

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

FOURS

par

J. DELFOUR, L. CLOZIER, B. ALABOUVETTE,
J. CORNET, F. MERCIER-BATARD

FOURS

La carte géologique à 1/50 000
FOURS est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : CHÂTEAU-CHINON (N° 124)
au sud : AUTUN (N° 136)

S'-Saulge	Château- Chinon	Lucenay- l'Évêque
Decize	FOURS	Autun
Dornes	Bourbon- Lancy	Toulon- sur-Arroux



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
FOURS À 1/50 000**

par

**J. DELFOUR, L. CLOZIER, B. ALABOUVETTE,
J. CORNET, F. MERCIER-BATARD**

1992

Éditions du BRGM - BP 6009 - ORLÉANS Cedex 2 - FRANCE

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

-pour la carte: DELFOUR J., ALABOUVETTE B., CLOZIER L. (1992) - Carte géol. France (1/50000), feuille *Fours* (550) - Orléans : BRGM. Notice explicative par J. DELFOUR, L. CLOZIER, B. ALABOUVETTE, J. CORNET, F. MERCIER-BATARD (1992), 83 p.

-pour la notice: DELFOUR J., CLOZIER L., ALABOUVETTE B., CORNET J., MERCIER-BATARD F. (1992) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille *Fours* (550) - Orléans : BRGM, 83 p. Carte géologique par J. DELFOUR, B. ALABOUVETTE, L. CLOZIER (1992).

© BRGM, 1992. 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 : 2-7159-1550-0

SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
INTRODUCTION	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	7
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	7
DESCRIPTION DES TERRAINS	10
<i>FORMATIONS PRIMAIRES</i>	10
<i>ROCHES PLUTONIQUES</i>	23
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	23
<i>FORMATIONS SECONDAIRES</i>	25
<i>FORMATIONS TERTIAIRES</i>	31
<i>LIMONS ET COLLUVIONS</i>	45
<i>FORMATIONS ALLUVIALES</i>	51
<i>FORMATION ANTHROPIQUE</i>	52
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	53
<i>PLISSEMENTS</i>	53
<i>FRACTURATION</i>	53
<i>STRUCTURE DU DOMAINE MÉSO-CÉNOZOÏQUE</i>	55
<i>MAGMATISME</i>	58
<i>MÉTAMORPHISME THERMIQUE</i>	59
<i>ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE, ALTÉRATION, PÉDOGENÈSE</i>	60
OCCUPATION DU SOL	62
<i>SOLS ET VÉGÉTATION</i>	62
<i>OCCUPATION HUMAINE</i>	63
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	63
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	63
<i>RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES</i>	68

<i>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</i>	70
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	70
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	74
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	82
<i>DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES ET ANALYSES</i>	83
<i>AUTEURS</i>	83
<i>ANNEXE 1 : ANALYSES CHIMIQUES</i>	
<i>ANNEXE 2 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	

INTRODUCTION

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Dans le Nord du Massif central, le territoire de la feuille Fours se situe aux confins de la Bourgogne, partagé entre les collines basses du Bazois et les premiers contreforts du Morvan. Il est entièrement compris dans le département de la Nièvre à l'Est du horst houiller de La Machine et au Sud-Est du horst granitique de Saint-Saulge.

Trois grandes unités géologiques constituent le sous-sol (fig. 1) :

- le domaine paléozoïque, essentiellement de nature volcano-sédimentaire et localement granitique, occupe le tiers oriental du territoire ;
- le domaine mésozoïque, effondré par un système de fractures subméridiennes, s'étend dans la partie nord-ouest où marnes et calcaires signalent la grande transgression marine qui envahit progressivement la pénéplaine hercynienne ;
- le domaine cénozoïque, représenté par des dépôts lacustres argileux ou carbonatés, et fluvio-lacustres détritiques, occupe les deux tiers occidentaux du territoire de la feuille, masquant de plus en plus, vers le Sud-Ouest, les assises mésozoïques.

Chacun de ces domaines possède des traits géomorphologiques propres à la nature et à la structure des terrains affleurants.

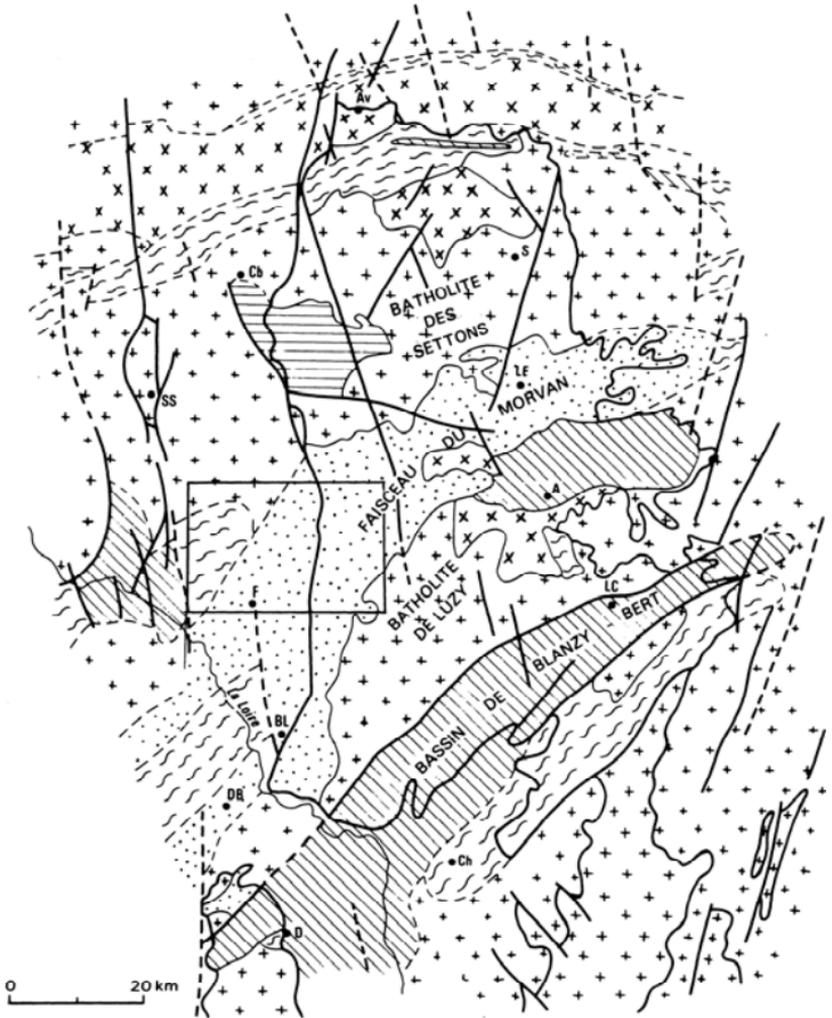
Le domaine paléozoïque se distingue par des chaînes de collines et des monts au relief marqué dont les altitudes décroissent progressivement du Nord vers le Sud, depuis le point culminant au mont Genièvre (637 m) jusque vers 224 m à Rémilly.

Les hauteurs et les pentes sont largement couvertes de forêts de feuillus et de résineux, tandis que les zones d'altitude moyenne et les vallées sont occupées par les cultures céréalières et surtout par les prairies d'élevage des bovins de race charolaise, des moutons, et dans une moindre mesure des chevaux de course.

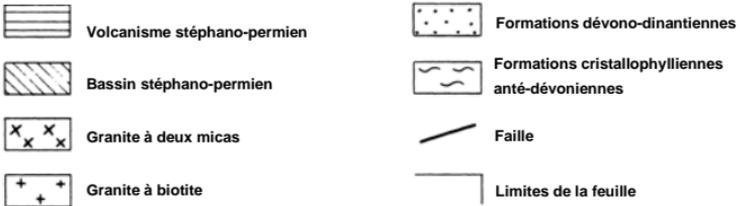
Les hameaux sont dépeuplés et les exploitations agricoles, peu nombreuses, restent dispersées.

Les terrains volcano-sédimentaires et granitiques sont drainés par trois rivières : la Dragne au Nord, et l'Alène et son affluent la rivière de la Roche au Sud, dont les cours suivent les directions des fractures régionales.

Ces rivières rejoignent l'Aron après avoir traversé le domaine cénozoïque où les fonds des vallons, généralement endigués à plusieurs niveaux, présentent une succession d'étangs, notamment dans le quart sud-ouest du territoire de la feuille.



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 : Dompiere-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, 1968)

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

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les levés de terrains et le tracé des contours géologiques ont été effectués de 1977 à 1988 :

- pour les formations dévono-dinantiennes et granitiques, par J. Delfour (BRGM), avec utilisation *pro parte* du levé antérieur du secteur de Champ-Robert (Delfour, 1977) ;
- pour les formations mésozoïques, par B. Alabouvette (BRGM) ;
- pour les formations cénozoïques, par L. Clozier (BRGM).

Le levé régulier des formations superficielles a été complété par quelques sondages de quelques dizaines de mètres réalisés à la tarière.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Paléozoïque

Les terrains dévoniens et carbonifères du Morvan ont leurs natures étroitement liées à l'évolution tectonique du segment nord de la zone interne, ou arverno-vosgienne, de la chaîne varisque (Autran *et al.*, 1980). Dans cette zone, l'activité tectono-métamorphique intense du Silurien au Dévonien inférieur, aboutit au Dévonien moyen à la formation d'un socle cristallophyllien dont plusieurs témoins apparaissent sur les feuilles voisines.

Au Dévonien supérieur et au Carbonifère inférieur, ce segment reste à l'écart des grands chevauchements synmétamorphes qui caractérisent l'évolution de la partie axiale du Massif central. Les formations volcano-sédimentaires dévono-dinantiennes qui transgressent sur le socle cristallophyllien, bien que largement recoupées par les granites namuro-westphaliens, restent modérément déformées et peu métamorphisées.

À l'échelle de la feuille Fours, seuls les terrains dévono-dinantiens affleurent, recoupés par les intrusions granitiques. Les sédiments les plus anciens sont des siltites d'âge famennien supérieur.

Cette sédimentation se poursuit sans discontinuité au Carbonifère inférieur, mais est marquée par des apports détritiques plus grossiers à caractère deltaïque et d'origine terrigène. Elle est assez rapidement perturbée au Viséen inférieur par un volcanisme subaérien. Les épanchements de laves acides, ignimbrites et tufs soudés rhyolitiques et dacitiques, dominent largement sur les laves basiques. Des brèches ignimbritiques grossières se localisent au voisinage de masses de laves plus homogènes représentant des extrusions ou des dômes de dacites et d'andésites.

Le démantèlement et l'érosion torrentielle de ces appareils volcaniques alimentent les dépôts de tufs remaniés et de conglomérats à galets de roches volcaniques auxquels se mêlent les galets d'origine terrigène et la sédimentation silteuse.

La phase épirogénique intraviséenne (335 Ma) est probablement responsable de l'érosion et de la lacune des terrains du Viséen moyen. Cette phase intraviséenne marque le début de l'importante activité volcanique qui va

régner durant le Viséen supérieur et accumuler les « Tufs anthracifères ». Ces tufs comprennent une succession d'épanchements aériens de tufs soudés et d'ignimbrites de composition rhyodacitique où les termes sédimentaires, représentés par quelques niveaux de siltites et de minces couches d'anthracite, sont très subordonnés.

Ce volcanisme aérien s'est mis en place selon une ceinture structurée en direction N 70° E et est accompagné d'un cortège d'intrusions subvolcaniques de filons et de stocks de microgranites et de granophyres. Les roches volcaniques et subvolcaniques ont des compositions minéralogiques et géochimiques caractéristiques des magmas issus de la fusion de roches métamorphiques profondes (fusion crustale).

Lors de la phase orogénique sudète (325 Ma), les terrains du Carbonifère inférieur sont plissés suivant une direction subméridienne. Les charnières des plis droits et vigoureux plongent modérément vers le Nord.

L'intrusion polyphasée du batholite granitique de Luzy au Namuro-Westphalien, recoupe et métamorphose au contact les formations dinantiennes plissées.

C'est probablement à l'activité volcanique du Stéphanien et de l'Autunien, localement importante dans le Morvan (Carpena *et al.*, 1984), que l'on doit rattacher les filons et les stocks de microgranite granophyrique qui recoupent à la fois les formations dinantiennes et le batholite de Luzy. Les filons de lamprophyre marquent les derniers stades de ce magmatisme.

Une grande part des fractures qui parcourent le domaine paléozoïque est due aux mouvements tardihercyniens dont le jeu en compression évolue de la direction N-S au Stéphanien supérieur à E-W à l'Autunien. Ces mouvements épirogéniques sont responsables des grands cisaillements N 30° E et N160° E puis N60°E et N120° E (Bonijoly et Castaing, 1984).

Les diverses phases de compression et de distension qui se succèdent de l'Autunien au Miocène et en contrecoups des orogénèses pyrénéenne et alpine, entraînent dans le socle paléozoïque une réactivation des fractures tardihercyniennes dans lesquelles se mettent en place, au Jurassique inférieur, des filons de quartz localement minéralisés en fluorine, barytine, sulfures de Fe, Pb, Zn, Cu, ainsi que des oxydes de Fe et Mn.

Mésozoïque

La période mésozoïque est caractérisée par la grande transgression marine qui envahit progressivement la pénéplaine posthercynienne. Au Trias, le Morvan constituait encore un domaine émergé. Dans le territoire de la feuille, situé probablement aux limites de cette zone émergée, la sédimentation réduite débute vraisemblablement au cours du Keuper avec des dépôts marginaux progressivement réduits à l'approche du domaine émergé. Vers le Nord-Est de la feuille en particulier, la série triasique peut se réduire à l'assise silicifiée de Chitry qui marque là la fin de la transgression.

La transgression s'accuse avec les couches hettangiennes qui viennent recouvrir directement le socle morvandiau. Des conditions de dépôt plus

uniformes s'établissent alors, et la permanence d'un axe haut à l'emplacement du Morvan se traduit, jusqu'au Carixien, par la puissance réduite des dépôts de marge carbonatée.

Au Domérien et pendant la majeure partie du Toarcien, la transgression s'accuse et la sédimentation argileuse, jusque là cantonnée au bassin de Paris (Brie, Champagne), gagne le Morvan et ses bordures. Une tendance régressive très générale au Domérien supérieur provoque le retour passager à des conditions plus néritiques (calcaires roux bioclastiques).

Une régression beaucoup plus importante se manifeste dans tout le bassin à la fin du Lias et se traduit ici par une lacune de l'Aalénien et peut être d'une partie au moins du Toarcien supérieur.

Au Bajocien inférieur, la région est à nouveau envahie par la mer avec une faible tranche d'eau agitée et oxygénée où prolifèrent les organismes benthiques, crinoïdes, échinodermes, etc. Un important arrêt de sédimentation clôt le cycle des calcaires à entroques, et la sédimentation ne reprend qu'au Bajocien supérieur avec des faciès carbonatés de milieu beaucoup plus calme. Les développements d'oolites ferrugineuses pourraient être liés à une zone de haut-fond au voisinage du Morvan.

De l'évolution de la région pendant le reste du Mésozoïque, on n'est renseigné que par les éléments résiduels remaniés dans les dépôts ultérieurs. C'est ainsi que les silex peu ou pas remaniés qui abondent à la base des dépôts oligocènes, montrent des âges variés du Jurassique moyen et supérieur, et dans quelques cas du Crétacé supérieur (probablement Cénomanién). On peut donc penser que la région a été recouverte par la mer pendant presque la totalité du Malm et qu'elle a été à nouveau submergée lors du maximum de la transgression crétacée au Cénomanién.

Cénozoïque

Le retrait définitif de la mer s'opère donc entre le Cénomanién et la fin du Crétacé. Dès lors, la région est soumise à l'altération et à l'érosion dont les produits sont évacués au Nord vers le bassin de Paris.

À la fin de l'Éocène et au cours de l'Oligocène, sous l'influence des mouvements orogéniques alpins s'individualisent de larges fosses subsidentes dans lesquelles s'accumulent d'épaisses séries détritiques et carbonatées, tandis qu'on assiste à la surrection des bordures qui déterminera la structure actuelle du Morvan et des horsts qui l'accompagnent.

Prolongement septentrional des limagnes, la région de Fours, effondrée vers l'WSW, est, dans ce contexte tectonique de distension, le siège d'une sédimentation détritique au pied des reliefs et carbonatée dans la zone distaie. L'ensemble de ces terrains sédimentaires indique un environnement continental de type lacustre et fluvial. Les dépôts détritiques d'âge pliocène supérieur, meubles, chenalisés dans les sédiments tertiaires ou secondaires, constituent les paléocours de l'Alène, de la Dragne, de l'Aron et de la Canne. Ils se rapportent à la formation dite des « Sables et argiles du Bourbonnais ».

Les terrasses, dont les principaux témoins subsistent irrégulièrement sur chaque rive, s'étagent en paliers successifs, montrant un encaissement du réseau hydrographique actuel de 25 à 30 m par rapport aux plus anciennes.

Etroites et relativement encaissées en domaine paléozoïque, les vallées de la Dragne et de l'Alène s'élargissent considérablement à leur débouché dans le bassin tertiaire qu'elles drainent jusqu'à leur confluence avec l'Aron.

Le modelé du relief actuel, lié en moyenne partie à l'action de mécanismes alluviaux, résulte également de divers processus de dégradation périglaciaire ; ceux-ci, par colluvionnement ou solifluxion, sont à l'origine du déplacement des matériaux meubles sur les pentes.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS PRIMAIRES

Dévonien supérieur

d6-7. **Famennien. Siltites.** Les sédiments du Famennien n'affleurent qu'au Sud du cours de l'Alène, dans une étroite bande de terrain marquant l'extrémité nord du grand anticlinal dévonien plus largement développé sur les territoires des feuilles Bourbon-Lancy (Delfour *et al.*, 1990) et Dompierre-sur-Besbre (Delfour *et al.*, 1988).

Ces sédiments sont constitués uniquement de siltites de teinte gris-vert sombre à noire ; cette dernière teinte est due à la présence de fines biotites formées sous l'action modérée du métamorphisme de contact granitique qui développe également des taches millimétriques de cordiérite.

Les siltites forment généralement des bancs massifs de plusieurs mètres de puissance, sans trace visible de stratification. Elles présentent plus rarement des fines laminations millimétriques. Les lamines sombres contiennent des minéraux phylliteux ainsi que des fantômes de radiolaires, tandis que les lamines claires contiennent une plus grande abondance de minéraux détritiques, essentiellement des grains de quartz auxquels se mêlent les produits de remaniement du volcanisme basique (Lemière, 1983 ; Delfour *et al.*, 1983).

Minéralogiquement, les siltites massives contiennent en abondance des paillettes de muscovite et de chlorite qui soulignent le litage, associées aux grains de quartz et de minéraux opaques, dans un fond de quartz, kaolinite et illites. Elles représentent le pôle d'origine terrigène d'une sédimentation en milieu marin très calme et peu profond.

Carbonifère inférieur

Tournaisien—Viséen inférieur

Les roches sédimentaires et volcaniques dont les âges vont du Strunien (limite entre le Dévonien et le Carbonifère) au Viséen inférieur (Dinantien inférieur), affleurent suivant deux bandes de terrain orientées NE-SW, séparées par le synclinal de volcanites du Viséen supérieur de Chiddes.

Dans la bande située au Sud-Est, les terrains sédimentaires et volcaniques sont en proportions à peu près égales. Dans la bande nord-ouest, les roches volcaniques sont largement développées depuis Rémilly jusqu'au Nord de Vieille-Montagne, et les terrains sédimentaires n'apparaissent que dans le secteur de Champ-Robert et Montjouan.

Cette période est représentée par deux unités distinctes :

—une *unité sédimentaire*, inférieure, où les dépôts détritiques fins à grossiers et d'origine terrigène sont largement dominants ;

—une *unité volcanique*, supérieure, caractérisée par des masses homogènes de rhyolite à andésite (extrusions) et une succession d'épanchements aériens de nature rhyodacitique, accompagnés de leurs produits de projection et de démantèlement.

Les seuls éléments de datation de la série sédimentaire proviennent des faunes des deux sites de La Verville (ou Varville, au Sud d'Avrée) et de Recoulon. D'abord considérées comme d'âge tournaisien (Julien, 1896; Michel-Lévy, 1908), ces faunes ont été datées du Viséen inférieur (Guffroy, 1957).

La cartographie a montré que l'unité sédimentaire était antérieure à l'unité volcanique, restant en accord avec la succession stratigraphique régionale.

h1 -2. **Unité sédimentaire.** Les terrains affleurant dans la bande sud-est, dans le secteur de Vaux—La Garde, prolongent ceux identiques qui s'étendent sur le territoire de la feuille Bourbon-Lancy.

Dans ces terrains, la sédimentation silteuse et tuffacée basique du Dévonien supérieur se poursuit sans discontinuité stratigraphique avec celle du Carbonifère inférieur (absence de la phase orogénique bretonne).

Rien ne différencie, sur les plans faciologique et géochimique, les siltites de l'un ou l'autre de ces deux époques si ce n'est la présence d'intercalations de grès et de conglomérats dans le Carbonifère inférieur. C'est à ce changement des termes associés aux siltites qu'est tracée la limite entre Dévonien et Carbonifère.

• **Siltites.** Les siltites sont des roches très finement grenues, plus ou moins dures et de couleurs gris sombre à vert kaki. Elles peuvent constituer soit des couches massives de plusieurs mètres d'épaisseur, sans stratification bien marquée, soit des bancs plus minces, pluridécimétriques à pluricenti-

métriques associés à des bancs gréseux. Elles présentent alors des fines laminations millimétriques faites de successions de lits clairs gréseux et de lits sombres silteux affectés de figures de sédimentation telles les microravonnements et les stratifications obliques.

Localement, à 300 m au Sud-Ouest de Recoulon et à 400 m au Nord-Ouest des Chaumes, des lits de quelques centimètres d'épaisseur de calcaire gris sont interstratifiés dans les siltites.

- **Grès.** Ils alternent avec les siltites, en bancs de quelques centimètres à plusieurs mètres d'épaisseur. Ils sont généralement de couleur brune à beige clair et présentent une granulométrie fine et homogène. Ils sont constitués de grains anguleux et émoussés de quartz, de quartzite et de lydienne. D'aspect massif, ils offrent rarement des figures de sédimentation telles que des stratifications obliques ou entrecroisées.

Les grès grossiers, microconglomératiques, sont moins fréquents et ont tendance à s'associer aux bancs de conglomérats.

Les bancs de grès sont communément parcourus par un réseau de veines de quartz secondaire blanc. Sous l'action des déformations plus intenses, ce réseau siliceux peut envahir entièrement la roche et lui donner un aspect de filon de quartz.

- **Conglomérats** (h1-2[1]). Ils possèdent les mêmes constituants détritiques que les grès mais leur taille dénote des apports plus brutaux, de type deltaïque. Les galets de quartz, quartzite et lydienne, émoussés à bien arrondis, ont une taille variant de plusieurs millimètres à 5 cm, atteignant plus rarement 10 cm. On y rencontre également des galets de grès et de siltite remaniés des couches viséennes ainsi que, plus rarement, des galets de roches volcaniques acides à intermédiaires. La matrice gréseuse est plus ou moins grossière et abondante.

Les conglomérats forment des bancs interstratifiés dans les alternances de siltites et de grès, puissants de quelques décimètres à plusieurs mètres. Ils ont une structure massive et leur litage n'est marqué que par les variations dans la taille des galets ou les intercalations gréseuses ou silteuses. Les niveaux de conglomérats sont particulièrement puissants dans les environs de Vaux et de Champ-Robert.

Ces apports brutaux dans la sédimentation silteuse entraînent des contacts tranchés avec les siltites et les grès, ainsi que leurs fréquents remaniements.

Sous l'action des contraintes tectoniques, les bancs de conglomérats subissent les mêmes modifications que les bancs de grès ; les veines de quartz secondaires envahissent la roche, estompant les contours des galets et lui donnant l'aspect de filon de quartz, et seule l'observation détaillée ou l'étude en lame mince permet de retrouver la structure conglomératique. De tels conglomérats silicifiés forment des barres rocheuses dans le bois des Crottelées (1,5 km au Sud-Est de Sanglier).

