

# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

## CORBIGNY

par

J. DELFOUR, B. ALABOUVETTE,  
J. CORNET

## CORBIGNY

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

Clamecy	Avallon	Quarré-les-Tombes
Prémery	CORBIGNY	Saulieu
Saint-Saulge	Château-Chinon	Lucenay-l'Évêque

MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,  
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE  
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
CORBIGNY À 1/50 000

par

J. DELFOUR, B. ALABOUVETTE, J. CORNET

1997

Editions du BRGM  
Service géologique national

**Références bibliographiques.** Toute référence en bibliographie à ce document doit être faite de la façon suivante :

*pour la carte:* DELFOUR J., ALABOUVETTE B. (1997) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Corbigny (496). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Delfour, B. Alabouvette, J. Cornet (1997), 93 p.

*pour la notice :* DELFOUR J., ALABOUVETTE B., CORNET J. (1997) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Corbigny (496). Orléans : BRGM, 93 p. Carte géologique par J. Delfour, B. Alabouvette (1997).

© BRGM, 1997. 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 : 2-7159-1496-2

## SOMMAIRE

	Pages
<b>RÉSUMÉ</b>	5
<b>ABSTRACT</b>	6
<b>INTRODUCTION</b>	9
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	9
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION     DE LA CARTE</i>	11
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT     DE LA CARTE</i>	13
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	17
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	17
<b>Formations cristallophylliennes</b>	17
<b>Roches magmatiques carbonifères</b>	23
<b>Formations carbonifères et permiennes</b>	31
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	41
<i>MÉSOZOÏQUE</i>	44
<b>Trias</b>	44
<b>Jurassique</b>	46
<i>CÉNOZOÏQUE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	52
<b>CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</b>	55
<b>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE</b>	57
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	59
<b>GÉODYNAMIQUE RÉCENTE</b>	63
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	64
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	64
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	65
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	69
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	70

<i>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</i>	72
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	72
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	76
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	81
<i>AUTEURS</i>	82
<i>ANNEXES</i>	83
<i>ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES PALÉOZOÏQUES</i>	85
<i>LISTE DES INDICES MINÉRAUX</i>	93

## **RÉSUMÉ**

La moitié est du territoire de la feuille Corbigny est occupée par les terrains paléozoïques du horst du Morvan. Dans cette partie nord-est du Massif central français, appartenant à la zone interne, dite « ligéro-moldanubienne », de la chaîne varisque, l'évolution tectonique durant cette orogénèse est caractérisée par deux étapes majeures de structuration.

La première, antérieure aux dépôts du Dévonien moyen connus plus au Sud et non métamorphiques, a donné les gneiss souvent migmatitiques de Chastellux (Nord de la feuille). La seconde débute au Viséen inférieur et se développe durant le Carbonifère inférieur à un niveau très élevé de la croûte continentale. À sa surface, les dépôts volcano-sédimentaires du « faisceau du Morvan » forment le toit des intrusions de granites monzonitiques et de granites alumino-potassiques. Ces magmas, issus de la fusion anatectique de la croûte continentale, montent à travers le socle cristallophyllien à la faveur des grands cisaillements. Cette phase magmatique se termine au Namurien.

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 rhyolitique de Blismes-Montreuillon. Durant le Stéphanien moyen et supérieur, le volcanisme subcalcin rhyolitique accumule les coulées de lave et les épanchements ignimbritiques qui accompagnent la subsidence de la caldeira. Les volcanites contiennent des intercalations de sédiments lacustres et marécageux : siltites et lentilles de houille auxquels se mêlent des couches de grès tufacés et de conglomérats traduisant l'instabilité tectonique due à l'activité volcanique. Localement, l'Autunien est caractérisé par des dépôts sédimentaires et organiques plus continus, bien qu'encore coupés d'apports détritiques grossiers d'origine volcanique et de quelques coulées de rhyolite. Durant le même temps, la caldeira est le siège d'une activité hypovolcanique intense, des granophyres et des microgranites recourent à la fois les dépôts volcano-sédimentaires et l'encaissant granitique. Au Saxonien et localisées à la partie ouest de la caldeira, des ignimbrites rhyolitiques s'épanchent largement jusque sur le soubassement granitique.

Au début du Mésozoïque (Trias), le domaine cristallin du Morvan constitue une zone haute émergée soumise à l'érosion et qui sera progressivement atteinte et submergée par la transgression marine dès la fin du Trias pour ses parties externes, au Sinémurien pour les zones les plus hautes.

La persistance d'un bombement à l'emplacement du Morvan subsiste jusqu'au cours du Dogger et se traduit par une sédimentation relativement réduite pendant le Lias et le début du Dogger.

Les fractures, qui affectent en grand nombre le socle paléozoïque et sa couverture sédimentaire, correspondent à la réactivation de fractures tardi-hercyniennes durant le Mésozoïque et surtout le Cénozoïque où, sous l'effet des contraintes tectoniques induites par les phases orogéniques pyrénéenne et alpine, le socle du Morvan se soulève par rapport aux bassins adjacents (bassins de Paris et du Sud-Est de la France).

### *ABSTRACT*

The eastern part of the Corbigny map territory is underlain by Palaeozoic terranes of the Morvan horst. In this NE region of the french Massif Central, belonging to the internal Ligero-Moldanubian zone of the Variscan chain, the tectonic evolution during this orogenesis is characterized by two major phases of structuration.

The first phase, older than the non-metamorphosed deposits of the Middle Devonian occurring southward, gives way to the often migmatitic biotite, biotite and amphibole gneisses and subordinate amphibolites of Chastellux (northern part of the quadrangle).

The second phase begins with the lower Visean and occurs during the Lower Carboniferous in the upper level of the continental crust. On the surface, the epicontinental sédiments and volcanics of the "Morvan belt" constitute the roof of the intrusions of monzonitic and alumino-potassic granités. These magmas derive from anatectic melting of the continental crust and the intrusions are controlled by large zones of wrench faulting. This major magmatic phase ends to the Namurian.

The older Lormes granite, of Lower Carboniferous age, is a large batholite comprising biotite porphyritic rocks with often subordinate muscovite and cordierite. Locally, the Picampoix microgranite,  $345 \pm 10$  Ma (lower Visean) old, intrudes the porphyritic granité. The leucogranite forms multiple intrusions in the Lormes porphyritic granite. This is a medium-grained biotite and muscovite pink granite with subordinate cordierite. It emplaced around 327-323 Ma (Namurian).

The Late Hercynian faults which eut the granito-gneissic basement during Stephanian and Saxonian, induce the formation and the structuration of the Blismes-Montreuillon rhyolitic caldeira. During the middle and upper Stephanian the subalkaline rhyolitic volcanism feeds

lava flows and ignimbritic sheets along with the caldeira subsidence. The Blismes unit volcanics are intercalated with lacustrine sediments i.e. siltites and coal lenses. Tuffaceous sandstones and conglomerates with acidic volcanics pebbles are frequent and reflect the tectonic instability related to the volcanic environment. During Autunian times, this type of sedimentation prevales locally, only interrupted by scarce rhyolite flows. Along with the subaerial volcanic activity, the caldeira deposits are injected by numerous stocks, sills and dikes of granophyres and microgranites. These parent-magmatic intrusions are more abundant in the caldeira border where they eut both the volcanics and the granitic basement. The Saxonian ignimbritic rhyolite sheet of Montreuillon unit outputs largely in the western part and even outside of the caldeira. Prismatic colonnades developed during the consolidation of the lava are frequent throughout this unit. The subalkaline volcanics and sub-volcanics originate from magmatic chambers generated in the continental crust by melting of roks of igneous and volcano-sedimentary origins.

The numerous faults crossing the Palaeozoic basement are the rejuvenation of the Late Hercynian faults during Mesozoic and Cenozoic times under tectonic movements induced by Pyrenean and Alpine orogenies.

The western part of the Corbigny map area is underlain by Mesozoic sedimentary rocks that were deposited during the marine transgression into the Massif Central margin, of which Morvan represents the most northern limit.

The oldest exposed rocks, probably Upper Triassic, reflect the progressive invasion of the platform by a shallow lagoonal fringe where terrigenous, carbonate and evaporitic sedimentation occurred. The extension of the transgression towards the Morvan crystalline terrain coincides approximately with the outerop limit of the « Basai Dolomite » or « Chitry Bed » developed in the Corbigny map area, a facies attributed to a neighbouring environment of coastal sabkhas (Bois, 1978).

The Hettangian beds, everywhere shallow-water deposits and composed essentially of carbonates, indicate a distinctly more-marine trend and slightly overlap the Triassic transgressive front to the east.

The Sinemurian Grypaea-limestone, mainly transgressive, marks the establishment of open-marine conditions over the Morvan area. Permanent submarine highs existed along the Morvan axis until Bathonian times, which are reflected by relatively thin deposits and major hiatuses, particularly during the late Toarcian to Aalenian and the middle-late Bajocian.

The déformation in western part of the map area is closely related to réactivation of ancient faults (Late Hercynian). Fault movement, essentially normal, was recurrent throughout the geological history:

- at the end of the Triassic, faulting probably controlled local subsidence and distribution of the basai dolomite facies and associated mineralization;
- récurrent faulting continued through the Mesozoic, particularly during the middle Lias (Sinemurian to late Pliensbachian);
- the main faulting phase occurred during the Cenozoic (Eocene-Oligocene) and controlled the uplift of the Morvan with respect to its boundaries.

No Eocene-Oligocene rocks are preserved in the Corbigny map area; such deposits could help specify the âge and style of déformation, as well as the stages of morphological evolution. The stacked érosion surfaces, which truncate both the basement and the cover, show evidence of several stages of peneplanation. Highly weathered fluvial sheets, probably Pliocene in age, are associated with the basai érosion surfaces.

## *INTRODUCTION*

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE*

Le territoire de la feuille Corbigny est situé dans la partie occidentale du Morvan cristallin et en bordure de la dépression sédimentaire du Bazois. Il est compris entièrement dans le département de la Nièvre et sa partie orientale appartient au parc régional du Morvan.

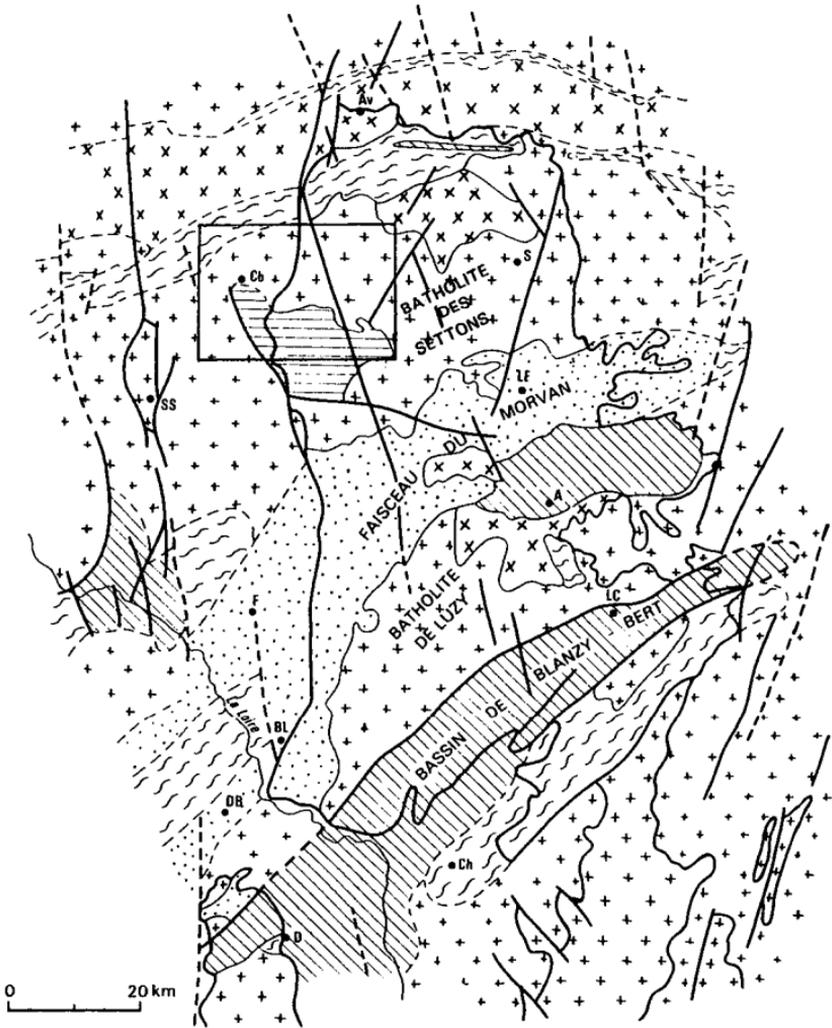
Le contraste est marqué entre le domaine cristallin dont les altitudes varient de 300 à 598 m au bois Vert et le domaine sédimentaire du Bazois dont les altitudes décroissent de 300 à 170 m. Cette différence de relief est bien soulignée à l'Est de Lormes. Les hauteurs du Morvan cristallin sont couvertes de forêts dont l'exploitation est partagée entre les bois de résineux et de feuillus. Les zones plus basses sont consacrées à l'élevage des bovins et des ovins et à la polyculture. L'habitat y est dispersé en villages, hameaux et domaines d'exploitation agricole. Les deux chefs-lieux de canton de Corbigny et de Lormes constituent des agglomérations de moyenne importance.

À l'Ouest, dans le Bazois, le socle ancien est presque partout masqué par la couverture des terrains sédimentaires mésozoïques marneux ou calcaires. Les paysages subtabulaires, à faibles dénivelés, s'étagent de 170 à 300 m. Le drainage s'inscrit faiblement en contrebas des reliefs, avec un tracé beaucoup plus lâche et rectiligne qu'en domaine cristallin et avec des plaines alluviales beaucoup plus largement développées. En dehors de quelques maigres forêts à feuillus, l'essentiel du territoire est consacré aux cultures vivrières (céréales, oléagineux) et fourragères, tandis que les terres les plus mal drainées, pentes liasiques notamment, sont utilisées pour l'élevage ovin ou bovin.

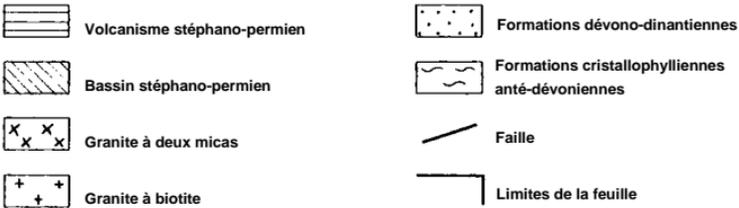
Du barrage de Pannecière au Sud-Est, à l'angle nord-ouest, le territoire de la feuille est traversé par l'Yonne dont les affluents proviennent en majorité des hauteurs du Morvan, sur sa rive droite. Le réservoir de Chaumeçon est alimenté par le Chalaux, affluent de la Cure, elle-même affluent de l'Yonne.

Dans le domaine cristallin, les rivières offrent des profils d'écoulement souvent caractérisés par des alternances de petites plaines alluviales et de cours encaissés où l'eau dévale en cascade parmi les rochers. Malgré leur importance, l'Yonne et le Chalaux n'échappent pas à ce type de parcours.

Le canal du Nivernais, qui assure la liaison entre le bassin de la Seine au Nord et celui de la Loire au Sud, suit la rive gauche de l'Yonne. Le changement de bassin hydrographique s'effectue dans le haut de « l'échelle



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.



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, 1973)

Fig. 1 - Situation géologique de la feuille Corbigny dans la partie NE du Massif central

de Sardy » où 16 écluses, tranchées et tunnels permettent de rattraper les 60 m de hauteur qui séparent le niveau de la vallée de l'Yonne de celui des étangs de Vaux. Ceux-ci alimentent le canal côté Loire, tandis que près du point de partage des eaux et côté Seine, aboutit la rigole de l'Yonne, ouvrage qui capte l'eau au pied du barrage de Pannecièrre. Le canal du Nivernais, de gabarit étroit, a vu son activité se tourner vers le tourisme fluvial.

Le réseau routier reste d'intérêt local. La voie ferrée qui dessert Corbigny, assure le transport des granulats extraits des carrières de Picampoix et de Montauté.

### *CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL PRÉSENTATION DE LA CARTE*

Les terrains paléozoïques du territoire de la feuille Corbigny appartiennent au segment nord de la zone interne, ou arverno-vosgienne, de la chaîne varisque (Autran *et ai*, 1980). Du Silurien au Dévonien inférieur, durant les périodes éo- et médiovarisque (Ledru *et ai*, 1989), 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 et anatexites de Chastellux (fig. 1). À la période néovarisque, du Dévonien supérieur à la fin du Carbonifère, la partie nord du Massif central, déjà fortement érodée, reste à l'abri des grands chevauchements synmétamorphes. Elle est soumise à des grands cisaillements E-W favorisant la mise en place des granites à un niveau structural élevé, sous les dépôts volcano-sédimentaires non métamorphisés du Dévonien supérieur et du Dinantien.

Durant le Carbonifère inférieur, le batholite des Settons est le siège d'une importante activité magmatique. Ce magmatisme, qui affecte également les terrains volcano-sédimentaires dévono-dinantiens du faisceau du Morvan, est caractérisé par deux épisodes d'intrusions granitiques. Durant le premier, les granites subcalcaïnes, monzonitiques et aluminopotassiques, se mettent en place au Viséen inférieur : granite des Settons, granite à cordiérite de Lormes (?) et microgranite de Picampoix daté à  $345 \pm 10$  Ma. Le second épisode est marqué par la montée des leucogranites aluminopotassiques à deux micas de type la Pierre-qui-Vire, d'âge namurien (327 Ma).

Au Carbonifère supérieur, l'activité magmatique se réduit à un volcanisme acide, essentiellement aérien et actif du Stéphanien supérieur au Saxonien : le complexe ou bassin volcano-plutonique de Blismes-

Montreuillon. Le territoire de la feuille ne couvre que la partie nord du complexe volcanique qui est bordée au Nord par les granites porphyroïdes de Lormes et des Settons et les nombreux stocks de granite à deux micas. Des panneaux plus ou moins vastes de gneiss sont enclavés dans les granites et représentent les restes d'un socle cristallophyllien très probablement structuré au Dévonien.

Les formations stéphanienues de l'unité de Blismes sont essentiellement de nature rhyolitique et ignimbritique et se sont épanchées dans une vaste caldeira où elles sont accompagnées et recoupées de filons et de sills de granophyre et de microgranite. Les intercalations sédimentaires, parfois charbonneuses, sont peu épaisses et d'extension réduite sauf dans la partie nord-est de la caldeira où elles prennent plus d'importance à l'Autunien. Au Saxonien, les ignimbrites de l'unité de Montreuillon s'épanchent au-delà des limites de la caldeira.

La formation de ce complexe volcano-plutonique a débuté avec la phase de compression stéphanienne orientée NW-SE et s'est terminée pendant la distension permienne. Les volcanites de Blismes-Montreuillon ont été déformées lors de l'activité de la caldeira et peut-être à nouveau à la fin du Permien.

La partie occidentale de la feuille est occupée par les formations sédimentaires mésozoïques de la bordure orientale du bassin de Paris. Ces dépôts correspondent à la transgression de la mer sur les marges du Massif central, dont le Morvan constitue l'éperon le plus septentrional.

Les premières assises rencontrées, probablement du Trias supérieur, traduisent l'envahissement progressif de la plate-forme par une frange lagunaire peu profonde, à sédimentation terrigène ou carbonatée et évaporitique. L'extension de la transgression en direction du Morvan cristallin, coïncide à peu près, ici, avec la limite actuelle des affleurements, comme en témoigne le développement dans le secteur de Corbigny, de la « Dolomie de base » ou « Assise de Chitry », faciès attribué à un contexte voisin des sebkhas côtières (Bois, 1978).

Les assises hettangiennes, essentiellement carbonatées mais toujours sous faible tranche d'eau, affirment une tendance nettement plus marine et débordent sensiblement vers l'Est le front transgressif triasique.

Le Calcaire à gryphées du Sinémurien, largement transgressif, marque l'établissement, sur l'ensemble du Morvan, de conditions de mer ouverte. Jusqu'au Bathonien, la permanence de hauts-fonds, dans l'axe du Morvan, se traduit par des puissances relativement faibles des dépôts, et par des

lacunes importantes de sédimentation, notamment au Toarcien supérieur-Aalénien et au Bajocien moyen-supérieur.

La structuration du domaine occidental de la feuille paraît étroitement liée au rejeu d'accidents anciens (tardi-hercyniens). Ces mouvements, essentiellement en faille normale, se sont manifestés à plusieurs reprises au cours de l'histoire géologique :

- dès la fin du Trias, ils paraissent contrôler des phénomènes de subsidence locale, et la distribution des faciès dolomitiques de base et des minéralisations associées ;
- ils sont également actifs au cours du Mésozoïque, notamment au Lias moyen (Sinémurien-Carixien) ;
- ils se manifestent surtout au Cénozoïque (Éocène-Oligocène) où ils contrôlent le rehaussement du Morvan par rapport à ses bordures.

Aucun dépôt de cette période majeure n'est conservé sur le territoire de la feuille qui pourrait permettre de préciser l'âge et le style de ces déformations aussi bien que les étapes de l'évolution morphologique. Dans ce domaine, des replats d'érosion étagés, tronquant à la fois le socle et le domaine de couverture, gardent la trace de plusieurs stades d'aplanissement. Au plus bas de ces niveaux d'érosion sont associés des épandages fluviaux très altérés, d'âge présumé pliocène.

### *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 à 1/120 000 par Bertera et Ebray. Avec la 1<sup>re</sup> édition de la carte à 1/80 000 Château-Chinon 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 leurs observations en plaques minces au microscope polarisant. Ainsi étaient distingués les principaux faciès de granites, diorites et volcanites de Montreuillon.

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). 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 pétersiliceux à quartz globulaire, microgranitiques (microgranites du Viséen supérieur à post-Namurien), du granité à biotite, de la granulite (granite à biotite et muscovite), des rhyolites du bassin de Montreuillon.

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 à 1/80 000 en 1965. Ces levés distinguent les rhyolites de Montreuillon et les tufs de rhyolites de Montreuillon dans lesquels sont intercalées les enclaves charbonneuses. Ces deux formations sont rattachées au Viséen inférieur tandis que les microgranites en nappes et sills sont liés à la phase magmatique du Stéphanien inférieur.

Les travaux de R. Mouterde (1953) amènent des progrès décisifs dans la connaissance de la stratigraphie du Lias et du Dogger.

De 1955 à 1957, le BRGGM entreprend la recherche des minéralisations de plomb argentifère dans le secteur de Chitry-les-Mines. Les levés géologiques, les prospections géophysiques et géochimiques, les sondages et les travaux miniers apportent une connaissance détaillée sur la structure géologique du district, la nature et la gîtologie des minéralisations dont le volume et les teneurs restent en deçà des normes économiques (Burnol et Lhégu, 1957).

Par des considérations de déformations structurales et d'analogies de faciès, A. Chabanel (1975) compare le volcanisme du bassin de Montreuillon à celui du Viséen supérieur du faisceau du Morvan.

De 1973 à 1976, SNEA(P), entreprend l'étude des potentialités métallogéniques des bordures du Morvan, réalisant dans cette région ouest une série de sondages sur deux profils principaux : canal du Nivernais et horst de Saint-Saulge. En 1978, M. Bois, à partir de cette campagne de recherches, propose une synthèse sédimentologique et métallogénique des formations de base de la transgression mésozoïque.

À la suite de prospections aéromagnétique, gravimétrique, sismique, électrique (résistivité) et de quelques sondages et reconnaissances de surface, COGÉMA (Carpena *et al.*, 1984 ; Guérin et Monnier, 1984 ; Monnier et Stussi, 1984) a déterminé, sous les volcanites acides de

Montreuillon et de Blismes, une caldeira ou dépression volcano-tectonique de forme ovale (10x15 km) qui s'étend depuis Baye à l'WNW au réservoir de Pannecièrre à l'ESE.

Générée par une phase de compression NW-SE, l'évolution structurale de cette caldeira durant le volcanisme subcalcin actif du Stéphanien B et C au Permien supérieur, a été contrôlée par de grands accidents qui délimitent trois zones présentant chacune une subsidence et un environnement paléogéographique différent. La zone sud, essentiellement sur la feuille Château-Chinon, offre une subsidence maximale où le remplissage de tufs et d'ignimbrites rhyolitiques accompagnés de filons et de sills de microgranites, sur une épaisseur de 400 à 800 m, s'est fait au Stéphanien B et C. Ce complexe de Blismes est daté  $291 \pm 7$  Ma par traces de fission sur les zircons. Dans la zone nord (feuille Corbigny), la subsidence est plus réduite, les 200 à 400 m de volcanites acides et leur cortège de microgranite, contiennent de nombreuses intercalations sédimentaires, avec en particulier et au sommet du complexe, la formation charbonneuse du pont des Amours datée de l'Autunien inférieur à l'Autunien supérieur.

Au Saxonien, après le comblement de la caldeira et lors d'une phase distensive, les ignimbrites du complexe de Montreuillon s'épanchent au-delà des limites de la fosse volcano-tectonique. Les ignimbrites sont datées à  $267 \pm 5$  Ma par traces de fission sur les zircons. Ce volcanisme ignimbritique aurait été précédé d'un volcanisme phréatique dont les seules traces sont des structures circulaires repérées par étude photogéologique et par une microbréchification et une altération d'unités lithologiques très diverses.

Parmi les roches plus récentes, datées par traces de fission sur les zircons (et donc remis à zéro à  $250 \pm 50$  °C) :

- les rhyolites du barrage de Pannecièrre à  $258 \pm 5$  Ma,
- les microgranites recoupant le complexe de Blismes à  $243 \pm 6$  Ma.

M.T. Ménager (1983) donne une étude pétrographique et géochimique des divers faciès traversés par les sondages de COGEMA dans le socle du Bazois. Bien qu'en majorité situés hors du territoire de la feuille Corbigny, ces sondages fournissent des indications sur le prolongement du bassin de Montreuillon sous la couverture mésozoïque et en particulier sur la disposition en sills des microgranites dans le granite de Château-Chinon et le granite de Gien-sur-Cure. Le sondage foré à Doussas (feuille Corbigny) a rencontré, à 100 m de profondeur, le granite de Lormes à enclaves de gneiss et recoupé de filons de lamprophyre.

Pour la carte géologique à 1/50 000 Château-Chinon, H. Carrat (Carrat et Lefavrais-Raymond, 1986) conserve l'attribution faite dans ses travaux antérieurs (Carrat, 1969a,b), à savoir un âge viséen supérieur à stéphanien

pour l'ensemble des rhyolites et microgranites du bassin de Montreuillon. Cette attribution s'appuie également sur l'état anthraciteux des charbons de Blismes et de Montlifié, analogue à ceux du Culm ou Dinantien du faisceau du Morvan (Carrât *et al.*, 1966).

