	255,00	19,00	16,50	39,70	80,00	9,00	32,30
LE 478	5,00	18,00	2,00	209,00	47,00	120,00	79,00	27,40	13,00	17,80	41,00	4,60	17,70
LE 5915	11,00	5,00	2,00	298,00	52,00	130,00	90,00	24,10	14,80	16,00	36,30	4,00	15,50
LE 693	5,00	5,00	2,00	231,00	60,00	183,00	79,00	23,90	13,80	12,90	30,00	3,40	13,10

	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Th	Ta	U
LE 472	5,40	1,50	3,80	0,60	3,60	0,70	2,00	1,90	0,30	5,90	16,60	1,30	7,20
LE 478	4,60	0,10	4,00	0,70	5,70	1,20	3,60	3,60	0,40	3,80	18,20	1,80	11,00
LE 5915	3,20	0,20	3,40	0,70	4,20	0,90	2,50	2,80	0,40	3,00	14,20	2,30	10,90
LE 693	3,30	0,10	3,10	0,60	4,70	1,10	3,00	3,00	0,40	3,60	16,80	1,40	15,60

Tableau 5 (suite) - Granite du Foin (traces en ppm)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PFeu	Total
LE 2	48,51	1,18	15,03	8,29	0,00	0,13	8,71	5,78	2,16	3,84	0,86	4,52	99,01
LE 2A	50,05	1,15	14,74	7,68	0,00	0,12	0,28	6,40	1,97	4,02	0,86	3,50	98,77
LE ML 22	49,70	1,55	16,90	1,05	5,68	0,00	8,27	6,41	2,32	3,36	0,70	4,25	100,19
LE ML 25	46,50	1,42	15,51	1,82	5,00	0,00	6,20	6,91	1,71	5,55	0,57	5,00	101,19

	V	Ni	Co	Rb	Sr	Ba	Zr	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd
LE 2	162,00	209,00	34,00	123,00	965,00	2918,00	216,00	21,00	20,00	80,00	168,00	15,00	73,00
LE 2A	148,00	188,00	36,00	114,00	882,00	3500,00	246,00	17,80	16,00	76,90	150,10	15,00	59,20

	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Th	Ta	U
LE 2	11,00	2,10	7,00	1,00	5,50	0,90	2,70	2,20	0,30	7,00	27,00	1,00	5,90
LE 2A	9,40	2,00	5,70	0,70	3,90	0,70	2,00	1,80	0,20	6,40	27,00	1,10	5,20

Tableau 6 - Basaltes des Pelletiers (majeurs en %; traces en ppm)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	PFeu	Total
LE 100	74,76	0,11	13,90	1,37	0,00	0,04	0,24	0,29	3,16	4,97	0,18			0,90	99,92
LE 1770	70,10	0,38	14,62	2,46	0,00	0,06	1,04	1,38	3,61	4,58	0,17			1,21	99,61
LE 2001	72,50	0,30	13,34	2,05	0,00	0,06	0,69	0,77	3,71	4,45	0,11			1,20	99,18
LE 414B	74,20	0,13	13,60	1,10	0,00	0,05	0,35	0,46	2,55	5,00	0,13			1,65	99,22
LE 656	76,30	0,11	12,50	1,05	0,00	0,04	0,10	0,27	2,60	5,25	0,05			0,95	99,22
LE 886	74,70	0,14	13,70	1,00	0,00	0,04	0,10	0,33	2,45	5,20	0,16			1,40	99,22
LE 972	52,50	0,90	14,80	7,45	0,00	0,12	6,85	6,20	1,85	2,50	0,16			7,30	100,63
LE G 3 10	68,00	0,70	14,50	1,42	2,32	0,07	2,50	0,45	2,10	5,25		2,02	0,25		99,58
LE G 4 6B	69,95	0,40	15,05	0,26	2,02	0,03	0,63	0,80	3,10	5,60		1,25	0,00		99,09
LE G4 16	67,50	0,60	14,50	0,96	2,74	0,04	2,10	2,40	3,20	4,10		0,79	0,10		99,03
LE H 2 2B	66,00	0,70	16,40	0,85	2,03	0,06	1,60	1,60	3,40	5,00		2,37	0,11		100,12
LE I 3 2	64,20	0,80	15,70	1,23	2,90	0,07	2,80	2,80	3,30	5,00		2,05	0,04		100,89
LE MO-56	75,80	0,18	13,00	1,00	0,35	0,03	0,30	0,25	3,05	5,40	0,06	0,30	0,35		100,07
LE MO-69	74,40	0,17	13,55	0,83	0,35	0,05	0,35	0,25	3,35	5,20	0,07	0,85	0,35		99,77
LE MO-209C	73,10	0,40	14,30	2,03	0,71	0,06	0,84	0,24	2,56	5,63	0,00			1,16	101,03
LE MO-634C	69,10	0,45	15,40	0,00	2,80	0,06	0,93	1,13	3,39	5,60	0,00			0,00	98,86