- **Calcaire** (h1-2[2]). À Champ-Robert, la lentille de calcaire cristallin blanc qui fut exploitée en tant que marbre, est intercalée dans des alternances de siltites noires, de grès fins pyriteux et de calcaires gris. La recherche de conodontes sur des échantillons de marbre n'a pas révélé de faune.

- **Andésites-basaltes** (h1-2[3]). Ces roches, déjà décrites par A. Michel-Lévy (1908) sous le terme d'albitophyre, forment quatre petits corps lenticulaires intercalés dans les siltites et les conglomérats de l'unité sédimentaire au Sud-Est des Berthelots. De nature basaltique ou andésito-basaltique, elles présentent une composition minéralogique homogène à phénocristaux de plagioclase altéré et d'amphibole (éventuellement de clinopyroxène) transformée en actinote, dans un fond microlitique et fluidal à chlorite, actinote et minéraux opaques. Elles ont fréquemment un faciès de lave autobréchique, c'est-à-dire emballant des fragments de lave de même composition et texture.

On retrouve les mêmes roches basiques dans plusieurs petites lentilles intercalées dans les siltites, qui s'étendent entre Montjoux et Saint-Quentin, au Nord et au Sud de la Dragne. Les phénocristaux de plagioclase, parfois très abondants, sont zonés mais altérés ainsi que ceux d'amphibole transformés en agrégats d'actinote. Le fond microlitique, riche en actinote, a une texture fluidale bien marquée.

- **Tufs remaniés** (h1-2[4]). À l'approche de l'unité volcanique, les dépôts sédimentaires silto-gréseux se chargent de débris de lave et se caractérisent par une teinte gris violacé. Ces tufs remaniés présentent les mêmes figures de sédimentation que les siltites, et des alternances fines de lits de teintes et de granulométries différentes.

L'étude en lame mince révèle, aux côtés des grains de grès et de siltite, l'abondance des cristaux de plagioclase altéré (potassifié) et des fragments d'ignimbrite, de rhyolite felsitique parfois à débit perlitique, et de dacite porphyrique (faciès des extrusions) ; les cristaux de quartz, d'amphibole transformée en actinote, sont plus rares dans une matrice pouvant contenir des débris de verre mais qui le plus souvent est faite de quartz recristallisé.

Ces tufs forment des niveaux, parfois épais, intercalés dans les siltites (Haut-d'Avrée) ou dans les ignimbrites (Les Caquériaux).

- **Conglomérats à galets de roches volcaniques** (h1-2[5]). Représentant les termes les plus évolués des brèches volcaniques à éléments divers, ils n'ont été observés qu'à l'Ouest de La Garde. La taille des éléments varie de quelques millimètres à plusieurs centimètres. Ceux-ci sont généralement bien arrondis (galets) et d'origines diverses : dacite porphyrique (extrusion), dacite felsitique, tuf ignimbritique vitroclastique, quartz polycristallin, quartzite, débris de plagioclase ; la matrice est faite de quartz et de séricite.

Par diminution de la taille de galets, ces conglomérats passent graduellement à des tufs remaniés (Pré-Bassinnet).

Aux Bois-de-Mary et à La Corvée, les tufs remaniés contiennent de nombreux cristaux de plagioclase et des fragments plus ou moins arrondis de lave dacitique à andésitique microlitique et porphyrique, parfois à figure de retrait perlitique, de siltite et de grès. On note quelques cristaux d'amphibole transformés en actinote. La matrice souvent recristallisée (quartz) peut parfois encore montrer les contours des débris de verre.

h1-2pα. **Unité volcanique.** Dans la bande sud et plus encore dans la bande nord, les divers matériaux volcaniques montrent une disposition axée sur plusieurs masses (extrusions) de dacites-andésites porphyriques que bordent soit des brèches, soit des épanchements ignimbritiques. On note également des passages latéraux à des conglomérats à galets de roches volcaniques ou à des tufs plus ou moins bien remaniés. Cette répartition des divers faciès volcaniques suggère une mise en place subaérienne des extrusions ou dômes de laves qui jalonnent les centres d'émission d'où se sont épanchées les ignimbrites.

Les épanchements de rhyolites et de dacites ignimbritiques représentent le volume principal des matériaux émis par l'activité volcanique. Les extrusions occupent encore une part importante de l'unité tandis que les brèches parfois conglomératiques, les tufs peu remaniés ainsi que les laves basiques, ont une extension plus localisée.

- **Extrusions de dacites-andésites** (h1 -2pα[1]). Ces laves finement porphyriques variant du gris au gris-bleu sombre ou noir, constituent trois massifs allongés suivant la direction générale des terrains aux environs de La Garde (bande sud) et dans les reliefs de la bande nord, à l'Est de Rémilley et de Sémelay et aux Montarons—Bois-de-Mary.

Leurs textures et leurs compositions sont homogènes. Les phénocristaux de plagioclase subautomorphes à automorphes sont peu altérés (oligoclase-andésine) ou voilés de feldspath potassique. Les minéraux ferro-magnésiens (biotite, amphibole ?) sont entièrement transformés en agrégats de chlorite et de minéraux opaques. Les cristaux de quartz à auréole réactionnelle sont rares. Le fond microlitique, dont la fluidalité est plus ou moins bien marquée, montre par son hétérogénéité une tendance autobréchique.

- **Brèches et tufs acides** (h-2pα[2]). Deux faciès différents par leurs textures et leurs positions peuvent être distingués dans les brèches acides :
—à la bordure des extrusions, plus rarement dans la masse même, les laves ont une structure autobréchique, c'est-à-dire constituées de fragments anguleux de dacite porphyrique dont la taille varie de quelques millimètres à plusieurs centimètres, emballés dans une lave de même composition et texture (Est et Sud d'Avrée, 1 km ESE de Mont) ;
—à la périphérie des extrusions, les brèches volcaniques présentent des éléments anguleux (jusqu'à plusieurs centimètres) de nature lavique plus variée, mais toujours emballés dans une lave dacitique porphyrique et microlitique (Est des Gris).

Ces deux faciès constituent deux exemples de l'évolution magmatique des épanchements de lave, le second étant également lié aux ignimbrites.

Enfin, un autre faciès bréchique, plus finement grenu, où les éléments volcaniques variés (dacite porphyrique, ignimbrite, andésite) se mêlent aux roches d'origine sédimentaire, dérive du démantèlement des extrusions ou des épanchements (Nord de Pré-Bassinnet).

- **Épanchements ignimbritiques.** Les ignimbrites rhyolitiques et dacitiques constituent la plus grande part de l'unité volcanique. De composition et de faciès proches de ceux des dacites d'extrusions, elles s'en distinguent par

une texture rubanée et fluidale plus marquée et par une texture ignimbritique nette (flammes et lithophyses) qui apparaît bien sur les faces un peu altérées de la roche (ancienne carrière au Sud du Haut-d'Avrée).

Ces roches sont plus généralement de couleurs grises à noires. La texture de tuf soudé ignimbritique est parfois bien conservée, avec des cristaux cassés d'oligoclase, des fragments de lave dacitique, microlitique, d'ignimbrite porphyrique, de feldspaths fibroradiés, de lave à débit perlitique, le tout emballé dans une matrice vitroclastique fluidale à échardes de verre (500 m Sud de La Halte-d'Avrée, 1 km Est de Rémilly). Plus généralement, les petits phénocristaux d'oligoclase sont pris dans un fond felsitique plus ou moins recristallisé et envahi de feldspath potassique secondaire.

Les roches gris sombre contiennent de la biotite brune ou rouge due au métamorphisme thermique du granite et tendent à perdre leur texture ignimbritique.

Dans les zones dont les limites restent floues, les laves acides, principalement celles formant les extrusions dacitiques et les épanchements ignimbritiques, sont altérées en une association de quartz xénomorphe et de séricite-muscovite en agrégats qui respectent parfois les contours des anciens phénocristaux de plagioclase. La pyrite, presque toujours présente, entraîne une décoloration et une rubéfaction de la roche par altération météorique.

Viséen supérieur

Les terrains rapportés au Viséen supérieur contiennent des matériaux volcaniques décrits sous les termes de tufs microgranulitiques (Michel-Lévy, 1908) ou de « Tufs anthracifères ». Ils sont distribués suivant deux unités structurales assez bien distinctes :

—le synclinal de Chiddes, occupé par des ignimbrites, des tufs soudés et des filons de microgranite et qui s'étend dans la moitié sud du domaine paléozoïque ;

—le complexe d'Onlay, à structure synclinale composite, où les tufs soudés et les ignimbrites sont envahis par des stocks de granophyre et par des filons de microgranite. Cette unité occupe près de la moitié nord du domaine paléozoïque.

Synclinal de Chiddes

h2p. Tufs soudés rhyodacitiques, ignimbrites rhyodacitiques. Les volcanites du synclinal de Chiddes constituent un ensemble de tufs soudés rhyodacitiques dans lequel on peut distinguer des tufs soudés communs de couleur gris-vert à gris-bleu sombre et des ignimbrites de couleur rouge violacé. Ces dernières se localisent principalement dans le flanc nord-ouest du synclinal et dessinent, au niveau de la vallée de l'Alène, une fermeture périclinale. Elles se situeraient stratigraphiquement sous les tufs communs.

• Dans le village d'Avrée, ainsi qu'à 4 km au Nord-Est, le **niveau volcanoclastique de base** a été épargné par la tectonisation qui affecte ordinairement les premiers dépôts du Viséen supérieur. Ce niveau est constitué de galets et de blocs émoussés, atteignant une taille de 50 cm, de roches

diverses héritées, du Tournaisien : rhyodacite et dacite porphyrique, grès sériciteux et quartz. La matrice est un tuf soudé à nombreuses lamelles de biotite décolorée, prises dans un fond vitroclastique et ignimbritique.

- Les **ignimbrites violacées** (h2ip[1]) présentent très souvent des traces de fluidalité et des flammes, bien visibles sur la surface un peu altérée de la roche ainsi qu'en cassure fraîche.

Au microscope, les lithophyses fines et étirées sont remplies de quartz et de chlorite secondaires ; le rubanement du fond vitroclastique est souligné par l'orientation et la déformation des phénocristaux de biotite très souvent altérée en chlorite, leucoxène et minéraux opaques. Les phénocristaux de plagioclase (oligoclase-andésine) sont généralement subautomorphes, cassés, un peu altérés. Les phénocristaux de quartz sont plus rares, cassés, corrodés. Les phénocristaux xénomorphes de feldspath potassique sont peu abondants. On note parfois la présence de grenat craquelé et auréolé de chlorite.

Le fond vitroclastique est fréquemment recristallisé et riche en feldspath potassique. Des fragments du même matériel ignimbritique se distinguent par une granulométrie différente.

Très localement, à 500 m au Nord-Ouest de La Seigne, près de la limite entre ignimbrites violacées et tufs communs, s'intercalent de minces *niveaux d'anhracite*, trouvés seulement en débris dans les labours.

- Les **tufs soudés communs** (h2ip[2]) sont des roches massives montrant rarement des traces de fluidalité à l'affleurement. Ils se caractérisent par l'abondance des biotites hexagonales (presque toujours chloritisées), des cristaux de plagioclases blancs, verdâtres ou rougeâtres suivant leur état d'altération, et par la présence fréquente de cristaux de quartz.

En lame mince, les principaux minéraux peuvent apparaître en proportions variées ; ce sont les phénocristaux de plagioclase (oligoclase-andésine) et de biotite transformée en chlorite, leucoxène et minéraux opaques, dans un fond vitroclastique riche en feldspath potassique et en partie recristallisé mais conservant la fluidalité ignimbritique et même parfois les échardes de verre.

Assez souvent, les phénocristaux de quartz corrodés, cassés, s'y ajoutent, dépassant en quantité relative les phénocristaux de plagioclase. Ces variations dans l'association minérale sont visibles à petite échelle, se traduisant par des alternances de « lits » millimétriques à centimétriques, plus ou moins riches en quartz ou en biotite.

Les fragments lithiques, très généralement de tuf soudé repris, ont des contours flous et ne se distinguent que par la taille différente des cristaux ; ils contribuent ainsi à l'hétérogénéité minéralogique. Les cristaux souvent xénomorphes de feldspath potassique sont subordonnés mais constamment présents, ainsi que les minéraux accessoires comme l'apatite et le zircon.

Le grenat xénomorphe, craquelé et partiellement altéré en chlorite, semble accompagner les faciès riches en quartz. Quelle que soit sa provenance, du synclinal de Chiddes ou du complexe d'Onlay, sa composition minéralogique moyenne, calculée d'après sa composition chimique, est celle d'une solution solide à 75,5 % d'almandin, 19 % de pyrope, 3 % de spessartite et 2,5 % de grossulaire.

Ces grenats sont isolés et ne sont pas inclus dans des enclaves de roches métamorphiques, comme ceux étudiés par J. Bertaux (1982) dans la région de Roanne. Cependant, leur composition chimique étant identique, ils pourraient provenir de la même source de formations métamorphiques situées en profondeur.

Complexe d'Onlay

Les intrusions subvolcaniques granophyriques, cogénères des épanchements aériens, sont concentrées dans la partie occidentale du domaine paléozoïque. Vers l'Est, le nombre et le volume de ces intrusions décroissent et laissent place aux divers tufs soudés rhyodacitiques dont les natures et les compositions sont identiques à celles des tufs occupant la partie nord du synclinal de Chiddes.

h2ip. Tufs soudés rhyodacitiques, ignimbrites, tufs soudés dacitiques. On peut distinguer trois types principaux de faciès dans l'ensemble relativement homogène que sont les volcanites du complexe d'Onlay :

- les tufs soudés rhyodacitiques communs ;
- les ignimbrites violacées ou verdâtres ;
- les tufs soudés dacitiques.

Ces trois types sont répartis à travers le complexe en plusieurs bandes lenticulaires, allongées NE-SW, mais aux contours irréguliers et mal définis dus à l'intrication des épanchements, aux intrusions de granophyres, puis aux déformations tectoniques.

• Les **tufs soudés communs** (h2ip[2]) représentent une part notable des volcanites. À l'exemple du synclinal de Chiddes, ils montrent les mêmes variations rhyodacitiques à dacitiques suivant leurs richesses en phénocristaux de quartz, et la même chloritisation des biotites. Le caractère ignimbritique est cependant mieux marqué, se traduisant sur nombre d'affleurements par une orientation des biotites suivant la fluidalité d'écoulement.

Au microscope, les biotites chloritisées sont très souvent recristallisées en agrégats de fines biotites rouges néoformées sous l'action thermique du granite sous-jacent au faisceau volcano-sédimentaire. Ce métamorphisme n'est guère perceptible sur le terrain et difficile à cerner. Dans quelques localités, la biotite chloritisée possède encore un cœur de biotite primaire. Le grenat relique est également fréquent dans les tufs soudés rhyodacitiques riches en phénocristaux de quartz. Sa composition chimique est semblable à celle des grenats du synclinal de Chiddes.

• Les **ignimbrites** (h2ip[1]) se distinguent par leur aspect flammé et rubané qui est mieux marqué dans les faciès violacés que dans ceux verdâtres. Elles contiennent les mêmes minéraux que les tufs soudés, mais assez peu de phénocristaux de quartz.

• Dans les **tufs dacitiques**, de couleur gris-vert à vert foncé, où le quartz est absent, des phénocristaux d'amphibole chloritisée s'ajoutent aux minéraux habituels ; le fond vitroclastique et fluidal reste néanmoins riche en feldspath potassique.

h2gh. **Granophyres.** Au Nord-Est de Saint-Honoré-les-Bains, les intrusions subvolcaniques de granophyres envahissent les terrains du Viséen supérieur en une série de corps étirés et plus ou moins anastomosés suivant la direction NE-SW.

Dans le détail, ceux-ci ont des limites complexes, isolant depuis de vastes panneaux jusqu'à des enclaves métriques de roches encaissantes. La nature du contact est rarement observable et souvent faillée.

À travers ces intrusions, les granophyres conservent une couleur beige à gris-beige, des phénocristaux de plagioclase dépassant rarement 1 cm, et un fond granophyrique plus ou moins grossier contenant de la biotite.

En lame mince, la texture est porphyrique à glomérophyrique, formée de phénocristaux de quartz partiellement corrodés, de phénocristaux d'oligo-clase et de biotite ; cette dernière est souvent altérée en un mélange de chlorite, minéraux opaques ferro-titanés et leucoxène que le métamorphisme thermique recristallise en agrégats de fines biotites rouges. La matrice est une association symplectique, à texture micrographique, de quartz, plagioclase et feldspath potassique, plus ou moins largement cristallisée.

Les plagioclases peuvent enclaver des grenats dont la composition chimico-minéralogique, à 78,5 % d'almandin, 10,5 % de pyrope, 8,5 % de spessartite et 2,5 % de grossulaire, est proche de celle des grenats des tufs soudés, suggérant une origine commune par fusion des roches métamorphiques sous-jacentes au faisceau volcano-sédimentaire (Bertaux, 1982).

On note la présence de septa plagioclasiques, comme dans les tufs.

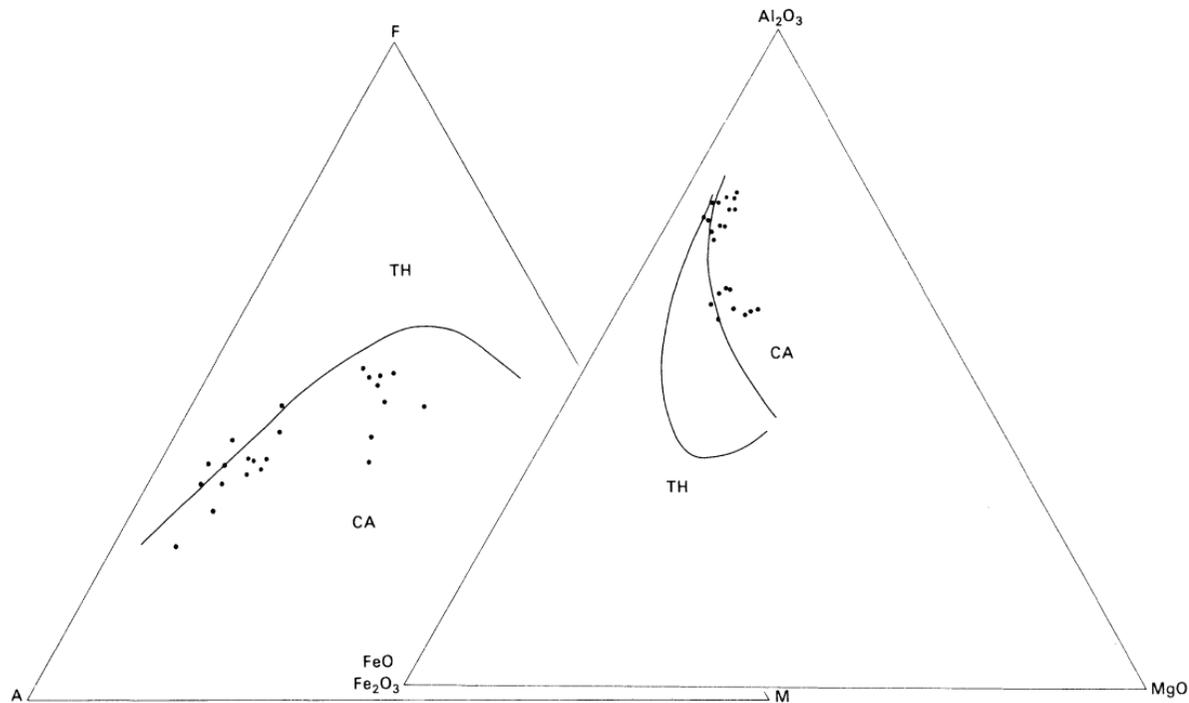
Géochimie des roches volcaniques (annexe 1)

Volcanisme du Tournaisien—Viséen inférieur

Ce volcanisme marque une reprise de l'activité magmatique qui s'était déjà manifestée au Dévonien supérieur en formant les massifs de Chizeuil (feuille Dompierre-sur-Besbre) et de Cressy-sur-Somme (feuille Bourbon-Lancy). Le volcanisme dévonien appartient à une suite magmatique calco-alcaline dont certains termes basiques présentent des caractères à tendance tholéiitique, et qui se serait mis en place en site d'arrière-arc (Lemière, 1983 ; Delfour *et al.*, 1984).

Le comportement géochimique de certains éléments majeurs restant relativement stables au sein de la roche, révèle ce caractère calco-alcalin des volcanites du Tournaisien—Viséen inférieur présentes sur le territoire de la feuille Fours (fig. 2), ceci à travers une lignée assez continue qui s'étend des termes acides aux termes basiques.