Les nombreuses datations, effectuées par la méthode Rb/Sr sur les biotites des divers granites du Morvan nord (Viale, 1965), ont indiquées des âges carbonifères, 345 à 300 Ma (âge recalculé pour  $\lambda = 1,42$ ). En roche totale, le granite de Gien-sur-Cure est daté à  $335 \pm 7$  Ma avec un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,718$ , par contre ses biotites donnent un âge Rb/Sr de 344 Ma. Le leucogranite de la Pierre-qui-Vire est daté par la même méthode à  $323 \pm 4$  Ma, le rapport initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  étant de  $0,7110 \pm 15$  (Duthou *et al.*, 1984).

Par la méthode U/Pb sur zircon, J.P. Supply (1985) date le granophyre de Vausségré (feuille Château-Chinon, et considéré comme appartenant au cortège filonien du volcanisme du bassin de Montreuillon) à  $331 + 10/-8$  Ma, soit Viséen supérieur. Le leucogranite du massif de la Pierre-qui-Vire (feuilles Saulieu et Quarré-les-Tombes) est daté à  $327 \pm 5$  Ma, ce qui confirme son âge viséen supérieur à namurien obtenu par la méthode Rb/Sr.

P. Rolin (1987), sur la base des données géochimiques et géochronologiques connues antérieurement, propose une nouvelle représentation cartographique des venues magmatiques du massif des Settons-Saulieu et distingue les granites subalpins de Dommartin-Settons, Vauclaux et Gien-sur-Cure mis en place aux environs de 340 Ma (Viséen inférieur) et les granites aluminopotassiques de Lormes et la Pierre-qui-Vire mis en place vers 330-323 Ma (Viséen supérieur à Namurien).

C. Pin (1989) rattache le granophyre de Vausségré au volcanisme générateur des « tufs anthracifères » du Viséen supérieur.

Reprenant les travaux antérieurs, P. Rolin et J.M. Stussi (1991) considèrent que l'essentiel des intrusions des granites subalpins (les Settons, Gien-sur-Cure) et aluminopotassiques (Lormes et la Pierre-qui-Vire) s'est fait sur des axes de cisaillement NE-SW, du Viséen au Namurien. La coexistence dans l'espace et dans le temps de ces deux types de magmatisme est caractéristique de la moitié nord de la chaîne varisque française et suppose une fusion crustale à partir de matériaux divers à différentes profondeurs.

Jusqu'à présent le microgranite de Picampoix était réputé appartenir au cortège filonien de la caldeira stéphanienne de Blismes-Montreuillon (Carrat, 1969a,b). Or l'âge de  $345 \pm 10$  Ma, obtenu par la méthode Pb/Pb

par évaporation sur zircons (Delfour et Guerrot, 1997), permet de rattacher cet épisode microgrenu à l'importante phase magmatique du Viséen inférieur durant laquelle se mettent en place les granites des Settons et de Gien-sur-Cure.

Les levés de terrain et le tracé des contours géologiques ont été effectués de 1989 à 1993:

- pour les formations paléozoïques (cristallophylliennes, magmatiques et volcano-sédimentaires) et les roches filoniennes, par J. Delfour (BRGM) ;
- pour les formations mésozoïques et cénozoïques, par B. Alabouvette (BRGM).

Dans le domaine carbonifère, le levé de terrain s'est appuyé sur une étude photogéologique. Celle-ci porte principalement sur la fracturation, le couvert végétal ne permettant pas de distinguer les diverses unités géologiques.

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.

Les données concernant la localisation, les caractères lithologiques et structuraux et résumant les 5 063 observations faites sur les affleurements de roches paléozoïques et certains de roches mésozoïques, ont été saisies sur le terrain à l'aide d'un micro-ordinateur de poche puis transmises dans une base de données informatisée (SGBD sur PC). Celle-ci peut donc être consultée et complétée.

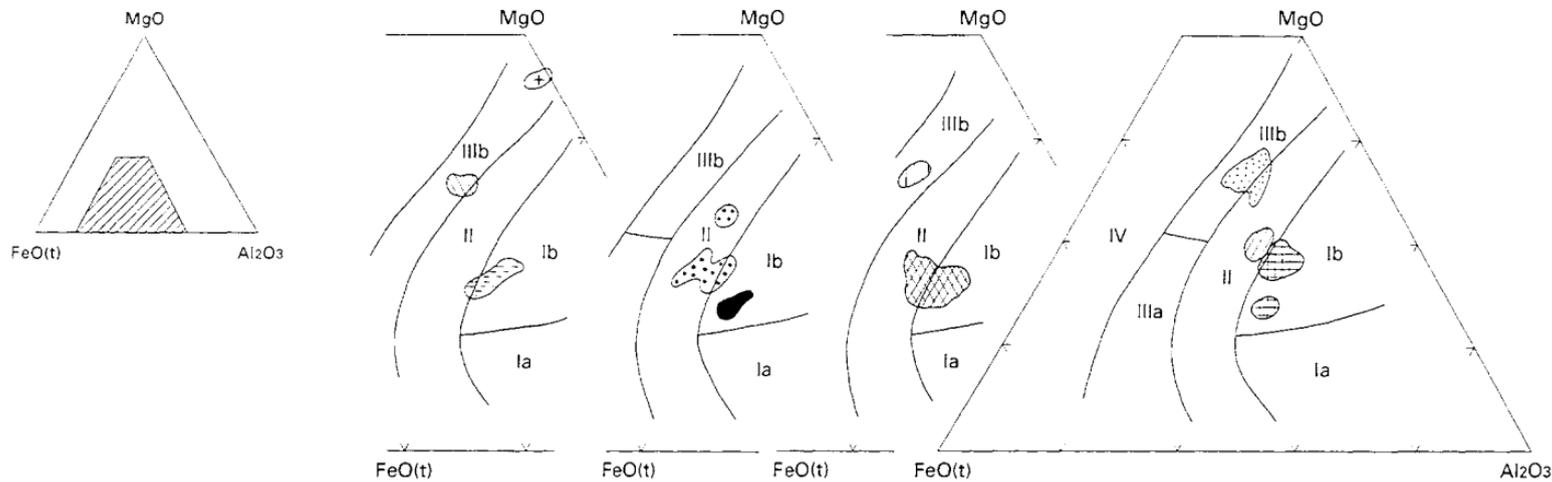
Dans le domaine sédimentaire, les données de terrain ont été complétées par les renseignements fournis par les sondages et travaux miniers exécutés par le BRGM vers 1960-1965. Le levé des formations superficielles a été appuyé par une campagne de quinze forages à la tarière (BRGM) à des profondeurs de 5 à 15 m.

## ***DESCRIPTION DES TERRAINS***

### ***PALÉOZOÏQUE***

#### **Formations cristallophylliennes**

ζ. **Gneiss à biotite, micaschistes anatectiques, gneiss amphiboliques, amphibolites.** Les panneaux de tailles diverses (hectométriques à kilométriques) de gneiss affleurent dans la partie nord du territoire de la



Gneiss de la Villaine

-  Gneiss à biotite (CO 2612)
-  Gneiss amphibolique (CO 2483 A)
-  Amphibolite (CO 2483 D)

Granites porphyroïdes

-  Granite à deux micas et cordiérite (CO 33, CO 2934)
-  Granite à deux micas (CO 30, CO 32, CO 2654, CO 3460)
-  Granite à biotite (CO 31, CO 2682)

-  Microgranite de type Picampoix (CO 19a, CO 19b)
-  Leucogranite (CO 2436, CO 2471)
-  Granophyre du complexe de Blismes - Montreuilon (CO 764)
-  Microgranite indifférencié (CO 2482)

Ia : association aluminopotasique de type Limousin ; Ib : association aluminopotasique de type Guéret ; II : association calco-alcaline ; IIIa : association subalcaline ferro-potasique ; III b : association subalcaline magnésio-potasique ; IV : association alcaline. (Les numéros d'échantillons réfèrent aux analyses chimiques en annexe.)

**Fig. 2 - Position des biotites des gneiss, granites et microgranites dans le diagramme MgO - FeO(t) - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>**

feuille, dans le secteur de Pouques-Lormes, la Villaine et le Nord-Est de Bousségré. Ils appartiennent à la terminaison sud-ouest de la vaste unité des gneiss et anatexites de Chastellux qui s'étend dans la partie nord du Morvan sur les feuilles Avallon, Quarré-les-Tombes et Pouilly-en-Auxois. L'âge exact de ces formations cristallophylliennes n'est pas connu. Elles sont rapportées, par analogie avec les autres domaines gneissiques du Nord-Est du Massif central, au socle polymétamorphique dont l'évolution s'est étendue du Silurien au Dévonien moyen.

Sur le territoire de la feuille Corbigny, les panneaux de gneiss forment de larges enclaves encaissées dans les intrusions de granite porphyroïde ou de granite à deux micas. Les affleurements sont souvent de médiocre qualité, les gneiss plus ou moins profondément altérés apparaissent à la faveur des talus de route ou des chemins creux. De teinte grise à rougeâtre, ils se caractérisent par l'abondance des paillettes de biotite.

- **Gneiss à biotite.** Cette roche est la plus commune et affleure dans le grand panneau qui s'étend de la Villaine à la Chapelle, mais aussi dans ceux plus petits comme au Nord de Senoux. Le grain est généralement fin à moyen (1-5 mm) et la biotite abondante.

La roche montre en lame mince des lattes subautomorphes d'oligoclase zoné (parfois en grands porphyroblastes), des plages polycristallines de quartz xénomorphe, de la biotite rouge assez abondante, en grandes lames cloisonnantes et un peu tordues, également décolorée et chloritisée, du zircon et de l'apatite. Le feldspath potassique xénomorphe est interstitiel ou en veinules, remplaçant le plagioclase.

Localement (Nord de Senoux), ce type de roche contient des cristaux automorphes de tourmaline incolore à brun-vert. Dans le panneau de Pouques-Lormes, dans un affleurement situé à 1,5 km au NNE de Sauvigny et de façon sporadique dans le panneau de la Villaine, les gneiss se distinguent par la présence de feldspath potassique soit en grands porphyroblastes, soit en remplacement de l'oligoclase.

Par sa composition minéralogique la roche s'apparente à une métonalite dont la foliation fruste est soulignée par de la biotite ayant les caractères de l'association aluminopotassique de type Guéret (fig. 2).

- **Gneiss basiques.** Dans les pentes à l'Ouest de la Villaine, quelques rochers en place et d'abondants blocs dans les murets de soutènement montrent divers faciès de gneiss à biotite ou métonalite contenant des enclaves de gneiss basique gris sombre moyennement à finement grenu et des enclaves de roche basique gris-vert sombre. Ces faciès de roches basiques seraient analogues aux gneiss basiques à biotite décrits dans la partie sud des gneiss de Chastellux (feuille Quarré-les-Tombes).

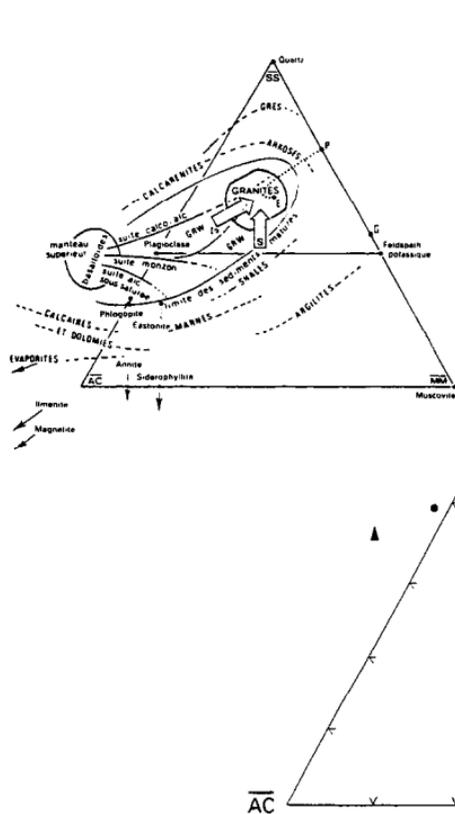


Fig. 3  
Position des différents gneiss dans le diagramme SS-AC-MM  
extension du triangle Quartz-Plagioclase-Feldspath potassique  
(La Roche et al., 1980)

- ▲ Métadiorite } Gneiss de la Villaine
- Métatonalite } Gneiss de la Villaine
- + Gneiss de Chastellux (Caillère et Kraut, 1960)
- ⊕ Gneiss granitisé-anatexite (Caillère et Kraut, 1960 ; Dejou, 1957)
- Gneiss de Montjeu (Delfour et al, 1991)

Le gneiss basique enclavé se présente en lame mince soit avec une texture équante, soit plus déformée, planaire, que souligne la biotite. L'amphibole (actinote) incolore, xénomorphe et maclée est aussi abondante que la biotite. Là encore, la paragenèse minérale permet de rapprocher ce type de gneiss des métatonalites. La biotite présente les caractères de l'association subalcaline magnésio-potassique (fig. 2).

La roche verte observée en enclaves de taille décimétrique (300 m Sud-Ouest de la Villaine) ou en blocs isolés, parfois de la taille du demi-mètre cube (500 m Sud-Ouest de la Villaine), est une roche dure et cohérente. En lame mince, on observe des lattes subautomorphes d'oligoclase, quelques grands cristaux d'amphibole incolore (anthophyllite) à vert pâle (actinote) plus abondants que la biotite rouge-phlogopite en grandes lames ou plages polycristallines localement chloritisées, du quartz xénomorphe et de l'apatite. La texture et la composition minéralogique est celle d'une diorite quartzifère dont la biotite/phlogopite présente les caractères des vaugnérites de l'association subalcaline magnésio-potassique (fig. 2).

Les « gneiss » du secteur de la Villaine ont des teneurs en  $\text{SiO}_2$  allant de 53 à 58 %. Ce caractère moins siliceux et moins feldspathique et plus riche en micas avait été noté pour les gneiss ou anatexites de Chastellux (Caillère et Kraut, 1960). Les analyses de gneiss et gneiss granitisés publiées par ces auteurs et par J. Dejou (1957) permettent de mieux cerner l'origine de ces matériaux.

Les gneiss présentent des caractères subalcalins dans les diagrammes classiques (types R1-R2 : La Roche *et al*, 1980). Aux côtés des métatonalites et métadiorite quartzifère du secteur de la Villaine, on a reporté sur le diagramme chimico-minéralogique SS-AC-MM (fig. 3) les divers gneiss et anatexites du socle cristallophyllien anté-dévonien du Morvan. À part quelques échantillons dispersés, les gneiss, gneiss granitisés et anatexites dérivent de matériaux magmatiques appartenant principalement à la lignée calco-alcaline dont les termes les moins évolués, situés vers le pôle basaltoïde, sont représentés par les roches du secteur de la Villaine.

Les spectres des terres rares des 4 échantillons du secteur de la Villaine (fig. 4 et tabl. 1, en annexe) présentent un profil caractéristique des granodiorites marqué par une anomalie négative en Eu modérée à faible pour les faciès plus basiques. Les teneurs en terres rares légères sont plus élevées pour la métatonalite à biotite ( $\text{La/Yb} = 37,7$ ) comparées à celles des métatonalites à biotite et amphibole ( $\text{La/Yb} = 17,8$  et  $15,5$ ) et à celles de la métadiorite quartzifère ( $\text{La/Yb} = 13,2$ ).

Les rares foliations observées dans les gneiss sont dirigées NNW à NW et souligneraient une virgation locale dans le secteur de la Villaine alors que la structure générale des gneiss de Chastellux est NE-SW.

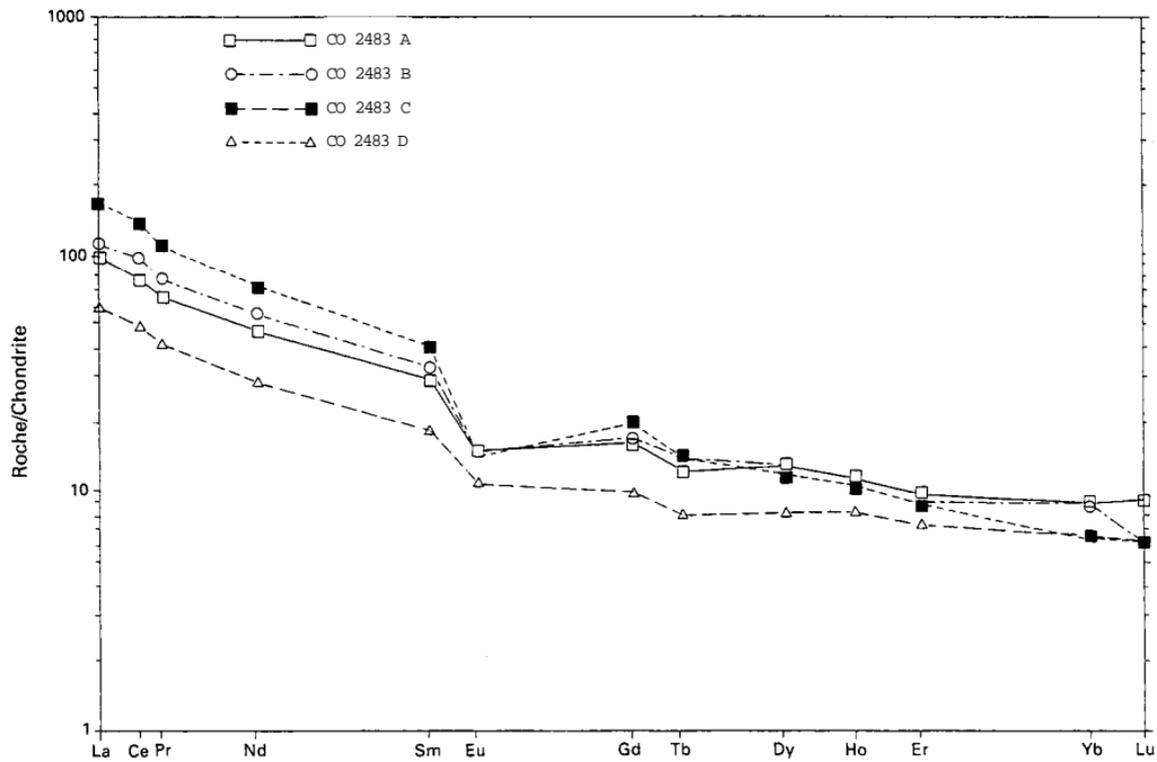


Fig. 4 - Diagramme de Coryell-Winchester des lanthanides pour les gneiss du secteur de la Villaine

L'âge des gneiss et des anatexites de Chastellux n'a pas été déterminé. D'après les données régionales, ils sont antérieurs au Dévonien moyen et résultent de l'évolution métamorphique plurifaciale de roches principalement d'origine magmatique mises en place au Paléozoïque inférieur (Dufour et Lardeaux, 1985).

### **Roches magmatiques carbonifères**

$\rho\gamma^{2-3}$ . **Granites porphyroïdes à 2 micas et cordiérite, ou à 2 micas, ou à biotite seule.** Les granités qui occupent la plus grande part du domaine cristallin se présentent sur le terrain comme des roches grenues porphyroïdes gris rougeâtre formant de larges affleurements rocheux dans les pentes des vallons, parfois même des chaos rocheux (700 m Sud-Est les Clous au bord du lac de Chaumeçon), ainsi que dans le haut des collines. Les granites sont souvent entaillés le long des routes. Gris et durs à l'état frais, ils prennent une teinte plus ou moins rougeâtre selon l'importance de l'altération météorique pouvant aller jusqu'à une roche kaolinisée, tendre ou pulvérulente (« cran » exploité localement en petites carrières) ; cette altération peut atteindre plusieurs mètres de profondeur.

Le faciès le plus répandu est un granite dont le grain varie de 1 mm à 1 cm et à phénocristaux de feldspath potassique dont la taille moyenne est de 1 x 2 cm, parfois 2x3-4 cm, exceptionnellement 2 x 7 cm. Ce faciès relativement monotone observé sur le terrain ne permet pas de tracer de limite entre les deux types de granités précédemment définis : granité de Lormes et granite de Vauclaix (carte géologique à 1/80 000 Château-Chinon ; Carrat, 1969a,b ; Rolin, 1987). Les quelques échantillons étudiés en lame mince révèlent trois faciès pétrographiques bien marqués.

• **Granite porphyroïde à deux micas et cordiérite.** Affleurant de l'Est de Vauclaix jusqu'au réservoir de Chaumeçon, c'est le faciès le plus commun du granite de Lormes. La roche très fraîche, entaillée dans une petite carrière à 500 m à l'Ouest de Plainefas, est représentative de ce granite gris, à grain moyen et phénocristaux de feldspath potassique blanc de 1 x 2 cm.

En lame mince, le quartz forme des plages cristallines xénomorphes, l'oligoclase des cristaux subautomorphes zonés, parfois séricitisés. Les grands cristaux automorphes à subautomorphes de feldspath potassique sont maclés Carlsbad, contiennent de nombreuses inclusions (oligoclase, quartz, biotite, muscovite) et sont aussi bordés d'auroles symplectiques de feldspath potassique et albite. La biotite rouge est en grandes lames, parfois automorphes, localement altérées en chlorite et minéraux opaques, ainsi qu'en lamelles plus fines autour des grandes lames ou en agrégats. La

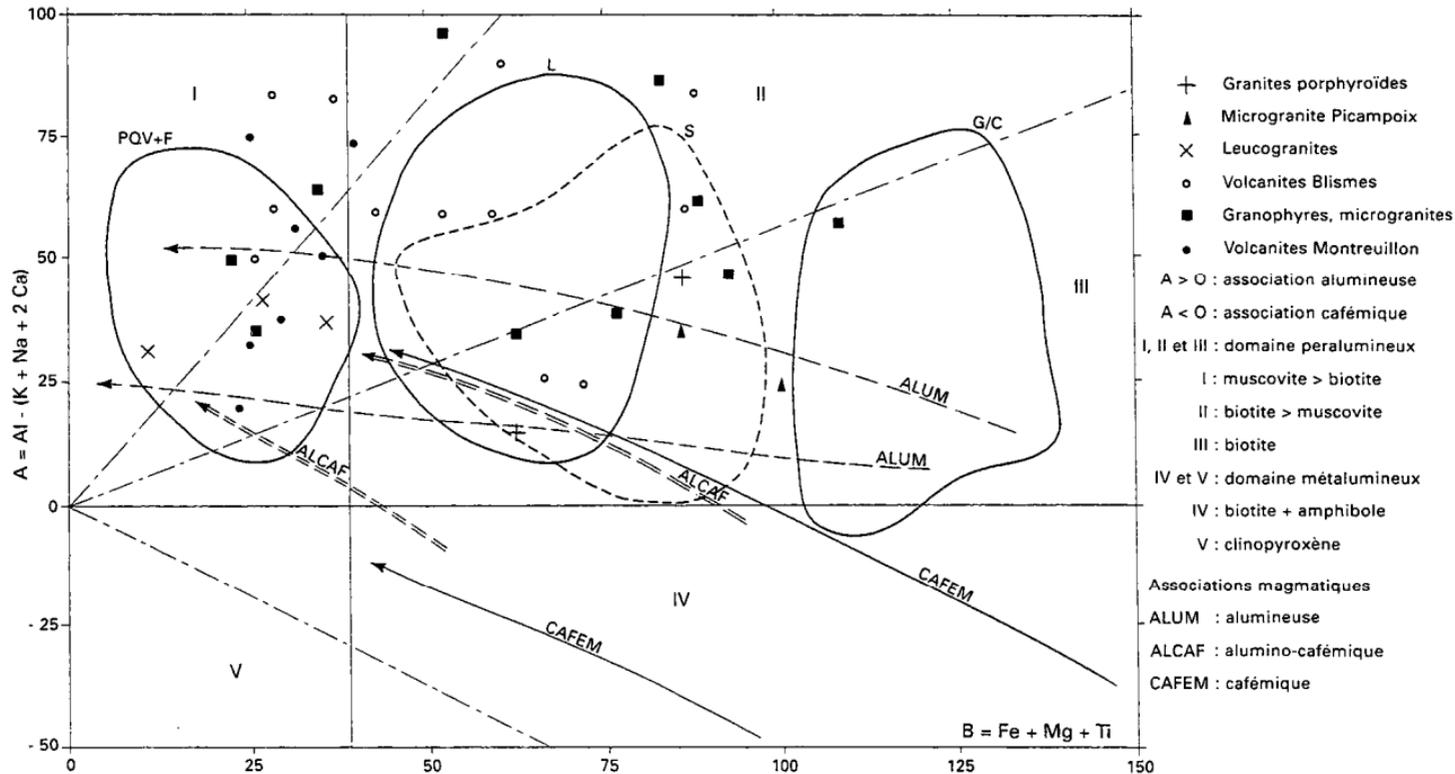


Fig. 5 - Distribution des granites, microgranites et roches volcanique et subvolcanique du complexe de Blismes - Montreuillon dans le diagramme A vs B (Debon et Le Fort, 1988)

muscovite, présente mais subordonnée, est en lamelles isolées ou en gerbes. La cordiérite, toujours pinnitisée, est plus ou moins abondante. Les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon (en inclusions dans la biotite).

- **Granite porphyroïde à deux micas.** Rencontré au sein du granite à deux micas et cordiérite, il apparaît comme une variante du faciès de Lormes. La texture et la composition minéralogique, hormis la cordiérite restent les mêmes.

- **Granit porphyroïde à biotite.** Noté du Nord de Rhuère jusqu'au Nord-Ouest de Brassy, il affleure aussi au sein du granite à deux micas à 1 km au Sud du barrage de Chaumeçon. La texture et la composition minéralogique, hormis la muscovite et la cordiérite, sont semblables à celles des autres faciès granitiques.

Les biotites de chacun des trois faciès de granites ont été analysées à la microsonde électronique et leurs compositions reportées sur le diagramme MgO-FeO(t)-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (fig. 2). Les biotites du granite porphyroïde à biotite seule ont des compositions correspondant à l'association calco-alkaline (monzogranite). Celles du granite porphyroïde à deux micas coïncident avec les associations alumino-potassique de type Guéret et calco-alkaline. Enfin, celles du granite porphyroïde à deux micas et cordiérite sont nettement de l'association alumino-potassique de type Guéret. Ces variations vers une teneur croissante en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> suivent l'apparition de la muscovite, puis de la cordiérite dans les granites porphyroïdes.

Du point de vue chimico-minéralogique (fig. 5), le granite à deux micas et cordiérite et le granite à biotite seule s'inscrivent dans la lignée des granites alumineux mais qui, moins siliceux et moins riches en muscovite, se démarquent bien des leucogranites. Ils se placent respectivement dans le champ du granite de Lormes et dans celui du granite des Settons.