Tableau 7 - Roches filoniennes (majeurs en %)

	V	Ni	Co	Rb	Sr	Ba	Zr	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd
LE 100	5,00	5,00	2,00	270,00	63,00	244,00	45,00	8,50	8,40	5,80	16,80	1,60	5,70
LE 1770	25,00	17,00	2,00	207,00	225,00	556,00	101,00	11,90	11,40	25,90	57,00	6,20	22,20
LE 2001	16,00	17,00	2,00	226,00	139,00	345,00	118,00	22,40	14,40	34,50	74,00	8,40	30,80
LE 4148	5,00	15,00	2,00	198,00	70,00	216,00	37,00	15,50	9,90	15,90	30,20	3,70	15,20
LE 656	5,00	13,00	2,00	270,00	33,00	58,00	57,00	29,20	14,00	21,30	49,20	5,80	25,70
LE 886	5,00	16,00	2,00	220,00	69,00	172,00	39,00	12,30	7,10	9,90	20,20	2,70	9,80
LE 972	144,00	127,00	33,00	92,00	264,00	554,00	77,00	26,80	7,00	32,20	46,70	7,60	30,10

	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Th	Ta	U
LE 100	1,60	0,20	1,30	0,20	1,40	0,30	0,90	1,00	0,10	1,50	6,00	2,30	7,60
LE 1770	4,30	0,60	3,00	0,40	2,70	0,50	1,50	1,10	0,10	3,50	17,70	1,50	6,90
LE 2001	6,40	0,40	4,60	0,70	4,90	1,00	2,50	2,50	0,30	4,30	33,00	1,90	8,90
LE 414B	4,20	0,90	4,80	0,80	5,50	1,00	3,00	2,60	0,40	3,90	21,70	5,50	12,60
LE 656	6,40	0,20	6,30	1,10	7,80	1,50	4,70	4,50	0,70	4,50	31,90	4,20	21,80
LE 886	2,60	0,40	2,90	0,60	3,70	0,70	2,10	2,10	0,30	2,70	7,80	4,00	12,30
LE 972	6,90	2,10	7,70	1,20	7,50	1,50	4,00	3,40	0,50	5,20	17,50	2,10	9,10

Tableau 7 (suite) - Roches filoniennes (traces en ppm)

INVENTAIRE DES SONDAGES DANS LE BASSIN D'AUTUN

Choix de puits et sondages miniers d'archives

Concession de Millery (8-4015)

- (1) Puits d'exploitation Sainte-Louise (avant 1889, prof. 100 m ?).
- (2) Puits d'exploitation Sainte-Marie (avant 1889, prof. 90 m).
- (3) Pour reconnaître le faisceau supérieur des Télots, on a fait, en 1906, à partir de l'affleurement, une série de petites descenderies alignées du Nord au Sud : 1, 2, 3, 4, 5, 6, qui ont été poussées jusqu'à une dizaine de mètres en profondeur ;
- (4) et, jusqu'en 1906 une série de sondages 7, 8, 9, 10, 12, 13, 14, 15, 16 et 16 bis, dont le plus profond a atteint 58 m.
- (5) En 1921, les deux sondages 63 (prof. 27,50 m) et 64 (prof. 16,50 m) du Petit-Millery, ont reconnu le mur de la « Grande couche » de Surmoulin.
- (6) En 1940-42 les sondages 65 (prof. ?), 66 (prof. 70 m) 68 (prof. 255 m), 71 (prof. 218,50 m), 72 (prof. 246 m) ont complété l'exploration du faisceau supérieur des Télots ; on a identifié une dizaine de couches de schistes bitumineux au mur de la couche de boghead.

Concession des Télots (8-4012)

- (7) La « Grande couche » de Surmoulin (= couche des Télots) a été reconnue à l'aval-pendage en 1908 par les deux sondages 17 et 18, profonds d'une cinquantaine de mètres ;
- (8) puis en 1920-22, par les petits sondages 17 et 18, le sondage 44 (prof. 42,80 m) les sondages de la Vente 50, 51, 52, 53, 55... ;
- (9) et surtout le sondage de la Vente 55 (prof. 99 m).