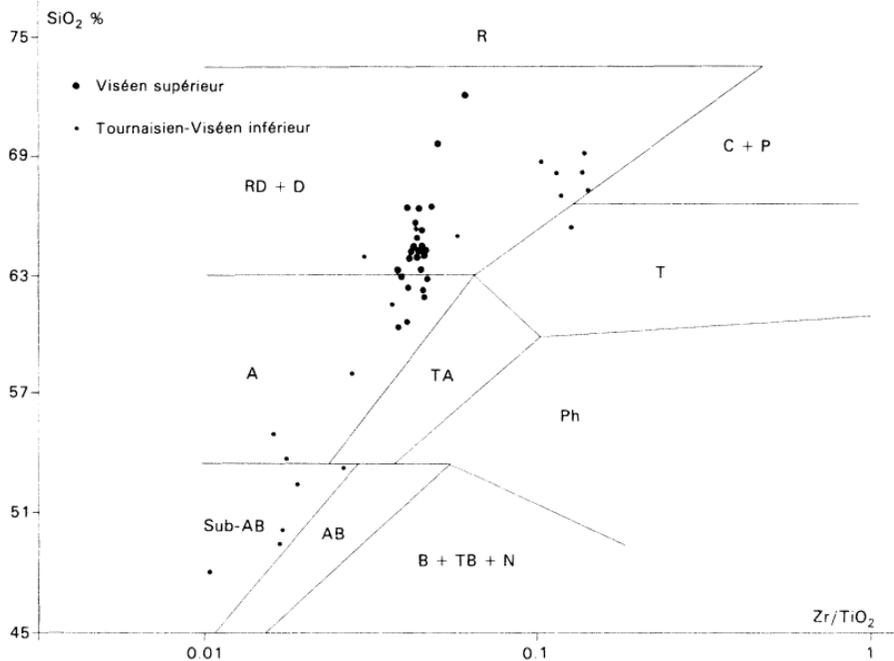
Cette tendance se confirme à l'aide des éléments en trace réputés stables dans les conditions modérées d'altération (ex. : paléovolcanites, léger



Position des roches volcaniques du Tournaisien sur le diagramme AFM (A = Na₂O + K₂O; F = FeO + Fe₂O₃; M = MgO); TH = domaine de la série tholéiitique; CA = domaine de la série calco-alcaline (Kuno, 1968)

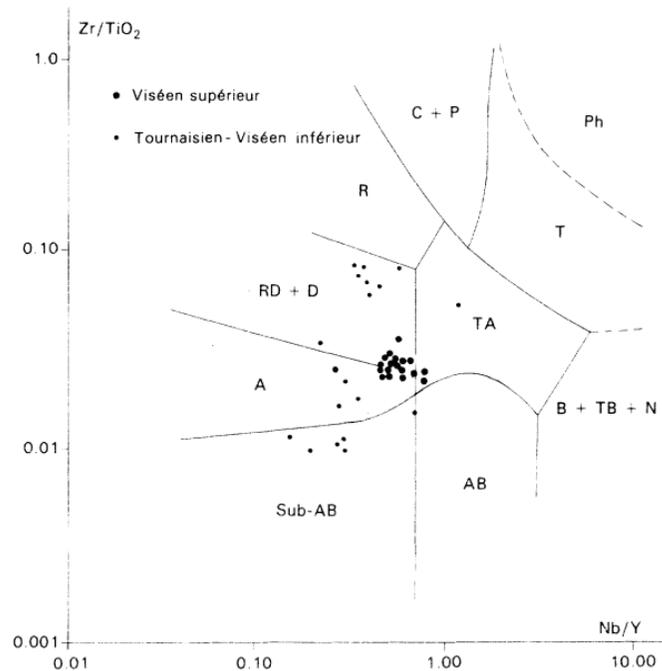
Position des roches volcaniques du Tournaisien sur le diagramme de Besson et Fonteilles (1974); TH = courbe d'évolution de la série tholéiitique; CA = courbe d'évolution de la série calco-alcaline

Fig. 2 - Diagrammes montrant le caractère calco-alcalin des volcanites du Tournaisien - Viséen inférieur



Sub-AB = basalte subalcalin ; A = andésite ; RD + D = Ryodacite et dacite ; R = Rhyolite ; AB = Basalte alcalin ; TA = Trachy-andésite ; T = Trachyte ; C + P = comendite et pantellérite ; B + TB + N = basanite, trachybasanite et néphéline ; Ph = Phonolite

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



Sub-AB = basalte subalcalin ; A = andésite ; RD + D = Ryodacite et dacite ; R = Rhyolite ; AB = Basalte alcalin ; TA = Trachy-andésite ; T = Trachyte ; C + P = comendite et pantellérite ; B + TB + N = basanite, trachybasanite et néphéline ; Ph = Phonolite

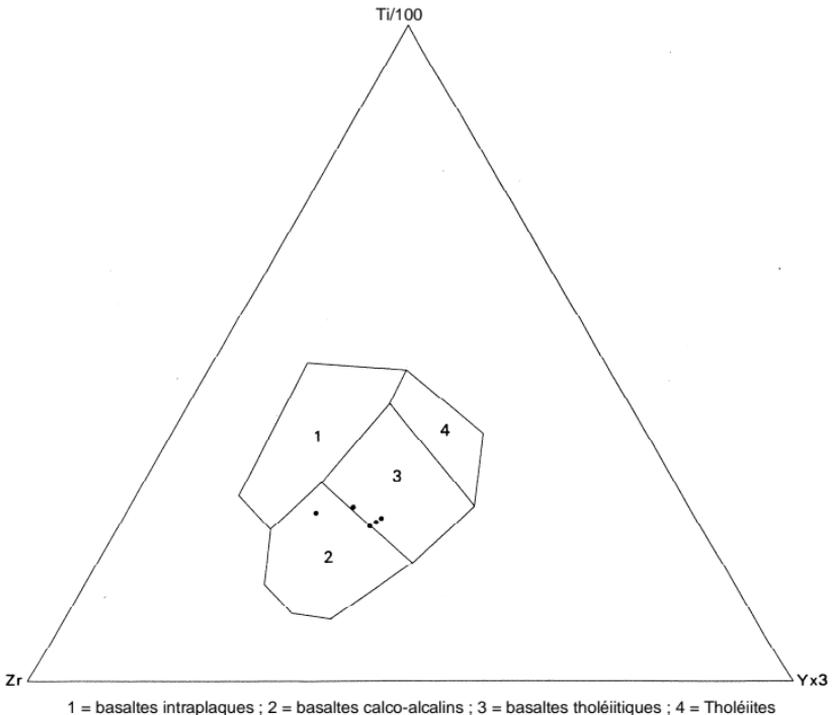
Fig. 4 - Position des roches volcaniques et subvolcaniques dans la grille de classification de Floyd et Winchester (1978)

métamorphisme). Ils permettent surtout de s'affranchir du phénomène d'altération potassique largement répandu dans la série volcano-sédimentaire. Sur les diagrammes prenant en compte $\text{SiO}_2 : \text{Zr}/\text{TiO}_2$ (fig. 3) et $\text{Zr}/\text{TiO}_2 : \text{Nb}/\text{Y}$ (fig. 4), les volcanites du Tournaisien—Viséen inférieur se présentent comme une lignée subalcaline s'étendant des rhyodacites et dacites aux basaltes. On note l'absence des termes trachytiques ou trachy-andésitiques mentionnés sur le 1/80000 Autun.

Ces compositions trachytiques ne sont pas primaires et résultent des phénomènes de métasomatose potassique. Ceux-ci sont particulièrement intenses à proximité du granite de Luzy et affectent également les roches sédimentaires détritiques. Minéralogiquement, cette métasomatose se manifeste par un remplacement plus ou moins total des plagioclases par du feldspath potassique, et par un fin réseau de veinules d'adulaire à travers l'ensemble de la roche.

La mise en place du granite de Luzy paraît être la cause principale de ces phénomènes d'altération (Lemière, 1983 ; Delfour *et al.*, 1984) qui peuvent conduire à des teneurs élevées en K_2O dans les roches volcaniques, parfois bien supérieures à celle des termes trachytiques.

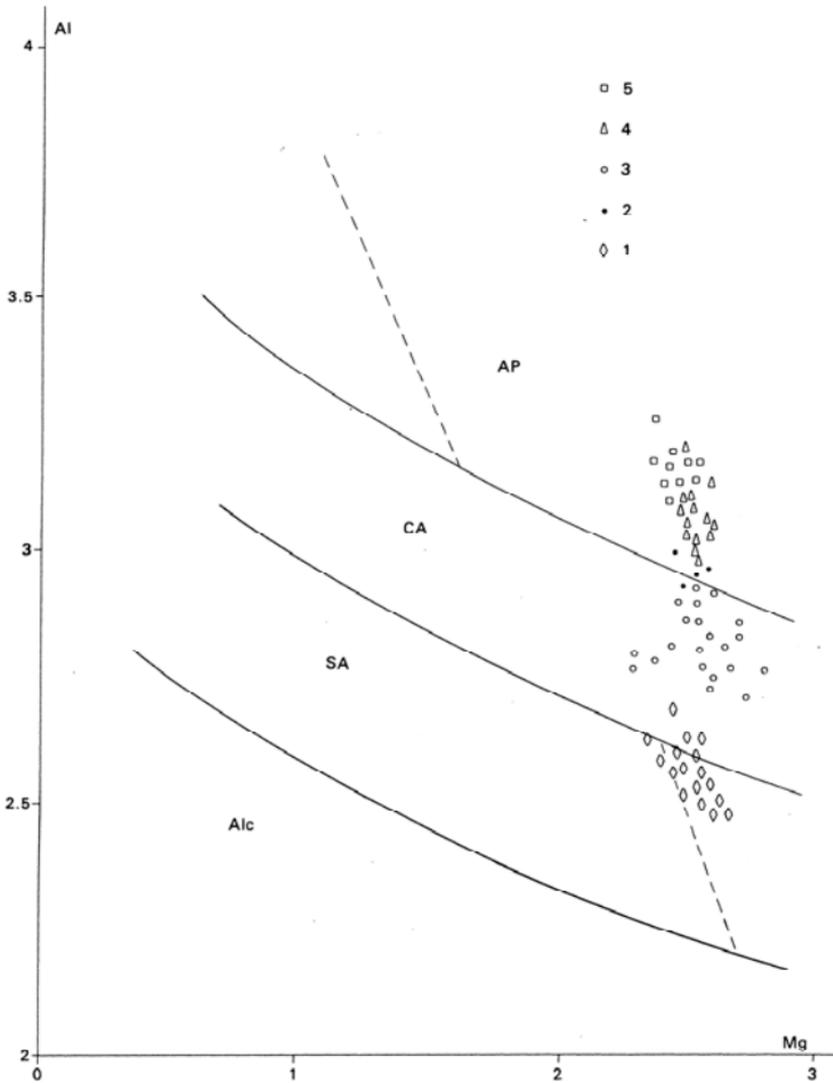
Les basaltes et andésites basiques ont des caractères magmatiques calco-alcalins (fig. 5) qui les apparentent aux séries orogéniques.



1 = basaltes intraplaques ; 2 = basaltes calco-alcalins ; 3 = basaltes tholéitiques ; 4 = Tholéïtes

Fig. 5 - Position des roches volcaniques basiques ($\text{SiO}_2 = 46$ à 54 %) du Tournaisien-Viséen inférieur

sur le diagramme discriminant de Pearce et Cann (1973)



Alc : lignée alcaline; SA : lignée subalcaline; CA : lignée calco-alcaline; AP : lignée aluminopotassique.

1 : phénocristaux de biotite de tuf ignimbritique (F4N-110) ; 2 : biotite blindée de tuf ignimbritique (F4N-43); 3 : phénocristaux de biotite de tuf ignimbritique (F4N-43) ; 4 : cristaux de biotite de granophyre (F3N-66) ; 5 : cristaux de biotite de granophyre (F4N-38)

Fig. 6 - Position des biotites primaires des tufs ignimbritiques rhyodacitiques et des granophyres sur le diagramme Al-Mg (Nachit *et al.*, 1985)

Volcanisme du Viséen supérieur

Les roches volcaniques et les intrusions subvolcaniques cogénétiques du Viséen supérieur sont de nature plus homogènes, avec des compositions de dacite et de rhyodacite (fig. 3 et 4).

Les caractères géochimiques présentés par ce volcanisme essentiellement aérien, lui confèrent une origine crustale. Les reliques de grenat plaident en faveur d'une fusion anatectique de matériaux métamorphiques (Bertaux, 1982).

Les données apportées par la composition chimique des biotites primaires présentes dans les laves et dans les intrusions subvolcaniques, sont moins nettes. Sur le diagramme bâti avant tout pour les granitoïdes (Nachit *et al.*, 1985), l'étalement des teneurs en Al est probablement dû à une chloritisation partielle de la biotite (fig. 6).

ROCHES PLUTONIQUES

γ^3 . **Namuro-Westphalien. Granite calco-alkalin porphyroïde à biotite (de Luzy).** Le granite porphyroïde de Luzy n'occupe qu'une faible surface dans l'angle sud-est du territoire de la feuille où il est intrusif dans les roches sédimentaires et volcaniques du Tournaisien—Viséen inférieur. C'est une roche de teinte claire, plus ou moins largement grenue, constituée de quartz xénomorphe, d'albite-oligoclase, de biotite et de grands phénocristaux de feldspath potassique.

Mis en place au Namuro-Westphalien, ce granite recoupe et métamorphose toutes les formations du Carbonifère inférieur.

ROCHES FILONIENNES

$\mu\gamma$. **Microgranites indifférenciés (Viséen supérieur à Stéphano-Permien).** Ceux-ci sont omniprésents à travers les formations et ont tendance à se concentrer en faisceaux orientés NE-SW dans le domaine occupé par les volcanites du Viséen supérieur. La puissance des filons varie de quelques décimètres à plusieurs dizaines de mètres. Ils sont fréquemment tronçonnés par les failles en plusieurs segments, ce qui rend difficile l'estimation de leurs longueurs et de leur mode de mise en place qui semble s'être faite sous forme de filons lenticulaires, relativement courts et disposés en échelons le long des zones de tension.

Les microgranites sont généralement rouges, rose violacé, mais aussi grisâtres, assez largement porphyriques. Les phénocristaux de plagioclase et de feldspath potassique atteignent ordinairement 2 à 3 cm (exceptionnellement 8 cm). Les phénocristaux de quartz n'excèdent pas 1 cm. La biotite est également en phénocristaux de quelques millimètres, presque toujours transformée en chlorite, minéraux opaques et leucoxène.

L'âge de mise en place de ces filons de microgranites n'est pas connu. Certains paraissent liés à l'activité volcanique du Viséen supérieur. D'autres peuvent être plus récents, dus au magmatisme du Carbonifère supérieur.

μγ'. *Microgranites granophyriques (Stéphano-Permien).* Localement, entre le granite de Luzy et les terrains carbonifères, s'intercalent des petits stocks lenticulaires de *granophyre rose*.

Le granophyre que l'on retrouve également dans la masse du granite de Luzy, a des contacts irréguliers mais très tranchés avec l'encaissant, formant des veines et des apophyses de plusieurs mètres de puissance où la roche est soit à grain fin, soit pegmatitique.

Des filons de microgranites granophyriques à phénocristaux de feldspath et de quartz recoupent le granite et les terrains volcano-sédimentaires. Ils appartiennent à ces mêmes venues post-Namuro-Westphalien.

Les roches en stocks ou en filons présentent la même texture porphyrique et granophyrique. Les phénocristaux subautomorphes de quartz et d'oligoclase sont auréolés de fines associations symplectiques de quartz et de feldspaths ; les feldspaths potassiques sont généralement pœcilitiques, xénomorphes et maclés Carlsbad. Le fond micrographique est plus ou moins largement cristallisé, parfois avec des sphérolites quartzo-feldspathiques en abondance. La biotite en phénocristaux est décolorée ou chloritisée même dans la zone de métamorphisme thermique du granite de Luzy, témoignant de la mise en place postérieure des granophyres. Enfin, la muscovite est présente ou abondante en lamelles et en gerbes.

Plus récents que les granites namuro-westphaliens, ces filons se rattacheraient à l'épisode magmatique du Stéphaniens B et C et de l'Autunien, durant lequel se mettent en place les intrusions subvolcaniques et les épanchements ignimbritiques du bassin de Montreuillon (Carpena *et al.*, 1984).

Les filons pouvant être attribués à ces venues ont été distingués cartographiquement. Il est probable qu'une partie des microgranites recoupant le domaine volcano-sédimentaire appartienne également à ces venues postérieures au granite de Luzy.

v. *Lamprophyre.* Les filons de lamprophyre, facilement altérables, ne sont visibles que dans les entailles artificielles et sont probablement plus abondants que ceux reportés sur la carte géologique. Ils recoupent aussi bien les formations carbonifères que les granites et les granophyres roses, suivant des directions le plus souvent subméridiennes. Ils peuvent atteindre quelques mètres de puissance.

La composition minéralogique varie peu, avec de la biotite rouge dans un fond de feldspath potassique pœcilitique, oligoclase et quartz, contenant des petits phénocristaux de clinopyroxène entièrement chloritisé. La roche est souvent envahie de carbonates secondaires.

Q. Quartz. Mis en place lors de la distension du Lias—Jurassique moyen (Baubron *et al.*, 1980 ; Valette, 1983), les filons de quartz recoupent toutes les formations volcano-sédimentaires et éruptives ; ils sont donc contemporains des filons et des silicifications qui affectent les sédiments de la base du Mésozoïque à la bordure du Morvan.

Ces filons ont quelques décimètres à plusieurs mètres de puissance et s'allongent sur des centaines de mètres, parfois quelques kilomètres. Ils sont généralement orientés N 40°-60° E, subverticaux, mais prennent localement une direction subméridienne (ex. : filon des Renauds, de Villeneuve) ou presque E-W (faisceau de Lanty).

Ces filons de quartz se sont formés à basse température et sont généralement stériles (*), à structure massive, bréchique et géodique. Blanc à grisâtre, le quartz prend localement une teinte rouge vif (bois de Breluchet).

Dans une bande de terrain de plusieurs kilomètres de large, orientée NE-SW et qui va des environs de Sémelay—Lanty à ceux de Fragny—Champ-Robert, les filons de quartz blanc sont plus abondants, puissants et parfois groupés. Cette bande de terrain coïncide avec le passage du grand linéament de La Machine—La Serre (Gélard, 1978) qui se traduit dans la traversée de cette partie du faisceau par une teinte plus claire sur les images satellitaires, due très probablement à la présence de ces filons de quartz et aux nombreux éboulis qu'ils donnent.

FORMATIONS SECONDAIRES

Trias

Les dépôts attribuables au Trias affleurent très médiocrement en bordure du Morvan cristallin mais ont été recouverts plus à l'Ouest ou au Nord par divers sondages d'exploration. Alors que ces derniers révèlent une série bien différenciée à argiles bariolées, dolomies et grès arkosiques, les affleurements en bordure du socle sont quasi exclusivement constitués par une formation siliceuse dite « assise de Chitry » (Lefavrais *et al.*, 1965).

tS. *Dolomies silicifiées (assise de Chitry)*. Cette assise, directement superposée au socle altéré, apparaît assez régulièrement dans le Nord de la feuille à partir de Saint-Honoré-les-Bains, et plus rarement vers le Sud jusqu'à Rémilly où le contact socle—sédimentaire est le plus souvent masqué par les recouvrements détritiques tertiaires ou quaternaires.

Puissante de 5 à 10 m, cette formation présente un faciès de cherts massifs, souvent peu organisés mais qui localement, notamment vers Corcelle, ont conservé leur stratification originelle en petits bancs bien réglés, et des microstructures caractéristiques de calcaires ou de calcaires dolomitiques. Cette formation silicifiée, qui ne se développe que dans une aire réduite de la bordure occidentale du Morvan, a été attribuée (Lhègu *et al.*, 1982 ; Bois, 1978) à un environnement de sebkhas côtières. Diverses hypothèses ont été avancées pour expliquer la silicification des couches calcaro-dolomitiques

(*) Les filons de quartz minéralisés sont décrits au chapitre « Ressources minérales et carrières »

initiales, par venues de silice hydrothermale ou par concentration de silice sédimentaire dans un environnement confiné.

Si les affleurements sont rares et exigus, la présence de cette assise se manifeste le plus souvent par des blocs résiduels épars, parfois de grande taille.

Dépourvue de fossile, cette assise est traditionnellement attribuée au Trias supérieur.

tA. Grès et argiles bariolées. Ces assises, bien représentées lorsqu'on s'éloigne des terrains anciens et que l'assise de Chitry fait défaut, ne se rencontrent qu'exceptionnellement superposées à celle-ci quand elle existe.

Dans les sondages (Fours, Biches 2, Montigny-sur-Canne), la succession, puissante d'environ 50 m, comprend de bas en haut :

- des grès arkosiques et argiles bariolés (5-10 m) ;
- des marnes et dolomies (0-25 m) ;
- des argiles bariolées (5-20 m) ;
- des grès et marnes vertes (5-6 m).

Cette dernière séquence a été assimilée au « Grès de Saint-Révérien » défini plus au Nord, dont la microflore, intermédiaire entre Rhétien et Hettangien, pourrait correspondre à un Rhétien continental.

À l'affleurement, quelques grès moyens apparaissent près de Villaine au-dessus de l'assise de Chitry ; et, à l'extrémité sud de la feuille vers Le Charnay, où l'assise de Chitry fait défaut, un mince liseré de grès arkosiques grossiers associés à des marnes vertes représente vraisemblablement les horizons triasiques reconnus en sondage.

Lias

11-2. Hettangien. Calcaires et lumachelles. En dehors des grès et argiles vertes d'attribution incertaine, l'Hettangien est représenté en sondage par 10 à 15 m de calcaires quelquefois gréseux, souvent argileux, blancs ou crèmes, à intercalations de marnes rosées ou vertes et de niveaux lumachelliques à *Modiola*, *Gervilleia*, *Isocyprina*, *Mesodesma germari*,...

Très médiocrement représentés à l'affleurement, ces niveaux apparaissent surtout au Sud de Villaine avec un faciès de calcaire blanc crème, un peu argileux et sans fossiles.

Plus à l'Ouest (Saint-Saulge) et au Nord, où la série est mieux exposée, on signale (Mouterde, 1953) la présence, à la partie supérieure de la série, de calcaires violacés, parfois de calcaires dolomitiques brun jaunâtre, et le développement à la partie moyenne d'un horizon oolitique ou pseudo-oolitique. Quelques ammonites sont citées dans des secteurs voisins : *Schlotheimia* gr. *angulata*, *Alsatites liasicus* A. sp., etc., caractérisant l'Hettangien moyen et supérieur.

13-4. **Sinémurien—Lotharingien. Calcaires argileux, calcaires à gryphées.** Ensemble puissant de 10 à 15 m, avec à la base 5 à 6 m du faciès classique gris-bleu, biodétritique, à gryphées arquées et minces interlits de marnes noirâtres, représentant le Sinémurien *s.s.* (zones à Rotiforme, Bucklandi et Semicostatum) ; et au sommet, 4 à 5 m de calcaires plus sombres à fossiles phosphatés et interlits plus importants de marnes brunes, représentant le Lotharingien.

À l'affleurement, seuls les calcaires à gryphées (Sinémurien *s.s.*) sont parfois visibles entre Villaine et L'Échalote, avec quelques exemplaires de *Coroniceras* et *Arietites* et faune de brachiopodes et échinodermes.

15-6a ; 16a. **Carixien—Domérien inférieur. Marno-calcaires et marnes brunes.** Couvrant des surfaces importantes sur le territoire de la feuille, cet ensemble à dominante marneuse n'affleure qu'exceptionnellement sous un faciès identifiable. Les sondages de reconnaissance montrent en effet une intense altération des formations de ce type, qui peut s'étendre jusqu'à près de 10 m sous la surface topographique.

À la base, le Carixien est représenté par 10 à 20 m d'alternances de marnes grises et de calcaires argileux un peu gréseux, avec faune de brachiopodes (*Zeilleha numismalis*), bélemnites (*Hastites clavatus*) et ammonites (*Oistoceras* cf. *figulinum*, *Prodactylioceras davoei*, *Aegoceras* cf. *capricornu*, *A.* cf. *latecosta*) du Carixien supérieur. Les 5 mètres inférieurs, qui n'ont pas ici livré de faune, correspondent sans doute aux horizons inférieur et moyen de l'étage, bien identifiés plus au Nord (feuille 1/50 000 Château-Chinon).

Au-dessus, la série (40-60 m) devient très uniforme avec un faciès de **marnes brunes** (16a), homogènes à rares lits ou amandes calcaires et faune peu abondante de lamellibranches (*Leda complanata*, *Monotis aequivalvis*, *Arca*, *Venus*), et rares exemplaires d'*Amaltheus margaritatus* caractérisant le Domérien inférieur.

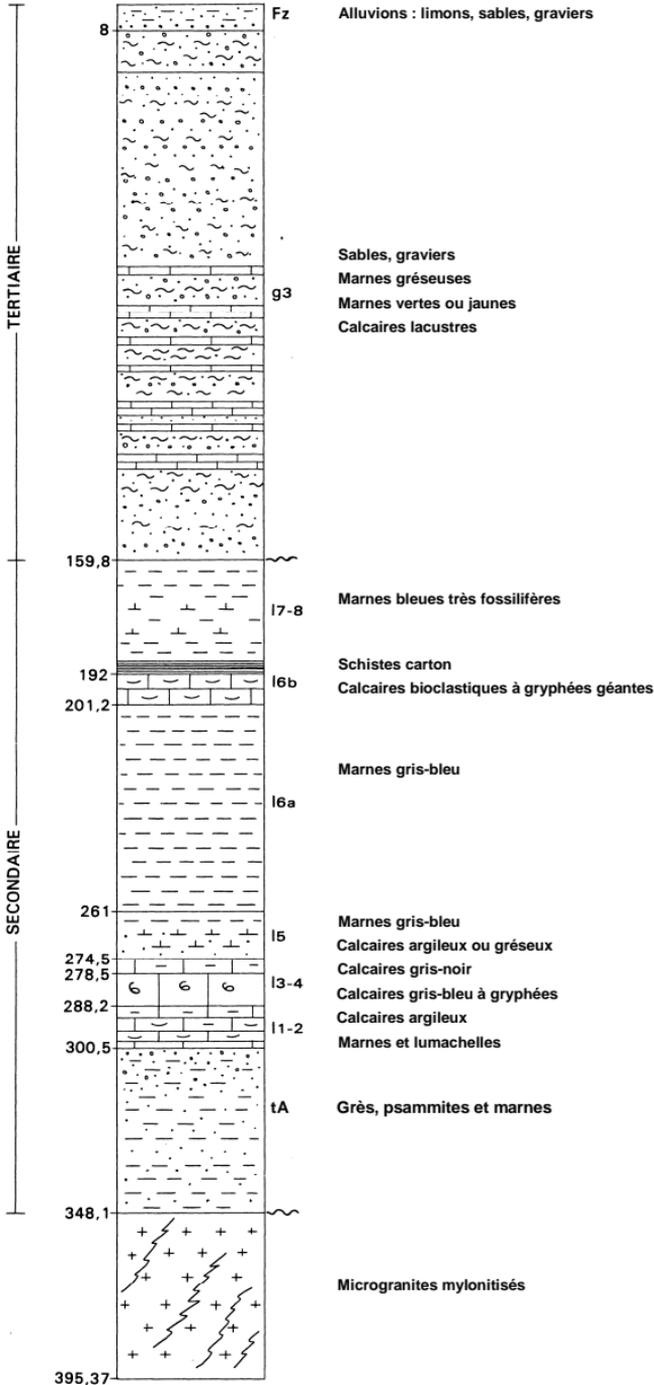
16b. **Domérien supérieur. Calcaires à *Gryphea gigantea*.** Puissant de 5 à 6 m, cet ensemble calcaire forme un précieux repère morphologique entre les assises marneuses du Domérien inférieur et du Toarcien. Il présente un faciès bioclastique très grossier à nombreux débris fossilifères brisés, à oolites ferrugineuses, et faune abondante de lamellibranches : *Gryphea gigantea*, *Pseudopecten aequivalis*, *Harpax pectinoides*, *Pecten camponectes liasicus*, et de bélemnites (*B. paxillosus*). Les ammonites sont rares (*Pleuroceras* sp.). Plus à l'Ouest, en bordure du horst de Saint-Saulge, ces calcaires ont livré *Amaltheus margaritatus* et *Pleuroceras spinatum*.