Les profils des terres rares analysées dans les deux échantillons de granite porphyroïde, l'un à biotite seule (CO 2682), l'autre à deux micas et cordiérite subordonnée (CO 33), sont très semblables (fig. 6 et tabl. 2, en annexe) et se caractérisent par un léger enrichissement en terres rares légères comparé aux terres rares lourdes (La/Yb respectivement égal à 17,4 et 21,2). L'anomalie négative en europium témoigne d'un magma différencié.

En l'état actuel de la cartographie, il n'est pas possible de tracer les limites entre le granite à biotite seule (granite de Vauclaux des auteurs antérieurs) et les granites à cordiérite et/ou muscovite, plutôt répartis dans les deux tiers nord-ouest du domaine granitique cartographié.

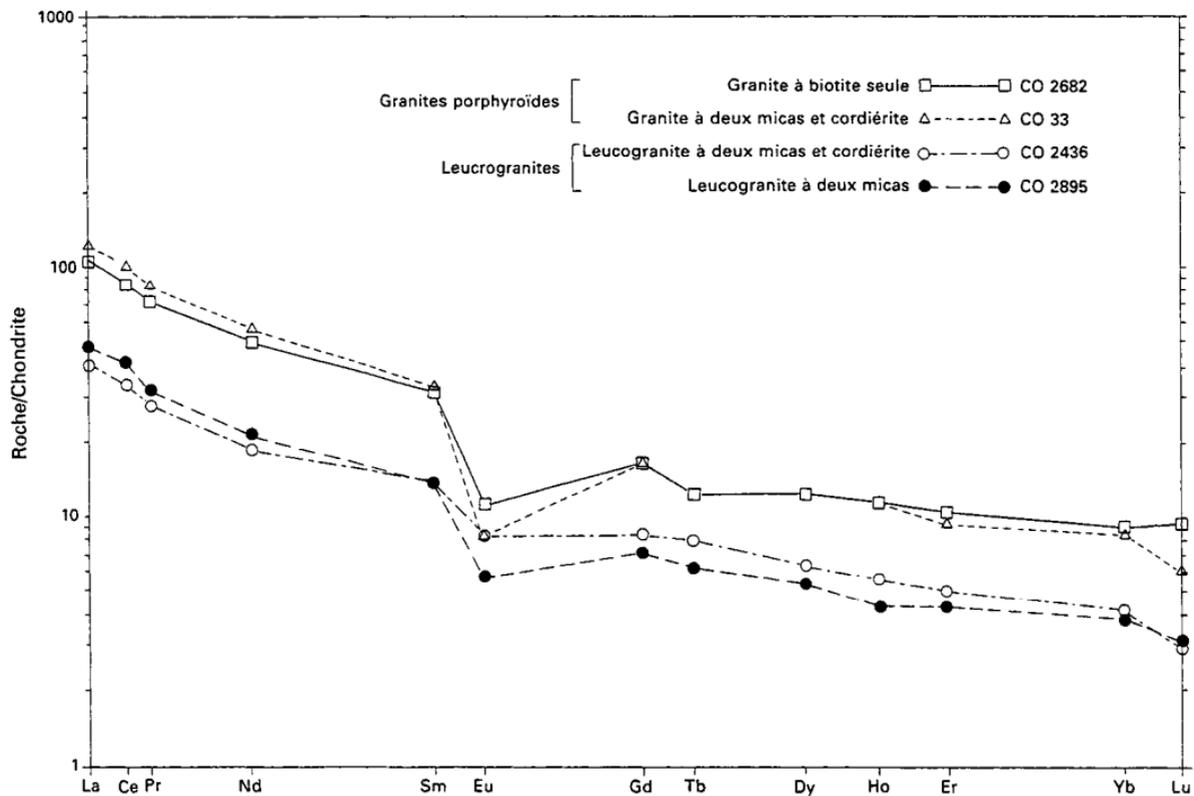


Fig. 6 - Diagramme de Coryell-Winchester des lanthanides pour les granites porphyroïdes et les leucogranites

Les filons d'aplite rose à grise sont assez largement distribués à travers l'ensemble des granites porphyroïdes. Ces filons ont quelques décimètres de puissance et des bords bien tranchés sur le granite encaissant. Les pegmatites, souvent en bouffées décimétriques à bords diffus, parfois en filons individualisés de faible puissance, sont rencontrées plus fréquemment dans le voisinage des aplites et plus particulièrement autour de la ferme des Goths (bois Saint-Martin, la Ferté, la Grande-Perche). Ce sont des pegmatites banales à cristaux xénomorphes de quartz, feldspath rose, biotite et muscovite de quelques centimètres.

En dehors de la partie nord du territoire granitique où abondent les panneaux de gneiss, de rares enclaves de roche sombre à grain fin, riche en biotite, ont été observées autour de Lavault (Est du lac de Chaumeçon). Elles ont des formes ovoïdes et des tailles de quelques centimètres à décimètres. Localement, leur direction N70°E coïncide avec celle de la bande des gneiss de Chastellux. On peut donc considérer que les trois faciès de granites porphyroïdes sont presque dépourvus d'enclaves basiques.

Dans plusieurs localités situées autour de la ferme des Goths, les phénocristaux de feldspath potassique tendent à s'aligner suivant une direction préférentielle, grossièrement NNE, avec un pendage de 90° à 70°E. Plus fréquemment, des blocs de granite non en place offrent des belles orientations des phénocristaux de feldspath, mais qui apparaissent comme des zones de flux d'extension réduite à quelques mètres au milieu du granite sans direction privilégiée. Plusieurs affleurements de granite situés dans l'emprise de la caldeira (bois de Vannes) montrent des traces de cataclase importante.

On ne connaît pas avec précision l'âge de la mise en place du granite de Lormes car les seules datations par la méthode Rb/Sr portent sur la biotite et la muscovite, soit 292 à 321 Ma (Vialette, 1965) ou 301 à 330 Ma (recalculé ; Rolin et Stussi, 1991). Le granite de Lormes est antérieur aux intrusions de leucogranite à deux micas de type Pierre-qui-Vire daté à  $327 \pm 5$  Ma et serait antérieur au microgranite de Picampoix daté à  $345 \pm 10$  Ma, si le granite du horst de Chitry-les-Mines représente bien le prolongement occidental du massif de Lormes.

Les mouvements tectoniques hercyniens (phases sudète à saalienne) ont développé des champs de contraintes qui ont fracturé et diaclasé le granite. Un réseau de diaclases subverticales découpe la roche en blocs, parfois de quelques mètres cubes, mais aussi la hache, en plaquettes centimétriques. Ce réseau montre trois directions préférentielles : N120° à 140°E qui est la plus fréquente, N30°-50°E et N150°-160°E.

$\mu\gamma^{1-2}$ . **Microgranite de Picampoix.** Le microgranite, exploité localement dans la carrière de Picampoix à 5 km au Sud de Corbigny, forme une bande de terrain orientée N-S, longue de 4 km et large au maximum de 1 km. Limité à l'Est par la vallée de l'Yonne et par une faille régionale (D = N150°E, P = 65°E), le microgranite s'ennoie vers l'Ouest sous la couverture mésozoïque (Assise de Chitry).

Le microgranite recoupe et contient en enclaves de taille pluri-décamétrique, un granite rouge parcouru de traînées noirâtres, mylonitiques et cataclastiques ; ce phénomène n'affecte pas le microgranite qui est seulement découpé par des failles parallèles à la faille régionale et par un réseau de diaclases souvent tapissées de films de barytine.

Le microgranite est rouge ou gris, la transition entre ces deux teintes est graduelle et sur quelques mètres sans modification de la composition minéralogique ou chimique. Par contre, on observe une nette variation de texture entre le cœur de l'intrusion et le contact avec les enclaves de granite, variation qui se marque par la disparition progressive des mégacristsaux de feldspath potassique ainsi qu'une diminution de la taille des phénocristsaux de quartz, plagioclase et biotite. Une texture rubanée, soulignée par l'orientation des fines lamelles de biotite, apparaît à proximité des enclaves de granite. Par endroits, le microgranite contient des enclaves de taille décimétrique, sombres, surmicacées de nature lamprophyrique.

Pétrographiquement, le microgranite reste homogène entre les deux faciès de cœur et de bordure d'intrusion. Le faciès de cœur, qui forme l'essentiel de la masse du microgranite, contient les minéraux suivants :

- les phénocristsaux ou mégacristsaux de feldspath potassique sont automorphes, maclés Carsbald ; de teinte rosâtre, ils présentent un liséré blanchâtre à leur bordure ; dispersés à travers la roche, leur taille moyenne est de 2 x 3 cm ;
- les phénocristsaux de quartz (5 mm maximum) sont automorphes à sub-automorphes (lacunes de croissance) ;
- les phénocristsaux de plagioclase (oligoclase) sont subautomorphes (5 mm maximum) et partiellement altérés ; de teinte gris-vert, ils sont souvent groupés en glomérules ;
- la biotite est plus ou moins automorphe (4 mm maximum) et presque toujours altérée en chlorite et minéraux opaques et ferrotitanés.

La mésostase felsitique est à grain fin ou à tendance micropegmatitique (quartz et feldspath) et contient quelques prismes d'apatite.

Le faciès de bordure se distingue par un fond felsitique plus fin et, comme le faciès rouge, par une pigmentation rougeâtre affectant les petits phénocristsaux de feldspath et la mésostase.

Les biotites contenues dans le microgranite affleurant à 1 km au Nord de la carrière de Picampoix montrent une composition propre à l'association monzonitique magnésio-potassique (fig. 2). Les deux faciès gris et rouge de microgranite ont une composition chimique presque identique qui les place dans le champ du granite des Settons, entre celui du granite de Lormes et celui du granite de Gien-sur-Cure (fig. 5 et tabl. 2, en annexe).

Jusqu'à présent le microgranite de Picampoix était réputé appartenir au cortège filonien de la caldeira stéphanienne de Blismes-Montreuillon (Carrat, 1969a). Avec un âge de cristallisation de  $345 \pm 10$  Ma (Delfour et Guerrot, 1997), le microgranite de Picampoix se rattache à l'importante phase magmatique du Viséen inférieur durant laquelle se mettent en place les granités de Grury ( $348 \pm$  Ma ; Supply, 1985), des Settons et de Gien-sur-Cure (environ 345 Ma ; Rolin et Stussi, 1991).

Le microgranite de la carrière de Picampoix est parcouru par des diaclases qui se répartissent suivant trois directions principales : N65°E (pendage 35°N), N80°E (vertical) et N140° à 160°E (pendage 70°E à vertical) ; ces deux derniers types de diaclases évoluent souvent en failles.

**γ<sup>2</sup> . Leucogranites à 2 micas.** Ces granites de teinte claire à biotite, muscovite et cordiérite constituent une multitude d'intrusions de tailles et de formes diverses dans les granites porphyroïdes. Ils sont de même nature que le granite de la Pierre-qui-Vire qui s'étend largement plus au Nord-Est (feuilles Avallon, Saulieu et Quarré-les-Tombes). Les intrusions de leucogranite forment des filons parfois épais de quelques mètres, des stocks allongés ou des massifs d'extension hectométrique à kilométrique.

On peut observer assez rarement le contact des leucogranites avec leur encaissant granitique. Les quelques orientations mesurées sont N30°E à N80°E, les inclinaisons sont généralement subverticales mais des filons de direction N60°E sont inclinés de 70° vers le Nord. Si le faible nombre de mesures interdit toute généralisation, on doit remarquer que ces orientations coïncident assez souvent avec l'extension géométrique des intrusions cartographiées.

Deux faciès sont exprimés dans ces intrusions. Le plus répandu est à grain fin, homogène (1-3 mm), beige à rose (CO 2436, cf. annexe). Le second, rosâtre à rougeâtre, se distingue par une texture hétérogène, un aspect grumeleux et des amas de muscovite de 5 à 10 mm (CO 2262). Les intrusions filoniennes ou allongées comprennent soit une roche rose à beige à grain fin, à biotite et muscovite (Chaume des Vaux, Ouest moulin de Vauclaix), soit une roche hétérogène à muscovite en gerbes (Sud le Triou), soit assez souvent les deux associées (ex. : berge du lac de Chaumeçon à l'Est des Clous).

Le faciès hétérogène occupe la bordure des intrusions et cette disposition se retrouve dans certains stocks tels ceux de Montchignon et du Sud-Est de Jourland. D'autres, comme le massif de Tachely-Gâcogne ou celui situé au Sud de Charrière, semblent formés presque uniquement de granite fin à biotite et muscovite. Le cœur de quelques stocks (Gâcogne, Sud-Est Jourland) présente un leucogranite à tendance porphyroïde, avec l'apparition de phénocristaux de feldspath potassique de 1 cm. Très localement (le Meix), le leucogranite à grain fin à biotite dominante contient de la tourmaline.

Les pegmatites sont rares et se réduisent à quelques poches pluricentimétriques à quartz, feldspaths et muscovite dans le granite à grain fin à deux micas. Les enclaves sont rares ; citons la présence d'une tonalite grise à biotite et amphibole et grain de 1-3 mm dans le bois des Tours.

En lame mince, les deux principaux faciès de leucogranites ont la même composition minéralogique avec quartz engrené, feldspath potassique et oligoclase xénomorphes. La biotite, parfois altérée en chlorite et minéraux opaques, est plus ou moins abondante que la muscovite, ce dernier minéral pouvant même être absent. La cordiérite altérée, pinitisée montre également une répartition irrégulière suivant les localités. L'apatite est presque toujours présente. Le faciès à grain fin présente une texture équi-granulaire tandis que le faciès hétérogène possède une texture granophyrique caractérisée par l'association symplectique plus ou moins grossière de quartz, de feldspath potassique et d'oligoclase subautomorphe où la muscovite, plus abondante que la biotite, se développe en grandes lamelles et en gerbes.

Les biotites analysées à la microsonde électronique ont des compositions conformes à la roche hôte, c'est-à-dire de l'association alumino-potassique de type Guéret (fig. 2).

Les faciès de leucogranite à grain fin, avec ou sans cordiérite se démarquent bien du granite porphyroïde de Lormes (fig. 5) et se placent dans le champ occupé par les granites à deux micas du Morvan, granite du Folin et granite de la Pierre-qui-Vire (Viséen supérieur-Namurien). Le faciès hétérogène à muscovite dominante se place bien dans le secteur I du diagramme.

Les deux échantillons de leucogranite avec (CO 2436) ou sans (CO 2895) cordiérite offrent des spectres de terres rares (fig. 6 et tabl. 2, en annexe) caractéristiques des leucogranites : faibles teneurs en terres rares légères, fractionnement modéré des terres rares lourdes (La/Yb respectivement égal à 14,5 et 18,2) et anomalie négative en Eu moyenne. Comme pour les granites porphyroïdes, le fractionnement en terres rares lourdes est un peu plus fort pour le faciès à cordiérite.

A l'œil nu, les leucogranites à grain fin présentent une texture équate. Cependant et dans la zone des gneiss, ils peuvent avoir une légère orientation marquée par l'alignement des micas (Nord de Pouques-Lormes). Une orientation mylonitique a été observée dans le petit massif situé à l'Ouest de Vaupranches, parallèlement au tracé d'une grande zone de fractures orientée NW-SE.

En référence au massif de la Pierre-qui-Vire d'origine crustale (Sr; =  $0,7110 \pm 15$ ) et daté vers  $323 \pm 4$  Ma (méthode Rb/Sr; Duthou *et al.*, 1984) ou plus précisément  $327 \pm 5$  Ma (méthode U/Pb ; Supply, 1985), la mise en place des leucogranites de la région de Corbigny s'est faite entre le Viséen supérieur et le Namurien inférieur.

Le réseau de diaclases qui affecte les intrusions de leucogranites est semblable à celui noté dans les granites porphyroïdes, mais réduit à deux directions principales : N130°-160°E et N20°-30°E.

## Formations carbonifères et permienes

### Stéphanien B et C

h5p. **Unité de Blismes : rhyolites, ignimbrites, tufs soudés rhyolitiques, siltites, tufs remaniés.** Cette unité est constituée principalement de matériaux volcaniques de nature rhyolitique, des ignimbrites et des coulées de laves épanchées en milieu aérien ou subaquatique peu profond. Les intercalations de tufs remaniés et de sédiments silteux et charbonneux y sont d'inégales puissances. Ainsi le sondage BAZ 24 de COGÉMA (fig. 7), foré à proximité du pont sur la D 126 à 1 km au Sud-Est de Thaveneau, a traversé la totalité de l'unité de Blismes soit 250 m, la puissance cumulée des laves n'étant que de 150 m (Carpéna *et al.*, 1984).

Cette unité s'étend à travers toute la partie sud du territoire de la feuille en affleurements discontinus, fragmentés en fenêtres dans la couverture mésozoïque (canal du Nivernais) ou plus largement recoupés par les nombreuses intrusions cogénétiques et pénécotemporains de granophyre et de microgranite.

• **Rhyolites, ignimbrites, tufs rhyolitiques.** Cet ensemble contient des laves massives ou à textures fluidales parfois observées en place (canal du Nivernais, Nord-Ouest Chassy, Nord-Ouest Ouroux-en-Morvan), des ignimbrites à fine texture flammée et des tufs rhyolitiques à cristaux et lapillis. Les conditions d'observation n'ont pas permis de cartographier séparément chacun de ces faciès.

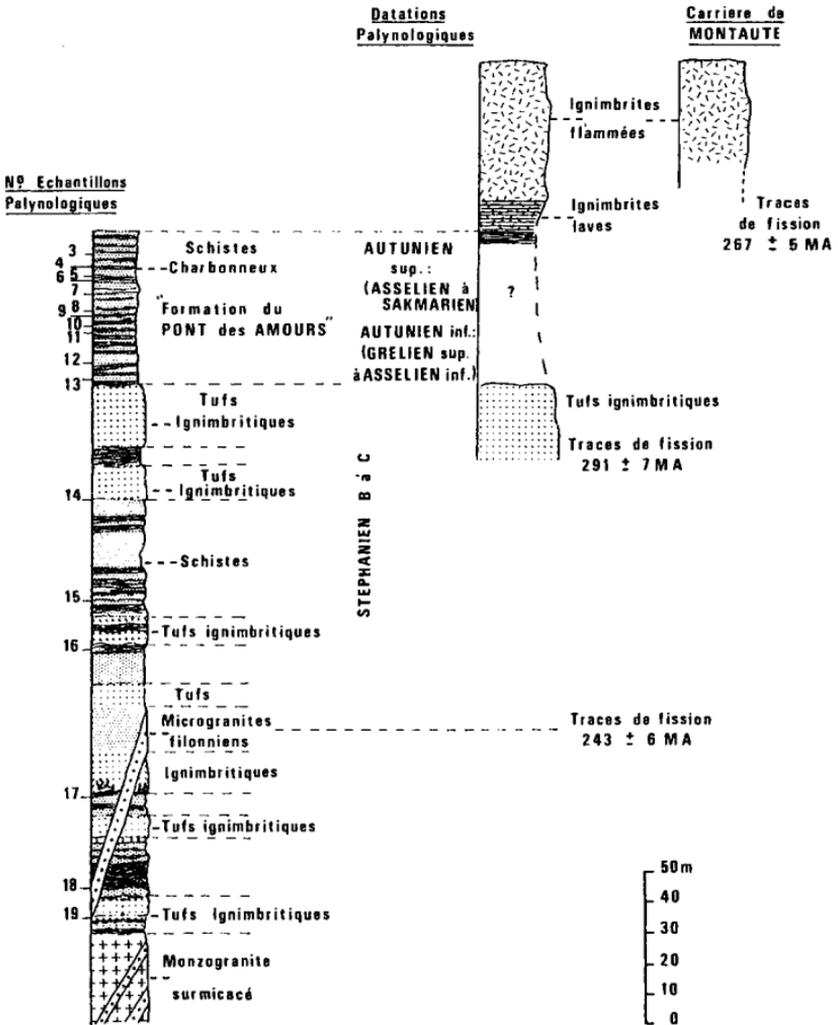


Fig. 7 - Coupe lithostratigraphique du complexe de Blismes et de la base du complexe de Montreuil dans la zone nord (d'après Carpéna *et al.*, 1984)

- Les *rhyolites* sont de teintes rose à rouge brique violacé, parfois grises (canal du Nivernais, Est de Montreuillon) ou gris-vert à gris brunâtre par altération (Vizaine). À l'œil nu, les cristaux de quartz, de feldspath et de biotite (parfois abondante) sont emballés dans une pâte felsitique sombre. Les cristaux ont une taille de 1 à 3 mm, ceux de feldspath atteignent souvent 4-5 mm.

Au microscope, les petits phénocristaux subautomorphes de quartz ont l'habitus rhyolitique, plus ou moins pénétrés de lacunes de croissance et sont parfois auréolés d'une fine couronne quartzo-feldspathique. Le feldspath potassique poëcilitique est maclé Carlsbad. Les phénocristaux d'oligoclase, sub- à automorphes, zonés et partiellement altérés, peuvent être groupés en glomérules. La biotite, également à tendance automorphe, est brune mais aussi souvent altérée en chlorite et minéraux opaques. L'épidote est parfois présente. Le fond de la roche présente divers faciès, soit fluidal marqué par l'orientation des microlites, soit à sphérolites, soit felsitique et recristallisé en fine mosaïque.

- Les *ignimbrites*, assez fréquentes le long du canal du Nivernais, ont des teintes roses à rouge brique. La texture planaire, fluidale, est bien visible sur l'affleurement, soulignée par les flammes de teintes diverses et par un débit en plaquettes.

En lame mince, la composition minéralogique est identique à celle des rhyolites, mais les phénocristaux de quartz, de feldspath potassique et d'oligoclase sont plus souvent corrodés. La matrice fluidale est plus ou moins contournée et les fines lithophyses sont remplies de quartz et de chlorite secondaires.

-Les *tufs rhyolitiques* de couleur gris-vert à gris violacé, sont présents dans les secteurs de Chassy et d'Ouroux-en-Morvan sous le faciès de tufs soudés à cristaux et à lapillis de 3-4 mm.

En lame mince, les phénocristaux de quartz sont brisés, ceux de feldspath potassique et d'oligoclase sont subautomorphes. La biotite est partiellement altérée en chlorite et minéraux opaques. Les lapillis sont essentiellement faits de rhyolite felsitique. La matrice possède une texture fluidale ignimbritique et parfois aussi perlitique.

• **Tufs remaniés.** Les matériaux volcanoclastiques issus soit de retombées de cendres, soit du remaniement de dépôts volcaniques, forment des intercalations de faible épaisseur dans les coulées et les épanchements ignimbritiques. Ce sont principalement des tufs finement stratifiés, gris-vert, à petits débris (1 mm) de cristaux et de laves rhyolitiques (Bussières) qui localement alternent en lits centimétriques à décimétriques et passent progressivement à des niveaux cherteux (Montpensy). Les tufs remaniés de Chassy et de Montreuillon sont plus puissants mais de même nature.

- **Siltites.** Les siltites vert kaki, massives ou finement stratifiées, n'ont été observées qu'au Nord d'Ouroux-en-Morvan et au Nord de Pannecière, enclavées dans les granophyres.

Les échantillons de schistes charbonneux récoltés dans la moitié supérieure du sondage BAZ 24 (Carpena *et al.*, 1984) ont fourni une microflore d'âge stéphanien moyen à supérieur (B et C).

L'ensemble des laves et sédiments de l'unité de Blismes montre des couches redressées parfois jusqu'à la verticale. La rareté des éléments structuraux (stratification des sédiments, fluidalité des laves), ajoutée à la qualité médiocre des affleurements, limitent grandement la collecte des données structurales nécessaires à une interprétation correcte. Il pourrait s'agir d'un plissement d'âge permien, mais il est certain que, auparavant, les couches volcano-sédimentaires ont été basculées au cours de la genèse de l'appareil volcanique.

Les diaclases subverticales relevées dans les laves se répartissent suivant trois directions : N0°-10°E, N40°-50°E et N110°-140°E. L'espacement entre les joints de la roche varie de plusieurs décimètres à quelques centimètres, voire millimètres. Les nombreuses fissures remplies de quartz secondaire qui parcourent localement les laves acides sont dues à des phénomènes de cataclase.

## Autunien

r1. **Unité volcano-sédimentaire : siltites, grès, niveaux charbonneux, conglomérats, rhyolites.** Elle est répartie principalement dans la bordure nord de la forêt de Montreuillon suivant une mince bande discontinue d'affleurements mis au jour le long des pistes forestières. Le sondage BAZ 24 l'a recoupé sur 55 m (fig. 7), mais elle peut disparaître localement (Carpena *et al.*, 1984). Ainsi, à Montreuillon elle paraît absente entre l'unité de Blismes et la rhyolite du moulin Michelot sus-jacente.

La sédimentation qui prédomine durant les phases d'accalmie volcanique comprend des matériaux très divers, témoins de l'instabilité tectonique du milieu de dépôt. Les sédiments détritiques plus ou moins grossiers alternent, en bancs pluridécimétriques à plurimétriques, avec des grès, des tufs et des niveaux de schistes charbonneux. Des coulées de lave annonçant la rhyolite du moulin Michelot y sont également intercalées.

- Les **conglomérats** gris verdâtre qui forment localement (1,4 km ENE de Coulon) des éperons rocheux, contiennent des galets de taille centimétrique, plus ou moins émoussés, de roches diverses, principalement de quartz et de volcanites acides. Ils peuvent passer graduellement à des

conglomérats plus grossiers, à galets arrondis (10-15 cm) de rhyolite rose-beige. La matrice est grés-silteuse.

- Les **grès fins**, gris-brun, gris-vert, sont massifs ou présentent un litage plus marqué. En lame mince, le grès est micacé, un peu silteux. Les grains de quartz ont une granulométrie assez homogène suivant les différentes microstratifications que soulignent les lamelles de muscovite-séricite et de chlorite. Comme les conglomérats, les grès peuvent se charger en matériaux d'origine volcanique, débris de rhyolite, de quartz et de feldspaths.
- Les **niveaux charbonneux** offrent des affleurements de médiocre qualité. Sur 10 à 30 cm de puissance on observe des schistes ou siltites noires, charbonneuses, se débitant en fines plaquettes de quelques millimètres d'épaisseur, des grès tufacés (à petits grains de feldspath) de quelques centimètres d'épaisseur et des tufs noirs à fragments lithiques, lapillis de volcanites acides de 2-3 mm.

Les restes de microflores récoltés dans les schistes charbonneux du sondage BAZ 24 ont indiqué des âges allant de l'Autunien inférieur pour la moitié inférieure de l'unité, à l'Autunien terminal pour le sommet de l'unité volcano-sédimentaire (Carpena *et al*, 1984).