Concession de Saint-Forgeot (8-4013)

- (10) Pour reconnaître une couche épaisse de 3-3,50 m, en 1914, une série de sondages 29 à 37, d'une profondeur maximale de 27,85 m ont reconnu cette couche sur 900 m, à l'aval-pendage sud.

Concession de Surmoulin (8-4014)

- (11) Ce secteur a été exploité par les anciens puits de la Sorme (prof. 211 m) ;
- (12) et des Télots, qui avaient recoupé aussi la couche de boghead.
- (13) Pour reconnaître le boghead au Sud de la « Grande couche » de Surmoulin on fit dès 1887 les sondages 18 (prof. 60,10 m), 19 (prof. 68 m) et 20 (prof. > 92 m) ;
- (14) puis, pour reconnaître le Sud de la 10^e couche, de 1908 à 1913, les sondages 21 (prof. 66,50 m), 22 (prof. 34 m), 23 (prof. 21,50 m), 24 (prof. 56 m), 25 (prof. 92 m) et 26 (prof. 17 m).
- (15) Toujours pour reconnaître le Sud de la couche de Surmoulin, le sondage 45 (prof. 38 m) ;

- (16) en 1920, le sondage 46 (prof. 52 m).
(17) en 1940, le sondage 67 (prof. 183,50 m).

Concession de Chambois (8-4005)

Dans l'ancienne concession de Chambois, il y avait à la fois du charbon et des schistes bitumineux, mais leur exploitation n'a jamais eu grand succès.

Dans le secteur du charbon, on connaissait trois couches, mais deux seulement ont été exploitées quoique médiocres. On y a fait autrefois de nombreux puits. On ne peut signaler ici que les plus importants :

- (18) Puits n° 2, en 1836 (prof. 185 m) ; puits Saint-Georges, en 1857 (prof. > 169 m).
(19) D'assez nombreux sondages de recherche de schistes bitumineux on ne citera ici que : sondage 19, en 1908 (prof. 51 m) ; sondage 20, en 1908 (prof. 58 m).

Concession du Poizot (8-4011)

(20) On est très mal renseigné sur cette ancienne concession. On ne signale ici que l'ancien puits d'Estreno(?) où la couche a été atteinte à la profondeur de 64 m. Le gisement a été exploité jusqu'à la profondeur de 57 m.

Concession de la Commaille (8-4006)

En 1889 le gisement était exploité :

- (21) Puits Marcel (prof. 48 m).
(22) Puits Sainte-Marie (prof. 50 m).
L'exploitation a été abandonnée pour des raisons qui ne semblent pas techniques.
(23) On fit cependant en 1914 deux sondages, dont l'un sur cette feuille : sondage de la Tuilerie (prof. 243,95 m) où les grès dominaient.
(24) Puits Pelissier (1946....) Pour concentrer l'extraction d'exploitations auparavant plus ou moins dispersées, la Société minière des schistes bitumineux a entrepris ce grand puits, profond de plus de 200 m.

Concession de Polroy (7-4004)

(25) De vieux puits ont reconnu et exploité un petit gisement d'antracite contenu dans la « roche verte » (=Culm). Citons seulement le puits Guilloux (1893, prof. 116 m), le puits Polroy (vers 1830, prof. 110 m), le puits de la Vesvre (vers 1827), etc.

Sondages récents du BRGM

À l'occasion du congrès géologique de 1980, le BRGM a conçu le projet d'un grand sondage stratigraphique entièrement carotté pour offrir une coupe à l'observation.

À l'époque, si certaines parties avaient été bien reconnues (comme le faisceau des Télots), d'autres restaient mal connues (comme l'assise de Muse qui n'avait été définie que par différence).

Le BRGM a repris l'emplacement naguère proposé par P. Pruvost pour explorer l'assise de Muse encore mal connue. C'est près du lieu-dit la Vente qu'on paraissait être dans les meilleures conditions pour reconnaître la série au mur de la « Grande couche », autrement dit l'Autunien inférieur, qui était la partie la moins bien connue de la série.

C'est dans ces conditions qu'en 1980 ont été effectuées, en relais les deux sondages entièrement carottés de

(26) Varolles 1 (prof. 250 m).

(27) Chevrey 1 (prof. 350 m).

Un assez grand nombre de sondages semi-destructifs (1981), ne dépassant généralement pas la profondeur de 50 m ont précisé l'allure et la composition du gisement de schistes bitumineux dans ce secteur.

(28) Le sondage de Chambois 1 a été effectué en 1982 pour vérifier une hypothèse géophysique sur la profondeur du bassin à cet endroit. Intégralement carotté (prof. 491,50 m), il n'a pas atteint le socle.