Ces calcaires s'observent le plus souvent dans les murets de pierres sèches, abondants en particulier près de Montigny-sur-Canne, et dans quelques excavations d'où l'on les extrayait autrefois pour alimenter les fours à chaux (Les Vallerins).

17-8. **Toarcien. Marnes grises micacées et schistes carton.** Ensemble à dominante de marnes grises ou noires intercalées, surtout vers le bas, de quelques bancs de calcaire argileux. Bien qu'occupant de vastes surfaces

Fig. 7 - Sondage Fours (550-6-2)

x = 706; y = 203,5; z = 215



cette formation n'est que très rarement observable. Sa puissance peut être estimée à 50-60 m.

Dans le sondage de Fours (fig. 7), dans la partie sud de la feuille, la série débute par 3 m environ du faciès « schistes carton » bitumineux à débris de poissons, et de marnes détritiques à aptychus. Elle se poursuit par 30 m de marnes grises à rares passées calcaires et faune de lamellibranches (*Pecten pumilus*, *Inoceramus dubius*), de bélemnites (*B. acuarius*, *B. irregularis*) et à ammonites du Toarcien inférieur (*Dactylioceras* sp., *D. hollandrei*) ou moyen (*Hildoceras bifrons*, *H. serpentinum*, *H. bayoni*, *Coeloceras crassiusculum*, *C. mucronatum*, *Haugia* cf. *navis*, *H.* cf. *ogeriani*). La partie supérieure de la formation, non représentée dans le forage, correspondrait à 30-40 m de marnes grises micacées à lentilles sableuses, pauvres en fossiles.

Une petite coupe près de Panneçot (Grand-Anizy) permet d'observer les assises basales de la formation : 50cm de calcaire argileux grossier; 1,5m d'un faciès noir proche des schistes carton mais peu fissile, à aptychus et écailles de poissons, terminé par un niveau ferrugineux oxydé ; et 1,5 m de marnes calcareuses à minces bancs de calcaire argileux. La faune d'ammonites, assez pauvre, comprend *Harpoceras* cf. *falciferum*, *H. falciferum*, *Maconiceras soloniacense* et des *Dactylioceras* à côtes fines, indiquant le Toarcien inférieur (zone à *Falciferum*) et peut être l'extrême base du Toarcien moyen (sous-zone à *Sublevisoni*).

L'extrême base de la coupe (50 cm de calcaire argileux grossier) n'a pas fourni de faune et ne permet pas de conclure à l'absence des assises basales du Toarcien (zone à *Tenuicostatum*), identifiées à l'échelle régionale.

Au Nord de la feuille, des labours ont ramené au jour de nombreux exemplaires de *H. bifrons*, *H. sublevisoni*, *H. subplanatum*, *Phymatoceras* sp. de la base du Toarcien moyen, ainsi que des nautilus, bélemnites et gastéropodes.

Un puits au château des Jalluerds, commune d'Isenay (Mouterde, 1953), a traversé sur 30 m cette formation, avec une faune de *Dactylioceras*, *Pseudolioceras* ? sp., *Nucula hammeri*, *Bélemnites calcar*, *Rhynchonella* sp., *Pentacrinus jurensis*.

Le Toarcien supérieur, pas plus que l'Aalénien, n'ont été identifiés paléontologiquement ; toutefois, les conditions d'observation de la partie sommitale de la série sont telles qu'il est impossible d'en tirer des conclusions quant à la lacune possible d'une partie au moins de cet horizon. Notons cependant qu'à l'Ouest de Saint-Saulge (Lurcy-le-Bourg), une couche d'oolite ferrugineuse à faune de l'horizon à *Variabilis* termine la série liasique et indique à cet endroit un lacune de la majeure partie du Toarcien supérieur et de l'Aalénien.

Dogger

j1a-b. **Bajocien inférieur-moyen. Calcaires à entroques.** Le premier terme du Dogger est constitué par un ensemble assez homogène, puissant d'une dizaine de mètres, de calcaires bioclastiques massifs à entroques

dominantes et débris variés (échinodermes, mollusques, brachiopodes, cœlentérés et bryozoaires). Le sommet de la formation est généralement tronqué par une belle surface de discontinuité ferrugineuse et perforée.

Les ammonites sont rares et mal conservées ; toutefois, quelques *Emileia grandis*, *Otoites sauzei*, *Sonninia* ou *Witchellia* sp., récoltées près du sommet de la formation, indiquent un âge bajocien inférieur (Mouterde, 1953).

Les carrières du Mousseau au Nord de Vandenesse rendent les choses un peu plus complexes : les mêmes fossiles y ont en effet été récoltés non loin de la base, tandis qu'une *Garantia* était délivrée par les bancs sommitaux. Dans ce secteur, la masse du calcaire à entroques s'étalerait alors du Bajocien inférieur au Bajocien moyen ou même jusqu'à la base du Bajocien supérieur. On verra que les faciès qui succèdent à la discontinuité sommitale du calcaire à entroques débutent au Bajocien supérieur, ce qui dans la plupart des localités implique une lacune de tout le Bajocien moyen. Au Mousseau seulement, la sédimentation du faciès à entroques se serait localement poursuivie sans lacune notable.

Matériau résistant, le calcaire à entroques a fourni dans le passé l'essentiel des pierres utilisées pour la construction dans la région sous le nom de « pierre de Vandenesse ». De nombreuses carrières sont encore visibles entre Vandenesse et Moulins-Engilbert, dont l'activité a cessé voici une vingtaine d'années.

j1c-2. Bajocien supérieur—Bathonien. Calcaires blancs crayeux. Ensemble monotone, puissant d'au moins 50 m, de calcaires bien lités, blanc crème, micritiques, un peu argileux, à intercalations de marnes ou de calcaires argileux feuilletés.

Les premiers mètres de la série (1 à 5 m) sont caractérisés par la présence d'intercalations de marnes jaunes, de niveaux de remaniement à galets perforés, et surtout d'horizons plus ou moins continus d'*oolite ferrugineuse* (j1c-2 [1]) de puissance variable (10 à 50 cm). Ces assises ont livré une abondante faune d'ammonites, brachiopodes et gastéropodes, s'échelonnant de la base du Bajocien supérieur (zone à *Garantiana*) à la base du Bathonien inférieur (zone à *Zigzag*, sous-zone à *Macrescens*).

Au siècle dernier, ces assises étaient exploitées à Vandenesse et Isenay comme minerai de fer.

Les calcaires sus-jacents, à aspect crayeux et débit en plaques, qui ont été exploités pour les fours à chaux, ne s'observent plus guère aujourd'hui que dans les labours. La faune y est rare, avec quelques grands lamellibranches et de petits moules internes d'ammonites indéterminables. Au Morillon, les termes les plus élevés de la série ont livré un exemplaire mal conservé rapporté avec quelques doutes à *Paroecotraustes maubeugi*, ce qui supposerait la présence de Bathonien supérieur.

FORMATIONS TERTIAIRES

Données géologiques régionales

Après une très longue période couvrant l'ère secondaire et une partie de l'Éocène (260 à 45 Ma environ), des aires fortement subsidentes ont pris naissance sous l'effet des contrecoups de l'orogénèse alpine, dans maints endroits du Massif central et notamment sur l'emplacement des limagnes.

De nombreux travaux (sondages, études géophysiques, levés de cartes) réalisés sur l'ensemble des limagnes ont permis à D. Giot d'en mieux faire connaître la structure profonde (voir fig. 8, 9, 10) et de préciser les grandes coupures lithostratigraphiques résumées sur la figure 11.

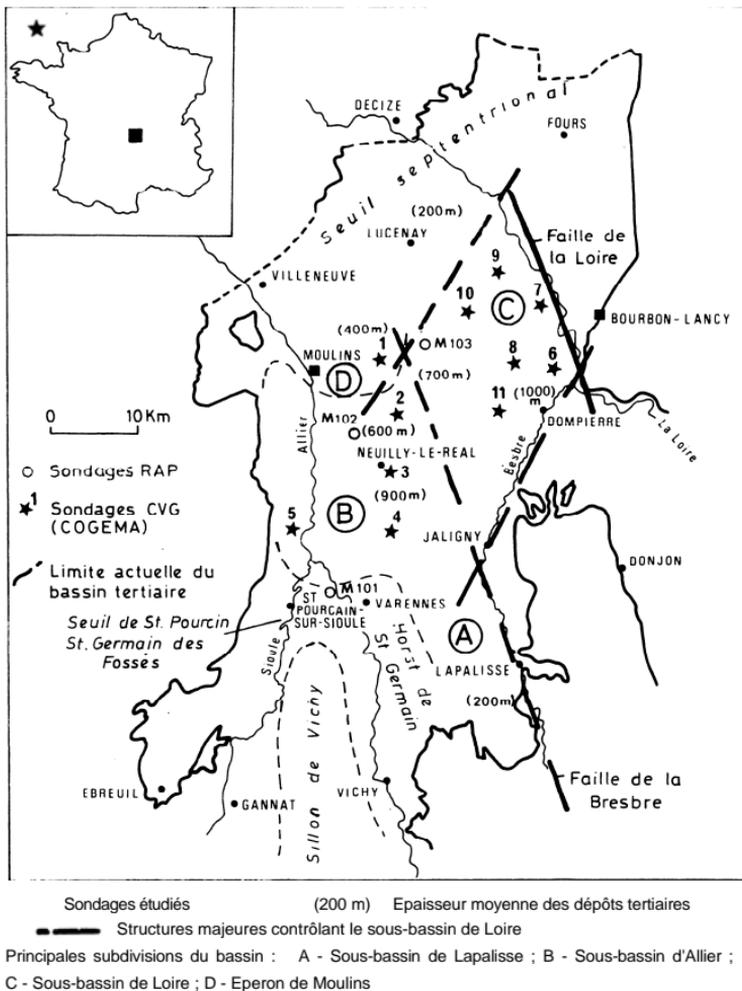
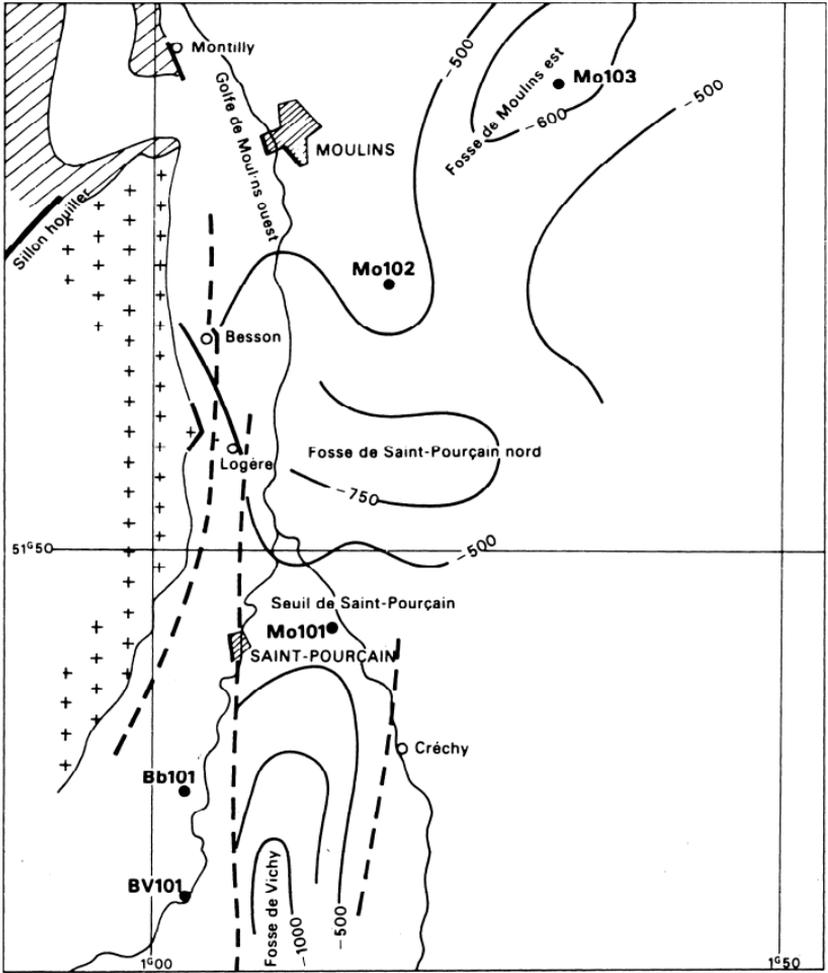


Fig. 8 - Localisation des sondages étudiés dans le bassin de Moulins (Allier, France)



LÉGENDE

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

Fig. 9 - Carte structurale schématique

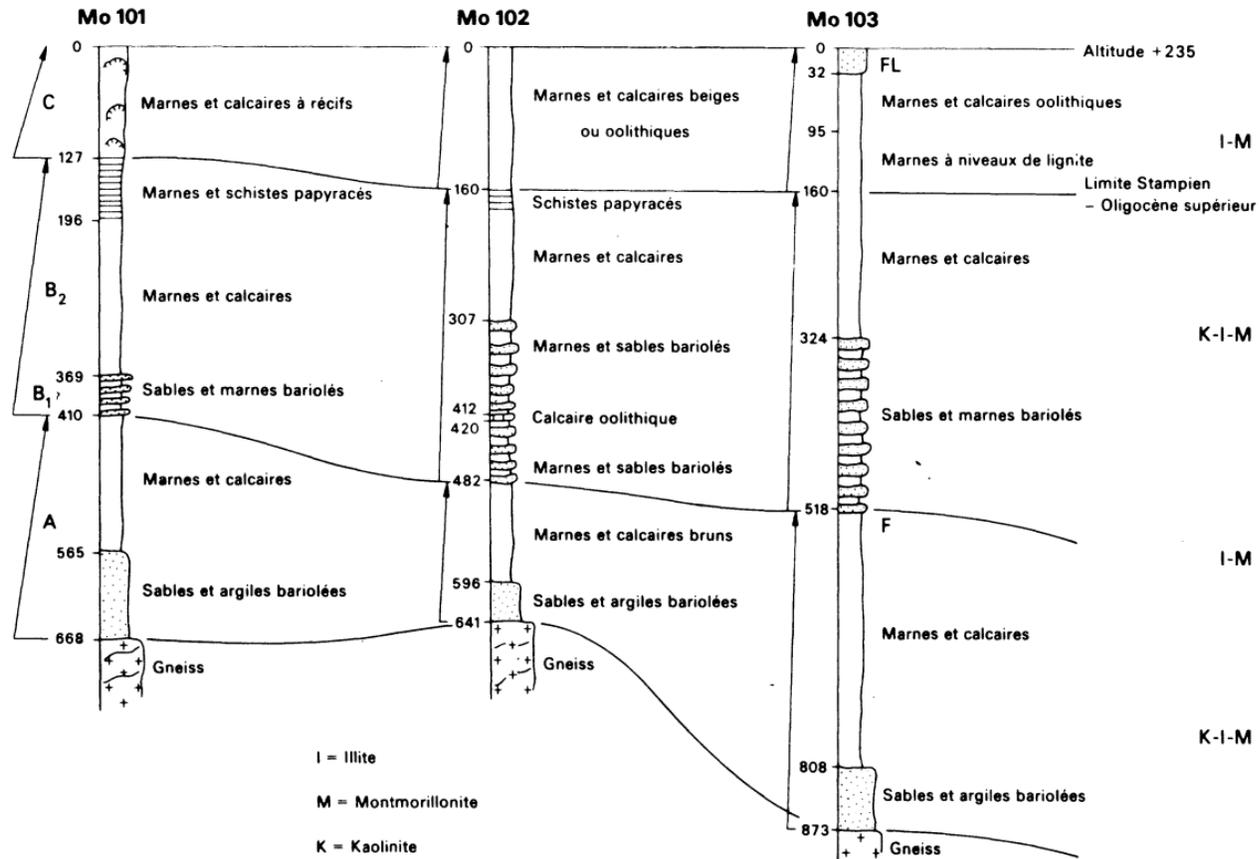


Fig. 10 - Sondages profonds du bassin de Moulines (RAP, 1960)

ZONES PALYNO. (GORIN 1974)	SEQUENCES PRINCIPALES	BASSIN DE VICHY - CLERMONT-FERRAND		BASSIN DE MOULINS		STRATIGRAPHIE
			Faune	Sous-bassin Allier	Sous-bassin Loire	
VI V IV e d c b a	C	Marnes et récifs	Zone 4 - Montaiglu-le-Blin	Marnes et récifs	Marnes et récifs	Aquitanien (m) g3-m Oligocène supérieur (g3)
		Détritique bordier	Zone 3 - Moulins	Passées détritiques localement à la base	Passées détritiques localement à la base	
III b a	B2	Marnes et récifs	Zone 2 - Pont du Château	Marnes	Marnes	g2 Stampien supérieur
		Détritique bariolé ou vert	Zone 1 - Cournon	Détritique à la base	Détritique jusqu'au sommet	
II a	B1	Marnes à évaporites		Calcaire	Marnes à passées détritiques	g1 Stampien inférieur
		Détritique bariolé		Marnes à passées détritiques		
I	A	Marnes et calcaires (faune à striatelles)		Détritique, marnes en alternance	Détritique, marnes en alternance	e Eocène moyen à supérieur
		Détritique rouge			Marnes Détritique bariolé	
	A'					

Fig.11- Echelle stratigraphique des formations tertiaires de Limagne

Les principales variations minéralogiques, paléontologiques et climatiques de la série tertiaire des limagnes sont résumées sur la figure 12 (en pages centrales).

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

La Limagne bourbonnaise (bassin de Moulins), prolongement septentrional des limagnes d'Auvergne (bassins de Vichy et Clermont-Ferrand), est le siège d'une sédimentation fluvio-lacustre assez pauvre en éléments de datation paléontologique. Les attributions chronostratigraphiques ont été établies avec les dépôts des limagnes méridionales par corrélations lithostratigraphiques.

Dans les bassins de Vichy—Clermont-Ferrand, quatre lithoséquences dénommées A, B1, B2 et C ont été définies. Dans le bassin de Moulins, les quatre lithoséquences de type clermontois ont été retrouvées (Giot *et al.*, 1988), avec mise en évidence de dépôts de l'Éocène moyen-supérieur (Lutétien supérieur et Bartonien) et identification d'une lithoséquence supplémentaire sous les quatre classiquement admises (fig. 11). Ces nouvelles données impliquent l'existence de deux sous-bassins (fig. 8) : un sous-bassin Allier et un sous-bassin Loire.

Données profondes sur le socle anté-tertiaire

Dans le bassin de Moulins, trois sondages (RAP, 1960) ont atteint le socle de nature gneissique probable : Moulins 101 (626-6-1) sur la feuille Saint-Pourçain-sur-Sioule, Moulins 102 (598-6-1) et 103 (598-4-1) sur la feuille Moulins, aux profondeurs respectives de 668 m, 641 m et 873 m (fig. 10).

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

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

L'épaisseur des dépôts tertiaires se réduit considérablement au Nord et au Nord-Est du bassin de Moulins où ils reposent sur les terrains mésozoïques : on relève environ 200 m au Nord de Lucenay-lès-Aix ; une centaine de mètres à Devay (feuille Decize) ; 80 m au Domaine-Neuf ($x = 699,150$; $y = 201,000$; $z = 225$ m) et une trentaine de mètres au lieu-dit Les Loges ($x = 708,150$; $y = 208,200$; $z = 237$ m). Ces deux dernières localités sont situées sur le territoire de la feuille Fours.

Terrains affleurants

Le territoire de la feuille se situe au Nord-Est de la faille de la Loire. En direction du socle paléozoïque, comme dans presque tous les cas de bordure, les dépôts tertiaires sont exclusivement représentés par des faciès détritiques. Ce n'est qu'en s'éloignant des bordures qu'il est possible d'observer des faciès carbonatés appartenant au même ensemble.

Compte tenu des analogies de faciès et des relations géométriques, des corrélations lithostratigraphiques avec les sondages les plus proches situés dans le bassin de Moulins semblent possibles. Ainsi, les ensembles lithologiques retenus comme unités cartographiques et représentés au moyen de figurés conventionnels sont attribués à l'Oligocène supérieur, souvent masqués par les sables et argiles pliocènes ; et, dans le Nord-Ouest de la carte, à l'Éocène et à l'Oligocène indifférenciés (e-g).

Les mauvaises conditions d'affleurement, l'extrême rareté des coupes, la grande variabilité des faciès due à la genèse des dépôts, n'ont pas permis la représentation d'unités stratigraphiques limitées par des contours. Les notations reportées n'ont qu'une valeur ponctuelle.

Au sein de l'Oligocène plusieurs ensembles lithologiques ont été distingués :

- g3M : marnes vertes, localement calcaires, silts calcaires, argiles vertes ;
- g3A : argiles vertes, localement sableuses ;
- g3S : sables argileux quartzo-feldspathiques et argiles vertes, accessoirement galets ;
- g3P : sables argileux à galets, localement blocs.

Éocène—Oligocène

e-g. **Marnes et argiles, sables argileux quartzo-feldspathiques localement à galets ; silexites.** Au Nord-Ouest, le plateau de la forêt de Vincence et des bois environnants (bois de Bernay, bois Buisson, bois de Grenessay, bois de la Varvotte), incliné au Sud et au Sud-Est, correspond principalement à des dépôts marno-calcaires d'origine lacustre et accessoirement à des dépôts détritiques d'origine fluviale.

En surface, les matériaux à dominante argileuse ou limoneuse sont associés à des **silexites** (e-g[1]).

L'horizon d'altération, caractérisé par des argiles jaunes, beiges, verdâtres, ocre, noires, rougeâtres ou blanchâtres, n'excède pas quelques mètres (5 m maximum) et surmonte des marnes beiges, rosâtres, blanchâtres, jaunes, brunes ou verdâtres emballant des granules calcaires blancs millimétriques à centimétriques. Des rognons et galets de calcaire de 5 à 6 cm peuvent s'intercaler dans la masse. Parmi ces éléments au cachet lacustre dominant, figurent des galets de calcaire jurassique dont l'origine implique des remaniements. La puissance des termes argileux et carbonatés peut atteindre quelques dizaines de mètres.

Intercalé entre les niveaux marneux décrits ci-dessus et le substrat liasique, se développe un dépôt détritique, signalé uniquement au sondage 1-15 par 3,50 m de sable calcaire quartzo-feldspathique, fin à moyen, à chailles de 2 à 3 cm. Le sondage 1-14, situé au Nord-Ouest en limite de feuille, a traversé 11 m de sable grossier à fin, argileux, quartzo-feldspathique, à galets de silicites de 2 à 6 cm.

L'étude biostratigraphique de quelques échantillons prélevés en sondages dans les faciès détritiques et carbonatés n'a fourni aucun élément de datation. Le résidu de lavage correspondant au terme détritique carbonaté de la base du sondage 1-15, montre des quartz et feldspaths très hétérométriques de taille inférieure à 5 mm, d'assez rares grains gréseux à ciment argilo-calcaire roux, de rares micas et d'assez rares silicites. La biophase y est très pauvre et n'intéresse que des éléments silicifiés, avec des rares bryozoaires, très rares spicules, rares échinides en bioclastes roulés et de très petites formes calcaires plus ou moins tubulaires, beiges, évoquant des empreintes végétales.

La phase détritique très abondante, la phase carbonatée très minoritaire, liée à de probables traces végétales, indiquent un environnement fluvial proche d'un milieu lacustre.