- Les **tufs rhyolitiques** contiennent des fragments de laves acides diverses : rhyolite porphyrique à phénocristaux de quartz, ou rhyolite aphyrique à débit perlitique ou à texture ignimbrétique.
- Les **rhyolites** intercalées dans les tufs et conglomérats ont un faciès proche de celui de la rhyolite du moulin Michelot.

Les directions et les forts pendages relevés dans les strates sédimentaires indiquent que cette unité, comme celle de Blismes, est affectée de plis vigoureux ou tout au moins de basculements d'origine volcano-tectonique. Les grès tufacés et surtout les siltites sont fortement diaclasés et se débitent en petits fragments centimétriques.

**r1p. Rhyolite du moulin Michelot.** Cette roche, entaillée dans une petite carrière située sur la rive droite de l'Yonne en face de Michelot, s'étend assez largement dans la bordure nord de la forêt de Montreuillon. Elle disparaît sous la couverture mésozoïque vers Thaveneau. Elle affleure également à Montreuillon et à l'Ouest d'Oussy. Bien exposée le long de la piste forestière du Haut du Charme (forêt d'Oussy), sa position stratigraphique est bien calée entre l'unité volcano-sédimentaire sous-jacente et la nappe ignimbrétique de Montreuillon ; elle est encore recoupée par quelques petits stocks de granophyre (Mouron).

C'est une roche rose à beige, devenant rouge violacé par altération superficielle, peu porphyrique à petits phénocristaux de feldspath blanchâtres à verdâtres (1-2 mm), parfois de quartz. Elle est caractérisée par une texture fluidale prononcée affectée d'ondulations plurimétriques ou même des replis décimétriques dus à l'écoulement de la lave, et par l'absence de prismaticion.

Au microscope, les phénocristaux subautomorphes de quartz sont corrodés, cassés ; ceux d'oligoclase, assez grands et zones, sont partiellement altérés. La biotite est peu abondante et presque toujours altérée en chlorite et minéraux opaques. Le fond est constitué de fins cristaux de quartz et de microlites de feldspath potassique et de plagioclase, parfois associés en sphérolites. La rhyolite exploitée anciennement dans la carrière de Montchêru présente, surtout vers la berge sud de l'Yonne, une texture fluidale bien rubanée, à phénocristaux (1-2 mm) de quartz, feldspath et biotite.

Les inclinaisons de la fluidalité et le réseau de diaclasses observés dans la rhyolite du moulin Michelot sont du même type que ceux affectant l'unité volcano-sédimentaire ou l'unité de Blismes.

### **Stéphanien à Autunien**

μγρ ; μγ. **Granophyres en sills et stocks ; filons de microgranite.** Les sills et les filons de granophyre et de microgranite ayant des directions et inclinaisons diverses, occupent une large auréole entre les granités porphyroïdes au Nord et les rhyolites de Blismes au Sud. Ces intrusions ont la même répartition dans le socle ou dans les volcanites stéphaniennes de la caldeira. Au Nord, elles disparaissent progressivement, laissant la place à des panneaux de plus en plus larges de granité porphyroïde ou de leucogranite. Vers le Sud, le complexe de filons et de sills réserve des petits lambeaux de volcanites de Blismes, avant de ne former que des stocks d'extension limitée.

À l'Autunien, le volume des intrusions subvolcaniques diminue progressivement, l'unité volcano-sédimentaire et la rhyolite du moulin Michelot n'étant recoupées que par quelques petits stocks. Au Saxonien, l'ignimbrite de Montreuillon n'est recoupée par aucun filon ou stock de roche acide, seuls des filons de lamprophyre la traversent.

Le levé géologique et les mesures faites sur les contacts des filons de granophyre et de microgranite avec leur encaissant montrent des orientations variant dans un secteur compris principalement entre N310°E (NW) et N60°E (NE). Cette distribution traduit la rotation senestre des contraintes tardi-hercyniennes (Blès *et al.*, 1989; Guérin et Monnier,

1984), entraînant la mise en place des cortèges filoniens accompagnateurs des épanchements volcaniques, depuis la direction NE-SW (Stéphanien moyen) à celle NW-SE (Stéphanien terminal).

Entre Vauclaix et Marigny, plusieurs intrusions de granophyre de direction N60°-70°E apparaissent comme des sills épais, fortement inclinés de 60° à 70° vers le Nord-Ouest, installés dans les granites porphyroïdes. Au Nord-Ouest de Vauclaix un faisceau filonien de granophyre s'étend en direction Nord-Ouest jusqu'à Marnay ; plusieurs de ces sills sont inclinés de 40° vers le Nord-Est. Une série de filons subverticaux de microgranite et de granophyre s'étend en direction N50°E depuis le Sud de Montreuillon jusque vers Brassy.

Deux faciès principaux de couleur rose à rouge brique ou violacé sont observés dans les intrusions :

- les **granophyres** où les phénocristaux de quartz et de feldspaths de 2 à 4 mm sont emballés dans une pâte finement grenue où la texture granophyrique est parfois visible à la loupe. Ils forment des stocks aux contours mal définis, des filons et des sills épais de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres et constituent ainsi la masse principale du complexe situé entre le granite et les volcanites. Les filons de granophyre intrusifs dans le granite, les volcanites ou d'autres granophyres ont des bordures à grain fin, presque aphyriques à rares et petits phénocristaux de quartz et de feldspaths emballés dans une pâte à texture fluidale et rubanée rappelant les laves d'épanchement. Cette bordure passe progressivement à la roche porphyrique vers le cœur de la caisse filonienne ;
- les **microgranites** à texture porphyrique plus large, où les phénocristaux sont emballés dans une mésostase aphyrique ; ils ont tendance à former des filons plus étroits et mieux individualisés.

En lame mince, les granophyres contiennent des phénocristaux de quartz présentant un habitus rhyolitique, automorphes mais corrodés ou à lacunes de croissance. Les phénocristaux de feldspaths sont subautomorphes à automorphes : oligoclase zoné et feldspath potassique maclé Carlsbad et à inclusions d'oligoclase et de biotite. La biotite est souvent altérée en chlorite et minéraux ferrotitanés et opaques. La muscovite est parfois présente, ainsi que l'apatite et le zircon. Le fond à texture graphique est fait d'une association symplectique plus ou moins largement cristallisée de quartz, d'oligoclase et de feldspath potassique. L'épidote secondaire apparaît localement.

Les microgranites contiennent les mêmes phénocristaux de quartz, d'oligoclase, de feldspath potassique et de biotite chloritisée, pris dans une mésostase felsitique, microlitique ou vitreuse recristallisée en sphérolites (bordure de filon).

La biotite a été analysée dans le granophyre affleurant à 1 km au Sud-Ouest de Montliffé. Elle présente les caractères de l'association subalcaline magnésio-potassique (fig. 2).

Les diaclases en majorité subverticales qui découpent les roches subvolcaniques sont réparties suivant trois directions principales : N20°-50°E, N110°-120°E et N130°-140°E.

## Saxonien

r2p. **Unité de Montreuillon : rhyolite ignimbritique.** Cette unité est constituée par une nappe d'ignimbrite, dont le faciès type est largement exploité dans la carrière de granulats de Montauté. Elle s'étend suivant une zone de reliefs boisés (forêt de Montreuillon, d'Oussy, bois de Montauté) que recoupe le cours encaissé de l'Yonne. L'ignimbrite de couleur gris-beige à gris violacé ou rouge (patine et altération météorique) est caractérisée par une fluidalité plus ou moins bien soulignée par des petites flammes et localement par une colonnade de prismes hexagonaux de taille décimétrique (aqueduc de Montreuillon) à pluridécimétrique (« menhir » de la forêt de Montreuillon :  $x = 708,525$  ;  $y = 2246,250$ ) développée lors du refroidissement de la lave. L'axe des prismes est plus ou moins perpendiculaire à la fluidalité.

Outre les flammes, la roche se distingue également par l'abondance des cristaux automorphes de quartz, de feldspaths et de biotite de 1 à 3-4 mm. Les fragments lithiques sont parfois fréquents, enclaves anguleuses ou arrondies pouvant atteindre 10 cm et constituées de roches d'origine très diverse : granites, siltites, les rhyolites porphyriques restant les plus abondantes.

En lame mince, la texture fluidale ignimbritique est bien marquée, souvent contournée, voire tourbillonnaire. Les phénocristaux xénomorphes à utomorphes (cassés, corrodés) comprennent quartz, feldspath potassique maclé Carlsbad, oligoclase un peu moins abondant et biotite tordue, altérée en chlorite et minéraux opaques. Le zircon est présent ainsi que parfois des grandes allanites zonées. Le fond vitroclastique fondu, riche en feldspath potassique, contient de nombreuses lithophyses.

Un âge de  $267 \pm 5$  Ma, soit saxonien, a été obtenu par la méthode des traces de fission dans le zircon (Carpena *et al.*, 1984). Cet âge représente celui du refroidissement de la lave ( $T < 250 \pm 50$  °C).

Les directions et les pendages, parfois forts, indiqués par la fluidalité ignimbritique, sont assez conformes à ceux observés dans les unités sous-jacentes (Blismes, volcano-sédimentaire et rhyolite du moulin Michelot).

Pour l'ignimbrite de Montreuillon, ces éléments structuraux indiqueraient des basculements locaux en relation avec l'activité volcano-tectonique encore active au Saxonien.

Le débit en prismes hexagonaux cache souvent le réseau de diaclases développé ultérieurement lors des contraintes tectoniques. Dans les gorges de l'Yonne, le tracé en baïonnette du cours de la rivière est guidé par la fracturation. Dans la section située entre l'ancienne usine du Chandelier et la cote 235, les roches sont par endroits hachées de diaclases et de petites failles. Plus en amont, l'ignimbrite massive est affectée de grandes diaclases. Les diaclases sont distribuées suivant les directions N120°-130°E, N140°-160°E, N20°-40°E et N60°-70°E.

### **Caractères magmatiques du volcanisme de Blismes-Montreuillon**

Le caractère subalcalin de l'ensemble volcano-plutonique de Blismes-Montreuillon est bien démontré (Monnier et Stussi, 1984).

Dans le détail, les ignimbrites rhyolitiques de Montreuillon se distinguent par des teneurs plus élevées en SiO<sub>2</sub>, alors que les laves stéphanien-nes et autuniennes, ainsi que les granophyres et microgranites s'apparentent aux rhyolites-dacites (fig. 8).

Sur le diagramme chimico-minéralogique (fig. 5) les rhyolites de Blismes, les ignimbrites de Montreuillon et les granophyres et microgranites se dispersent dans les divers domaines de la lignée des roches alumineuses. Cette dispersion traduit très probablement l'existence de phénomènes d'altération dus au dégazage des laves et qui entraînent des pertes plus élevées en sodium qu'en potassium (Carpéna *et al*, 1984).

Les spectres de terres rares des rhyolites de l'unité de Blismes et de l'unité volcano-sédimentaire et ceux des granophyres et microgranites ont des profils comparables (fig. 9 et tabl. 3-4-5, en annexe) marqués par un léger fractionnement des terres rares légères, une anomalie négative en Eu et un fractionnement plus faible des terres rares lourdes. Ainsi les rapports La/Yb restent relativement constants d'une roche à l'autre, compris entre 18,1 et 20,5. Tant pour les laves que pour les roches filoniennes, les teneurs variées en lanthanides traduisent des degrés dans la différenciation, les roches ayant les teneurs les plus faibles étant les moins différenciées.

Les deux échantillons d'ignimbrites de Montreuillon ont leurs spectres confondus, témoignant de la grande homogénéité de l'épanchement. Les profils se caractérisent par un enrichissement en terres rares légères, une anomalie négative en Eu assez prononcée et un léger fractionnement des

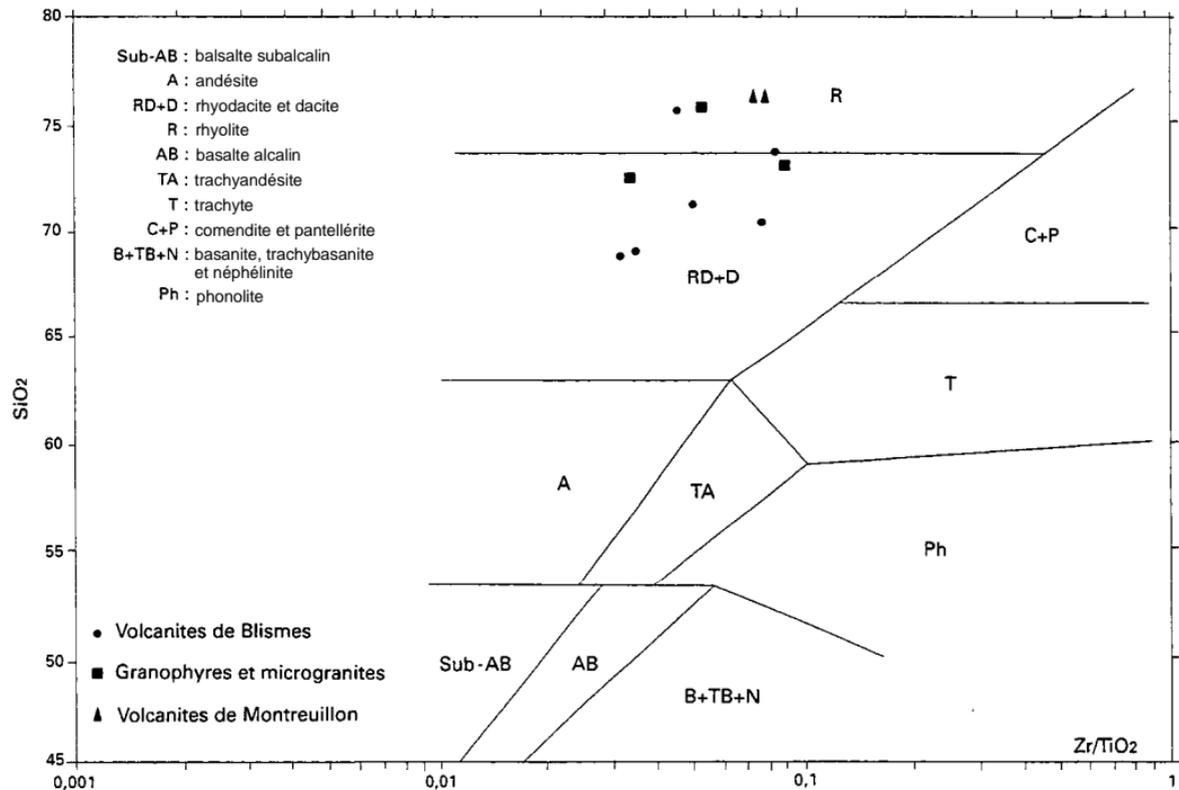


Fig. 8 - Position des roches volcaniques et subvolcaniques du complexe de Blismes - Montreuil dans le diagramme  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  (Floyd et Winchester, 1978)

terres rares lourdes ( $La/Yb = 25,6-25,1$ ), indices d'une différenciation plus prononcée que celles des termes rhyolitiques de l'unité de Blismes.

### **ROCHES FILONIENNES**

$\mu\gamma^2$ . **Microgranites à biotite et muscovite.** Les filons de microgranite du secteur de Lormes s'étendent sur plusieurs centaines de mètres de longueur et leur épaisseur atteint 50 m. Ils sont généralement verticaux et ont une direction N40°E au Nord-Est de la ville et se poursuivent vers le Sud en une suite plus discontinue, d'abord orientée N-S, puis N160°E. Les microgranites recourent principalement les granites porphyroïdes et quelquefois les stocks de leucogranite.

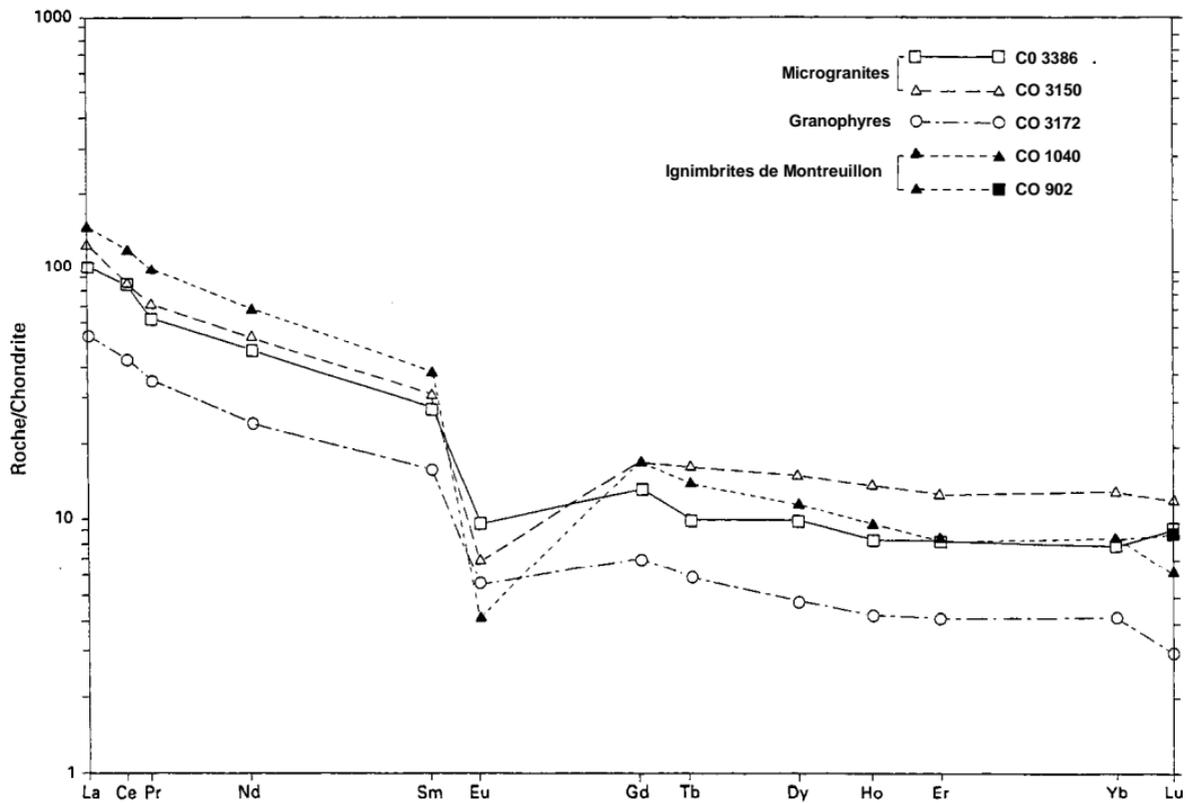
Ce sont des roches roses, à phénocristaux (1 x 2 à 2 x 3 cm) plus ou moins abondants de feldspath potassique, à cristaux (1-10 mm) automorphes de quartz, d'oligoclase et de biotite. Le fond est souvent aphyrique, finement recristallisé ou parfois micrographique. La muscovite fine est présente.

En l'absence de critère de datation, la mise en place de ce type de microgranite est rapportée aux dernières manifestations du magmatisme alumino-potassique du Namurien ou à celui du Stéphanien.

$\mu\gamma^0$ . Microgranites indifférenciés. En dehors du domaine occupé par les granophyres et les microgranites du complexe de Blismes-Montreuillon, divers microgranites rouges sont intrusifs dans les granites porphyroïdes de la région de Brassy.

Les biotites non altérées ont pu être analysées à la microsonde électronique dans un petit filon de microgranite intrusif dans les métatonalites du secteur de la Villaine. La composition est celle de l'association calco-alcaline, proche en cela de celles du granite à biotite de Lormes (fig. 2).

v. **Lamprophyres.** Les filons de lamprophyre gris-vert sombre, souvent verticaux et puissants de quelques mètres, recourent toutes les roches, y compris les ignimbrites du Saxonien. Ces dernières manifestations du magmatisme paléozoïque, sensibles à l'altération météorique, ne sont observables qu'à la faveur des entailles artificielles, talus de route ou fronts de taille de carrière. Les quelques filons de lamprophyre cartographiés, d'orientation subméridienne, ne doivent pas cacher leur abondance révélée lors des travaux souterrains (mine, sondage) où ils forment des faisceaux de plusieurs filons de roche sombre à grain très fin (Ménager, 1983).



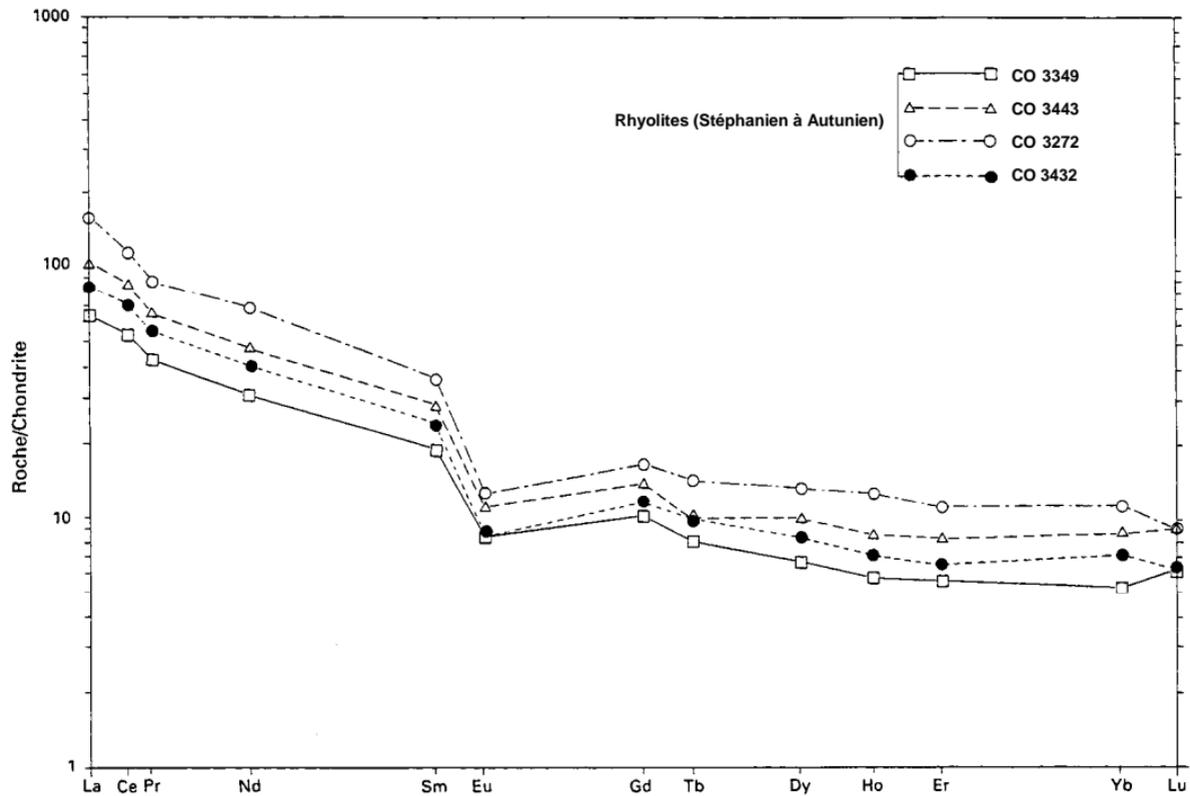


Fig. 9 - Diagrammes de Coryell-Winchester des lanthanides pour les roches volcaniques et subvolcaniques du complexe de Blismes - Montreuilon

La composition minéralogique est dominée par la biotite en fines lamelles. Les plagioclases sont en petites lattes. La calcite pseudomorphose des cristaux d'olivine. L'apatite est abondante (Chabanel, 1975).

**Q. Quartz.** Les filons de quartz blanc, gris ou violacé, remplissent des zones de fracture dont les dimensions vont de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres de longueur et quelques centimètres à plusieurs décimètres de puissance. Ils sont présents localement près des failles bordières du domaine cristallin (Luxery) ou répartis à l'intérieur de celui-ci, principalement dans une bande de terrain allant de Montliffé à Brassy.

Les venues hydrothermales de basse température, probablement d'âge triasique à liasique (cf. Baubron *et al.*, 1980), ont emprunté les cassures subverticales tardi-hercyniennes réactivées suivant deux directions principales N140°- 160°E et N10°-30°E et une troisième, moins fréquente, N60°-70°E.

Le quartz est rubané, bréchiq, un peu géodique, parfois massif et le plus souvent stérile. Les veines sont à épontes nettes, uniques ou anastomosées, isolant les éléments de l'encaissant plus ou moins intensément altéré et décoloré.

### MÉSOZOÏQUE

La moitié occidentale de la feuille est occupée par les formations sédimentaires mésozoïques de la marge orientale du bassin de Paris. Cette couverture, peu épaisse, laisse réapparaître localement son soubassement cristallin à la faveur de structures faillées N-S. La série conservée débute par des horizons mal datés, attribués au Trias supérieur et se poursuit avec le Lias et une partie du Dogger.

#### Trias

On notera pour mémoire l'existence, révélée par forages, d'une formation arkosique fine (antétriasique ?), de puissance métrique, intercalée localement entre le substratum cristallin et le premier terme de la série connu à l'affleurement. Cette formation, qui peut atteindre 7 m plus à l'Ouest, n'a ici qu'un développement modeste et sporadique localisé principalement au Nord de Marigny-sur-Yonne. Sa distribution matérialise vraisemblablement des irrégularités du socle antétriasique.

tD. **Assise de Chitry : dolomies silicifiées.** Cette formation qualifiée également de « dolomie de base » ou de « dolomie paralique » (Courel,

1973), constitue généralement le premier terme de la série mésozoïque transgressive sur le socle. Puissante au maximum d'une dizaine de mètres, elle est relativement constante au Sud-Ouest de la feuille et devient plus sporadique en direction du Nord-Est jusqu'à disparaître totalement dans le secteur de Cervon-Cuzy-le Pontot, où les lumachelles hettangiennes transgressent directement le socle. Elle réapparaît néanmoins vers le Nord de la feuille dans le secteur du bois de Mont-Vigne.

Elle correspond en général à un ensemble dolomitique beige ou ocre panaché de marron à texture, le plus souvent microcristalline, avec localement des structures à laminites et à pellesoïdes ou à rubanements de type stromatolitique. Des cristallisations épigéniques laissent supposer la préexistence de gypse ou anhydrite, tandis que des structures bréchoïdes (dissolution ?) sont également fréquentes. La faune très rare comprend quelques ostracodes et foraminifères.

La base de la formation, observable particulièrement dans les carrières de Picampoix, apparaît clairement corrodant et pénétrant (dans une tranche métrique à plurimétrique) le substratum cristallin dont des reliques décimétriques profondément altérées et décolorées, subsistent dans cette partie basale de l'ensemble dolomitique. À sa partie supérieure surtout (mais non exclusivement), l'ensemble est affecté par d'importants phénomènes de silicification (amas calcédonieux à structure souvent bréchoïde), auxquels peut être associée une minéralisation en fluorine et barytine dominantes, avec blende, galène et pyrite.

M. Bois (*in* Bois *et al.*, 1980) attribue ce type de dépôt à un contexte de sebkha côtière en milieu lagunaire à faible tranche d'eau, très proche de la limite de transgression, plutôt qu'à des formations de type calcrète ou dolocrète formées en milieu continental. Quant aux concentrations de silice et aux minéralisations associées, leur existence serait directement liée à la proximité immédiate du socle émergé et altéré, source, par lessivage, des apports de silice et d'ions métalliques. Les concentrations de ces divers éléments représenteraient un phénomène secondaire, largement dépendant des caractéristiques des faciès sédimentaires situés au contact du substratum ; les faciès carbonatés et en particulier la « dolomie de base », constituant *a priori*, le contexte le plus favorable aux dissolutions et substitutions susceptibles de conduire à des teneurs économiques. Ces migrations et concentrations ont dû, par ailleurs, être favorisées par le recouvrement imperméable des argiles bariolées triasiques et des marnocalcaires hettangiens.

Une origine hydrothermale a aussi été évoquée (Caillère et Kraut, 1960), qui n'est peut être pas étrangère au contexte métallogénique régional, mais rend mal compte de la localisation particulière des indices considérés ici.

En ce qui concerne l'origine des concentrations exceptionnelles en silice, on a évoqué l'influence du substratum hypersiliceux que constitue la rhyolite de Montreuillon.

tA. **Argiles bariolées.** Surtout développée à l'Ouest, cette formation qui peut atteindre 10 m paraît se réduire vers l'Est et le Sud de Corbigny, et est quasiment absente au Nord de Cervon.

Elle débute en général par un horizon argileux ou argilo-dolomitique vert, à nodules ou rognons calcaires, pyrite et petits amas silicifiés. L'essentiel est constitué par des argiles ou marnes rouges intercalées de petits bancs grésocalcaires, et se termine par une mince séquence (0,3 m) de grès blanchâtres et marnes noires ou bariolées, surtout développée vers l'Ouest hors limites de la feuille.

Dépourvue de faune, comme l'Assise de Chitry, cette formation contient régionalement une microflore qui ne permet pas de trancher nettement entre Trias et Hettangien. L'analogie de faciès avec le Trias du bassin de Paris incite à adopter une attribution au Trias supérieur (Keuper à Rhétien) mais on sait que ces faciès de transgression peuvent être hétérochrones.

On peut remarquer que vers le Sud, hors des limites de la feuille, tandis que disparaît la « dolomie de base », se développe, à la base des argiles bariolées, tout un ensemble de faciès variés, calcaires, gréseux ou dolomitiques, sans équivalent ici.

t. **Trias indifférencié.** Une notation compréhensive a été utilisée lorsque les conditions d'affleurements ne permettaient pas de différencier les faciès reconnus ailleurs.

## Jurassique

11. **Hettangien. Lumachelles et calcaires noduleux crème.** Premier niveau bien caractérisé paléontologiquement et à origine marine affirmée, cette formation succède en général aux argiles bariolées triasiques, mais peut localement (Cervon, Cusy) recouvrir directement le substratum hercynien. Puissant de 10 à 20 m, l'ensemble paraît se réduire vers l'Est dans la zone de Cervon où il ne dépasse guère 5 m.

La base de la formation comprend 5 à 10 m de calcaires ou de calcaires gréseux entrecoupés de minces niveaux de marnes et localement d'horizons oolitiques. Ces faciès sont localement riches en lamellibranches, et sont souvent désignés à ce titre comme « lumachelles », avec notamment

*Cardinia*, *Chlamys*, *Modiola*, *Gervilleia*, *Mytilus minutus*, *Lima praecursor*, *Pecten cloacinum*.

Les ammonites sont rares avec *Alsatites* et *Waehneroceras* (Lefavrais *et al.*, 1965) caractérisant l'Hettangien inférieur à moyen (*p.p.*). La base pourrait être encore rhétienne si l'on en croit la présence d'*Avicula confortata* signalée par C. Velain (1874) à l'extrême base de la formation, et le « cachet » rhétien de certains lamellibranches.

On attribue plus spécialement au Rhétien, un faciès gréseux (grès de Saint-Revérien), qui se développe hors de la feuille, vers le Sud et l'Ouest, entre les argiles bariolées et les faciès lumachelliques hettangiens.

On observe vers le Nord-Est (Cervon, Valentines, Cruzy) où l'Hettangien réduit transgresse directement le socle, la présence dans l'ensemble inférieur d'éléments détritiques grossiers et peu roulés à quartz et roches diverses empruntés au substratum hercynien.

En sondage, on peut définir dans cet ensemble : des « lumachelles inférieures » plus gréseuses, à grands lamellibranches, évoluant vers le Sud (la Collancelle) vers des faciès dolomitiques à passées bioclastiques ou oolitiques ; et des « lumachelles supérieures », plus calcaires, à faune variée de brachiopodes, entroques, gastéropodes et ostracodes.

Aux faciès lumachelliques succèdent 6 à 10 m de calcaires argileux gris et marnes noirâtres évoluant vers le haut, vers des calcaires rognonneux blanc crème à minces interlits marneux sombres. Le faciès libère en surface des éléments calcaires subsphériques très caractéristiques, de taille décimétrique. Une faune : *Schlotheimia angulata*, *Alsatites liasicus*, *A. delmasi*, indique l'Hettangien moyen et supérieur.

En sondage, M. Bois (1978) distingue dans cet ensemble, une zone inférieure, dite à nodules « à bords flous », et une zone supérieure, passant de faciès rognonneux à des calcaires en dalles, à intercalations de marnes grises décroissantes de bas en haut (fig. 10).

12. **Sinémurien. « Calcaire à gryphées ».** Relativement homogène et constant à l'échelle de la feuille, le « Calcaire à gryphées », puissant de 8 à 15 m, présente le faciès classique de calcaires biodétritiques gris-bleu à bruns, très résistants, à stratification décimétrique onduleuse régulière et débit en moellons ou noduleux.

On attribue au Sinémurien inférieur les 8 à 10 m inférieurs, au faciès le plus nettement noduleux. Les deux premiers mètres, pauvres en *Gryphaea arcuata*, correspondent à la Zone à Rotiforme avec *Coroniceras rotiforme*, *Vermiceras cordieri* (Mouterde, 1953) tandis que les 6 à 8 m sus-jacents, riches en gryphées, sont attribués aux zones à *Semicostatum* et à Buck-

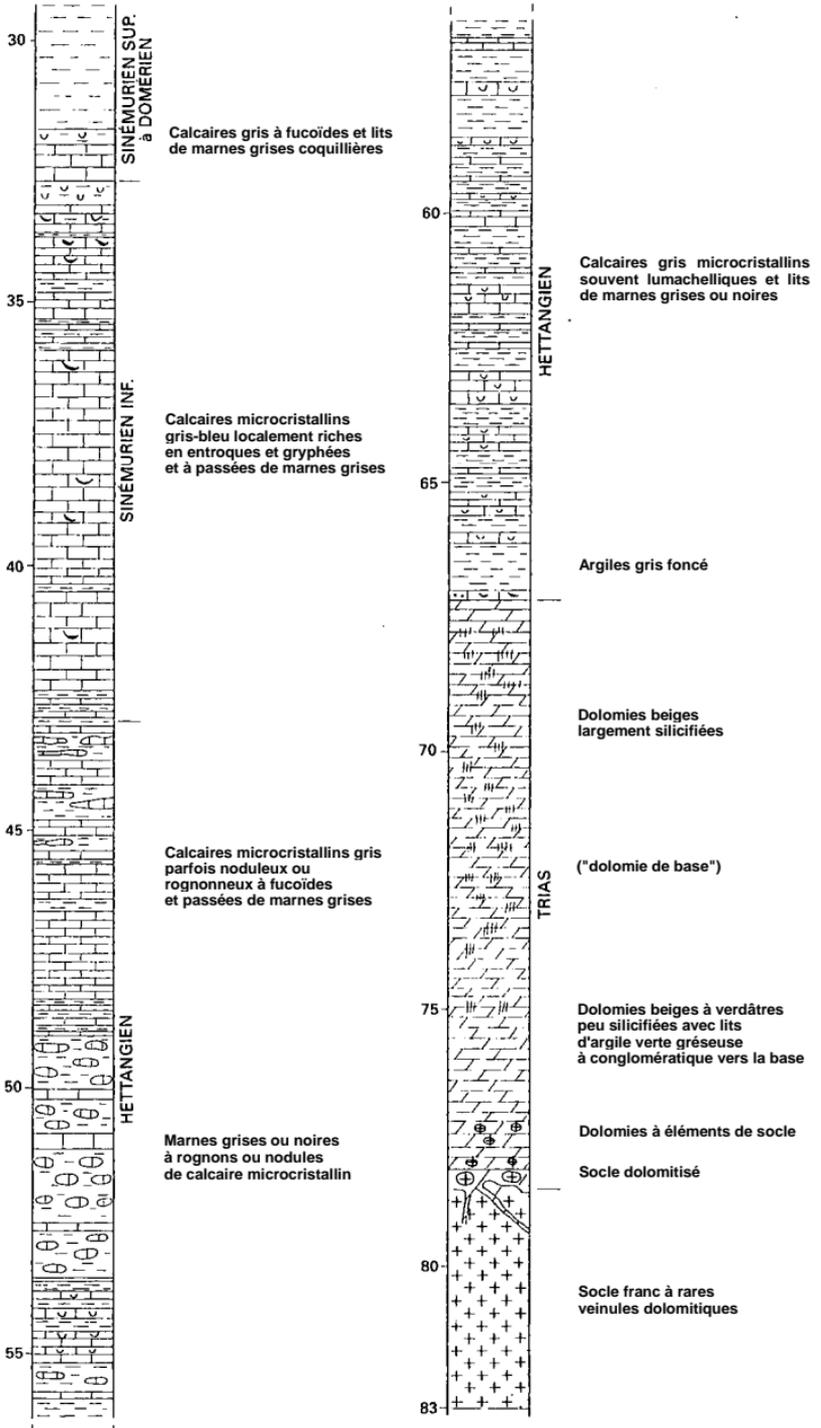


Fig. 10 - Dirol 1 ( x = 698.530 y = 259.400)

landi (*Arnioceras* cf. *miserabile*, *Metamioceras*, *Metacymbites*, *Coroniceras* cf. *bucklandi*, *Arnioceras ceratitoides*,...).

Le Sinémurien supérieur (3-4 m environ) est représenté par 1 ou 2 m de calcaire et ne diffère du Sinémurien inférieur que par des stratifications plus planes, des interlits marneux plus importants et la présence de fossiles phosphatés, et par 1 ou 2 m de calcaire argileux fissile et de marne grisâtre à fucoïdes et rares entroques. La faune comprend *Asteroceras stellare*, *Promicroceras*, *Deroceras*, *Euechioceras*, *Oxynoticerias*.

L'ensemble du Sinémurien est par ailleurs riche en brachiopodes (*Spiriferina walcotti*, *Zeilleria numismalis*,...), en lamellibranches (*Gryphaea cymbium*, *G. arcuata*), en crinoïdes et bélemnites.

La littérature fait mention au siècle dernier (Velain, 1879) de « limons à phosphates » exploités dans la région de Valentines et dont la description paraît correspondre à une altération-décalcification *in situ* des assises sommitales du Calcaire à gryphées.

### 13M. Carixien-Domérien inférieur. Marnes grises et calcaires argileux.

Ensemble peu affleurant à dominante marneuse. On attribue au Carixien 8 m environ de marnes gris clair feuilletées et de calcaires argileux fissiles gris à altération blanchâtre. La faune, abondante, comprend des bélemnites, brachiopodes, lamellibranches et des ammonites, avec de haut en bas :

- Zone à Davoei : *Oistoceras fligidinum*, *O. cf. langi*, *Productylioceras davoei*, *Androgynoceras maculatum*, *A. latecosta*, *A. intracapricornu*, *Lytoceras fimbriatum* ;
- Zone à Ibex : *Beaniceras luridum*, *Liparoceras kilsbiense*, *Acanthopleuroceras* cf. *maugenesti*, *A. valdani*, *Tropidoceras acteon* ;
- Zone à Jamesoni : *Uptonia lata*, *U. tenuilobata*, *U. jamesoni*, *Platypseudoaceras* cf. *brevispina*, *P. natrix*, *Phrycodoceras tayloris*, *Polymorphites mixtus*.

On attribue au Domérien inférieur, une série uniforme de 50 m environ de marnes grises finement micacées, à rares intercalations marno-calcaires et plaquettes ou amandes rousses ferrugineuses, calcaires ou gréseuses. La faune est relativement rare avec quelques amalthées et *Harpoceras* sp., et quelques bélemnites et brachiopodes.

Du fait de la profonde (jusqu'à 5-7 m) altération superficielle, ces marnes apparaissent en général sous un faciès argilo-limoneux beige à granules ferrugineux, totalement décalcifié.

D'après l'étude des forages réalisés dans le secteur par le BRGM, il apparaît (Horon *et al*, 1971 ; Le Calvez *et al*, 1969) que, du Sinémurien supérieur (Zone à Raricostatum) au Carixien moyen (Zone à Ibex), le taux de sédimentation souffre de nombreuses irrégularités, suggérant une sensible activité tectonique le long des accidents majeurs. Cette activité cesserait à partir du Carixien supérieur (Zone à Davoei) où la sédimentation redevient régulière.

**l3C. Domérien supérieur. Calcaires roux à *Pecten*.** Ensemble de 5 à 10 m de calcaires gris-bleu pyriteux devenant jaunes ou roux par altération limonitique. Le faciès bioclastique grossier est riche en débris de coquilles diverses, avec parfois des oolites ferrugineuses. La stratification grossière, en petits bancs irréguliers, engendre un débit en plaques rugueuses à patine roussâtre.

À ces faciès bioclastiques sont associés des calcaires argileux gris, fins, en bancs ou en galets remaniés dans les faciès grossiers. R. Mouterde (1953) signale en particulier, 6 km à l'Ouest de Corbigny, un horizon à galets perforés de calcaire argileux gris à la base de l'ensemble.

La faune est caractérisée par de grands lamellibranches (*Gryphaea gigantea*, *Pseudopecten aequivalvis*), des bélemnites abondantes, des brachiopodes et de rares ammonites dont *Pleuroceras spinatum* et *Amathens margaritatus*.

Au sommet du talus marneux du Carixien-Domérien inférieur, les calcaires roux déterminent une légère cuesta et des beaux replats morphologiques propices aux cultures.

**l4. Toarcien. « Schistes carton » et marnes grises micacées.** Très rarement affleurant, cet ensemble puissant d'environ 60-80 m est essentiellement constitué de marnes gris-bleu finement gréseuses et micacées, intercalées de rares horizons calcaréo-marneux.

La base de la formation, exposée localement (Germagny, bois des Bordes), montre sur 2 m environ une succession de calcaires beige-brun fétides, en dalles régulières à écailles de poissons, et de marnes gris-noir feuilletées à faciès typique des « schistes carton ». Ces dernières sont riches en posidonomyes et en empreintes d'ammonites : *Harporceras*, *Dactylioceras*, *Coeloceras*. La faune caractérise le Toarcien inférieur dont l'extrême base (Zone à Tenuicostatum) n'a pas été identifiée.

La partie moyenne de l'étage, peu visible, paraît correspondre à une alternance de marnes et calcaires argileux puissants de quelques mètres, à

faune d'*Harpoceras mulgravium*, *Hildoceras hisitanicum*, *Coeloceras* gr. *crassum*, indiquant la base du Toarcien moyen.

Faute d'affleurements et de faunes, on ne peut préciser l'âge exact de toute la partie supérieure de la formation marneuse. Régionalement, on connaît à son sommet des faciès de calcaires argileux, localement à oolites ferrugineuses, à faune de la Zone à Variabilis (base du Toarcien supérieur). La majeure partie de la série appartiendrait donc au Toarcien moyen, le Toarcien inférieur ou supérieur n'étant représenté respectivement qu'à l'extrême base et l'extrême sommet de l'ensemble. Celui-ci est surmonté par des assises du Bajocien inférieur non basai, ce qui implique une lacune importante recouvrant une partie du Toarcien supérieur, l'Aalénien et une partie du Bajocien inférieur.

j2. Calcaires à entroques et oolites ferrugineuses. Situé à la rupture de pente entre le talus marneux toarcien et la cuesta calcaire bathonienne, cet ensemble, puissant d'une dizaine de mètres, est le plus souvent masqué par les formations de pente qui jalonnent le pied de la cuesta. Il se révèle surtout par quelques blocs épars de calcaire miroitant plus ou moins ferrugineux. D'anciennes carrières ouvertes dans ces niveaux au Nord de la feuille, permettent de distinguer deux ensembles.

Le premier ensemble, puissant de 8-10 m, correspond à une série de bancs massifs d'épaisseur métrique à stratifications obliques ou entrecroisées, à faciès de calcaire biodétritique à entroques, dur et cristallin.

À Bazoches, quelques kilomètres au Nord de la feuille (1/50 000 Avallon), cet ensemble est couronné par un banc de calcaire plus fin, gris brunâtre, à nombreux restes de fossiles (brachiopodes, gastéropodes, lamellibranches) et une ammonite (*Sonninia* gr. *sulcata*) indiquant le Bajocien inférieur non basai (sommet de la Zone à Sauzei).

Une belle surface de discontinuité tronque le dernier banc de cet ensemble.

La série se poursuit, au-dessus de cette discontinuité, par 1 à 1,5 m de calcaire argileux crème, et de marne grisâtre comprenant un ou plusieurs horizons d'oolites ferrugineuses avec, à Bazoches, une faune de *Parkinsonia* de la Zone à Parkinsoni (sommet du Bajocien supérieur) : *P. subarictis*, *P. schloenbachi*, *P. neuffensis*, *P. subplanulata*.

Ce dernier ensemble est surmonté sans rupture notable par le calcaire argileux blanc crème du Bathonien inférieur.

La discontinuité, qui sépare les deux ensembles bajociens, correspondrait donc à une lacune de tout le Bajocien moyen et d'une partie du Bajocien supérieur.

j3. **Bathonien inférieur. Calcaires blancs.** Le dernier terme de la série mésozoïque conservée ici est constitué par une succession monotone et très homogène de calcaires argilo-grumeleux blanc crème, tendres, à débit écailleux ou en plaques irrégulières.

L'épaisseur conservée avoisine 70-80 m, et les faunes d'ammonites récoltées à la partie inférieure de l'ensemble indiquent le Bathonien inférieur (Zone à Zigzag).

### *CÉNOZOÏQUE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES*

Fp. **Épandages fluviatiles anciens.** Les entablements plus ou moins réguliers qui bordent la vallée de l'Yonne à une altitude relative de 10 à 50 m, supportent un certain nombre de lambeaux d'une formation détritique limono-sableuse de couleur jaunâtre à jaune orangé, caractérisée par la présence de silts, de sables grossiers quartzo-feldspathiques, de galets bien roulés et très altérés de roches variées originaires du Morvan cristallin, et de silex à faciès pétrographique et degré de remaniement très variables.

La base de la formation est visible dans la petite carrière d'argiles téglaires de la Chapelle-de-Sarre près de Corbigny. Au-dessus du substratum liasique profondément altéré qui fait l'objet de l'exploitation, la formation débute par un alignement de gros silex pâles à patine blanche, peu ou pas remaniés, dont la taille peut atteindre 50 cm. Au-dessus viennent des silts grisâtres, des sables grossiers et des sables limono-argileux qui libèrent quelques galets roulés et des silex blonds remaniés mais peu roulés, de taille centimétrique à décimétrique.

Les faciès des sables grossiers, silts et sables argileux sont communs dans la plupart des zones d'affleurement, tandis que les galets roulés, ailleurs très clairsemés, n'abondent que dans la partie amont de la vallée, entre Épiry et Tavernay. Les silex gris à patine blanche ne sont connus qu'à la Chapelle-de-Sarre alors que les silex blonds remaniés se rencontrent fréquemment au-delà même de la zone d'extension actuelle à la formation, sur substratum quelconque.

Parmi ces silex, beaucoup par leur texture oolitique biodétritique à foraminifères trahissent une origine jurassique, et se sont sans doute formés par silicification secondaire des assises affleurant à la périphérie du Morvan au cours d'un épisode climatique ancien, probablement tertiaire. Conservés au sein d'altérites, dont les alignements de silex gris peuvent représenter un témoignage, ces éléments siliceux se sont trouvés mobilisés dans les épandages fluviatiles ultérieurs alimentés par le Morvan cristallin.

Eu égard au degré d'altération des éléments et par analogie avec des dépôts similaires étudiés plus au Sud (1/50 000 Fours), on a attribué cette formation au Pliocène. Cette attribution est compatible avec la typologie des zircons récoltés en quelques points dans ces assises, qui suggère une origine liée au volcanisme montdorien.

Rappelons l'âge éocène supérieur (Ludien) avancé par la carte à 1/80 000, première édition, pour cette formation à la Chapelle-de-Sarre (sables de la Garenne). Cette attribution nous paraît bien ancienne pour un dépôt aussi étendu et aussi adapté aux morphologies actuelles.

**Limons et paléaltérations.** Une des caractéristiques du domaine sédimentaire, à l'Ouest de la feuille, à topographie peu accusée et très avare en affleurements véritables, est la présence généralisée d'horizons superficiels argilo-silteux beiges très uniformes, qui rendent problématique l'identification du substratum. Quelques sondages de reconnaissance ont permis d'observer, dans la plupart des cas, le passage graduel de ces horizons beiges décalcifiés à des faciès sains de marnes liasiques bleues ou grises, ou, dans le cas de substratum calcaire, à des argiles brunes de type « argiles de décalcification », à reliques de rognons calcaires. Le substratum sain n'est atteint dans certains cas qu'à près de 8-10 m de profondeur.

On a là les effets de paléaltérations climatiques et/ou pédogénétiques, remontant au moins en partie au Tertiaire. Le phénomène est en effet bien observable à l'aplomb des recouvrements supposés pliocènes de la « gouttière » de l'Yonne.

Faute d'une densité suffisante de sondages, il n'est pas possible de cartographier ces types de formations ou de phénomènes, apparemment très généralisés sur les plateaux liasiques.

On peut rapprocher de ces paléaltérations les concentrations phosphatées (« limons à phosphates » des auteurs) signalées sur substratum de Calcaire à gryphées karstifié, et qui n'ont pas été retrouvées.

**L. Recouvrements limoneux.** On a cartographié au Sud de la feuille, une formation limoneuse beige jaunâtre qui s'étend surtout sur le substratum de l'Assise de Chitry et délivre çà et là quelques éléments de cette assise siliceuse. Plus au Sud (1/50 000 Château-Chinon), cette formation limoneuse s'étend beaucoup plus largement et comprendrait des apports détritiques originaires du Morvan cristallin ; elle pourrait appartenir *pro parte* au Pliocène.

**LS. Limons à cherts ou silex.** On a distingué, à l'Ouest de la feuille, un placage limoneux contenant d'assez fréquents éléments de cherts ou silex, probables calcaires jurassiques silicifiés. L'absence d'affleurements ne permet pas de préciser la parenté possible de ces limons avec les dépôts de la gouttière de l'Yonne attribués au Pliocène et contenant également des éléments de calcaires silicifiés.

**Fx. Terrasses alluviales.** Il existe en bordure de l'Yonne, notamment au Sud de Corbigny, quelques replats alluviaux d'un commandement d'environ 5 m par rapport au lit majeur. Le plus caractéristique est celui de Château-la-Chaise.

**Fy-z. Alluvions actuelles et subactuelles non différenciées.** L'essentiel des dépôts alluviaux correspond à la plaine alluviale subactuelle des cours d'eau. D'extension très limitée dans tout le domaine oriental, ces alluvions se développent assez largement au débouché dans les terrains sédimentaires. Peu épaisses, elles présentent un contenu limoneux important lié à l'abondance des terrains argileux dans les bassins-versants à l'aval du Morvan cristallin. Cette tendance est encore plus marquée dans les petites vallées affluentes où prédomine une alimentation locale alluviale et colluviale.

**E. Éboulis.** Au Nord-Ouest de Lormes, l'escarpement de faille en limite du Morvan cristallin est localement jalonné par des éboulis à blocs de granité et sables arkosiques. Plus au Sud, s'observent surtout des blocs granitiques disséminés entre lesquels peut apparaître le substratum liasique.

Des blocs disséminés de l'Assise de Chitry se rencontrent de la même façon au pied de l'affleurement le plus septentrional de cette assise. Ils peuvent être interprétés comme éboulis à partir du panneau surincombant ou comme les résidus d'un panneau abaissé de cette même assise siliceuse démantelée sur place.

En contrebas de la cuesta bathonienne, le sommet des pentes liasiques est régulièrement masqué par une nappe plus ou moins solifluée à matrice argileuse et éléments centimétriques à décimétriques de calcaire blanc. Etant donné la maturité des formes actuelles, ces éboulis ont une origine relativement ancienne et ne sont sans doute que indemnes d'influences périglaciaires.

**X. Remblais divers.** Il s'agit essentiellement des remblais et aires de stockage des carrières de Picampoix, et des déblais provenant du creusement du canal du Nivernais au niveau du port Brûlé.

## ***CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES***

La nature des roches à l'origine des formations cristallophylliennes du socle anté-dévonien paraît être une série faite d'alternances de grauwackes, de tufs basiques et probablement de coulées de roches volcaniques basiques dans laquelle se sont mises en place des intrusions plutoniques de composition tonalitique à dioritique dans un régime de collision continentale (fig. 11).

Les formations gneissiques antédévonniennes sont recoupées successivement par des granités porphyroïdes au Viséen inférieur puis par des leucogranites au Viséen supérieur-Namurien. Ces granités forment des massifs allochtones montés à travers la croûte continentale à la faveur de zones de cisaillement actuellement difficiles à identifier. P. Rolin (1987) les place de part et d'autre du pluton des Settons. Au Nord, une zone de cisaillement serait représentée par la mylonite de Sincey (feuille Avallon), orientée E-W et senestre, et de nature magmatique et syncinématique. Au Sud, les granites anciens à texture planaire de Dommartin en représenteraient la cicatrice.

Les caractères géochimiques et isotopiques (Sn élevé) des massifs granitiques allochtones indiquent une origine par fusion anatectique partielle de la croûte continentale moyenne, origine également argumentée par la rareté des enclaves basiques dans les divers granites.

Tardivement dans l'évolution varisque, les formations volcano-plutoniques de Blismes-Montreuil, d'âge stéphanien moyen à saxonien, se sont mises en place dans une vaste caldeira générée dans un champ de contraintes affectant le bâti granitique consolidé au Westphalien et déjà érodé.