Les minéraux lourds sont caractérisés par la magnétite, l'épidote, la staurolite, la muscovite et le grenat. Les horizons superficiels du même sondage 1-15 (1,5-2 m et 4-5 m), bien que contenant très peu de minéraux, montrent la présence de barytine, zircon, tourmaline, magnétite et rutile.

La distribution géographique de ces dépôts, leur répartition géométrique plusieurs dizaines de mètres au-dessus des marnes et calcaires lacustres des environs de Cercy-la-Tour, à des cotes similaires ou plus élevées que les dépôts fluviaux de la bordure du Morvan, impliquent des rejeux tectoniques relativement importants. Or, il apparaît nettement que l'ensemble des terrains mésozoïques, sur lesquels reposent directement cette formation, sont relevés au Nord-Ouest en direction du massif de Saint-Saulge.

On note certaines analogies de faciès avec les dépôts proches des séries détritiques bariolées de la base des séquences (A', A, B1, B2) de la série tertiaire des limagnes, qui se sont mises en place à plusieurs reprises dans les divers bassins du Massif central depuis l'Éocène supérieur jusqu'au Stampien. Certaines similitudes de faciès les apparentent également aux marnes et calcaires du Nivernais, considérés Éocène supérieur à Oligocène inférieur. L'absence d'arguments paléontologiques pourrait aussi faire considérer ces niveaux comme le terme ultime d'un remplissage lacustre d'âge oligocène supérieur.

Les matériaux proviennent très probablement du démantèlement des horizons d'altération du Lias, lequel présente en de nombreux endroits un faciès d'altération analogue sur plusieurs mètres et jusqu'à une dizaine de mètres. Les fossiles rencontrés et l'étude des microfaunes permettent aisément de les distinguer ; les dépôts lacustres situés sur le territoire de la carte s'étant toujours révélés azoïques.

Oligocène supérieur

g3M. Marnes vertes à blanchâtres, localement calcaires, calcaires gréseux, silts calcaires, argiles vertes. Aux environs de Cercy-la-Tour, les rives de l'Aron et de ses affluents la Canne et l'Alène sont bordées par des coteaux marneux ou argilo-marneux avec développement local de bancs calcaires massifs à décimétriques lités, à bioconstructions algaires, ou vermiculés beiges, blanchâtres à jaunâtres, bruns ou verdâtres, plus ou moins tendres, parfois finement détritiques, notamment vers le haut de la série ; ils alternent avec des marnes ou des silts très carbonatés roux, beiges ou verdâtres.

Au Sud de l'Aron, les marnes ne présentent un réel développement qu'en limite de feuille vers l'Ouest. Parfois silteuses à sableuses, elles affectent des teintes jaunâtres à blanchâtres ou verdâtres. Par ailleurs, elles apparaissent interstratifiées en bancs ou lentilles de plus en plus réduits au fur et à mesure du passage au système fluvio-lacustre. Elles s'incorporent alors à des matériaux argileux ou argilo-silteux de couleur dominante verte, accessoirement mêlée de brun, jaune, kaki, rose ou orangé. Au lieu-dit Le Vignot ($x = 707,875$; $y = 215,775$; $z = 222$ m) on observe un calcaire micritique pour lequel l'examen microscopique en lame mince révèle la présence de quelques prismes de *Microcodium* micritisés.

L'ensemble de ces dépôts traduit un environnement lacustre où les gîtes fossilifères sont très rares. Les faunes récoltées au sein des calcaires (*Helix* mal conservés, hydrobies), ne permettent aucune datation précise.

g3A. Argiles vertes, localement sableuses, accessoirement galets et/ou blocs. Il est malaisé de bien définir cet ensemble en raison des multiples aspects qu'il recouvre :

- formation géologique que l'observation ponctuelle ou l'extension trop limitée empêche d'intégrer à l'une des trois autres unités ;
- zone aveugle à cause d'un couvert végétal très développé ;
- altération superficielle à tendance évolutive au limon, laissant supposer un substrat à dominante argileuse.

Les argiles constituent une part importante du matériel oligocène ; la pauvreté des sols qu'elles ont engendrés est à l'origine des grandes étendues forestières approximativement limitées par le quadrilatère Vandenesse—Fours—Rémilly—Saint-Honoré-les-Bains. C'est également au sein de cet ensemble qu'il est possible d'observer que les vallons, endigués à plusieurs niveaux, supportent de nombreux étangs (bois de Thaix, le Grand-Bois, les Pares).

Si le matériel est à dominante argileuse, il n'exclut pas l'existence de niveaux sableux plus ou moins riches en galets et/ou blocs. À dominante verte ou verdâtre, ces dépôts affectent également des teintes noires, grises, bleues, kaki, ocre, blanches, jaunâtres, rougeâtres ou rosâtres. Les horizons silteux ou sableux sont toujours quartzo-feldspathiques (feldspaths blancs et roses), parfois micacés.

Des coupes établies à partir de sondages réalisés à la tarière sur 10 à 20 m de profondeur, montrent que ce complexe à dominante argileuse représente latéralement le terme de passage entre les dépôts grossiers (g3S) à conglomératiques (g3P), et les faciès carbonatés (g3M).

Regroupées sous un même faciès, les argiles ne sont pas toujours le témoin de dépôts à l'origine essentiellement argileux. On observe en effet, que dans les zones de contact sable—marne, celui-ci se fait quasi systématiquement par l'intermédiaire d'une argile. Il semble que ce type d'argile constitue, au moins pour partie, le produit résiduel de marnes décalcifiées. Et l'hypothèse d'une altération sous couverture où les phénomènes de circulation d'eau acide dans les niveaux sableux auraient un rôle prépondérant, doit être envisagée.

L'observation faite ici au sein même des dépôts oligocènes, se retrouve partout là où existe une couverture sableuse ou sablo-caillouteuse. La formation des « Sables et argiles du Bourbonnais » est très démonstrative à cet égard. Chenalisée en partie dans les marnes oligocènes, on observe, tant sur le terrain qu'en sondage, l'intercalation d'une « couche de passage » argileuse pouvant atteindre plusieurs mètres entre la base des dépôts sableux se rapportant à la formation du Bourbonnais, et le toit des marnes oligocènes.

Globalement, il est possible d'observer l'existence d'un pôle à dominante argileuse (zone distale) par opposition à un pôle détritique (zone proximale). Néanmoins, la fréquence et l'épaisseur des niveaux argileux apparaissent extrêmement variables. L'ensemble est caractéristique d'un environnement fluvio-lacustre à fluvio-palustre.

À l'Ouest de Saint-Honoré-les-Bains, à l'aplomb des bois de Morillon et des Grands-Bois, plusieurs sondages exécutés à la tarière ont recoupé, aux environs de la cote 220 m, un horizon argileux noir ou gris bleuâtre foncé, à débris ligneux, caractéristique des milieux palustres. L'étude sporo-pollinique (G. Farjanel, BRGM, 1987) d'un échantillon d'argile noire récoltée en sondage entre 19 et 19,50 m de profondeur, soit en cote absolue entre 219,50 et 220m (x = 712,175; y = 214,325), indique un âge oligocène supérieur (zone V ; Gorin, 1975). Ce niveau est caractérisé par l'abondance des conifères (*Pinus* type *diploxylon*, *Picea*, *Tsuga*), correspondant à une période fraîche.

L'étude minéralogique des dépôts situés au Sud de l'Alène et de l'Aron à partir d'échantillons de sondages (J. Tourenq, univ. de Paris VI), montre que dans la phase argileuse, la kaolinite est prépondérante sur la smectite et l'illite. Pour le même secteur, il est intéressant de noter que le Pliocène (Sables et argiles du Bourbonnais) est également à kaolinite dominante, légèrement plus riche que l'Oligocène, tandis que la smectite est en proportion plus importante dans l'Oligocène que dans le Pliocène. À l'inverse, l'illite est en proportion plus importante dans le Pliocène que dans l'Oligocène.

g3S. Sables argileux quartzo-feldspathiques et argiles vertes, accessoirement galets. Cet ensemble est assez largement développé sur la carte. Il assure le passage entre g3M à dominante marneuse et g3P à dominante conglomératique. Les matériaux sont constitués de sables fins à grossiers

quartzo-feldspathiques (feldspaths blancs et roses atteignant la taille centimétrique) admettant des galets de quartz de 1 à 3 cm emballés dans une matrice argileuse parfois micacée, généralement compacte, bleuâtre, verte, grisâtre (milieu réducteur) ; plus rarement beige, jaunâtre, rougeâtre ou mauve. Les dépôts superficiels sont presque toujours altérés sur plusieurs mètres.

La puissance des niveaux sableux varie de quelques décimètres à plusieurs mètres. Ils alternent avec des passés d'argile compacte verte ou verdâtre à bleuâtre, parfois marbrée de jaune ou de brun, pouvant inclure des silts ou des sables fins.

En s'approchant des zones de bordure, on observe une granulométrie croissante de la taille des grains et certains niveaux sableux s'enrichissent en galets. L'allure et la composition des strates, bien qu'exceptionnellement observables en coupes, suggèrent une origine fluviale.

Plus fréquents et plus puissants dans les zones distales, les horizons à dominante argileuse, dont la sédimentation résulte de processus de décanation, ont une origine lacustre.

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

g3P. Sables argileux conglomératiques. Cet ensemble trouve pour partie son équivalence dans les dépôts marno-calcaires du centre du bassin, par l'intermédiaire des faciès argileux et argilo-sableux. Il représente un dépôt bordier de type torrentiel, fluviale et lacustre. Cet ensemble détritique à teinte verte dominante peut apparaître beige jaunâtre ou rougeâtre.

Il s'agit d'une alternance d'argiles, de sables argileux quartzo-feldspathiques, avec développement plus ou moins important de niveaux conglomératiques. Les éléments polygéniques sont figurés par des galets hétérométriques associés à des blocs, notamment dans les zones situées en bordure des terrains paléozoïques. La taille maximum des galets est de 20 cm environ, celle des blocs plus ou moins émoussés peut atteindre 80 cm.

Le lessivage de la matrice aboutit à la concentration en surface des gros éléments résiduels qui tapissent les versants, principalement au débouché dans la plaine des rivières issues du Morvan.

La représentation, à l'aide de figurés en surcharge, signale le caractère pour partie résiduel de ces éléments, tout en ménageant l'idée que la formation en place sous-jacente peut les incorporer, dans une bien moindre proportion toutefois. Le matériel grossier est à nette dominante siliceuse, il est constitué de quartz, silexites, grès, grès feldspathiques, tufs et rhyolites. Aux environs de Montaron, les horizons à galets admettent en outre d'abondantes chailles.

L'absence totale de coupe sur le territoire de la feuille n'a pas permis d'appréhender l'organisation structurale des différents corps sédimentaires qui composent cet ensemble. À la faveur de petits travaux occasionnels, il a été

possible d'observer de belles structures fluviales entrecroisées au sein des sables argileux à galets disposés en cordons.

Quant au contact entre les formations tertiaires g3P et celles du Paléozoïque, il apparaît très irrégulier ; tantôt par faille (environs de Rémyilly), tantôt l'Oligocène recouvre le Paléozoïque en transgression. Cette remarque s'applique aussi à la zone de contact avec les terrains du Mésozoïque. Dans les deux cas, les sédiments oligocènes incorporent toujours les roches silicifiées (grès, silexites), témoins d'assises ayant appartenu au Mésozoïque (Trias à Cénomanién).

Pliocène

L'ensemble des dépôts connu sous le nom des *Sables et argiles du Bourbonnais* ou « Sables à cailloux du Bourbonnais » (de Launay, 1923) s'inscrit dans la limite des bassins d'effondrement oligocènes de Limagne et Sologne bourbonnaises, drainés par la vallée de l'Allier à l'Ouest et celles de la Loire et de la Besbre à l'Est. Vers le Nord (bassin de Paris), leur extension est limitée au fossé de la Loire encadré de failles N-S, où ils reposent sur les terrains du Mésozoïque.

Aucune différenciation n'avait été faite sur les cartes à 1/80 000 au sein de cette formation. Depuis 1973, les levés des cartes géologiques à 1/50 000 de Limagne et Sologne bourbonnaises, complétés par des sondages à la tarière, ont permis la distinction de deux séquences sédimentaires superposées se développant au maximum sur 50 m environ d'épaisseur. De bas en haut :

- 10 à 20 m : formation sableuse à galets ;
- 6 à 12 m : série fine (sables fins, silts, argiles) comprenant localement un niveau-repère d'argiles noires à bois fossiles ;
- 10 à 25 m : alternance d'argiles et de sables argileux ; sables grossiers quartzo-feldspathiques à galets sur les bordures ;
- 2 à 5 m : argiles à tendance évolutive au limon en surface.

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

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

Sur le territoire de la feuille Fours, la seconde séquence fait défaut.

La première se développe au maximum sur une quinzaine de mètres. On a relevé en sondages : 11 m aux Crots-Favès (6-11) ; 10 m au Bois-Clair (6-13), commune de Fours ; 12,50 m au bois des Taules ; 11,50 m au hameau des Roses, commune de Cercy-la-Tour (5-1) ; 13,50 m à La Question (5-9), commune de Charrin (hors carte).

On distingue à la base de cette séquence et au toit des formations argileuses, argilo-sableuses ou marneuses de l'Oligocène, une formation sableuse avec ou sans galets (FL[1]), très caractéristique notamment au Sud de Cercy-la-Tour, dont l'épaisseur atteint exceptionnellement 10 m dans la partie amont et 3 à 4 m dans l'angle sud-ouest de la carte (partie aval). Cette formation peut admettre des passées d'argiles ou de silts argileux.

Au-dessus de cette formation viennent quelques mètres de sédiments fins (sables fins, silts ou argiles : FL[2]) répartis en une ou plusieurs couches alternées d'épaisseur variable, reconnues en sondages principalement.

Ces matériaux fins sont très localement surmontés par d'autres sables grossiers feldspathiques avec ou sans galets, identiques à ceux de base, dont la puissance n'excède pas 2 à 3 m (FL[3]).

FL(1). Sables grossiers quartzo-feldspathiques, avec ou sans galets. La formation sableuse inférieure occupe principalement le Sud-Ouest de la carte. La région située au Sud de Cercy-la-Tour doit à cette formation ses principales caractéristiques. Elle est généralement représentée vers le Nord, de part et d'autre des vallées de la Dragne, de l'Aron et en rive droite de la Canne.

Ravinant les terrains oligocènes et jurassiques, elle constitue un épandage réparti suivant de vastes chenaux qui préfigurent les cours actuels (fig. 13). Le régime sédimentaire fluvial est souligné par la stratification des sables tantôt horizontale, tantôt oblique, voire entrecroisée. Les galets sont disposés en cordons relativement continus alternant avec des sables fins ou grossiers, plus ou moins argileux, jaunâtres à rougeâtres.

La taille, la fréquence et la nature des galets varient d'un point à un autre. Cependant, les matériaux siliceux sont prépondérants avec le quartz et les chailles, le silex ; grès, tufs, rhyolites, roches grenues se rencontrent dans une moindre proportion. La taille des galets est comprise entre 1 à 5 cm, mais il en est qui atteignent 10 cm. D'une manière générale, la taille diminue légèrement d'amont en aval et de la base au sommet, avec de notables exceptions, principalement en bordure des terrains mésozoïques où le stock grossier est enrichi de silexites en blocs à peine émoussés.

La matrice sablo-argileuse, quartzo-feldspathique, contient dans la fraction grossière des feldspaths blancs et/ou roses et présente dans les champs un aspect « gros sel » caractéristique. La fraction argileuse inférieure à 50 µm est comprise entre 10 et 30 %, d'où la relative compacité observée au sein du matériel tout-venant.

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

Plus ou moins discontinus, des bancs argileux se rencontrent à divers niveaux dans la masse sableuse. Du fait de leur faible épaisseur, il est souvent malaisé de les découvrir autrement qu'en sondage. Sur le terrain, ils

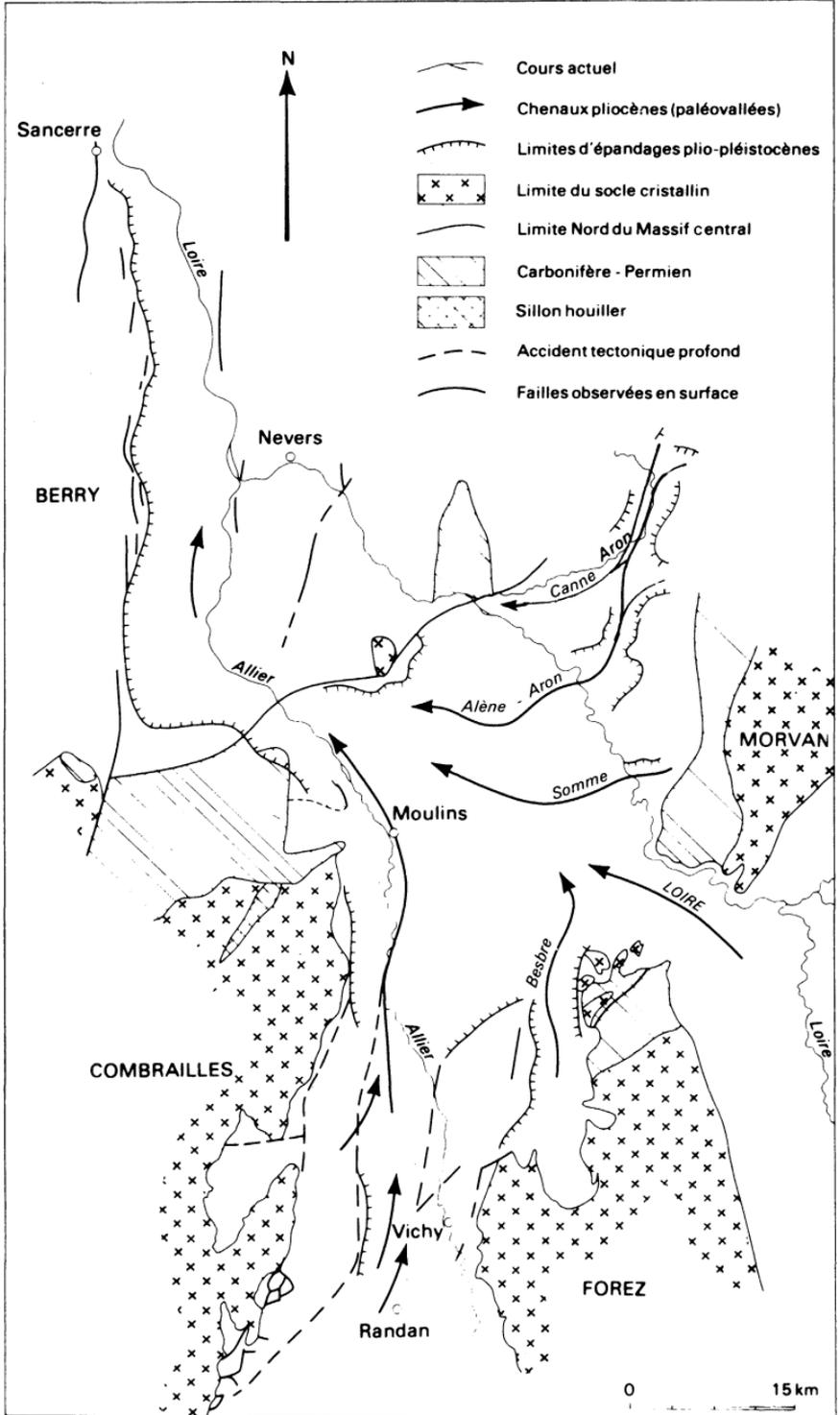


Fig. 13 - Carte schématique. Eléments structuraux

nous sont indirectement signalés, le plus souvent par des lignes de sources intermittentes auxquelles correspond une végétation hygrophyle.

De teinte jaunâtre ou rougeâtre (oxydation) dans les horizons superficiels ou dans la masse à l'approche d'une couche imperméable, ces dépôts apparaissent parfois beiges, blanchâtres, grisâtres ou verdâtres (réduction) en profondeur.

Leur puissance atteint 10 m aux environs de Fours et à L'Ombre près de Thaix, 8,50 m au hameau des Roses, 6 m à Gaudry.

Il est souvent malaisé d'établir sur le terrain une distinction entre les sédiments détritiques oligocènes et pliocènes. Il est cependant possible de remarquer, qu'au sein de ces derniers, les éléments de quartz sont plus évolués (arrondis à subarrondis) alors qu'ils apparaissent anguleux à subanguleux dans l'Oligocène ; une origine plus lointaine (altérites du socle) et/ou une reprise du matériel oligocène peut facilement expliquer cette évolution. De plus, les études de laboratoire (J. Tourenq) permettent d'établir une distinction nette grâce aux zircons éruptifs présents dans les sédiments pliocènes et au contraire totalement absents à l'Oligocène. Enfin, l'analyse minéralogique de la fraction argileuse montre que la kaolinite est en proportion plus importante dans la formation du Bourbonnais que dans l'Oligocène ; cette proportion s'inverse pour la smectite tandis que Fillite figure en proportion sensiblement équivalente, avec une légère prédominance dans les sédiments pliocènes.

FL(2). Argiles, silts, sables fins, accessoirement sables grossiers. Les sables grossiers décrits ci-avant sont en grande partie surmontés par des dépôts à nette dominante argileuse, constituant le second terme de la séquence sédimentaire. Ils peuvent être représentés suivant le lieu soit par une alternance pluriséquentielle d'argiles, de silts ou de sables fins versicolores, plus rarement de sables grossiers plus ou moins argileux, répartis en lits de quelques centimètres à quelques décimètres, soit par une couche de plusieurs mètres.

On observe en sondage que le développement en puissance des arénolites (matériaux fins) s'effectue au détriment des rudites (matériaux grossiers), résultat d'un granoclassement vertical et latéral.

Outre qu'elle gêne l'observation, la végétation forestière implantée sur ces dépôts fluvio-lacustres engendre des sols à nette tendance évolutive au limon dont l'épaisseur (2 à 2,50 m), reconnue en sondage, masque la nature du substrat. Le plateau qui supporte les bois de Champlevois, des Taules et la forêt de Fours, illustre bien cette remarque.

Fréquemment, un banc d'alios se forme dans les niveaux superficiels.

FL(3). Cailloutis à sables grossiers, sables fins, silts, argiles, limons indifférenciés. L'absence totale de coupe, les variations et réductions d'épaisseur de FL(2), les effets de la pédogenèse sont telles, notamment en direction des bordures, qu'il est souvent impossible d'établir une distinction entre le

détritique grossier de base (FL[1]) — qui constitue parfois le seul faciès — et les matériaux fins argileux (FL[2]) qui lui sont localement superposés.

Âge de la formation des Sables et argiles du Bourbonnais. La formation des Sables et argiles du Bourbonnais incorpore depuis sa base des minéraux volcaniques (zircons, sphènes,...) et des quartz de ponce pour lesquels une origine montdorienne permet une datation comprise entre 3,18 et 2 Ma ou 3,07 et 1,94 Ma, d'après les données de P. Lo Bello (1988) basées sur la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar .

J. Tourenq (1989, p. 293) fait observer dans sa thèse que l'étude des inclusions dans les quartz de ponce montre qu'il existe une relation :
—entre la base de la formation du Bourbonnais et les nappes de ponces extra-caldeiras (en particulier la « grande nappe de ponce rhyolitique », 2,5 Ma) ;
—entre la partie moyenne de la formation du Bourbonnais et les nappes intra-caldeiras (nuées du complexe intermédiaire liées au dôme de la Gacherie, 2,3 Ma ; Vincent, 1979).

Pour les zircons, il est également démontré une relation entre le sommet de la formation et les pyroclastites trachytiques et trachy-andésitiques.

L'âge des Sables et argiles du Bourbonnais est donc compris entre 3,07 et 1,94 Ma (Pliocène supérieur).

Les résultats palynologiques, bien que moins précis pour dater le sommet de la formation, confirment les données volcanologiques. En effet, G. Farjanel (BRGM, inédit) a découvert, dans un échantillon prélevé en sondage à l'extrême base des sables inférieurs, une association sporo-pollinique du Reuvérien terminal, caractérisé par sa richesse en feuillus mésophiles diversifiés et par quelques taxons tertiaires, indices d'un climat encore « chaud ».

La fin de la première séquence sédimentaire, caractérisée par le dépôt d'argiles fines, noires, grises ou blanches,... avec localement des bois fossiles, a livré une association microfloristique d'âge prétingien (Favrot *et al*, 1973 ; Châteauneuf, *in* Giot *et al*, 1976 ; Le Griel et Méon, 1981 ; Farjanel, *in* Clozier et Turland, 1982) où les pins de type *Sylvestris* deviennent plus abondants, associés ou non à des herbacées ; tandis que les arbres thermophiles disparaissent ainsi que certaines essences exotiques, notamment les taxodiacées. L'apparition de ce climat froid peut être considéré comme le premier intervalle « glaciaire » (Pliocène supérieur).

LIMONS ET COLLUVIONS

LC. Limons et argiles à chailles. Les terrains jurassiques occupent les deux tiers de la moitié nord de la carte. Ils sont localement recouverts par une formation argileuse ou limoneuse emballant des silexites (silex, chailles, grès), considérée par les anciens auteurs du 1/80 000 Nevers comme du Jurassique décalcifié (notation j barré) ; plus récemment elle a été intitulée « limons à chailles » par les auteurs du 1/50 000 Nevers, ou encore « argiles à chailles »

par G. Lucotte (1978). Enfin, les auteurs de la carte à 1/50 000 Château-Chinnon intègrent cette formation dans un faciès d'altération des formations jurassiques avec chailles, noté A.

Bien que d'aspect assez homogène dans son ensemble, la matrice argileuse ou limoneuse emballe un matériel grossier montrant des faciès variés bien qu'essentiellement siliceux, regroupés ici sous le terme de chaille déjà retenu par G. Lucotte.

Silexites. Impropres à la culture, leur concentration correspond à une partie de la forêt domaniale de Vincence qui détermine un plateau relevé vers le Nord-Ouest en direction du horst de Saint-Saulge. Cartographiquement, nous avons choisi de préserver l'information relative au substrat et, sauf dans le cas particulier des environs du bois de la Breuille où toute identification du substrat est impossible, cette formation superficielle est représentée à l'aide de surcharges.

Les silexites se trouvent bien évidemment en forte proportion à la base des dépôts oligocènes ou pliocènes lorsque ceux-ci sont au contact des formations jurassiques. De taille plus modeste, elles sont également reprises parmi les termes grossiers des alluvions quaternaires.

Sur le territoire de la feuille Fours, bien qu'il soit impossible de les distinguer cartographiquement, deux types de formations constituées de matériel siliceux se superposent aux assises jurassiques.

Dans le premier cas, le matériel siliceux est très grossier ; il correspond à des blocs de un à plusieurs décimètres cubes pouvant aller jusqu'à un mètre cube ; les remaniements sont locaux, blocs descendus par gravité à l'échelle d'un versant par exemple. Cette formation a un caractère autochtone.

Dans le second cas, au matériel très grossier s'ajoutent des éléments hétérométriques, blocs émoussés et galets roulés correspondant au produit résiduel d'une couverture sablo-caillouteuse pliocène ou anté-pliocène érodée lors du creusement des vallées, d'où peut-être leur relative abondance sur certains versants. Des sables plus ou moins argileux peuvent alors s'y associer. Cette formation a un caractère mixte : blocs de silexites résiduels en place ou peu remaniés, et chailles ou silex émoussés à roulés d'origine plus lointaine.

Parmi les blocs de silexites dont le terme recouvre les chailles (jurassiques), les calcaires silicifiés, les silex (crétacés) et quelques faciès gréseux ou bréchiqes, il a été observé des éléments très gros (de un à plusieurs décimètres cubes), anguleux, en dalles ou vaguement arrondis. Leur abondance témoigne de l'existence d'une couverture mésozoïque importante, aujourd'hui érodée.

Les silex montrent le plus souvent un cortex blanc pelliculaire, une cassure conchoïdale ou tranchante ; dans la masse ils apparaissent blonds, jaunes, blanchâtres, rougeâtres, violacés, parfois gris ou gris-bleu. Ils sont quelquefois très poreux (désilicification), avec des imprégnations d'oxydes de fer brun rouille dans les fissures.

Les chailles, brunes ou jaunâtres, présentent des figures de dissolution à leur périphérie, des structures concentriques dans la masse avec imprégnations brunes d'oxyde de fer; leur cassure est bréchiq ue à conchoïdale.

Les témoins silicifiés de calcaires stratifiés, en plaquettes de 2 à 3 cm d'épaisseur, bruns à jaunâtres, montrent parfois des structures oolitiques.

Les grès sont gris, fins et montrent des structures vacuolaires millimétriques, avec une imprégnation pelliculaire d'oxyde de fer brune à rouille à la périphérie des blocs. Certains intègrent des éléments anguleux de silexites à spicules de spongiaires. Le ciment peut être siliceux ou ferrugineux.

Parmi les blocs de silexites, il n'est pas rare de rencontrer des fossiles silicifiés, mais leur état ne permet pas de datation précise.

L'étude des silexites en lames minces (C. Jeudy de Grissac, BRGM) montre que les principaux faciès sont assez uniformes dans l'ensemble, essentiellement représentés par d'anciens calcaires bioclastiques (micrites ou microsparites) silicifiés. La biophase y est le plus souvent mal préservée, plus ou moins masquée par la silicification. Les spicules de spongiaires siliceux sont souvent très abondants, associés à des articles de crinoïdes et de plus rares débris de bryozoaires. Quelques petits foraminifères benthiques sont souvent juxtaposés; ils indiquent un âge jurassique indéterminé (Dogger ?). Il semble donc bien que la silicification a affecté des horizons correspondant aux affleurements actuels ou superposés à ceux-ci.

Une mention particulière doit être faite concernant quatre échantillons de silex pour lesquels l'étude micropaléontologique indique que les faciès correspondent à d'anciennes biomicrites silicifiées où la faune est largement dominée par des spicules de spongiaires siliceux associés à de fréquents foraminifères et à des débris divers dont brachiopodes et échinodermes. Les faciès présentent en général une structure litée et une texture wackestone. La silicification oblitère une grande partie des organismes dont les tests calcaires ont été plus ou moins dissous. Elle paraît cependant avoir épargné certaines structures fines comme celles de foraminifères planctoniques. Du point de vue biostratigraphique, l'analyse détaillée des foraminifères permet de leur attribuer un âge crétacé supérieur basal, très probablement cénomanien.

Ceci tend à démontrer que cette région a été, postérieurement au Jurassique, à nouveau submergée lors de la transgression crétacée au Céno manien. Cette remarque est corroborée par la présence d'une espèce planctonique typique du Céno manien supérieur au sein des dépôts lacustres oligocènes. En effet, un échantillon de marne verdâtre à jaunâtre à cachet lacustre, prélevé en sondage entre 10 m et 10,5 m au lieu-dit Les Coques ($x = 708,825$; $y = 212,273$; z au sol = 240 m) sur la commune de Vandenesse et étudié par C. Monciardini (HRGM), indique qu'il contient à l'état remanié un exemplaire de *Rotalipora greenhornensis*, la biophase étant constituée de quelques bivalves et gasteropodes à test lisse et mince.

Dans sa synthèse sur les formations résiduelles sur calcaires jurassiques du Sud-Est du Bassin parisien, D. Baize (1989) arrive à la conclusion que «...dans leur ensemble, les formations et argiles à chailles semblent bien autochtones». Il rejoint ainsi G. Lucotte (1978) qui fait observer que, dans la région de Nevers et de la Charité-sur-Loire, le matériel initial contenu dans

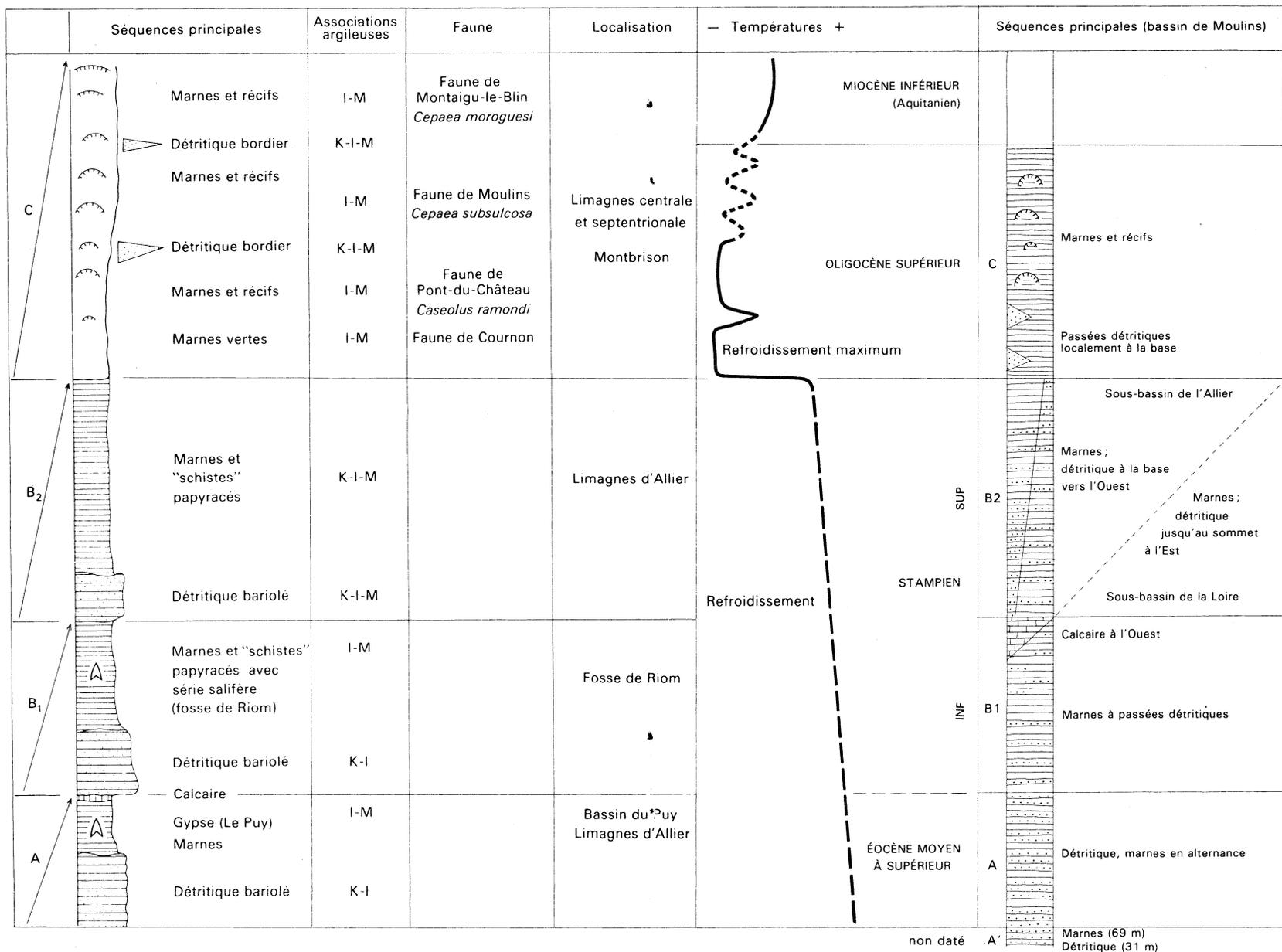


Fig. 12 - Variations minéralogiques, paléontologiques et climatiques de la série tertiaire des limagnes

les « argiles à chailles » est jurassique (calcaires silicifiés) et conduit à une origine relativement autochtone.

Quant à l'âge de ces silicifications, il semble que certaines périodes de l'Éocène et de l'oligocène aient pu réunir des conditions morpho-climatiques favorables aux silicifications.

Sont représentées également en surcharge, les silexites qui alimentent, en bordure du Morvan, les dépôts oligocènes. Leur origine est différente dans la mesure où une assise silicifiée dénommée assise de Chitry apparaît régulièrement en place, superposée au socle paléozoïque. Elle correspond initialement à des couches de calcaires dolomitiques attribués au Trias supérieur, présentant un faciès de chert. Démantelée, elle colluvionne sur les versants en blocs de plusieurs décimètres cubes à un demi-mètre cube, ou s'incorpore aux dépôts oligocènes et à ceux des hautes terrasses. Des blocs de grès de même taille, d'âge triasique, s'associent parfois aux cherts.

B. Limons dérivés pour l'essentiel des matériaux du substratum. L'ensemble des terrains jurassiques et cénozoïques, et principalement ceux à caractère argileux ou marneux, est recouvert par un manteau limoneux épais de quelques décimètres à 2 m environ.

L'extension de ces limons est telle qu'ils empâtent assez uniformément tous les terrains sédimentaires, particulièrement en position de plateau ainsi que les versants orientés au Nord et à l'Est.

Eu égard à leur faible puissance et compte tenu de leur genèse, ils n'ont été représentés que très sporadiquement. L'évolution des profils réalisés en sondage montre qu'il s'agit d'une altération de la roche-mère sous-jacente aboutissant à un limon marbré jaunâtre à grisâtre (traces réductrices des racines), très compact.

Dans le cas de substratum oligocène, on note parfois un enrichissement en sable vers la base tandis que sur les terrains liasiques, chailles et blocs de silexites s'incorporent au limon.

C. Colluvions diverses : limons, argiles, sables et galets non différenciés des fonds de vallons et des bas de versants. Les colluvions qui combient les fonds des vallons et, dans certains cas, les bas de versants, sont évidemment hétérogènes. Suivant la nature des formations qui les alimentent, il s'agit d'argiles, de sables ou de galets noyés dans une matrice argilo-sableuse, plus rarement de marnes.

La glyyification est fréquente dans les fonds. L'épaisseur des colluvions peut atteindre plusieurs mètres dans l'axe des thalwegs.

FORMATIONS ALLUVIALES

Dans le périmètre de la feuille, l'ensemble du réseau hydrographique est compris dans le bassin-versant de la Loire. Le point de confluence du fleuve avec l'Aron se situe à Decize, à 15 km au Sud-Ouest de Cercy-la-Tour (hors carte). De l'aval à l'amont, l'Aron collecte les eaux de la Canne en rive droite ; et, en rive gauche, celles de l'Alène grossie de la Roche, du ruisseau de Chevannes grossi de celui de Saint-Michel, de la Dragne et du Guignon.

Les cours de la Dragne et en particulier de l'Alène, montrent un remarquable tracé en baïonnette.

En domaine paléozoïque notamment, les principales directions empruntées (NE-SW à SE-NW) correspondent régionalement à celles d'accidents anciens, hercyniens pour la plupart.

À leur débouché dans la plaine tertiaire, les vallées s'élargissent. Le parallélisme observé pour les cours de l'Alène, du ruisseau de Saint-Michel prolongé à l'aval par le ruisseau de Chevannes, celui de la Cressonne au Sud (feuille Bourbon-Lancy), pourrait traduire l'existence de mouvements contemporains de leur mise en place. En effet, on observe, suivant une ligne approximativement N-S et sensiblement parallèle à la bordure du socle paléozoïque, un point d'inflexion correspondant à un changement de direction : le cours situé en amont est orienté NE-SW tandis qu'à l'aval, il adopte un tracé WNW-ESE.

De même, il faut noter deux points remarquables de convergence du réseau hydrographique. Le premier à l'Ouest de Vandenesse, correspond à la confluence Dragne—ruisseau de Chevannes—Aron, le second à la confluence Canne—Alène—Aron à Cercy-la-Tour.

Dans les limites de la feuille, il est possible de définir quatre nappes alluviales. Leur distinction procède de critères altimétriques. La chronologie relative est exprimée en indice par une lettre, de la plus ancienne (v) à la plus récente (y-z).

Fv ; Fw ; Fx. **Alluvions anciennes de la vallée de l'Aron et de ses principaux affluents : Alène, Dragne et Canne.** L'irrégularité du plancher structural, liée en grande partie à d'importants contrastes lithologiques induits principalement par la tectonique, ainsi que la divagation des cours d'eau lors des phases successives d'encaissement, ont perturbé la succession et parfois l'extension des nappes alluviales.

Il reste qu'il a été possible de définir trois niveaux étagés au-dessus de la basse nappe :

- le niveau Fv domine le lit mineur d'une trentaine de mètres, atteignant 8 à 10 m de puissance ;
- le niveau Fw se situe 10 à 20 m au-dessus du lit vif, se développant sur une dizaine de mètres d'épaisseur ;
- le niveau Fx surplombe le cours actuel de 5 à 15 m, atteignant 10 m environ d'épaisseur.

À son débouché dans le bassin sédimentaire tertiaire, l'Alène, forte de l'énergie acquise sur les pentes du domaine paléozoïque, a au cours de son encaissement décapé quelques mètres de la partie supérieure du niveau Fx, façonnant une terrasse située 5 à 6 m au-dessus de la rivière.

Le matériel alluvial est constitué de limons, sables argileux rougeâtres quartzo-feldspathiques, galets, blocs. La composition pétrographique varie en fonction des apports issus des formations paléozoïques, mésozoïques et cénozoïques.

Les nappes alluviales de l'Alène, de la Dragne et son affluent la Roche sont principalement constituées de matériaux enlevés aux terrains volcano-sédimentaires et granitiques. L'Alène et la Dragne incorporent, dans la partie aval, du matériel siliceux (quartz, silex, chailles) prélevé à la couverture mésozoïque et cénozoïque.

Au sein des nappes alluviales de la Canne et de l'Aron, la fraction grossière est dominée par les silexites. La matrice argilo-sableuse, quartzo-feldspathique, nettement rougeâtre des terrasses de la vallée de la Canne, semble pouvoir trouver son origine parmi les roches cristallines du massif paléozoïque de Saint-Saulge.

Fy-z. *Alluvions actuelles et subactuelles.* La plus basse nappe alluviale occupe le lit mineur tandis que la plaine inondable, où dominent les prairies, correspond à la notation compréhensive Fy-z ; la quasi-totalité des dépôts subactuels ayant été remodelés et partiellement érodés par l'action liée aux divagations du cours d'eau actuel.

Dans toutes les vallées notées Fy-z, le modelé final est surtout dû aux dernières périodes du Quaternaire, Würm principalement. Le remblaiement est constitué d'alluvions fines (limons de crue, sables fins, silts, argiles parfois) surmontant des matériaux typiques de dépôts fluviatiles : sables plus ou moins argileux à graviers et galets de plus en plus grossiers vers la base. L'épaisseur de l'ensemble varie de quelques mètres à une dizaine de mètres.

Les pentes relevées sont variables :

- 0,08 % pour la nappe de l'Aron ;
- 0,15% pour celle de la Canne ;
- 0,20 % pour celle de l'Alène ;
- 0,73 % pour celle de la Dragne située en domaine sédimentaire, et 0,83 % en domaine paléozoïque.

FORMATION ANTHROPIQUE

Xh. *Terril.* Les déblais stériles et les aires de stockage de la balastière du Moulin-Neuf occupent plusieurs hectares en bordure de la vallée de l'Alène.

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

PLISSEMENTS

Les terrains du Dévonien supérieur et du Carbonifère inférieur sont situés dans le prolongement de la grande structure anticlinale qui occupe la partie centrale du faisceau du Morvan (*cf.* schéma structural). Ces terrains s'engouffrent progressivement sous ceux du Viséen supérieur et l'ensemble, plissé suivant une direction générale NE-SW lors de la phase orogénique sudète, est recoupé par les granites namuro-westphaliens.

Dans ces terrains, l'orientation que prend la stratification des couches géologiques sous l'influence des plissements reste la principale source d'information d'ordre structural. L'observation se fait avant tout à l'échelle de l'affleurement à travers les alternances de bancs de roches de lithologie différente (siltites et grès), les laminations millimétriques des siltites et, avec une moindre précision, la fluidalité des laves.

Les couches géologiques sont généralement redressées et les variations rapides observées dans l'inclinaison du plan de stratification indiquent un régime de plis mineurs, plurihectométriques à plurimétriques. Ces plis ne sont accompagnés d'aucune schistosité.

Les plis majeurs d'ordre kilométrique ne sont perceptibles que par la succession stratigraphique des terrains et l'orientation générale des couches géologiques. Ce sont de grandes ondulations à plan axial vertical où les penchages varient de 10° à la verticale.

La fracturation tardihercynienne et ses rejeux ultérieurs ont morcelé en plusieurs tronçons les structures plissées. Les directions observées dans les stratifications des roches sédimentaires, autres que la direction NE-SW, sont dues à des déplacements et des rotations dans des compartiments situés à proximité d'accidents cassants d'âges tardi- à posthercyniens (ex. : Sud de Vaux et de Champ-Robert).

Si l'on se réfère aux indications données par les fluidalités des ignimbrites violacées, les terrains du Viséen supérieur de l'unité de Chiddes sont disposés suivant un synclinal qui se ferme au niveau de la vallée de l'Alène.

La structure du complexe d'Onlay, qui occupe toute la partie nord du domaine volcano-sédimentaire, n'a pu être analysée par manque de repères stratigraphiques ; c'est probablement un synclinal affecté de nombreux replis.

FRACTURATION

Fracturation hercynienne

Les terrains dévono-carbonifères et les granitoïdes du Carbonifère supérieur ont subi une forte fracturation qui se manifeste à divers niveaux d'observation.

À l'échelle de l'affleurement, les diaclases espacées de quelques centimètres à quelques décimètres et les petites failles se répartissent suivant cinq plans principaux :

-D = N 130°-160° E ; P = 90° à 70° N

-D = N100°-110° E ; P = 90°

-D = N60°-90° E ; P = 90°

-D = N35°-50° E ; P = 90°

-D = N15° E ; P = 80° E

Le découpage du relief, marqué de façon vigoureuse dans le domaine volcano-sédimentaire par des thalwegs étroits et par le cours en ligne brisée des rivières, se fait suivant deux directions principales N 110°-130° E et N60°-70° E, auxquelles s'ajoutent plus localement une direction subméridienne N170°-10° E. Ces dépressions du relief sont dues au passage des failles, accompagnées de roches cataclasées parfois encore visibles jusque sur les flancs des vallons, et de rejets des unités lithologiques.

Du point de vue chronologique, ce système de fractures résulte d'épisodes tectoniques qui se sont succédés du Carbonifère supérieur jusqu'à une époque récente.

Il n'a pas été possible de déceler les structures locales liées à l'activité volcanique du Tournaisien—Viséen inférieur ou du Viséen supérieur. On note cependant pour ce dernier, la coïncidence entre l'extension suivant la direction N 69°-70° E du domaine occupé par les tufs rhyodacitiques et l'allongement des intrusions subvolcaniques de granophyres et de microgranites, suggérant une distension NNW-SSE contemporaine du volcanisme.

Fracturation tardihercynienne

La fracturation tardihercynienne se décompose en trois épisodes tectoniques (Bonijoly et Castaing, 1984) :

— compression N-S du Westphalien supérieur au Stéphanien B inférieur, engendrant des décrochements dextres N 10°-50° E, senestres N 140°-170° E et des failles inverses N80°-120° E ;

— compression NW-SE du Stéphanien B inférieur au Stéphanien C supérieur, engendrant des décrochements dextres N120 °E et senestres N160°-180° E ;

— compression E-W au Stéphanien C moyen, avec décrochements dextres N60°-80°E, senestres N90°-140°E et des failles inverses N160° à 10° E.

On retrouve ces directions dans celles des diaclases et des failles affectant les formations dinantiennes, ainsi que dans celles des kinks fréquemment associés aux diaclases dans les siltites, dont deux plans verticaux sont orientés N 70° E et N130° E, le troisième étant subhorizontal.

À l'échelle régionale, les terrains mésozoïques et cénozoïques de la bordure nord du Massif central ont subi quatre épisodes de fracturation (Gros et Martin, 1981) qui ont réactivé les fractures anciennes dans les terrains paléozoïques (Valette, 1983) :

- la distension NW-SE, active du Lias au Jurassique moyen, réactive en failles normales les accidents N60°-90°E et N 140°-160°E ;
- la compression N-S à NE-SW, attribuée à la phase pyrénéenne (Crétacé supérieur—Éocène moyen), fait jouer les failles anciennes N50°-70°E en décrochements dextres, et celles N30°E en décrochements senestres ;
- la distension ENE-WSW (Éocène—Oligocène), reprend en failles normales les accidents N 140°-160°E ;
- la compression NW-SE, liée à la phase alpine (Miocène), est peu marquée, réactivant les mêmes accidents N 140°-170° E.