Durant le Stéphanien moyen et supérieur, le volcanisme rhyolitique accumule les coulées de lave et les épanchements ignimbritiques au fur et à mesure de la subsidence de la caldeira. Dans cette dépression lacustre et marécageuse se sédimentent les restes organiques d'une végétation prospérant en climat humide. Contrastant avec les dépôts de pélites et de charbon, les intercalations de grès et de conglomérats marquent des périodes de forte instabilité tectonique entretenue par l'activité volcanique et se traduisant par des apports torrentiels ravinant les laves, les matériaux pyroclastiques et le socle granitique avoisinant.

Durant l'Autunien, l'activité volcanique se ralentit un temps et favorise les dépôts sédimentaires et organiques plus continus, bien qu'encore coupés d'apports détritiques grossiers d'origine volcanique et de quelques coulées de rhyolite.

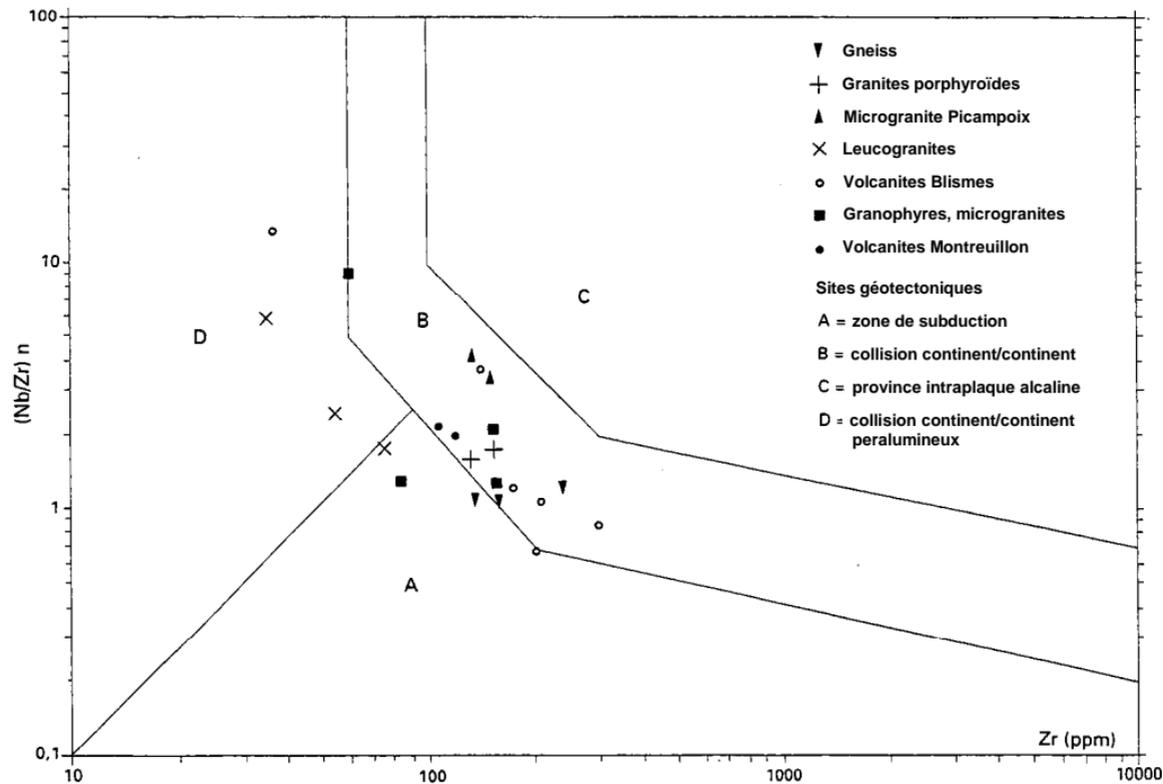


Fig. 11 - Discrimination géotectonique a l'aide du diagramme Zr vs (NB/Zr)<sub>N</sub> (Thiéblemont et Teghey, 1994)  
 des gneiss, granites, microgranites et roches volcaniques et subvolcanique du complexe de Blismes - Montreuillon

Au cours de ces mêmes périodes, la caldeira est le siège d'une activité hypovolcanique intense. Les stocks, sills et filons de granophyre et microgranite recourent les laves et les sédiments et alimentent les nouvelles coulées. Ces intrusions sont particulièrement abondantes dans le pourtour de la caldeira où elles envahissent à la fois les rhyolites stéphaniennes et l'encaissant granitique. Le volume des intrusions décroît au Stéphien supérieur pour cesser, semble-t-il définitivement, à l'Autunien terminal.

Au Saxonien et issues de la partie ouest de la caldeira comblée par les dépôts antérieurs, les ignimbrites rhyolitiques s'épanchent largement jusque sur le soubassement granitique.

Si certains caractères géochimiques permettent de différencier les rhyolites stéphaniennes, les ignimbrites saxoniennes et les intrusions subvolcaniques, l'ensemble de ces matériaux appartient à un magmatisme subcalcin qui a son origine dans la fusion de la croûte continentale profonde constituée de matériaux d'origine ignée et volcano-sédimentaire. Les rhyolites de Montreuillon seraient issues d'un seul réservoir magmatique en croûte continentale moyenne.

Les divers épisodes magmatiques (plutonisme et volcanisme) se sont succédé du Viséen inférieur au Saxonien dans une zone de collision continent/continent (fig. 11) et caractérisés par une évolution hyperalumineuse.

### ***ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE***

Le bâti cristallophyllien, dont la structuration majeure est héritée de la tectogenèse du Dévonien inférieur et sur lequel se déposent les formations volcaniques et sédimentaires du Dévono-Dinantien, est soumis durant l'évolution de la chaîne hercynienne à des cisaillements ductiles profonds (Behr *et al.*, 1984 ; Ledru *et al.*, 1989 ; Weber, 1984). 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'origines diverses ; ainsi dans certains domaines métamorphiques (feuilles Autun et Le Creusot), les amphibolites associées à des éclogites et des péridotites sont les reliques rétro-morphosées d'un stade précoce de haute pression et haute température (Godard, 1990).

Les granits subcalcins monzonitiques puis les granites aluminopotassiques, issus de la fusion anatectique de la croûte continentale, sont montés à travers celle-ci à la faveur des grands cisaillements crustaux senestres E-W à N60°E qui coupent le Morvan (Rolin et Stussi, 1991).

Leur mise en place s'est faite en deux phases magmatiques d'importance inégale au Viséen inférieur puis au Viséen supérieur-Namurien, durant les phases de relaxation de l'orogénèse.

Après une période d'érosion importante, l'activité magmatique se réduit à un volcano-plutonisme de caldeira dont la formation est initiée puis entretenue par les contraintes tectoniques (Guérin et Monnier, 1984), lors de la rotation apparente anti-horaire de la direction de compression entre le Westphalien supérieur où elle serait N-S et le Stéphalien terminal où elle devient E-W (Blés *et al.*, 1989). La phase de distension qui suit à l'Autunien, se fait par simple relâchement de la compression E-W.

D'après les travaux récents (Faure et Becq-Giraudon, 1993), la formation et l'évolution de la caldeira s'inscrivent dans la succession de deux champs distensifs, le premier NW-SE au Westphalien, le second NNE-SSW au Stéphano-Permien. Ils ont provoqué l'ouverture des fractures favorisant la montée des magmas acides puis le basculement et la déformation des unités de Blismes et de Montreuillon durant toute la période d'activité volcano-plutonique.

La conservation de la couverture mésozoïque à l'Ouest de la feuille, permet d'apprécier, mieux que dans le substratum hercynien, l'amplitude et le style des déformations postérieures. La structure générale de cette couverture correspond à un panneau subtabulaire très faiblement incliné à l'WNW, et légèrement effondré par rapport au bloc oriental ou Morvan cristallin.

Le dispositif est relativement simple au Nord. L'essentiel de l'affaissement (150-200 m) concentré sur un accident principal, la faille de Bazoches (N-S à NNE-SSW), s'amortit progressivement vers le Sud, jusqu'à s'annuler dans la région de Cervon-Coulon.

Dans la moitié sud de la feuille, ce premier accident (ou faisceau d'accidents) est pris en relais par les failles de l'Yonne de direction d'abord N-S, au Nord de Corbigny, puis NW-SE, au Sud, dont le rejet contrairement aux premières s'accroît plutôt du Nord vers le Sud. Dans cette zone de relais, le dispositif est constitué par une série de panneaux monoclinaux généralement relevés à l'Est et abaissés à l'Ouest, dont les principaux constituent le petit horst de Chitry-les-Mines d'une part, et la gouttière de l'Yonne d'autre part. La fermeture plus au Sud (1/50 000 Château-Chinon) de cette dernière structure, réunit le prolongement sud du horst de Chitry au bloc principal du Morvan.

Ces accidents principaux sont fréquemment recoupés par une famille de failles plus ou moins lâche et discontinue, de direction SW-NE, dont il existe de nombreuses répliques dans le socle hercynien.

On a vu que les accidents subméridiens, hérités de la structuration finihercynienne, avaient été réactivés en style distensif au début du Jurassique. Pour l'essentiel, les rejeux observables dans la couverture s'effectuent également en style extensif et peuvent être imputés aux mouvements oligocènes générateurs plus au Sud de l'effondrement des Limagnes et de la Bresse, et du relèvement du Morvan par rapport à ses bordures.

La carte des anomalies de gravité (cf. schéma structural) montre clairement la coïncidence entre les failles de surface affectant le Mésozoïque (faisceaux de l'Yonne, de Chitry, de Saint-Saulge,...) et la structuration (tardive) du substratum paléozoïque.

### ***SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE***

Tout le Nord-Est du Massif central appartient à la zone arverno-vosgienne ou moldanubienne de la chaîne varisque. Cette zone est caractérisée par l'existence d'un socle gneissique consolidé au Dévonien inférieur (phase éovarisque) vers 380 Ma et dont l'histoire tectonométamorphique 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 et Lardeaux, 1985 ; Ledru *et al*, 1989 ; Pin, 1989).

À la fin du Dévonien moyen (375 Ma), une sédimentation carbonatée et détritique se dépose dans un environnement de plate-forme marine dont le soubassement est constitué par le socle cristallophyllien. À partir du Famennien et jusqu'à la fin du Viséen inférieur (340 Ma), cette sédimentation est perturbée par un volcanisme calco-alcalin, d'abord sous-marin puis subaérien (Delfour, 1989). Le Viséen moyen se caractérise par quelques dépôts marins carbonatés (Vachard, 1976).

Au Viséen supérieur, le milieu devient continental. Le volcanisme d'origine crustale se localise dans de vastes gouttières orientées ENE-WSW où s'accumulent des grands épanchements aériens de nature rhyodacitique, accompagnés d'un important cortège subvolcanique acide (Leistel et Gagny, 1984).

Les matériaux dévono-dinantiens, plissés lors de la phase sudète, ne sont pas affectés par un métamorphisme régional (absence de schistosité).

La continuité de la sédimentation du Frasnien au Viséen moyen, son extension et son analogie de faciès avec les terrains de même âge dans les Vosges méridionales et le recouplement par des granitoïdes pendant le Viséen, témoignent de l'autochtonie de la série dévono-dinantienne malgré le contraste avec le socle très métamorphique sous-jacent (absence de nappe de charriage). On est donc conduit à reconstituer dans cette partie nord-est du Massif central un stade d'érosion intradévonien de la chaîne éovarisque, avec retour au milieu marin et absence de raccourcissement pendant 40 Ma. C'est plus au Sud qu'à cette période, les épaissements crustaux se propagent vers le Sud (Lyonnais, Sud Auvergne et ensemble du Sud du Massif central) avec un sous-charriage du domaine schisteux sud sous le cœur du Massif central déjà déformé une première fois, comme le Morvan, dès le Dévonien.

Dans le Morvan, au cours de cette période médiovarisque, des grands accidents décrochants provoquent la structuration modérée des matériaux dévono-dinantiens discordants et guident la mise en place des grands volumes de magmas granitiques entre 348 et 325 Ma, issus de la croûte profonde encore chaude (Rolin et Stussi, 1991). La présence des faciès granophyriques et microgranitiques qui leur sont parfois associés, indiquent leur mise en place superficielle.

Après l'intrusion des derniers granités au Namurien inférieur, les niveaux supracrustaux du Viséen sont préservés de l'érosion, ce qui implique soit l'absence de chaîne montagneuse élevée, soit un régime en extension active. De la fin du Westphalien jusqu'au Permien, la formation des nombreux bassins houillers autour et dans le Morvan est liée à ce régime en extension, compatible avec les jeux transcurrents de failles-relais entre les bassins. Dans ce contexte, des compressions locales peuvent apparaître et causer la genèse du complexe volcano-plutonique de Blismes-Montreuillon pendant le Stéphanio-Permien.

De la fin du Carbonifère jusqu'au cours du Trias, les reliefs hercyniens, à l'emplacement du Morvan, sont progressivement arasés, et c'est sur une plate-forme relativement régulière que va s'avancer, venant de l'Est, la transgression de la mer mésozoïque. Vers la fin du Trias persiste cependant une zone haute qui fait obstacle à la progression de la transgression. Celle-ci débute avec des faciès lagunaires parmi lesquels le développement de la « dolomie de base » matérialise à peu près son extension vers l'Est, soit le méridien de Corbigny. Préfigurant la structuration ultérieure en horsts et grabens, des rejeux tectoniques de faible ampleur se manifestent le long d'anciens accidents et contrôlent le développement et la distribution des faciès de base de la transgression, vers la fin du Trias et le début de l'Hettangien.

À ces mouvements, on peut associer des manifestations hydrothermales, notamment des filons de quartz à fluorine sur les anciens accidents réactifs. À celles-ci peuvent être plus ou moins directement liées les minéralisations qui sont piégées à cette époque dans les faciès sédimentaires de la frange transgressive.

Avec les faciès à lumachelles de l'Hettangien inférieur, la transgression s'accuse nettement sur le bombement du Morvan, repoussant plus à l'Est la ligne de rivage. Les conditions franchement marines restent cependant de basse énergie et faible tranche d'eau.

Au Sinémurien, avec le dépôt du Calcaire à gryphées, la transgression submerge l'ensemble du Morvan avec des conditions de mer ouverte et des faciès de haute énergie.

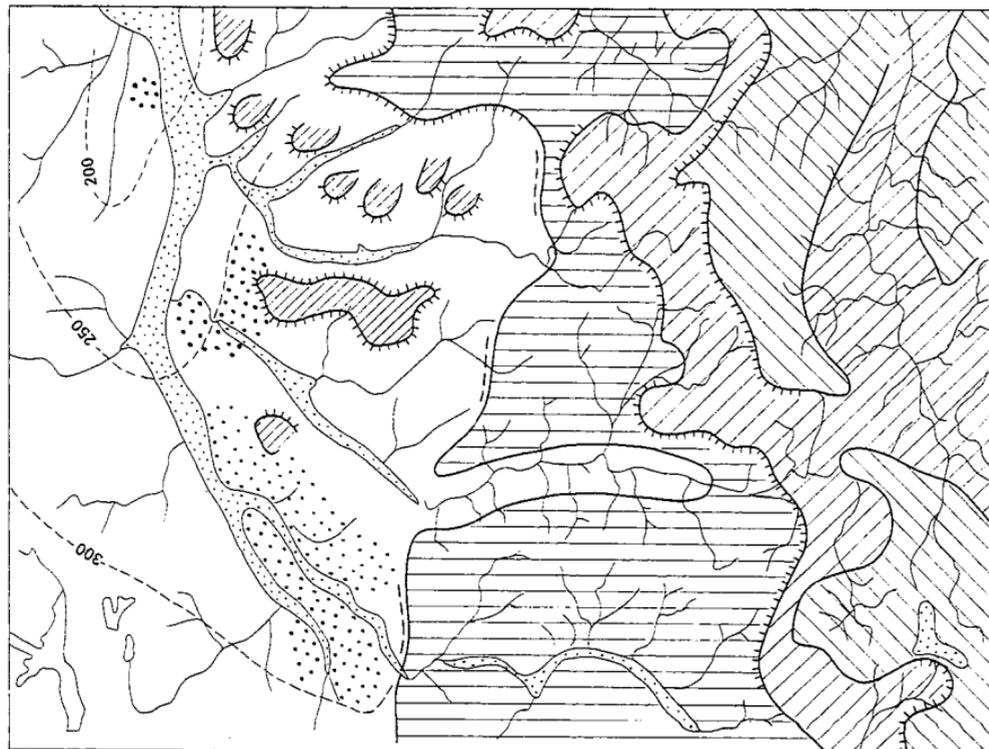
Une zone de hauts-fonds tectoniquement actifs se manifeste périodiquement, notamment au Sinémurien supérieur-Carixien sur la structure de Guipy à l'Ouest de Corbigny, et plus généralement du Toarcien supérieur au Bajocien supérieur, période affectée d'importantes lacunes de sédimentation.

À partir du Bathonien, l'influence de ces zones hautes paraît s'estomper et les faciès de plate-forme carbonatée s'uniformisent par rapport aux régions environnantes.

La sédimentation marine s'est sans doute perpétuée jusque vers la fin du Crétacé dont la présence est attestée régionalement par des dépôts remaniant des silex du Crétacé supérieur (1/50 000 Fours, notamment). À cette période, la mer se retire progressivement vers le centre du bassin et la région évolue dorénavant en domaine continental avec une succession de périodes d'altération et de déblaiement qui décapent progressivement la couverture sédimentaire. Cette évolution est rythmée par les rejeux tectoniques qui répondent aux principales phases orogéniques affectant le bâti du Massif central.

La compression pyrénéenne N-S fait rejouer en faille inverse l'accident de Chatin. À l'Éocène terminal-Oligocène, la distension E-W à NW-SE, qui engendre l'effondrement des Limagnes, fait rejouer en failles normales les anciennes fractures subméridiennes du socle morvandiau et entraîne son relèvement relatif.

Les contrecoups de l'orogénèse alpine à la fin du Miocène n'ont pas d'échos clairement identifiables ici.



**Fig. 12**  
**Esquisse morphologique**

-  Plaine alluviale (Quaternaire récent)
-  Épandages fluviaux anciens
-  Plateaux structuraux
-  Basse surface (200-300 m)  
200 - courbe de niveau
-  Moyenne surface (350-450 m)
-  Hautes surfaces (500-600 m)
-  Escarpement de faille
-  Cuesta

Vers la fin du Pliocène, les principaux traits de la morphologie actuelle paraissent acquis avec, à l'emplacement de l'Yonne, la trace d'un ancien drainage. L'évolution quaternaire ne se manifeste que par une accentuation modeste des incisions fluviales.

## *GÉODYNAMIQUE RÉCENTE*

### **Morphologie, drainage**

Le contraste structural et lithologique entre le domaine cristallin et le domaine occidental sédimentaire, se traduit tout aussi nettement dans la morphologie des paysages et le style du drainage :

- à l'Est, les reliefs peu structurés, étagés de 300 à 600 m, sont entaillés par un réseau dense de vallées contournées à profil en « V », replats alluviaux très exigus et orientations peu affirmées (plutôt E-W) ;
- à l'Ouest dominant des paysages subtabulaires à faibles dénivelés et ressauts peu marqués. Le drainage est plutôt lâche avec des vallées larges et rectilignes, à profil ouvert et orientation homogène s'infléchissant progressivement vers le NNW.

### **Aplanissements**

Mieux exprimés dans le domaine sédimentaire, des traces d'anciens aplanissements peuvent être décelées également sur les reliefs cristallins, si l'on considère l'enveloppe des reliefs plutôt que de véritables surfaces d'érosion (fig. 12).

À l'Ouest, une basse surface s'exprime relativement bien, tronquant les assises du Trias-Lias vers 300 m au Sud de la feuille, 250 m au niveau de Corbigny et 200-220 m au Nord.

Les replats qui nivèlent les assises bathoniennes sans justification lithologique, vers 300-350 m au Nord de la feuille, et dont on trouve une réplique à l'Ouest vers la Coudraye, semblent correspondre à un stade d'aplanissement plus ancien.

Un troisième niveau peut être individualisé, tronquant le bois de Mont-Vigne au Nord de la feuille (438 m) et qu'enregistrent un certain nombre de replats en domaine cristallin dans la région de Lormes vers 450-500 m. Plus à l'Est, les traces d'aplanissements qui s'étagent en gradins jusqu'au sommet de 600 m, pourraient représenter des témoins de cette haute surface morcelée et décalée par des rejeux tectoniques postérieurs.

Faute de dépôts corrélatifs, l'âge de ces aplanissements reste hautement hypothétique. Il paraît plausible (Rat, 1986) d'imputer à la période d'érosion consécutive au réhaussement oligocène du Morvan, l'élaboration d'une partie au moins de ces hauts niveaux. L'étagement tectonique de ceux-ci, serait alors lié à des réajustements (alpins ?) tardifs. Le façonnement des bas niveaux prenant alors place pendant le Néogène (Miocène-Pliocène).

### **Érosion différentielle, reliefs structuraux**

L'érosion différentielle est peu manifeste dans le domaine hercynien où les contrastes lithologiques, peu importants au demeurant, sont considérablement atténués par l'intensité des phénomènes d'altération (arénisation des roches plutoniques en particulier) et par la continuité du couvert végétal.

Les effets en sont plus sensibles dans le domaine sédimentaire, avec :

- le dégagement modeste en cuesta du Calcaire à gryphées, le plus souvent ravivé par l'incision récente des cours d'eau ;
- l'individualisation en ressaut discret ou en beaux replats structuraux des calcaires roux du Domérien supérieur ;
- le dégagement d'une corniche émoussée mais bien caractéristique à la partie inférieure du Dogger, couronnant le talus marneux du Lias supérieur, et dont l'armature le plus souvent masquée est constituée par la barre calcarénitique du Bajocien inférieur.

## ***GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT***

### ***OCCUPATION DU SOL***

Le menhir de l'Oussière serait un des rares restes mégalithiques de la région. La civilisation gallo-romaine, florissante grâce à la proximité d'Augustodunum (Autun), a laissé de nombreux vestiges dans la région, principalement des voies romaines (Oussy-Jérault).

La période du bas Moyen-Age a laissé peu de traces dans un pays parcouru et ravagé par les nombreux envahisseurs. Ce n'est qu'à partir du XI<sup>e</sup> siècle que l'habitat se stabilise autour des paroisses et de leurs églises. Pendant longtemps la seule richesse est la forêt qui fournit le charbon de bois puis le bois de flottage. L'agriculture et l'élevage se développent sur ces terres pauvres mais bien arrosées. Peut-être déjà à l'époque gallo-romaine, mais surtout au Moyen-Âge, sont exploitées les mines de plomb argentifère de Chitry-les-Mines.

Le bouleversement du marché des matières premières et de l'énergie qui marque la seconde moitié du XX<sup>e</sup> siècle, a stoppé nombre des anciennes activités industrielles. L'agriculture mécanisée et l'élevage, comme l'exploitation planifiée et fortement mécanisée du bois, nécessitent peu de main-d'œuvre. La région, d'abord dépeuplée, s'adapte doucement au tourisme vert et aux sports nautiques sur les plans d'eau et les rivières.

## *RESSOURCES EN EAU*

### **Potentiel d'écoulement, hydrométrie**

La pluviosité annuelle, calculée d'après les relevés de 1957 à 1977, croît d'Ouest en Est avec l'altitude, de 780 à 1 120 mm, avec une valeur de 850 mm à Corbigny à 230 m d'altitude. La pluviosité efficace, ou potentiel d'écoulement, calculée suivant la méthode de Turc, varie de la même manière, et peut être estimée de 200 à 750 mm/an avec environ 350 mm à Corbigny (période de 1946 à 1976).

La température moyenne annuelle, prise en compte pour le calcul de l'évapotranspiration, croît en sens inverse de la pluviosité, soit d'Est en Ouest de 8,8 à 9,9 °C (9,8 °C à Corbigny).

La seule station de jaugeage existant sur le territoire est située à Chaumeçon, sur le Chalaux affluent de la Cure, et ne concerne qu'un bassin-versant réduit (98 km<sup>2</sup>) exclusivement localisé sur substratum cristallin. Les données ne sont donc pas représentatives de l'ensemble de la feuille. En outre, les débits d'étiage étant régulés par des lachures de barrage, on ne peut retenir que les débits moyens annuels, qui s'établissent à 2,107 m<sup>3</sup>/s (période 1959-1979) soit un débit spécifique de 21,5 l/s/km<sup>2</sup>.

### **Phénomènes karstiques et relations hydrauliques souterraines**

L'essentiel des phénomènes karstiques observables concerne l'ensemble carbonate du Lias inférieur Hettangien et surtout Sinémurien. Cette séquence calcaire, puissante d'une vingtaine de mètres à l'intérieur d'une série à dominante marneuse, constitue un site privilégié pour la karstification, mais les cavités y sont toujours exiguës et ne sont qu'exceptionnellement pénétrables.

Un inventaire (Couturaud et Chabert, 1986) a été dressé des différentes cavités et sources karstiques, et de leurs relations hydrauliques vérifiées ou présumées :

- à la limite des communes de Dirol et de Germenay
- une perte temporaire au bois du Saulois,

- une succession de dolines voisines sur la commune de Germenay,
- une relation supposée entre la perte ci-dessus et la source des Millerins, commune de Dirol (500 m au Nord-Est) ;
- à la limite des communes de Marigny-sur-Yonne et Chaumot, un réseau miniature met en relation :
  - une perte temporaire du ruisseau de Saulois à Marigny,
  - le gouffre de l'Abîme des Trois-Fontaines à Chaumot, 800 m au SSE de cette perte,
  - la source des Trois-Fontaines à Chaumot ;
- sur la commune de Cervon, une relation hydraulique est supposée entre :
  - une perte temporaire au bois Boisseau,
  - le gouffre de l'Abîme,
  - la source de Lantilly en rive gauche de l'Anguisson.

Les nombreuses dolines, qui s'ouvrent sur le plateau entre l'Yonne et l'Anguisson, témoignent de l'importance de la karstification sous-jacente :

- au Nord de Cervon, la grotte de Beauregard en direction du ruisseau du Pontot ;
- sur la commune de Sardy-lès-Epiry, la grotte des Fées en rive gauche de l'Yonne ;
- sur la commune de Pazy, au bois de Bonnemenu, sont signalées plusieurs dolines ou effondrements, en relation vraisemblable avec les circulations souterraines collectées par le ruisseau d'Arдан.

### **Eaux souterraines**

• **Aquifère du socle cristallin.** Les aquifères sollicités sont constitués par les granites et microgranites où les émergences à faible débit (quelques mètres cubes par jour à quelques dizaines de mètres cubes par jour à l'étiage), sont captés par des puits peu profonds, et/ou des drains. Principales localités concernées : Saint-Martin-du-Puy (9 captages), Pouques-Lormes (1), Chalaux (3), Lormes (1), Brassy (4), Empury (1), Gâcogne (4), Ouroux-en-Morvan (4), Vauclais (1).

Les eaux de type bicarbonatée calcique, à minéralisation faible à très faible, ont une dureté inférieure à 10° français, et présentent parfois des teneurs excessives en fer et manganèse. La qualité bactériologique est fréquemment mauvaise.

• **Aquifère de la base détritique infraliasique.** Cet aquifère implique en fait à la fois la frange altérée du substratum cristallin, les grès arkosiques qui souvent le surmontent, et les horizons dolomitiques ou silicifiés lorsqu'ils existent. Il est sollicité :

- par les sondages de Monceaux-le-Comte, profonds respectivement de 67,7, 69,5 et 71 m. Artésiens, avant leur mise en exploitation, ils ont fourni aux essais, 25, 50 et 100m<sup>3</sup>/h, et constituent un champ captant de débit optimal de 150 à 200 m<sup>3</sup>/h, principale ressource du syndicat Charles-Chaignot alimentant vingt communes (2 500 habitants) dont neuf sur le territoire de la feuille. Les eaux sont du type bicarbonaté calcique à minéralisation moyenne (500-535 ms/cm), dureté moyenne (27° français) et teneurs en fluor (1,65 à 1,75 mg/l) excédant légèrement les normes européennes de potabilité (1,5 mg/l), mais offrant une bonne qualité bactériologique ;

- par les sondages de Lormes, exploités pour l'alimentation partielle de la commune. Ils sont profonds de 35 et 42 m, avec des débits exploitables de 15-20 et 4-5 m<sup>3</sup>/h. Les eaux sont bicarbonatées calciques, moyennement minéralisées et de bonne qualité bactériologique.

• **Aquifère de l'ensemble carbonaté de l'Hettangien-Sinémurien.** On peut difficilement dissocier ces deux ensembles calcaires, qu'aucun écran imperméable suffisamment puissant et connu ne saurait isoler en systèmes indépendants.

À Pazy, les sources d'Ardan (source inférieure et source supérieure) captent les eaux au niveau des calcaires lumachelliques hettangiens, avec des débits respectifs de 408 et 84 m<sup>3</sup>/j. Elles assurent l'alimentation en eau des dix communes du syndicat de Corbigny.

Les eaux sont du type bicarbonaté calcique, plutôt dure (8 à 20° français). On note des teneurs en fluor excédant la norme européenne de potabilité, et une qualité bactériologique défavorable, nécessitant traitement.

• **Aquifère du calcaire du Domérien supérieur.** Une source, provenant de cet aquifère, est captée à Pouques-Lormes, la fontaine du Ladre, avec un débit faible de 10 à 100m<sup>3</sup>/j, assurant l'alimentation partielle de la commune.

L'eau, bicarbonatée calcique, à minéralisation moyenne et dureté acceptable (près de 30° français), présente des contaminations bactériennes mais n'est pas traitée.

### **Eaux superficielles**

Les eaux de l'Yonne, prélevées au barrage de Pannecièrre-Chaumard, alimentent en majeure partie le syndicat de Pannecièrre (huit communes, 1 900 habitants), dont une seule, Montreuillon (307 habitants) est située sur le territoire de la feuille, et pour 50-60 m<sup>3</sup>/j, le syndicat de Mhère-Vauclais (455 habitants).

Les eaux du Chalaux, avec une prise de 240 m<sup>3</sup>/j, assurent l'alimentation de la commune d'Ouroux-en-Morvan *p.p.* (838 habitants).

Les eaux très faiblement minéralisées, très douces et agressives, subissent un traitement complet avant distribution.

### **Possibilités de développement**

Ces possibilités doivent tenir compte en priorité, de la moindre vulnérabilité possible des ressources aux pollutions. Ceci hypothèque sérieusement le potentiel superficiel du domaine hercynien insuffisamment protégé. Quatre objectifs peuvent être envisagés.

- **La nappe alluviale du Chalaux et de l'Yonne.** La faible épaisseur des dépôts, ne permet pas d'envisager, en général, de débits supérieurs à quelques mètres cubes par heure. Toutefois, les 2,5 m de graviers propres sous 1,5 m de recouvrement limono-argileux, rencontrés à Monceaux-le-Comte, renfermant une nappe en charge testée en essais à 25 m<sup>3</sup>/h, sont un indice encourageant pour des recherches plus approfondies.

- **L'aquifère profond de la base détritique infraliasique.** Ses possibilités et sa profondeur s'accroissent d'Est en Ouest lorsqu'on s'éloigne du Morvan. De quelques mètres cubes par heure à Lormes, les débits peuvent passer à plusieurs dizaines voire une centaine de mètres cubes par heure à Monceaux-le-Comte.

- Pour mémoire, **l'aquifère des calcaires domériens** peut être envisagé lorsqu'il est protégé par une couverture de marnes toarciennes, toutefois les rares recherches ont été jusqu'ici peu encourageantes.

- Dans le Morvan cristallin, la possibilité **d'aquifères profonds ou semi-profonds**, peut être envisagée dans des formations sollicitées jusqu'ici à des niveaux trop superficiels pour être à l'abri des pollutions. Il s'agit des granités et microgranites au Nord d'une ligne Cervon-Montliffé-Mhère et des rhyolites et tufs rhyolitiques de la forêt de Montreuillon.

La productivité de telles formations est fonction de leur fissuration. Dans des contextes comparables, elle peut atteindre plusieurs mètres cubes par heure.

## *SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES*

### **Empierrement et granutats**

Parmi les nombreuses carrières exploitées anciennement, certaines sont encore utilisées de façon intermittente pour un usage très local des matériaux d'empierrement.

Actuellement, deux grandes carrières sont activement exploitées dans la région de Corbigny. Celle de Picampoix, entaillée dans le microgranite, est située à proximité de la voie ferrée Clamecy-Châtillon. Sur les 700 000 t extraites en 1992, 250 000 t de ballast ont été évacuées par chemin de fer pour la construction (TGV) et l'entretien des voies. Le reste, essentiellement des granulats transportés par camion, est destiné au revêtement des routes.

La carrière de Montauté exploite les rhyolites ignimbritiques de Montreuillon. En 1992, la production a compris d'une part 650 000 t de ballast, surtout destinées à la voie SNCF du TGV-Nord et évacuées par chemin de fer, et d'autre part 350 000 t de matériaux routiers transportés par camion.

### **Pierres ornementales**

Si le potentiel de roches ornementales paraît important, il faut savoir que les granites sont intensément faillés et diaclasés et qu'aucune carrière n'a pu fournir des blocs de grande taille.

### **Calcaires pour fours à chaux et ciments**

À la limite du Morvan cristallin où les matériaux calcaires font totalement défaut, la bordure sédimentaire a été jusqu'au début du siècle le siège de nombreuses extractions de calcaires pour les fours à chaux, le principal niveau utilisé étant le Calcaire à gryphées du Sinémurien. Pas moins de sept fours à chaux fonctionnaient sur la commune de Cervon, dont le dernier à l'Ouest du village n'a cessé son activité qu'au cours des dernières décades.

De nombreuses autres exploitations ont existé aux alentours de Corbigny, à Chaumot, Dombres notamment, à la Collancelle en bordure de l'étang de Vaux, à Épiry, Sardy, Thaveneau, Montauté. À Corbigny même, les marno-calcaires et marnes du Sinémurien supérieur et du Carixien ont été exploités jusqu'après la dernière guerre pour la fabrication du ciment.

## **Argiles pour tuiles et briques**

Une tuilerie artisanale est toujours en activité à la Chapelle-de-Sarre près de Corbigny, utilisant la frange altérée et décalcifiée des marnes du Carixien-Domérien inférieur. Une tuilerie a fonctionné au siècle dernier près de la ferme de Montauté, utilisant vraisemblablement les mêmes horizons. La toponymie a gardé le souvenir d'une tuilerie à la Collancelle.

## **Matériaux de construction**

Dans toute la partie occidentale de la feuille, les constructions traditionnelles ont utilisé les moellons calcaires fournis par le Calcaire à gryphées et plus rarement par les calcaires roux du Domérien supérieur. Des points d'extraction dans ce dernier niveau sont encore visibles au-dessus de Guennebeau en bordure du bois de Pucelles et à Sancy-le-Haut. Ceux du Calcaire à gryphées, beaucoup plus fréquents, coïncident souvent avec les anciens fours à chaux.

## *GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

### **Greisen de Bousségré**

L'indice de tungstène (3-4001, cf. annexe) occupe une petite butte boisée entre Bousségré et la Chapelle. Découvert par MM. de Chamasse et Moreau, il fut visité par Aug. Michel-Lévy en 1876. En 1949, J. Geffroy et C. Herbinger (1951) visitent et échantillonnent le greisen. Dans sa partie affleurante, orientée N110°E, le greisen n'est minéralisé qu'à sa bordure nord-ouest et sur une épaisseur de 2 à 5 m. Il se prolonge sur 200 m vers le Sud-Ouest et des blocs de greisen veiné de quartz jalonnent la pente nord-est.

Le greisen, fait d'une fine association de quartz et de muscovite, est parcouru par un stockwerk de veinules pluricentimétriques de quartz blanc, massif et plus ou moins géodique. Le greisen est minéralisé mais la wolframite et la scheelite associée sont surtout présentes dans les veinules quartzzeuses. La cassitérite est en fines inclusions dans la wolframite qui est une variété riche en manganèse. L'analyse d'un échantillon (Geffroy et Herbinger, 1951) de greisen minéralisé a indiqué une teneur de 2,7 % de WO<sub>3</sub>.

Une tranchée exécutée depuis, orientée N30°E dans la partie ouest de la butte, recoupe le greisen dans la section nord-est et le granite porphyroïde dans la section sud-ouest. En lame mince, ce granite est altéré, particulièrement les plagioclases qui sont envahis de lamelles et amas de

muscovite. Le phénomène de greisenification semble s'être développé aux dépens du granite.

Ce gîte présente peu d'intérêt économique d'autant que les indices minéraux relevés en prospection alluvionnaire aux alentours (3-4002) sont limités à quelques grains de wolfram et de cassitérite (Cochet, 1955).

### **Filons de barytine et fluorine**

Les filonnets de quartz calcédonieux, souvent à barytine et fluorine, sont fréquents dans les terrains cristallins du horst de Picampoix-canal du Nivernais ou au contact faillé des dolomies silicifiées de l'Assise de Chitry. Des failles ou des diaclases sont tapissées de quelques centimètres à millimètres de barytine et de calcite (carrière de Picampoix, 500 m Nord-Ouest de Blin).

Dans la rive nord du canal du Nivernais et à 130 m au Sud-Ouest du pont des Brules, une ancienne galerie est ouverte dans les dolomies silicifiées sur un filon de barytine orienté N100°E et incliné 80°N. La barytine rosâtre, massive, a une puissance de 1 m au cœur de la caisse filonienne et elle est bordée sur chaque éponte par 10 cm de fluorine.

### **Anthracite**

Les recherches de charbon entreprises principalement à la fin du siècle dernier n'ont révélé que de minces lentilles d'anthracite de qualité médiocre (Carrat *et al.*, 1966). Ces lentilles sont intercalées dans l'unité volcano-sédimentaire d'âge autunien (Sud Montliffé) ou dans les volcanites et subvolcanites de l'unité de Blismes (Sud Prélouis, Ouest Chassy). Des siltites charbonneuses ont été notées dans l'unité volcano-sédimentaire affleurant en forêt de Montreuillon. Tous ces indices ne présentent pas d'intérêt économique.

### **Plomb et argent de Chitry-les-Mines**

En 1955, le Bureau de recherches géologiques, géophysiques et minières (BRGGM) entreprenait l'étude des anciennes mines de plomb argentifère (1-4002). Diverses techniques furent mises en œuvre au cours d'une campagne de travaux de recherches qui dura deux ans : levé géologique, prospection géophysique et géochimique, sondages carottés et ouvrages miniers (1-4003, 1-4012, 1-4013). Le rapport de fin d'études (Burnol et Lhégu, 1957) apporte une somme de données sur ce gîte et son environnement géologique et structural.

Il est possible que l'exploitation du plomb argentifère remonte aux temps gallo-romains, mais ce n'est qu'à partir de 1469 qu'il est fait mention officiellement de l'existence des mines. L'exploitation artisanale dura près d'un siècle, limitée à des travaux de surface (restes de nombreuses excavations) et des galeries et dépilages à faible profondeur concentrés dans une bande de terrain s'étendant du Sud-Ouest de Chaumot à la boucle de l'Anguison au Nord-Est et passant sous le village de Chitry. Le minerai était fondu sur place.

Les archives conservées depuis cette période et l'estimation des volumes travaillés par les anciens mineurs donnent une idée économique de cette exploitation : 1 million de tonnes de minerai tout-venant à environ 3 % Pb + Zn et 21 à 33 g/t Ag. La production annuelle a pu atteindre 240 kg d'argent et 501 de plomb.

Les affleurements naturels, les parements des galeries ou des excavations montrent une minéralisation de galène dans une gangue de barytine disséminée en veinules ou en amas diffus dans l'Assise de Chitry. Cette assise, d'une épaisseur moyenne de 8 m, résulte du remplacement plus ou moins complet d'un calcaire dolomitique par du quartz calcédonieux gris à noir (Lhégu et Scolari, 1965). Le calcaire ou la dolomie d'âge triasique-liasique reposent directement sur le socle paléozoïque cristallin.

La minéralisation est constituée de galène, cérosite, blende, smithsonite, pyrite, melnikovite, marcassite et chalcopryrite. Elle est disséminée dans une gangue de barytine, fluorine et quartz-calcédoine englobant des débris de quartz et de feldspath d'origine granitique. Deux phases minéralisatrices se sont succédé, séparées ou non par une légère cataclase, d'abord blende et fluorine puis galène et barytine.

Les études du BRGGM ont confirmé la concentration du minerai aux abords des failles situées dans le secteur des anciens travaux mais n'ont pu mettre en évidence un volume et des teneurs suffisantes pour justifier une exploitation moderne.

## ***DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE***

### ***ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE***

Si la couverture forestière et les herbages sont une gêne pour le levé géologique, le domaine cristallin, assez bien entaillé par les rivières, offre de nombreux affleurements naturels complétés par ceux mis à jour le long

des routes. L'itinéraire proposé (fig. 13) se limite à faire visiter quelques exemples représentatifs des principales unités géologiques.

1 - Au départ de Corbigny par la D985, puis la D 126 à Marcilly, poursuivre au-delà de Thavenaux. La D 126 passe sur le pont proche du site du sondage BAZ 24 de COGÉMA (cf. fig. 7). À environ 500 m tourner à droite vers Michelot. Sur la rive droite de l'Yonne, une petite carrière est ouverte dans la rhyolite du moulin Michelot. La lave rose à beige, fine-ment porphyrique, présente une nette fluidalité orientée N10° à 35°E et pendage 40°-50°W. L'écoulement tourbillonnaire de la lave se marque localement par des replis décimétriques. Une petite voûte anticlinale, d'axe NE-SW, se dessine à l'Est de la carrière.

2 - Par Épiry, la D 985 puis les D 575 et D 175 : la mare qui précède la ferme de Montauté est installée dans une ancienne carrière qui permet d'observer la partie sommitale du Calcaire à gryphées (Sinémurien) et le passage aux calcaires argileux du Carixien.

3 - En continuant la D 175, atteindre les abords de la carrière en exploitation de Montauté. Les fronts de taille montrent le débit en grands prismes des rhyolites ignimbritiques de Montreuillon, débit acquis lors du refroidissement de l'épanchement. L'inclinaison des prismes est perpendiculaire à un plan de direction N-S et pendage 20°W.

4 - Revenir à Château-Gaillard pour prendre la petite route du Chandelier où l'on entre dans les gorges de l'Yonne par un pont étroit. Les ignimbrites de Montreuillon, rouge violacé, sont prismées (10-20 cm) ou massives ou même localement intensément diaclasées au passage de faille. À l'aqueduc de Montreuillon, la lave gris-beige et massive se débite en petits prismes.

5 - Quitter la D 126 à Chassy pour monter dans le haut du village où un microgranite porphyrique rouge est en contact tranché avec des bancs réguliers (D = N175°E, P = 50°W) où alternent sur plusieurs décimètres ou mètres des siltites noires et des tufs rhyolitiques à cristaux (quartz, feldspath, biotite) et lapillis (rhyolite et tuf vitroclastique). Ces tufs appartiennent à l'unité de Blismes, d'âge stéphanien et proviennent de l'érosion et du remaniement sédimentaire de cendres volcaniques.

6 - Prendre la D 944, puis la D 232. Dans le début de la descente affleurent des tufs rosâtres fins, cendreaux et grossièrement stratifiés (D = N5°E, P = 35°E). Ces tufs remaniés, d'âge stéphanien, sont en contact vertical, orienté N150°E, avec un granophyre à petits phénocristaux (1-5 mm) de quartz, feldspath et biotite. Avec les microgranites à grands phénocristaux de feldspaths zonés également présents, le granophyre appartient au cortège des intrusions subvolcaniques (stocks, sills et filons) qui accompagnent la mise en place des laves et des roches volcano-sédimentaires stéphanienues.

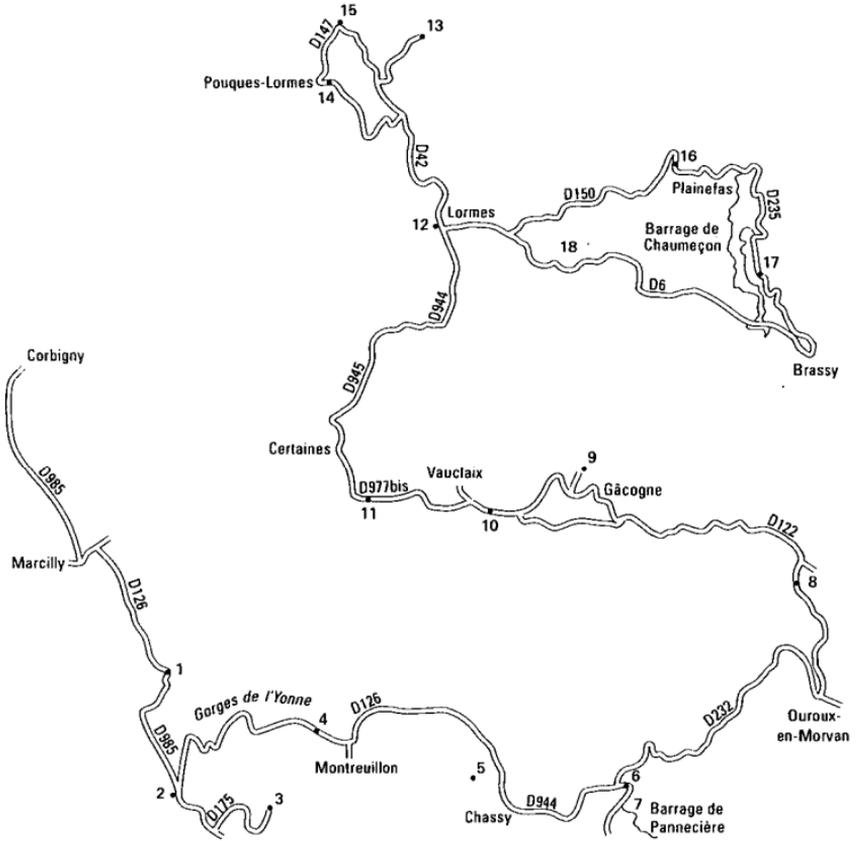


Fig. 13 - Itinéraire géologique

7 - Le barrage de Pannecière s'appuie sur la rive nord à une rhyolite grise un peu fluidale et à petits phénocristaux de quartz, feldspath et biotite.

8 - Revenir à la D 232 et prendre la direction d'Ouroux-en-Morvan. Avant l'entrée de ce village, la D 17 traverse les rhyolites stéphaniennes recoupées par plusieurs filons de granophyre et de microgranite.

9 - Par la D 977 bis puis la D 122, traverser Gâcogne. À 1 km après la sortie du village, une petite ancienne carrière est ouverte sur la droite dans le leucogranite rose à grain moyen (1-3 mm), à deux micas.

10 - Revenir sur la D 977 bis par Lavault où avant Vauclaix, une ancienne carrière sur la droite entaille un leucogranite rose.

11- Continuer vers l'Ouest sur la D 977 bis. Le virage de Montbaron coupe un microgranite rose à grands phénocristaux de feldspath potassique (2-3 cm) et phénocristaux de quartz, feldspath et biotite (1-5 mm) flottant dans un fond aphyrique.

12- Quitter la D 977 bis en direction de Certaines et par les D 945 puis D 944, aller au point de vue de la place de l'église de Lormes. De ce promontoire placé sur un filon de microgranite, la vue s'étend largement vers l'Ouest. Les premiers plans sont encore occupés par le granite, au-delà s'ouvre le domaine sédimentaire du Mésozoïque.

Au Sud de la grande place de Lormes, la petite rue descendant parallèlement aux gorges de Narvau, en direction WSW, permet d'observer le granite porphyroïde rosâtre à gros grain (2-5 mm) et à grands cristaux de feldspath potassique, recoupé par :

- une veine d'aplite, verticale et orientée N160°E ;
- un filon vertical et orienté N25°E, de 1 m de puissance, de microgranite porphyrique, semblable et parallèle à celui du promontoire de l'église, constitué de quelques phénocristaux de feldspath potassique, des phénocristaux de quartz, feldspaths (plagioclase et feldspaths potassiques) et biotite dans un fond aphyrique ;
- un filon, vertical et orienté N40°E, de leucogranite rose à deux micas.

13 - Prendre la D 42 et, à la sortie de la Villaine, le chemin de Bousségré. L'indice de tungstène n'est accessible que par un chemin de terre puis à travers champs.

La petite butte boisée est constituée de roches diverses. La tranchée de recherche recoupe le greisen au Nord mais passe rapidement vers le Sud au granite porphyroïde altéré (muscovite abondante en lame mince). Dans le sommet de la butte, un filon de microgranite (1 m de puissance, vertical et orienté N150°E) est altéré. Des veines verticales de quartz de basse température, géodiques, orientées N25°E traversent l'ensemble des roches et témoignent des phénomènes hydrothermaux postérieurs à la formation pneuma-tolitique du greisen, probablement aux dépens du granite. Dans le

flanc nord de la butte, les déblais de quartz massif contiennent des cristaux, jusqu'à 1 cm, de wolfram noir.

14 - Reprendre la D 42 puis la D 147. À la sortie de Pouques-Lormes en direction de Luxery, les gneiss d'âge anté-dévonien, gris et riches en biotite, contiennent des enclaves métriques de micaschistes et sont recoupés par des veines d'aplite issues du granite porphyroïde.

15 - De là, on pourra par la D 147, visiter une petite carrière abandonnée au Nord de la Guitte qui fournit une coupe de la base du Dogger. Au-dessus de marnes grises, dernier terme du Lias supérieur, la barre des calcaires biodétritiques à entroques, à stratifications obliques, représente le Bajocien inférieur. Terminée par une surface durcie et perforée, elle est surmontée par des marnes et calcaires à faunes d'ammonites du Bajocien supérieur (partie supérieure) et du Bathonien inférieur. L'ensemble passe à des calcaires crème à faune du Bathonien inférieur.

16 - Revenir à Lormes et par les D 6 et D 150, atteindre la petite route qui joint la D 235. Revenir sur Plainefas ; à 400 m du carrefour, une ancienne petite carrière entaille le granite porphyroïde gris et non altéré. Le grain est grossier et les phénocristaux de feldspath potassique ont une taille de 2-3 cm. Ce granite à biotite contient un peu de muscovite et de cordiérite.

17 - À Plainefas, la D 235 permet de suivre la berge du réservoir de Chaumeçon et de traverser le leucogranite de la butte de Montchignon qui affleure dans le virage de la Fourche.

18 - Après Bonnetré revenir à Lormes par la D 519 puis la D 6 qui, au-delà de la Chaume des Vaux, offre de nombreux affleurements rocheux de granite porphyroïde.

### **BIBLIOGRAPHIE**

AUTRAN A. et coll. (1980) - Évolutions géologiques de la France. Mém. BRGM, n° 107.

BAUBRON J.C., JEBRAK M., JOANNES C., LHEGU 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.

BEHR H.J., ENGEL W., FRANKE W., GÆSE P., WEBER K. (1984) - The Variscan Belt in central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. *Tectonophysics*, 109, p. 15-40, 8 fig.

BLÈS J.L., BONJOLY 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.

- Bois M. (1978)-La base de la transgression mésozoïque sur la bordure ouest du Morvan. Corrélations par diagraphies, étude sédimentologique, minéralisations associées. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Dijon.
- Bois M., COURELL., COUSTAU R. (1980)-Des lagunes paraliques à la base de la transgression mésozoïque : cas de la « dolomie de base » de la bordure du Morvan. *Bull. centres rech. expl. prod. Elf-Aquitaine*, 4, p. 81-97.
- BURNOL L., LHEGU J. (1957)-Chitry-les-Mines (Nièvre). Rapport d'ensemble. Rapp. BRGM A 1273.
- CAILLERE S., KRAUT F. (1960) - Les formations métamorphiques de la région d'Avallon aux confins de la Côte-d'Or et de l'Yonne. C.R. congrès soc. sav., sect. sci., p. 345-351.
- CARPENA J., DOUBINGER J., GUERIN R., JUTEAU J., MONNIER M. (1984) - Le volcanisme acide de l'Ouest Morvan dans son cadre géologique : caractérisation géochimique, structurale et chronologique de mise en place. *Bull. Soc. géol. Fr. (7)*, t. XXVI, n° 5, p. 839-859, 3 fig., 1 tabl.
- CARRAT H. G. (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., 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.
- CHABANEL A. (1975) - Le paléovolcanisme acide et les microgranites de Montreuillon (NW Morvan). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris VI, 163 p., 47 fig., 12 tabl.
- CHEVREMONT P., GAGNY C., LA ROCHE H. (DE), PUPIN J.P., Rossi P. (1988) - Représentation cartographique du plutonisme acide et du plutonisme intermédiaire à basique associé. Documents BRGM, n° 152, 61 p.
- COCHET A. (1955) - La série cristallophyllienne et les granites de la partie nord-ouest du Morvan. Trav. lab. géol. minière fac. sci. Clermont-Ferrand, n° 2, p. 23-33, 1 fig.
- COUREL L. (1973)- Modalités de la transgression mésozoïque : Trias et Rhétien de la bordure nord et est du Massif central français. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n.s., 52, n° 118.
- COUTURAUD A., CHABERT C (1986) - La Nièvre des grottes et des rivières souterraines. Document CAMOSINE.
- DEBON F., LE FORT P. (1988) - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bull. minéral*, 111, p. 493-510.