STRUCTURE DU DOMAINE MÉSO-CÉNOZOÏQUE (fig. 14 et 15)

À l'Ouest du socle paléozoïque, le substratum mésozoïque présente une structure subtabulaire faiblement inclinée vers le SSE, disposition qui amène à l'affleurement des terrains de plus en plus récents quand on se rapproche du Morvan.

Un accident subméridien (faille de L'Échalote), qui possède sans doute des relais masqués vers le Sud, sépare cette zone tabulaire d'une série de compartiments diversement effondrés en bordure du socle, où viennent affleurer les divers horizons du Trias au Dogger.

Des accidents à rejets modestes, orientés NE-SW, peuvent affecter le substratum mésozoïque. L'un d'eux, parallèle à la vallée de l'Aron, pourrait expliquer la dissymétrie des deux rives : Toarcien au Nord, Bathonien au Sud. Un autre, de même direction, est suggéré par la morphologie et pourrait être responsable de la disparition, au Nord des Loges-de-Poulligny et à l'Ouest de Montigny, de la cuesta du Domérien supérieur ; toutefois, les recouvrements tertiaires ne permettent pas de le confirmer nettement.

Un accident important (faille de Savigny), de direction NW-SE, affecte à la fois la série mésozoïque et sa couverture oligocène, effondrée au Sud-Ouest de près de 100 m (ou plus). C'est à cet accident qu'il faut imputer, plus au Sud-Est, la profondeur anormalement importante (160 m) du substratum mésozoïque par rapport au plateau de Mazille où, un peu au Sud des derniers affleurements, il a été rencontré vers 30 m (sondages aux Loges).

Enfin, on peut s'interroger, à propos des « gouttières » de la région de Vandenesse—Panneçot où les dépôts tertiaires atteignent des épaisseurs anormalement élevées, sur une éventuelle cause tectonique, en l'occurrence des petits fossés d'effondrements dont les accidents bordiers auraient été masqués par le débordement de la sédimentation. Toutefois, aucune anomalie structurale significative ne s'observe dans le prolongement de ces « gouttières » et aucune structure de ce type ne s'observe dans la zone où le Mésozoïque ne comporte pas de recouvrement.

Des décalages altimétriques assez importants relevés au niveau de la base du cailloutis pliocène (toit des marnes oligocènes), ne semblent pas pouvoir se satisfaire d'une explication relative à l'érosion, et l'hypothèse de mouvements tectoniques subcontemporains des sables à cailloutis de base doit être envisagée.

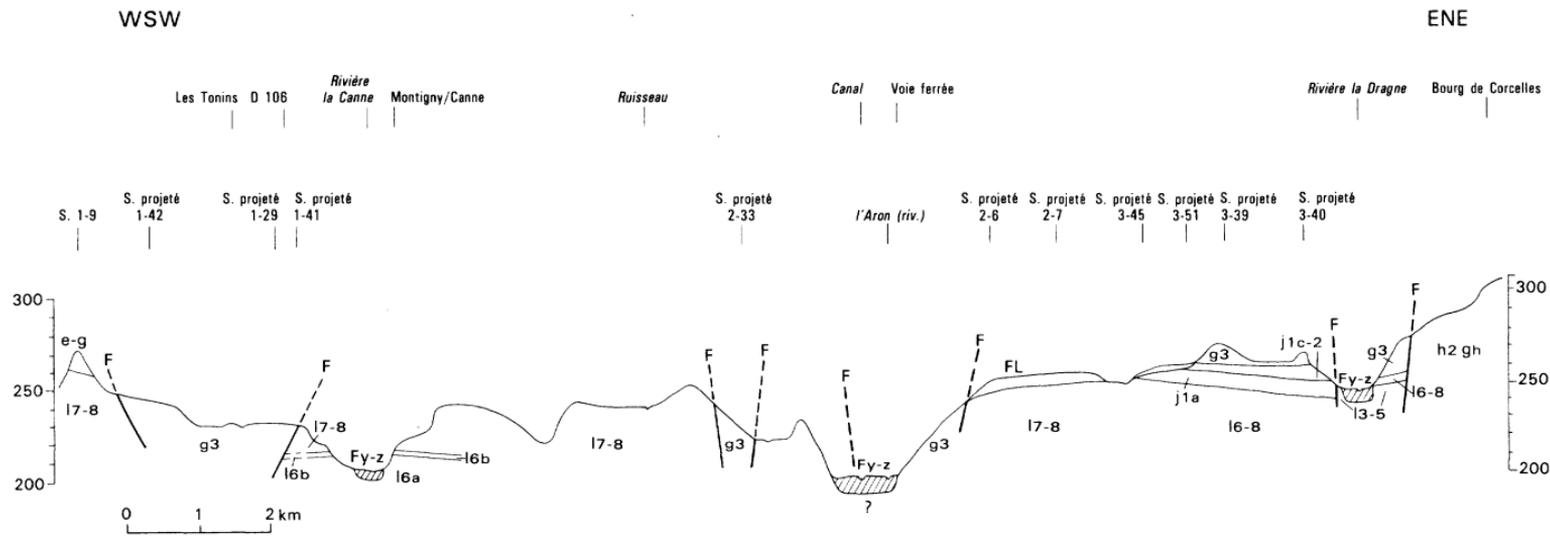
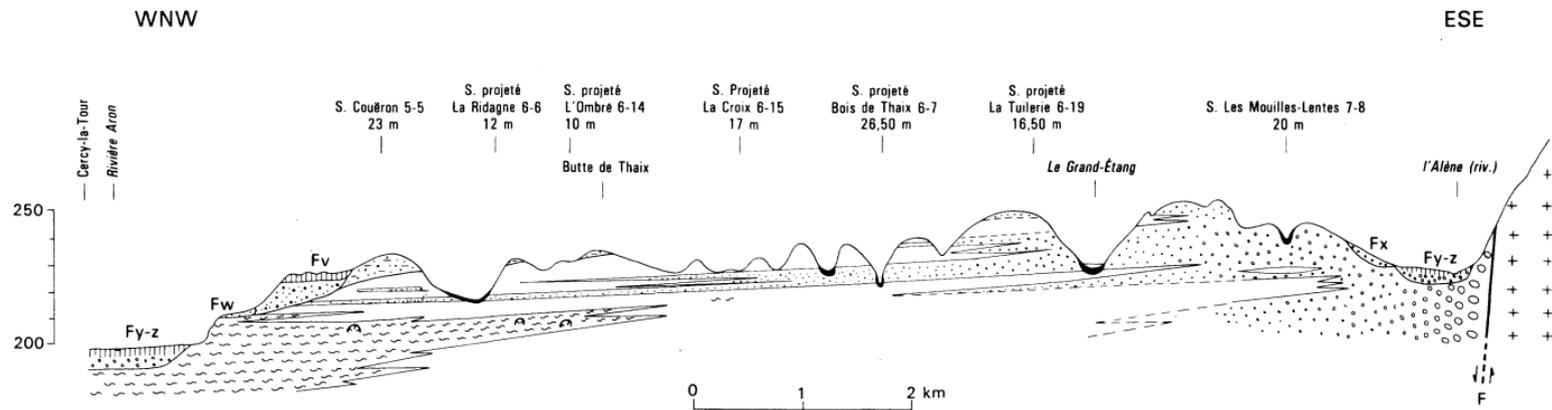


Fig. 14 - Coupe géologique schématique dans les formations sédimentaires méso-cénozoïques



Formations superficielles quaternaires



Limons alluviaux



Colluvions de fond de vallon

Formations alluviales quaternaires



Alluvions récentes de l'Alène et de l'Aron (niveau Fy-z)



Alluvions anciennes de l'Alène (niveau Fx)



Alluvions anciennes de l'Aron (niveau Fw)



Alluvions anciennes de l'Aron (niveau Fv)

Formation des Sables et argiles du Bourbonnais. Pliocène supérieur



Sables grossiers, argileux à galets localement ; sables fins, silts, argiles

Formations oligocènes



Sables moyens à grossiers, argileux, argiles



Argiles, silts argileux



Détritique bordier : blocs, blocailles, galets, sables argileux



Marnes, calcaires, silts, argiles ; 1 - Bioconstructions algaires



Socle paléozoïque (tufs rhyolitiques)



Faïlle avec sens de décrochement

Fig. 15 - Coupe géologique schématique dans les formations oligocènes et plio-quaternaires

De fait, il existe entre les sondages 5-11 (bois des Dames) et 5-13 (Gaudry) d'une part, et le sondage 5-10 (Grande-Aigrefeuille) d'autre part, un décalage de 18 et 19 m (toit des marnes oligocènes—mur du cailloutis pliocène). On observe que la direction limitant ces deux compartiments prolonge très probablement celle de la vallée de la Canne, soit une direction subméri-dienne.

Cette hypothèse implique l'existence d'un accident transverse de direction sensiblement parallèle à celle de l'Alène, qui serait à l'origine du décalage d'une vingtaine de mètres observé au niveau de l'interface mur du Pliocène—toit de l'Oligocène, entre le sondage de Grande-Aigrefeuille et celui du château de Champlevois (5-12). En outre, la présence de failles normales NE-SW observées directement au sein de cette formation dans la carrière des Taupes ($x = 693,450$; $y = 202,300$; $z = 227$ m), commune de Champvert, située dans l'angle sud-est de la feuille voisine Decize, plaide en faveur de l'hypothèse tectonique.

Ces failles indiquent une phase distensive d'âge pliocène supérieur. Cette phase correspond à un relâchement des contraintes lors de l'arrêt de la compression alpine datée du Miocène terminal ; elle serait antérieure à la compression NNW-SSE à NW-SE, quaternaire.

MAGMATISME

L'évolution tectonique de la zone averno-vosgienne de la chaîne hercynienne est caractérisée par de puissants écaillages intracrustaux. Ceux-ci ont favorisé une activité magmatique dont la nature et la répartition sont liées aux contraintes tectoniques et à leurs variations.

De volume réduit au Dévonien supérieur, les apports volcaniques prennent de l'importance au Viséen inférieur puis Viséen supérieur. Le paroxysme de l'activité magmatique est atteint avec la mise en place des grands batholites de granites namuro-westphaliens. Au Carbonifère supérieur—Permien inférieur, le volcanisme prend un caractère plus local.

Chacune des phases magmatiques possède des caractères géochimiques propres qui reflètent les divers stades de l'évolution orogénique. Le seul trait commun serait représenté par le degré plus ou moins poussé de contamination crustale qu'ont subi les magmas lors de leur ascension.

Succédant au volcanisme sous-marin, calco-alkalin, du Dévonien supérieur, à affinité tholéiitique et témoin d'un environnement de bassin d'arrière-arc et d'un régime de compression ponctué de quelques phases distensives (Lemière, 1983 ; Delfour *et al.*, 1984), le volcanisme subaérien, calco-alkalin, du Tournaisien—Viséen inférieur résulte également d'un régime compressif dont l'orientation de contrainte minimale, soulignée par l'allongement des massifs volcaniques, s'infléchit en direction NE-SW. Ces volcanismes caractérisent un domaine d'arc insulaire évolué ou de marge continentale active.

Le volcanisme aérien rhyodacitique, subalcalin, du Viséen supérieur et son cortège d'intrusions subvolcaniques, sont issus de la fusion crustale où les roches métamorphiques antédévonniennes sont impliquées. Ce complexe volcano-plutonique se met en place dans un vaste domaine orienté ENE-WSW suivant la contrainte minimale.

Ainsi, le faisceau du Morvan s'inscrit dans l'évolution tectonique de la zone moldanubienne limitée au Nord, dans le bord sud de la zone rhéno-hercynienne, par un plan de subduction actif du Dévonien au Carbonifère inférieur jusqu'à la phase orogénique paroxysmale sudète (Behr *et al*, 1984, 1987 ; Weber, 1984).

On ne dispose pas de datations isotopiques permettant de définir la chronologie des diverses venues granitiques. Globalement, les granitoïdes se mettent en place au Namuro-Westphalien.

Les stocks et les filons de granophyre rencontrés au voisinage et dans la limite entre le batholite de Luzy et le Dinantien, seraient des manifestations éloignées liées à l'activité volcanique subalcaline d'âge stéphano-permien connue dans la région de Montreuilon (Carpena *et al*, 1984).

L'activité magmatique liée à l'orogénèse hercynienne s'éteint avec une dernière génération de filons de lamprophyre.

MÉTAMORPHISME THERMIQUE

Le métamorphisme thermique développé par le granite de Luzy s'exprime de façons diverses dans les séries dévono-carbonifères plissées antérieurement lors de la phase orogénique sudète.

Ce métamorphisme est bien visible à l'œil nu dans les siltites tachetées situées dans l'auréole proche du granite. Ces roches sont ponctuées de taches sombres de 1 à 2 mm, des phénoblastes de cordiérite qui se surimposent, sans les masquer, aux fines laminations. À proximité du granite, les siltites acquièrent une foliation fruste et un faciès de cornéenne caractérisé par l'abondance des fines biotites rouges et la disparition des structures sédimentaires.

Le métamorphisme thermique est présent plus discrètement dans beaucoup de roches du domaine paléozoïque. C'est ainsi que la plupart des roches volcaniques acides et intermédiaires du Dinantien montrent en lame mince un développement de fines biotites rouges et parfois d'actinote. Ce phénomène est particulièrement net dans les roches volcaniques et subvolcaniques du Viséen supérieur où les fines biotites rouges forment des agrégats remplaçant les anciens phénocristaux de biotite chloritisée.

La présence de néobiotite n'étant décelable qu'au microscope, il n'est pas possible de délimiter cartographiquement les roches affectées par ce métamorphisme thermique. La relative abondance des roches métamorphosées de cette manière suppose une extension importante du granite sous les

formations volcano-sédimentaires, liée à un faible ennoyage et à des remon-
tées locales du toit batholitique.

Dans les roches volcaniques basiques, basaltes et microgabbros, l'acti-
note, la biotite et la hornblende magnésienne sont abondantes dans la
mésostase.

À proximité du granite, les laves acides ainsi que les grès et les conglomé-
rats du Tournaisien—Viséen inférieur sont recristallisés en une association
de séricite-muscovite, feldspath potassique, biotite et parfois grenat. La
pyrite, disséminée dans ces roches ou dans les veinules sécantes à quartz,
séricite et feldspath potassique, est fréquente et conduit par altération
météorique à la formation de vastes zones de roches décolorées, blanches
ou plus ou moins intensément rubéfiées.

La métasomatose potassique affectant plus particulièrement les volca-
nites acides, est responsable de la dérive chimique des termes initialement
dacitiques et soda-dacitiques vers un pôle trachytique. Des appellations
régionales, telles que les orthophyres, ont été utilisées pour des roches dont
les compositions, parfois extrêmes, ne peuvent que résulter d'altérations
secondaires.

ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE, ALTÉRATION, PÉDOGENÈSE

La nature lithologique des roches et la densité de la fracturation jouent un
rôle important dans le modelé du relief.

Les contrecoups des orogènes pyrénéenne et alpine, en contribuant à la
formation du horst du Morvan, ont provoqué des reprises successives d'éro-
sion. Il en résulte un contraste marqué entre les reliefs découpés du
domaine volcano-sédimentaire paléozoïque et le domaine sédimentaire
mésozoïque et cénozoïque, bas et tabulaire.

• Le *domaine paléozoïque* présente lui-même deux régions qui se distin-
guent par leur morphologie :

— une région nord, au relief vigoureux, se situe en contreforts du point
culminant du Morvan, le Haut-Folin (901 m), et est dominée par les volca-
nites acides du Tournaisien—Viséen inférieur et les granophyres du Viséen
supérieur ;

— la région sud, plus basse, est occupée par les dépôts volcano-sédimen-
taires du Tournaisien—Viséen inférieur et les laves du Viséen supérieur.

La dégradation, encore active dans les terrains à fort relief, met bien en
évidence le comportement contrasté des différents matériaux et de leurs
zones de dislocation sous l'action de l'érosion.

Les grès et les conglomérats du Tournaisien—Viséen inférieur, assez
souvent silicifiés, s'altèrent peu. Les siltites, bien que plus tendres, offrent
une résistance particulièrement marquée à l'altération météorique et
apparaissent bien conservées sous un faible recouvrement de sol arable.

Les volcanites du Tournaisien—Viséen inférieur, en majorité des laves acides, forment les principaux reliefs. Le recouvrement est de faible épaisseur ou constitué d'éboulis de blocailles d'où émergent les affleurements rocheux. Peu propice aux cultures, c'est le domaine des forêts et des prairies d'élevage.

Les volcanites du Viséen supérieur s'altèrent plus facilement bien que donnant des reliefs encore notables, jonchés d'éboulis et de blocailles. Les tufs donnent des sols d'altération parfois profonds de quelques mètres, bruns à ocre, reconnaissables à l'abondance des fines paillettes de biotite.

Les filons de microgranite, et surtout ceux de quartz s'accompagnant de la silicification des roches encaissantes, contribuent à la vigueur de quelques reliefs (Lanty).

Le domaine occupé par le granite de Luzy est en dépression par rapport aux sédiments et volcanites du Tournaisien—Viséen inférieur qui forment les hauteurs des bois de Luzy et de la Garde.

Les arènes dérivant de l'altération du granite peuvent atteindre communément une dizaine de mètres sur roche saine et jusqu'à 25 m dans les zones tectonisées. Ces arènes sont très souvent en place et recèlent des blocs arrondis de roche peu altérée. La part des arènes déplacées, litées ou cryoturbées, reste faible.

Dans cette arénisation ménagée (Seddoh, 1975), la biotite, la chlorite et les plagioclases sont les minéraux qui s'altèrent le plus facilement; le quartz, le feldspath potassique et la muscovite restent relativement stables. Les sols acides couvrant le domaine granitique prolongent le processus d'altération observé dans les arènes.

Ces arènes, observées presque toujours en place dans une région soumise à un déblaiement notable par l'érosion, et qui ne montrent pas de relation avec les anciennes surfaces de pénéplanation, sont de formation récente. L'arénisation aurait débuté à l'interglaciaire Riss-Würm et dans des conditions climatiques proches de celles d'aujourd'hui.

• Dans le **domaine sédimentaire**, les reliefs beaucoup plus modérés sont nettement influencés par les anciens aplanissements dont les témoins, assez bien conservés, tronquent le substratum mésozoïque ou les séries oligocènes entre 300 m (au Nord) et 250 m (au Sud).

Au principal de ces stades d'aplanissement (peut-être plio-quaternaire) peuvent être rapportées les surfaces de la forêt de Vincence, de Com-magny—James, de Savigny—Isenay et des bois de Vauvray et de la Verrerie.

Des surfaces d'aplanissement plus disparates et peu évoluées se dessinent en contrebas de cette surface majeure, en relation avec les vallées de l'Aron et de l'Alène.

L'érosion différentielle est beaucoup moins active que dans le domaine oriental, paléozoïque. Elle se manifeste surtout au NNW de la feuille avec le dégagement en cuesta des calcaires du Domérien supérieur, et plus épisodiquement des calcaires bajociens entre Vandenesse et Moulins-Engilbert.

Enfin, un même contraste peut être observé dans la distribution et l'allure des réseaux de drainage :

- réseau dense de vallées en V à thalwegs étroits (orientés N-S) dans les terrains paléozoïques de l'Est ;
- réseau beaucoup plus lâche de larges vallées à fond plat et à orientations dominantes NE-SW ou NW-SE dans le domaine sédimentaire.

OCCUPATION DU SOL

SOLS ET VÉGÉTATION

- Dans le **domaine paléozoïque**, les sols généralement bruns, caillouteux et peu épais, reflètent par leur homogénéité la nature cristalline et acide des terrains sous-jacents.

Les variations d'épaisseur sont liées à la position topographique; de quelques centimètres sur les sommets et les zones rocheuses, les sols peuvent atteindre quelques décimètres dans le bas des pentes et les vallons.

Le couvert végétal est influencé par la nature et la profondeur de ces sols. Des bois de feuillus maigres et clairsemés sur les hauteurs, plus denses dans les pentes et vallées, couvrent le domaine occupé par les roches volcaniques acides ou les grès et conglomérats du Tournaisien—Viséen inférieur (Vieille-Montagne, bois de Buzon, de la Garde).

Les sols plus profonds développés sur les sédiments du Tournaisien—Viséen inférieur et sur les tufs et granophyres du Viséen supérieur, sont plus propices aux herbages et aux cultures dans les zones basses, mais restent le domaine de la forêt sur les hauteurs (mont Genièvre, bois de Ronon).

- Le **domaine sédimentaire**, région de plateaux de faible altitude et à pentes modérées, mais où la pluviométrie reste importante, présente des caractères relativement homogènes en ce qui concerne les sols et leur utilisation.

Les zones à substratum apparent ou à faible profondeur de calcaire jurassique (Domérien supérieur vers Panneçot et Montigny, Dogger vers Com-magny, Vandenesse et Isenay) ou oligocène aux alentours de Cercy-la-Tour, offrent de bonnes conditions de drainage et des réserves notables dans les sols de calcium et de magnésium. Les sols bruns à réserves cal-ciques qui s'y développent, fournissent la majorité des terres de cultures ren-contrées sur le territoire de la feuille (maïs, céréales et plantes fourragères).

Les zones de substratum argileux ou argilo-sableux, constituées par les marnes liasiques ou les formations détritiques tertiaires, montrent une même tendance au lessivage et à l'hydromorphie, et, dans le cas des forma-tions tertiaires, à la formation d'horizons d'accumulation d'oxydes de fer de type alios.

Ces tendances sont particulièrement prononcées sur substratum tertiaire à morphologie de plateau et conditionnent l'existence de forêts acidophiles à chênes dominants (rouvre, chêne pédonculé), hêtres et charmes.

Les conditions de lessivage moins intenses rencontrées sur substratum liasique, avec déficit parfois moins prononcé en calcium-magnésium, ainsi que les morphologies à pentes plus accusées qui le caractérisent, permettent l'utilisation généralisée de ces terrains comme pâturages pour les bovins et quelques ovins, et dans les cas les plus favorables pour la culture du maïs et des céréales.

Dans tous les cas, l'utilisation du chaulage, et maintenant des amendements appropriés et du drainage, permettent d'améliorer la situation.

Les plaines alluviales, pour la plupart en zone inondable et trop proches du niveau phréatique, sont uniquement vouées aux pâturages.

OCCUPATION HUMAINE

Il ne reste que peu de trace des monuments mégalithiques, la plupart ayant été détruits par l'homme au cours des siècles passés.

Forteresse naturelle, le Morvan conserve de nombreux vestiges de la peuplade gauloise des Éduens. La pacification romaine favorise la construction des villas et des voies. À Saint-Honoré-les-Bains (ou Aquae Risinei ; Bruley, 1973), les thermes sont aménagés sur les sources déjà utilisées par les Gaulois, et avec des matériaux d'origine locale (marbre de Champ-Robert).

Il est probable que, dès l'époque gauloise, le fer et peut-être le cuivre et le plomb furent exploités dans les alentours de Champ-Robert.

Au cours des siècles, le défrichement et le développement agricole se font dans les zones basses tandis que les hauteurs restent consacrées à l'exploitation du bois (de flottage et de charbon de bois).

Au milieu du 19^e siècle, les sources de Saint-Honoré sont remises en état et l'établissement thermal est construit.

À la fin du 19^e et le début du 20^e siècle, les minerais de fer et de fluorine sont exploités tandis que des marbres ornementaux sont à nouveau tirés à Champ-Robert.

La forte urbanisation qui marque cette seconde moitié du 20^e siècle dépeuple les zones montagneuses où les activités sont planifiées entre l'élevage (bovins, ovins) et l'exploitation forestière (feuillus et résineux). Le réseau routier, dense, dessert un habitat de résidence secondaire et favorise le tourisme.