- DEJOU J. (1957) - Étude comparative des phénomènes d'altération sur granité porphyroïde de Lormes (Nièvre) et sur anatexite à cordiérite de Chastellux. *Bull. assoc.fr. étude sols*, n° 83, p. 705-713.
- 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 dpi. en pochette.
- DELFOUR J., GUERROT C. (1997) - Âge viséen inférieur du microgranite de Picampoix (Nièvre). Contribution à l'étude du magmatisme carbonifère du Morvan. *Géologie de la France*, n° 2 (à paraître).
- DELFOUR J., ARENE J., CLOZIER L., CARROUE J.P., CORNET J., DELANCE J.H., FEYS R., LEMIERE B. (1991) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Autun (551). Orléans: BRGM, 88p. Carte géologique par J. Arène, J. Delfour, L. Clozier, R. Feys, J.H. Delance (1991).
- DUFOUR E., LARDEAUX J.M. (1985) - Éclogites et granulites dans les monts du Lyonnais : une évolution métamorphique plurifaciale éohercynienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 300, (II), n° 4, p. 141-144.
- DUTHOU J.L., CANTAGREL J.M., DIDIER J., VIALETTE Y. (1984) - Palaeozoic granitoids from the French Massif Central: âge and origin studied by  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$  System. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, 35, p. 131-144.
- FAURE M., BECQ-GIRAUDON J.F. (1993) - Sur la succession des épisodes extensifs au cours du désépaississement carbonifère du Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 316, sér. II, p. 967-973.
- FLOYD P.A., WINCHESTER J.A. (1978) - Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile éléments. *Chem. Geol.*, 21, 3-4, p. 291-306.
- GEFFROY J., HERBINGER C. (1951) - Un gisement de wolfram peu connu dans le Morvan : Bousegrès-en-Empury (Nièvre). *Echo min. métall.*, n°3430, p. 147-148.
- GODARD G. (1990) - Découverte d'éclogites, de péridotites à spinelle et d'amphibolites à anorthite, spinelle et corindon dans le Morvan. *C.R. Acad. Sci.*, Paris., 310, (II), p. 227-232.
- GUERIN 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. Sel*, Paris, 99, (II), n° 1, p. 37-42.
- HORON O., LEFAVRAIS-RAYMOND A., LHEGU J., LORENZ J. (1971) - Les déformations tectoniques de la série sédimentaire en bordure du Morvan. *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> sér., sect. 1, n° 3, p. 151-161.

- LA ROCHE H. (DE), STUSSI J.M., CHAURIS L. (1980) - Les granites à deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et de corrélations géochimiques appuyés sur une banque de données. Implications pétrologiques et métallogéniques. *Sciences de la Terre*, XXIV, 1, p. 5-121.
- LE CALVEZ Y., LEFAVRAIS A., LHEGU J. (1969) - Le Morvan et le détroit morvano-vosgien au Trias et au Lias. *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> sér., sect. 1, n° 4, p. 1-46.
- 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.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A., LHEGU J., RENAUD L., SCOLARI G. (1965) - Contribution à l'étude géologique et métallogénique du Nivernais (région de Chitry, Nièvre). *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> sér., n° 2.
- LHEGU J., SCOLARI G. (1965) - Hypothèse sur l'origine de la silice et de la fluorine de l'assise de base de la transgression secondaire de la bordure occidentale du Morvan. *C. R. somm. soc. géol. Fr.*, fasc. 9, p. 305-307.
- LEISTEL J.M., GAGNY C. (1984) - Mise en évidence d'une fosse volcanotectonique au Viséen supérieur dans le Nord-Est du Massif central français. *Rev. géogr. phys. géol. dynam.*, 25, 1, p. 19-31.
- MENAGER 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<sup>e</sup> cycle, Paris VI, 262 p., 67 fig., 20 tabl.
- MICHEL-LEVY Alb. (1908) - Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 12, t. XVII (1907-1908), 297 p., 51 fig., 7 pl.
- MONNIER M., STUSSI J.M. (1984) - Le bassin de Montreuillon (Nord Morvan) : éléments d'une association volcano-plutonique subalcaline hercynienne. Données géochimiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 298, II, n° 14, p. 601-604, 3 fig., 1 tabl.
- MOUTERDE R. (1953) - Études sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et nord-est du Massif central français (thèse, 1951). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, IV, t. 236, 460 p.
- PIN C. (1989) - Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne en Europe. Thèse doct. univ. Blaise-Pascal (Clermont-Ferrand).
- RAT P. (1986) - Bourgogne-Morvan. Coll. Guides géologiques régionaux, Paris : Masson, 174 p.

- ROLIN P. (1987) - Tectonogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : le Massif central français septentrional et la Meseta marocaine septentrionale. Thèse État, 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.
- SUPPLY J.P. (1985) - Géochronologie U/Pb des granites du Morvan et de leurs minéralisations uranifères associées. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier, 146 p.
- THIEBLEMONT D., TEGYEV M. (1994) - Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 319, sér. II, p. 87-94.
- VACHARD D. (1976) - Microfaciès et micro-organismes des calcaires viséens de Cussy-en-Morvan. *Bull. Soc. hist. nat. Autun*, n° 77, p. 15-22, 3 fig.
- VELAIN C. (1879) - Compte rendu de la course du 23 août, descente de Lormes à Corbigny. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 7.
- VIALETTE Y. (1965) - Granitisation hercynienne dans le Massif central français. *Sciences de la Terre*, t. X, n° 3-4, p. 369-382.
- WEBER C. (1973) - Le socle antétriasique sous la partie sud du bassin de Paris. *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> sér., sect. II, n° 3-4, p. 219-343, 61 fig., 13 tabl., 2 pi.
- 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.

### **Carte géologique de la France à 1 /80 000**

Feuille *Nevers* : 2<sup>e</sup> édition (1894), par A. de Grossouvre, Busquet, de Launay.

Feuille *Château-Chinon* : 1<sup>re</sup> édition (1888), par Aug. Michel-Lévy, Ch. Vélain, F. Delafond ; 2<sup>e</sup> édition (1937), par Alb. Michel-Lévy, J. Goguel ; 3<sup>e</sup> édition (1965), par H. Carrât, R. David, J. Despois, H. Sanselme, F. Weber, R. Feys, L. Burnol, O. Horon, A. Lefavrais-Raymond, J. Lespine, J. Lhégu.

### **Carte géologique de la France à 1/50 000**

Feuille *Avallon*, par O. Horon, C. Mégnien, A. Lefavrais-Raymond, F. Weber, J. Despois (1966).

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

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

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

Feuille *Lucenay-TÉvêque*, par J. Delfour, R. Feys, L. Clozier, G. Lablanche(1996).

**Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000**, feuille *Strasbourg*, coordination J. Méloux (1982).

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

#### *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, 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, institut des sciences de la Terre, 6, boulevard Gabriel, Dijon.
- Orléans, département des sciences de la Terre, 45046 Orléans Cedex.
- Clermont-Ferrand, institut de géologie et de minéralogie, 5, rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand Cedex.
- Lyon, département de géologie, 43, bd du 11-novembre, 69622 Villeurbanne Cedex.
- Paris, université P.-et-M.-Curie, 4, place Jussieu, 75005 Paris.
- Nancy, C.R.P.G., banque de données géochimiques nationale ARTE-MISE (magmatisme) et collection échantillons et lames minces.

#### **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, 21000 Dijon.
- BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

- BRGM, Orléans, collection échantillons et lames minces utilisés pour le levé, collection sections polies de la minéralisation de Chitry-les-Mines.

### *AUTEURS*

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

- introduction, conditions de formation des entités géologiques, synthèse géodynamique régionale, substances utiles, gîtes minéraux, documentation complémentaire : J. DELFOUR, B. ALABOUVETTE ;
- Paléozoïque, roches filoniennes, évolution tectono-métamorphique : J. DELFOUR ;
- Mésozoïque, Cénozoïque et formations superficielles : B. ALABOUVETTE ;
- ressources en eau : J. CORNET.

**Présentation à CCGF : 25 novembre 1993**

**Acceptation de la carte et de la notice : 11 décembre 1995**

**Impression de la carte : 1997**

**Impression de la notice : décembre 1997**

*ANNEXES*

## *ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES PALÉOZOÏQUES*

### **Types pétrographiques et localisations (coordonnées en x et y)**

#### **Roches cristallophylliennes (anté-Dévonien)**

- CO 2483A (710,200-2258,550). Gneiss amphibolique (enclave de métatonalite), 250 m W la Villaine.  
CO 2483B (710,200 - 2258,550). Gneiss (enclave de métatonalite), 250 m W la Villaine.  
CO 2483C (710,200-2258,550). Gneiss (encaissant métatonalite), 250 m W la Villaine.  
CO 2483D (710,200-2258,550). Amphibolite (enclave de méta-diorite), 250 m W la Villaine.

#### **Granites, microgranites et leucogranites (Viséen inférieur à Namurien)**

- CO 163 (701,400-2246,750). Microgranite, faciès rouge, carrière de Picampoix.  
CO 166 (701,625-2246,500). Microgranite, faciès gris, carrière de Picampoix.  
CO 2262 (710,350 - 2253,125). Leucogranite, 400 m SSE Marnay.  
CO 2436 (709,400-2260,250). Leucogranite, 1,5 km NNE Pouques-Lormes.  
CO 2682 (719,725 - 2253,275). Granite porphyroïde, 1,5 km NW Brassy.  
CO 2895 (713,350 - 2248,525). Leucogranite, 1 km SE Vauclaix.  
CO 33 (717,675 - 2257,050). Granite porphyroïde, 50 m W Plainefas.

#### **Roches volcaniques (Stéphanien à Autunien)**

- CO 26 (716,700 - 2241,750). Rhyolite, barrage de Pannecièrre.  
CO 3272 (720,900 - 2246,950). Rhyolite, 1,5 km W Chassaygne.  
CO 3449 (717,450 - 2243,075). Rhyolite, 200 m N Vauchisson.  
CO 342 (705,550 - 2244,550). Rhyolite, carrière du moulin Michelot.  
CO 3432 (711,500 - 2243,575). Rhyolite, 600 m NE Montcheru.  
CO 3443 (713,675 - 2242,500). Rhyolite, 250 m S la Chaumièrre.  
CO 59 (700,250 - 2242,565). Rhyolite, 300 m SW Port-Brûlé.  
AC 11 (705,5 - 2245,1). Ignimbrite, route de Mouron à Thaveneau.  
AC 16 (705,4 - 2245,0). Ignimbrite, bord de l'Yonne, Mouron.  
AC 40 (711,6 - 2243,3). Rhyolite, carrière de Montcheru.  
AC 40A (711,6 - 2243,3). Rhyolite, carrière de Montcheru.  
AC 65 (716,9 - 2241,8). Rhyolite, barrage de Pannecièrre.  
AC CN3 (701,2 - 2243,0). Ignimbrite, canal du Nivernais.

#### **Roches subvolcaniques (Stéphanien à Autunien)**

- CO 57 (700,245 - 2242,560). Microgranite, 300 m SW Port-Brûlé.  
CO 3150 (714,350 - 2246,200). Microgranite, 500 m N la Croix Milan.

- CO 3172 (714,850 - 2243,550). Granophyre, 1 km NW Enfert.  
CO 3386 (719,200 - 2241,525). Microgranite, branche NE du réservoir de Pannecière.  
AC 101 (712,4 - 2243,3). Microgranite, rive gauche de l'Yonne.  
AC 13 (713,2 - 2243). Granophyre, entre D 26 et l'Yonne.  
AC 141 (718,8 - 2241,4). Microgranite, pont branche NE du réservoir de Pannecière.  
AC 24B (718,8-2241,4). Microgranite, branche NE du réservoir de Pannecière.  
AC 47B (709 - 2248,6). Granophyre, route de Vauclaix à Maré-les-Bois.  
AC 52 (716,6 - 2242). Microgranite, route du barrage de Pannecière à Ouroux.

### **Roches volcaniques (Saxonien)**

- CO 1040 (708,025 - 2244,275). Ignimbrite, bois de Coulon.  
CO 902 (709,175 - 2243,175). Ignimbrite, Aqueduc de Montreuillon.  
AC 1 (709,2 - 2243,1). Ignimbrite, aqueduc de Montreuillon.  
AC 7 (707,5 - 2243,6). Ignimbrite, vallée de l'Yonne.  
AC 89A (707,7 - 2241,3). Ignimbrite, carrière de Montauté.  
AC 89B (707,7 - 2241,3). Ignimbrite, carrière de Montauté.  
AC 89C (707,7 - 2241,3). Rhyolite, carrière de Montauté.

### **Roches filoniennes**

- AC 90 (707,7 - 2241,3). Lamprophyre, carrière de Montauté.

Les échantillons et analyses AC réfèrent à A. Chabanel (1975) ; analystes : A. Berard-Netillard et N. Vassard, voie humide.

Les analyses de roches CO ont été effectuées par le département Analyses du BRGM. Eléments majeurs par fluorescence X, éléments traces par spectrométrie d'émission par plasma inductif et terres rares par spectrométrie de masse avec excitation par plasma inductif.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PFeu	Total
CO 2483A	57,50	0,95	16,45	7,18	0,12	4,38	5,05	3,10	2,68	0,18	1,58	99,17
CO 2483B	58,10	1,01	17,65	6,85	0,11	3,29	4,62	3,29	2,85	0,21	1,67	99,65
CO 2483C	58,70	1,10	17,45	6,49	0,08	3,27	3,97	3,92	2,97	0,37	0,85	99,17
CO 2483D	53,50	0,65	14,04	9,36	0,14	10,07	5,54	2,29	2,45	0,12	1,80	99,96

**Tableau 1 - Roches cristallophylliennes (anté-Dévonien) (majeurs en %)**

	V	Ni	Co	Rb	Sr	Ba	Zr	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd
CO 2483A	119	47	20	137	418	667	137	19,5	9,6	29,6	63	7,3	27,5
CO 2483B	101	21	13	166	508	543	162	20,5	11,4	33,8	75,9	8,6	33,2
CO 2483C	98	39	18	146	476	822	239	17,9	18,7	52,8	113,2	12,3	44,5
CO 2483D	175	60	40	111	363	549	84	13,9	6,1	18,5	40,8	4,7	17,4

	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Th	Ta	U
CO 2483A	5,7	1,1	4,3	0,6	4,2	0,8	2,1	1,9	0,3	4	12	0,7	2,5
CO 2483B	6,4	1,1	4,6	0,7	4,4	0,8	2	1,9	0,2	4,4	10,8	0,7	3,2
CO 2483C	8,1	1,1	5,3	0,7	4,1	0,8	2	1,4	0,2	6,4	23,6	1,2	3,7
CO 2483D	3,6	0,8	2,7	0,4	2,7	0,8	1,6	1,4	0,2	2,3	6,5	0,4	2,1

**Tableau 1 (suite) - Roches cristallophylliennes (anté-Dévonien) (traces en ppm)**

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PFeu	Total
CO 163	67,40	0,50	15,10	3,40	0,07	1,50	1,75	3,00	4,80	0,20	2,45	100,17
CO 166	67,00	0,55	15,20	3,80	0,09	1,85	1,95	3,25	4,70	0,19	1,60	100,18
CO 2262	75,80	0,06	13,30	0,80	0,04	0,01	0,30	3,95	4,35	0,11	0,95	99,67
CO 2436	73,00	0,17	14,60	1,25	0,04	0,38	0,85	3,60	4,65	0,18	1,20	99,92
CO 2682	67,90	0,55	15,17	3,22	0,07	1,58	1,41	3,41	4,33	0,18	1,50	99,32
CO 2895	72,60	0,21	14,09	1,68	0,07	0,48	0,50	4,00	4,38	0,14	1,11	99,26
CO 33	69,60	0,41	14,71	2,59	0,07	0,99	1,59	3,64	4,73	0,18	0,62	99,13

**Tableau 2 - Granites, microgranites, leucogranites (Viséen inférieur à Namurien) (majeurs en %)**

	V	Ni	Co	Rb	Sr	Ba	Zr	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd
CO 163	39	31	6		260	790	133	10	34				
CO 166	43	41	8		318	732	148	10	34				
CO 2262	5	22	2	489	22	24	35	12,4	13,1	3,2	6,8	0,8	3,1
CO 2436	5	25	2	267	111	448	54	12,8	8,3	13,1	27,6	3,2	11,3
CO 2682	43	25	7	184	265	679	131	19	12,9	33,1	70	8,2	29,6
CO 2895	16	19	2	241	143	431	74	8,6	8,4	14,6	33,2	3,5	12,4
CO 33	28	19	2	266	151	511	154	18,6	17	38,3	85,4	9,4	33

**Tableau 2 (suite) - Granites, microgranites, leucogranites (Viséen inférieur à Namurien) (traces en ppm)**

	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Th	Ta	U
CO 2262	1	0,05	1,1	0,2	1,8	0,4	1,1	1,5	0,2	1,9	4	3	4,9
CO 2436	2,7	0,6	2,2	0,4	2,1	0,4	1,1	0,9	0,1	1,7	4,7	1,2	3,3
CO 2682	6	0,8	4,2	0,6	4,1	0,8	2,2	1,9	0,3	4,3	20,6	1,5	4,3
CO 2895	2,6	0,4	1,8	0,3	1,7	0,3	0,9	0,8	0,1	2,3	10	1	4,2
CO 33	6,4	0,6	4,2	0,6	4	0,8	2	1,8	0,2	5	30,4	2,1	5,8

Tableau 2 (suite) - Granites, microgranites, leucogranites (Viséen inférieur à Namurien) (traces en ppm)

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O +	H <sub>2</sub> O-	PFeu	Total
CO 26	68,80	0,44	14,00	3,05		0,08	0,91	1,80	2,00	5,70	0,15			2,65	99,58
CO 3272	70,30	0,38	14,92	2,80		0,07	0,49	0,35	3,42	5,24	0,12			1,62	99,71
CO 3349	71,20	0,39	13,96	2,48		0,06	0,99	0,85	1,07	5,63	0,18			2,34	99,15
CO 342	73,60	0,23	13,70	1,25		0,04	0,41	0,62	2,35	5,25					97,45
CO 3432	73,50	0,25	14,00	1,23		0,03	0,41	0,34	2,46	4,73	0,14			2,10	99,19
CO 3443	69,00	0,48	13,85	2,84		0,06	1,21	1,48	2,86	4,86	0,16			2,45	99,25
CO 59	75,50	0,08	12,60	1,60		0,06	0,20	0,28	2,50	5,05	0,08			0,69	98,64
AC 11	69,86	0,37	13,52	3,40	0,40	0,01	1,33	0,01	1,19	8,55	0,12	1,38	0,35		100,49
AC 16	69,75	0,61	14,98	1,61	0,93	0,01	1,90	0,01	2,85	5,59	0,20	1,68	0,32		100,44
AC 40	71,99	0,21	15,61	0,72	0,64	0,01	0,66	0,20	3,34	5,15	0,20	1,17	0,40		100,30
AC 40A	71,68	0,23	14,71	0,40	0,93	0,07	0,89	0,74	3,26	4,62	0,05	1,47	0,55		99,60
AC 65	67,29	0,34	14,85	1,14	1,53	0,01	1,89	0,68	2,83	5,45	0,06	2,90	0,18		99,15
AC CN3	71,49	0,29	13,72	0,79	1,43	0,01	1,03	0,53	2,27	5,57	0,01	1,76	0,21		99,11

Tableau 3 - Roches volcaniques (Stéphanien à Namurien) (majeurs en %)

	V	Ni	Co	Rb	Sr	Ba	Zr	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd
CO 26	26	26	2		228	612	143	24	33				
CO 3272	18	12	6	218	162	542	297	23,2	15,9	49,2	95,3	10	41,2
CO 3349	34	5	7	342	108	519	201	12,9	8,5	19,9	43	4,8	18,3
CO 3432	22	5	2	279	124	403	207	15,2	13,7	27,4	59	6,3	24,4
CO 3443	31	14	9	223	205	735	169	17,7	12,5	32,7	71	7,3	28,4
CO 59	14	25	2		63	543	37	10	31				

	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Th	Ta	U
CO 3272	7,2	0,9	4,4	0,7	4,4	0,9	2,4	2,4	0,3	7,3	22,3	1	8,8
CO 3349	3,6	0,6	2,7	0,4	2,2	0,4	1,2	1,1	0,2	4,9	11	1,1	5,9
CO 3432	4,7	0,6	3,1	0,5	2,8	0,5	1,4	1,5	0,2	5,3	18	2,3	13,6
CO 3443	5,4	0,8	3,6	0,5	3,3	0,6	1,8	1,8	0,3	4,5	21,5	1,8	7,6

Tableau 3 (suite) - Roches volcaniques (Stéphanien à Namurien) (traces en ppm)

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	PFeu	Total
CO 57	75,80	0,11	13,40	1,30		0,04	0,20	0,26	2,70	5,55	0,08			0,71	100,15
CO 3150	73,00	0,17	13,94	1,70		0,07	0,10	0,40	3,43	5,39	0,08			1,12	99,40
CO 3172	72,50	0,24	14,69	1,43		0,04	0,55	0,46	3,41	4,63	0,14			1,40	99,49
CO 3386	68,90	0,49	14,59	2,93		0,07	1,36	0,87	3,57	4,81	0,18			1,44	99,21
AC 101	66,04	0,50	14,92	0,83	2,10	0,13	1,71	1,52	2,48	4,60	0,10	3,15	0,44		98,52
AC 13	68,46	0,59	15,27	0,70	2,40	0,04	1,74	1,13	3,35	4,97	0,01	1,48	0,26		100,40
AC 141	65,80	0,52	16,23	0,69	2,07	0,08	1,57	1,04	3,22	4,32	0,11	2,24	0,22		98,11
AC 24B	70,02	0,27	16,13	0,72	1,07	0,04	1,00	0,01	3,75	4,69	0,10	1,34	0,43		99,57
AC 47B	70,16	0,31	14,90	0,77	2,02	0,07	0,83	0,96	4,00	4,49	0,01	1,17	0,14		99,83
AC 52	67,19	0,50	14,69	1,78	1,75	0,01	2,24	1,29	2,88	4,39	0,04	3,08	0,25		100,09

Tableau 4 - Roches subvolcaniques (Stéphanien à Autunien) (majeurs en %)

	V	Ni	Co	Rb	Sr	Ba	Zr	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd
CO 57	10	24	2		59	243	60	10	34				
CO 3150	10	5	2	358	77	180	151	30	19,7	37,9	69,5	8	31,8
CO 3172	18	16	2	254	115	462	83	8,9	6,7	16,6	35	4	14,6
CO 3386	37	18	10	249	211	647	158	17,7	12,8	31,7	68,2	7	27,9

	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Th	Ta	U
CO 3150	6,1	0,5	4,5	0,8	5	1	2,8	2,8	0,4	4,7	20	2,8	12,9
CO 3172	3,1	0,4	1,9	0,3	1,6	0,3	0,9	0,9	0,1	2,4	9,2	0,8	7,3
CO 3386	5,3	0,7	3,5	0,5	3,3	0,6	1,8	1,8	0,3	4,2	17,7	1,4	7,2

Tableau 4 (suite) - Roches subvolcaniques (Stéphanien à Autunien) (traces en ppm)

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O +	H <sub>2</sub> O-	PFeu	Total
CO 1040	76,10	0,15	12,27	1,47		0,04	0,20	0,39	2,81	4,86	0,06			1,01	99,36
CO 902	76,00	0,14	12,02	1,52		0,05	0,10	0,56	2,86	4,92	0,06			1,05	99,28
AC 1	76,04	0,14	12,89	1,31	0,30	0,01	0,52	0,01	2,63	5,51	0,07	0,78	0,24		100,45
AC 7	75,42	0,15	12,72	0,33	0,99	0,07	0,80	0,01	2,13	5,05	0,04	1,10	0,22		99,03
AC 89A	74,19	0,01	13,41	0,46	1,02	0,01	0,38	0,55	2,57	5,80	0,01	1,38	0,21		100,00
AC 89B	74,71	0,01	13,87	0,19	1,26	0,01	0,46	0,48	2,45	5,65	0,01	1,19	0,16		100,45
AC 89C	73,34	0,01	13,87	1,18	0,36	0,06	0,22	0,43	1,65	6,09	0,01	1,62	0,38		99,22

Tableau 5 - Roches volcaniques (Saxonien) (majeurs en %)

	V	Ni	Co	Rb	Sr	Ba	Zr	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd
CO 1040	10	5	2	223	52	106	119	18,9	14,9	46,1	98	11	40,9
CO 902	11	5	2	251	53	82	107	19,8	14	45,3	98	11	41,2

	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Th	Ta	U
CO 1040	7,4	0,3	4,4	0,7	3,8	0,7	1,8	1,8	0,2	4,1	38,7	1,2	9,9
CO 902	7,6	0,3	4,5	0,7	3,9	0,7	1,9	1,8	0,3	3,8	37,9	1,2	9,5

Tableau 5 (suite) - Roches volcaniques (Saxonien) (traces en ppm)

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O +	H <sub>2</sub> O-	Total
AC 90	44,15	1,24	12,67	5,77	1,83	0,10	1,79	13,64	1,30	7,07	0,61	2,39	0,34	100,42

Tableau 6 - Roches filoniennes (majeurs en %)

*LISTE DES INDICES MINERAUX*

- 1-4001 : fluorine, barytine, plomb, zinc.
- 1-4002 : fluorine.
- 1-4003 : plomb, zinc, fluorine, barytine.
- 1-4004 : fluorine, barytine, plomb.
- 1-4005 : barytine, plomb.
- 1-4006 : barytine, plomb.
- 1-4009 : fluorine, barytine, plomb, zinc.
- 1-4010 : fluorine, barytine, plomb, zinc.
- 1-4012 : fluorine, barytine, plomb, zinc, argent.
- 1-4013 : fluorine, barytine, plomb, zinc, argent.
- 1-4014 : fluorine, barytine, plomb, zinc, argent.
- 2-4001 : plomb, fluorine, barytine.
- 3-4001 : tungstène, étain.
- 3-4002 : tungstène, étain.
- 3-4003 : plomb.
- 3-4004 : étain.
- 3-4005 : tungstène, arsenic.
- 5-4001 : barytine, fluorine, plomb, uranium.
- 5-4002 : fluorine, barytine, plomb.
- 5-4003 : barytine, fluorine.
- 5-4004 : plomb, zinc, fluorine, argent, barytine.
- 5-4005 : plomb.
- 5-4006 : plomb.
- 6-4001 : charbon.
- 6-4002 : barytine.
- 7-4001 : charbon.
- 7-4002 : charbon.
- 7-4003 : charbon.