Les régions basses conservent leurs activités agricoles, élevage et cultures céréalières.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Pluviométrie et potentiel d'écoulement

La pluviométrie moyenne annuelle pour la longue période 1951-1970, selon une carte nationale à 1/200000 (SRAE Bourgogne et CEMACREF, 1982) élaborée à l'aide de moyennes établies sur les stations pluviométriques par la Météorologie nationale, croît d'environ 800 m à 1200 mm

du Sud-Ouest au Nord-Est de la feuille, pour des altitudes respectives de 200 m à 600 m.

La pluviométrie efficace moyenne annuelle, calculée suivant la méthode de Turc (pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle) et qui indique le potentiel d'écoulement total (somme du ruissellement et de l'infiltration) sur la période 1946-1976 (Louvrier et Margat, 1983) varie de moins de 200 à près de 750 mm du Sud-Ouest au Nord-Est de la feuille.

La température annuelle moyenne pour la période 1961-80, d'après une carte régionale (*) élaborée à l'aide de moyennes établies sur les postes thermométriques par la Météorologie nationale, décroît avec l'altitude du Sud-Ouest au Nord-Est de la feuille, de 10,4° à 9° C. Les moyennes correspondantes de janvier et de juillet décroissent respectivement de 2,1° à 1° et de 18,3° à 17,1 °C.

Hydrométrie

Du point de vue hydrographique, la feuille correspond au bassin inférieur et moyen de l'Aron, affluent de rive droite de la Loire ; cette rivière coule du Nord au Sud-Ouest dans le tiers nord-ouest de la carte et reçoit sur celle-ci : — en rive gauche : le Guignon au Nord, la Dragne et le ruisseau de Chevannes au centre, et l'Alène qui s'étend sur le secteur sud de la feuille ; — en rive droite : la Canne à l'Ouest et le ruisseau du Goulot au centre-Ouest.

Ces affluents concernent quasi exclusivement la feuille Fours, sauf l'Alène qui se prolonge sur celle d'Autun et le Guignon sur celle de Château-Chinon.

Le bassin de l'Aron, qui s'étend également au Nord sur la feuille Château-Chinon, concerne la dépression du Bazois et le Morvan dans sa majeure partie. Enfin, il faut noter que son réseau hydrographique est relativement dense sur le Morvan.

Sur la feuille Fours, les bassins du Guignon, du Goulot et de la Canne se confinent au Bazois, tandis que celui de la Dragne se prolonge quelque peu sur le Morvan. Celui de l'Alène concerne plus le Morvan.

Le tableau 1 résume, pour les quatre cours d'eau, les débits moyens annuels et mensuels.

Le débit spécifique moyen mensuel d'étiage, qui permet d'approcher le débit moyen des écoulements souterrains, présente des valeurs intéressantes, pour la Dragne et l'Alène : 3,59 et 3,601/s/km². Cela peut-être relié au rôle joué par les aquifères fissurés :

— dans le premier cas, par les calcaires à entroques plus ou moins karstifiés du Dogger ;

(*) Atlas de la région Bourgogne. Centre d'études régionales de Bourgogne et section géographique de l'université de Bourgogne, Datar (1978).

— dans le second cas, par le socle et le volcano-sédimentaire (grès et schistes paléozoïques à intercalations de tufs volcaniques).

Pour la Dragne et l'Alène, le minimum des coefficients moyens de débit (rapport au débit moyen mensuel sur le débit moyen annuel), indique que les écoulements souterrains participent à hauteur de 22 et 20 % aux débits moyens annuels des rivières. Cependant, cette part demeure insuffisante pour assurer un rôle régulateur notable.

Ressources en eaux souterraines

Ce sont essentiellement les alluvions de l'Aron et de l'Alène, d'une puissance respectivement de 5 à 10 m à Cercy-la-Tour et d'une dizaine de mètres à Rémilly (Rat *et al.*, 1978).

À Cercy-la-Tour, deux puits de 6 et 7 m de profondeur, aux débits de 27 et 80 m³/h, assurent partiellement les besoins en eau potable du syndicat du val d'Aron (7 894 habitants, 17 communes), concernant 8 communes de la feuille (moitié ouest), à Cercy-la-Tour, Fours, Isenay, Montaron, Montigny-sur-Canne, Saint-Gratien-Savigny, Thaix et Vandenesse.

À Rémilly, un puits de 10 m de profondeur alimente la commune qui fait aussi partie prenante du syndicat de la région de Luzy.

On note également la source des Boulas à Chiddes, issue des terrains volcano-sédimentaires du socle, fournissant environ 160 m³/jour à cette commune qui, par ailleurs, fait partie du syndicat de la Dragne.

Enfin, les communes de Biches-Fertere et Limanton au Nord-Ouest de la feuille, qui appartiennent au syndicat du Bazois, sont alimentées par la source de Mingot à Châtillon-en-Bazois.

Toutes ces eaux sont de qualité bactériologique satisfaisante, leur teneur en nitrates reste inférieure à 50 mg/l (*).

Ressources en eaux superficielles

Les ressources en eau superficielles fournissent :

— le barrage de Rangère sur la Dragne à Villaponçon, sur la feuille voisine Autun aux confins de celle de Fours. La ressource prélevable est de 3 000 m³ par jour au profit du syndicat de la Dragne (Chiddes, Moulins-Engilbert, Onlay, Préporché, Saint-Honoré-les-Bains, Sémelay, Villapourçon) ;

— la prise d'eau des Vernes sur la rivière de la Roche à Millay, en limite sud-est de la carte, qui dessert Avrée, Lanty, Millay, Rémilly et la région de Luzy.

Ces eaux subissent un traitement complet (préchloration, floculation, décantation, filtration, correction de pH et désinfection terminale), permettant aussi d'éliminer le fer. Leurs teneurs en nitrates sont inférieures à 25 mg/l.

(*) Qualité des eaux distribuées dans la Nièvre. DDASS de la Nièvre, service Hygiène du Milieu, préfecture de la Nièvre (1990).

Tableau 1 – Hydrométrie (débits moyens)

Rivière	Dragne		Alène		Canne		Aron
Station Gestionnaire Bassin-versant Superficie (km ²) Nature géologique	Vandenesse SRAE Bourgogne – 115 Lias-Dogger et Tertiaire, socle		Cercy-la-Tour SRAE Bourgogne – 338 Socle-Tertiaire		Montigny SRAE Bourgogne – 178 Lias-Dogger Tertiaire		Verneuil SHC Loire – 1465 Lias-Dogger Tertiaire, socle
Période de mesures	1968-78	1970-77	1970-78	1970-77	1968-78	1970-77	1970-77
Débit moyen annuel (m ³ /s)	1,884	1,809	4,623	4,645	1,789	1,661	19,227
Débit spécifique moyen annuel (l/s/km ²)	16,38	15,73	13,68	13,74	10,05	9,33	13,1
Débit moyen mensuel d'étiage (m ³ /s)	0,413 juil.	0,414 sept.	0,914 juil.	0,92 juil.	0,371 août	0,230 sept.	2,907 sept.
Débit spécifique moyen mensuel d'étiage (l/s/km ²)	3,59	3,60	2,70	2,72	2,08	2,57	1,98
Coefficient moyen de débit							
– minimum	0,22	0,23	0,20	0,20	0,21	0,14	0,15
– maximum	2,50	2,61	2,76	2,65	2,70	2,87	2,53
– maximum/minimum	11,38	11,45	13,8	13,3	12,9	20,5	16,8

Ressources non encore exploitées

Les ressources en eaux souterraines sont assez peu exploitées, même les plus évidentes comme les nappes alluviales.

Dans le Morvan, les réservoirs potentiels constitués par les tufs volcano-sédimentaires du socle, méritent d'être reconnus par des forages d'une centaine de mètres de profondeur.

De même, dans le centre-Ouest (Isenay, Montaron, Vandenesse), les calcaires à entroques paraissent un objectif de recherche par forages de 50 à 100 m de profondeur.

À moindre titre, les terrains tertiaires (calcaires miocènes et sables pliocènes) du centre-Sud et du Sud-Ouest de la feuille constituent aussi un aquifère.

Enfin, les calcaires infraliasiques devraient offrir un intérêt local au Nord-Ouest (secteur de Montigny-sur-Canne), captant la ressource sous un recouvrement protecteur à l'égard des pollutions de surfaces, constitué des marnes supraliasiques.

Hydrothermalisme

À Saint-Honoré-les-Bains, les sources sont exploitées pour le thermalisme depuis l'époque romaine.

Trois sources : la Crevasse, les Romains et la Garenne, sont déclarées d'intérêt public (acte du 28/04/1860) et disposent d'un périmètre de protection de 87,9 hectares (acte du 08/08/1895). Les sources sont exploitées à l'établissement thermal de Saint-Honoré-les-Bains dont les indications principales sont asthme, voies respiratoires et ORL.

Ces sources sont captées dans les marnes par des puits de 3 à 6 m de profondeur. Elles émergent à la faveur d'un accident tectonique constitué par la faille de bordure du Morvan, recoupée par des accidents secondaires, et qui met en contact le socle hercynien affleurant à l'Est, avec le socle sous les terrains sédimentaires secondaires à quaternaires du bassin de Fours, à l'Ouest. Au niveau des captages, des filons de microgranite et de quartz sont recoupés par la faille du Morvan de direction N-S.

Les eaux thermales sont faiblement minéralisées (500 mg/l), chlorurées et bicarbonatées sodiques, avec des traces de sulfures, de fluorures, d'arsenic et de bore, ainsi qu'un faible dégagement de gaz H₂S qui accompagne de l'azote (95 %) et du gaz carbonique (5 %). Leurs caractéristiques sont les suivantes :

	La Crevasse	Les Romains	La Garenne
Profondeur captage	3,96 m	6,0 m	6,9 m
Débit d'exploitation	0,67 m ³ /h	0,18 m ³ /h	12m ³ /h
Température	23,6 °C	25,5 °C	29,8 °C
Conductivité	458 µS	724 µS	893 µS

L'étude hydrochimique et les déterminations isotopiques permettent d'élaborer un schéma de circulation à travers les fractures du socle hercynien, à savoir :

- infiltration sur les sommets du Morvan et circulation en profondeur avec acquisition d'éléments chimiques caractéristiques du socle (chlorures, fluorures, arsenic et bore) ;
- remontée vers la surface par l'intermédiaire de failles et émergence avec léger artésianisme.

RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES

Les principales caractéristiques des indices minéraux ayant fait ou non l'objet d'exploitation sont regroupées dans les tableaux de l'annexe 2.

Du point de vue génétique, les minéralisations se répartissent en trois catégories principales :

- les minéralisations liées à la mise en place des granites namuro-westphaliens ;
- les minéralisations encaissées dans les filons de quartz hydrothermaux de basse température mis en place au Lias—Jurassique moyen ;
- les gisements stratiformes résiduels de fer du Bajocien supérieur—Bathonien inférieur.

Minéralisations liées au granite

Le granite de Luzy, qui est probablement présent en profondeur sous les formations dévono-carbonifères, est responsable d'une activité hydrothermale sporadique qui a accompagné et suivi sa mise en place.

Cette activité se manifeste à proximité du granite, dans les roches sédimentaires et volcaniques du Tournaisien—Viséen inférieur, par de larges zones d'altération caractérisées par une silicification et une séricitisation accompagnées de pyrite disséminée. À cette altération se superpose un réseau de fines veinules de quartz, feldspath potassique et chlorite, ainsi que parfois de la pyrite et plus rarement chalcopyrite, blende et galène.

Minéralisations filoniennes

Les filons de quartz sont fréquents à travers toutes les formations paléozoïques, mais ils sont plus particulièrement abondants dans une bande de terrain orientée NE-SW, qui s'étend des environs de Sémelay à Champ-Robert. Ces filons, souvent épais de plusieurs mètres et subverticaux, sont généralement stériles et orientés NE-SW.

Selon leurs localisations, deux types de minéralisations sont encaissées dans le quartz : fluorine et barytine dans la partie sud (Les Renauds, Las, bois de la Garde) et pyrite avec traces de galène, blende, chalcopryrite et sulfures divers dans la partie nord (Champ-Robert, Les Rompas, Le Prabis au Sud-Est du moulin de la Ruchette). Dans les deux cas, les filons minéralisés ont une orientation subméridienne (Les Moindrots).

Dans la partie nord, les anciennes fosses et galeries datant des siècles passés et souvent encore visibles sont, avant tout, les restes d'exploitations de fer ayant porté sur les masses de limonite et d'hématite formées par altération superficielle de la pyrite.

Les travaux de recherches effectués par le BRGM entre 1960 et 1980 n'ont pas trouvé de minéralisations économiquement exploitables. La présence d'oxydes de fer et de manganèse rencontrés à des profondeurs excédant celles de l'altération météorique, pose le problème de leur formation. La genèse de ces oxydes s'apparente à celle du gisement de manganèse de Romanèche (Rhône), encaissé dans le contact faillé entre le granite et le Mésozoïque et où la pyrite, contenue dans le filon de quartz à barytine et fluorine, a été oxydée par les circulations hydrothermales *per descensum* (de Launay, 1913).

Gisements sédimentaires de fer

On peut signaler à Isenay et Vandenesse d'anciennes exploitations des oolites ferrugineuses du Bajocien supérieur—Bathonien inférieur, dont l'intérêt, eu égard à la faible puissance des couches, n'est que d'ordre historique.

Substances utiles et matériaux de carrière

- **Matériaux d'empierrement** Au Nord-Ouest de la feuille, en forêt de Vincence et sur l'autre rive de la Canne, des concentrations superficielles de silex hérités de la couverture tertiaire étaient extraites en petites carrières pour l'empierrement des chemins.

D'importants tonnages de granulats sont extraits de la grande carrière du Moulin-Neuf à partir des dacites et des siltites métamorphisées du Tournaisien—Viséen inférieur.

- **Pierres à bâtir.** Les calcaires à entroques du Bajocien inférieur étaient extraits sous le nom de «pierre de Vandenesse» dans une multitude de petites carrières entre Isenay, Vandenesse, Commagny et James. Les châteaux et la plupart des constructions rurales du secteur utilisaient ce matériau résistant et propice à la taille. La dernière exploitation a fonctionné au Mousseau près de Vandenesse jusque dans les années 60.

- **Calcaires pour fours à chaux.** Plusieurs fours à chaux exploitaient, jusqu'à l'entre-deux-guerres, le calcaire du Domérien supérieur près de Montigny-sur-Canne (Les Vallerins, Les Trois-Cheminées) et les calcaires argileux du Bajocien supérieur—Bathonien inférieur près de Pouligny.

- **Argiles pour tuiles et briques.** Les marnes du Lias, profondément altérées et décalcifiées en surface, étaient exploitées comme argiles réfractaires en forêt de Vincence (Rond-de-la-Tuilerie) ou près de Panneçot et de Isnay. Seule la toponymie (La Tuilerie) a gardé le souvenir de ces anciennes exploitations.

Plus au Sud-Est, près de Saint-Michel, une ancienne tuilerie s'adressait aux argiles de la couverture tertiaire.

- **Argiles pour poterie.** Une poterie a fonctionné jusqu'à l'entre-deux-guerres près du château de la Montagne à Saint-Honoré-les-Bains, utilisant des poches d'argiles kaoliniques tertiaires de la colline du Deffend. À une exploitation du même type correspond sans doute le lieu-dit La Vente-de-la-Poterie près de Saint-Michel, dans un contexte de dépôts tertiaires sablo-argileux.

- **Sables de verrerie.** Une manufacture de verre a fonctionné au siècle dernier en forêt de Burémont, dont la localisation doit sans doute autant à l'environnement forestier qu'à la présence d'importants épandages de sables feldspathiques issus du Morvan.

- **Sables argileux à graviers et sables à galets.** Les sables grossiers ont été fréquemment exploités dans les niveaux détritiques oligocènes, de même que dans les formations du Bourbonnais ou les alluvions.

Exceptionnelles aujourd'hui, les exploitations se faisaient en petites carrières à caractère familial ou artisanal temporaire. Les sables à graviers sont encore employés pour l'entretien des routes et des chemins.

- **Marnes.** Les niveaux marneux oligocènes ont été, au siècle dernier, utilisés par les agriculteurs comme amendement calcaire.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

Par commodité, l'itinéraire proposé ne suit pas l'ordre stratigraphique des unités géologiques (fig. 16).

1 — Dans le flanc nord de l'éperon situé à l'Est de l'établissement thermal de Saint-Honoré-les-Bains, un premier affleurement à l'entrée du parc est constitué de marnes oligocènes beiges, ocre, rosâtres à lie-de-vin, à concrétions calcaires et silicites.

Derrière les bâtiments de l'établissement thermal, les pans rocheux comprennent, au Nord, un microgranite rose finement porphyrique à quartz, feldspath et muscovite, altéré et silicifié ; et au Sud, des tufs soudés rhyodacitiques du Viséen supérieur, également altérés, rubéfiés et faillés. À noter la présence de brèche siliceuse et pyriteuse (Trias silicifié ?) entre le microgranite et les sédiments tertiaires.

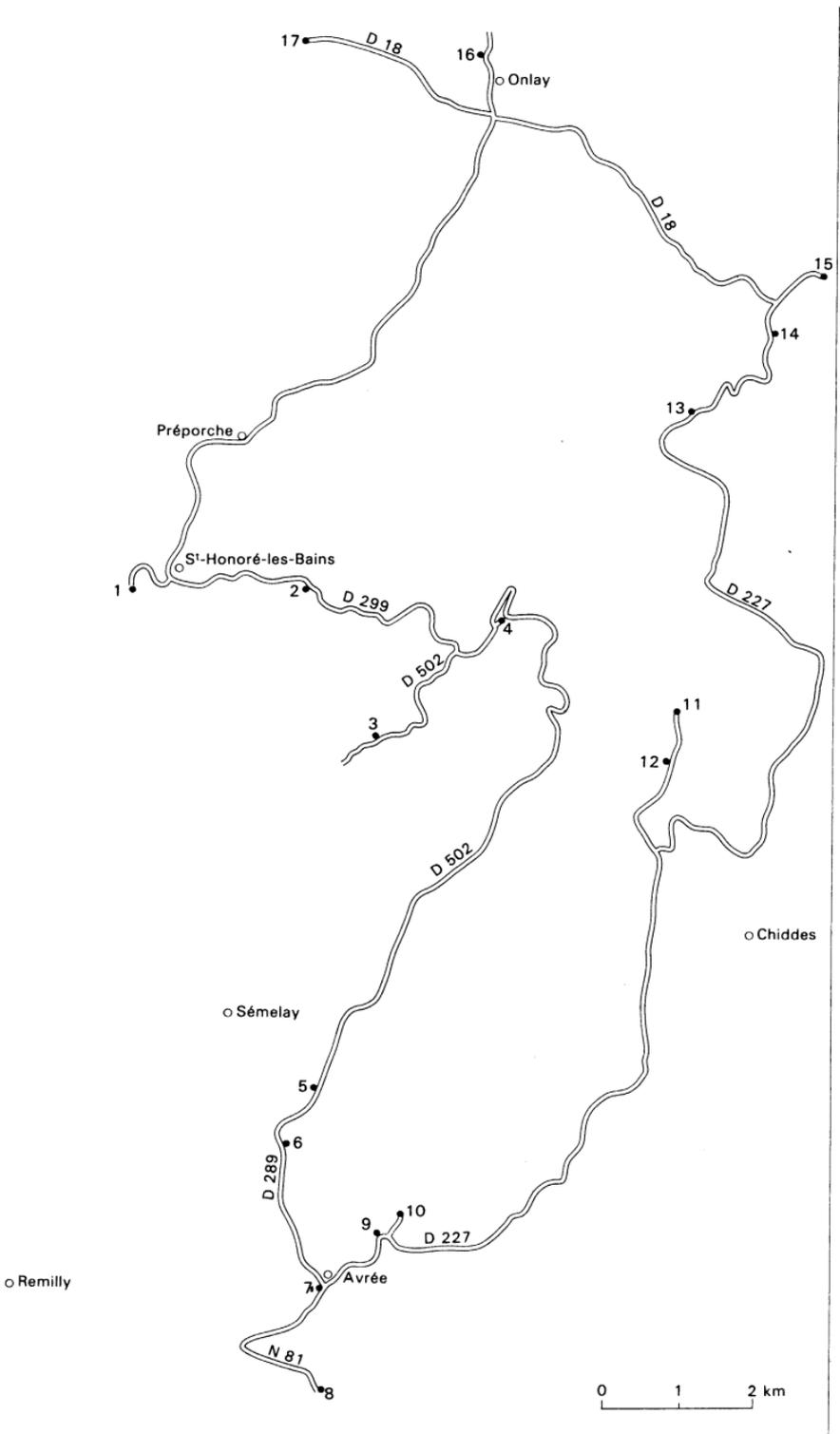


Fig. 16 - Itinéraire géologique

2 — Prendre la route D 299 (direction Saint-Léger-sous-Beuvray) et à environ 2 km, à Fourmonté, emprunter la route de Mont. Le talus ouest de la route, dans les deux flancs du vallon du ruisseau de la Queudre, est entaillé dans les tufs rhyodacitiques gris-bleu sombre du Viséen supérieur. Ils sont recoupsés par des intrusions de granophyre gris et beige, de même âge.

3 — Poursuivre au-delà de Mont jusqu'à La Place-au-Charbon et prendre la D 502 en direction de Vieille-Montagne vers le Sud. Les rochers apparaissant çà et là dans le talus sont des laves rhyodacitiques et dacitiques blanchâtres, affectées par l'altération potassique et constituées principalement par une association de quartz, séricite et feldspath potassique.

4 — Faire demi-tour sur le parking de Vieille-Montagne et suivre la D 502 vers le Nord. À Pierre-Aiguë, un filon de quartz reste en relief dans un amas de blocs.

5 — Poursuivre vers le Nord, mais à 500 m garder la D 502 qui oblique vers l'Est puis le Sud. Au carrefour de Montcharlon prendre la direction de Saint-Jean-de-Cœurty, emprunter sur quelque 500 m la D 985, puis en direction du Martray. Peu avant Crémat, le départ d'une petite route vers l'Ouest entaille le passage du filon de quartz des Renauds, minéralisé en barytine, bordé à l'Ouest par un microgranite porphyrique.

6 — Poursuivre toujours vers le Sud et rejoindre la D 289. Juste avant le pont sur l'Alène (pont Jaillery), un sentier passant sous le pont SNCF permet d'atteindre, sur la berge nord de la rivière, les rochers d'ignimbrite rouge violacé du Viséen supérieur montrant une fluidalité régulière que soulignent des flammes plus sombres.

7 — Dans Avrée, quelques dizaines de mètres avant le croisement avec la D 227, le talus nord entaille le conglomérat de base du Viséen supérieur. Celui-ci comprend, à l'Est, un conglomérat à galets de roches volcaniques acides diverses, dont la taille atteint jusqu'à 40 cm, pris dans un ciment silteux. Vers l'Ouest, la matrice violacée et riche en cristaux de biotite partiellement chloritisée se révèle, en lame mince, être un tuf vitroclastique ignimbritique.

8 — Par la D 227 rejoindre la N 81 direction Luzey, et à 1 km prendre à droite la route de Savigny-Poil-Fol (hors carte). À 500 m, une ancienne grande carrière s'ouvre à l'Est de la route, dans les ignimbrites rhyodacitiques du Tournaisien—Viséen inférieur. Les structures flammées et les lithophyses sont bien conservées dans cette lave qui présente en lame mince un développement notable de biotite rouge de métamorphisme thermique. Par ailleurs, la direction que montre la fluidalité (N 135° E, pendage de 60° E) et qui n'est pas la direction régionale des couches, paraît déviée par le système de failles présent au Sud-Est dans le secteur de Vaux.

9 — Revenir à Avrée et poursuivre sur la D 227. À La Halte-d'Avrée, le talus nord de la route entaille un microgranite rose porphyrique à phénocristaux de quartz et de feldspaths dans un fond finement grenu. Ce microgranite appartient à la génération des filons d'âge post-Namuro-Westphalien.

10 — Traverser l'Alène et prendre le chemin de La Seigne. À 100 m du carrefour, une ancienne carrière est ouverte dans les tufs communs rhyodacitiques du Viséen supérieur, gris-vert à gris-bleu sombre, riches en cristaux de plagioclase et de biotite hexagonale chloritisée. Ici, les tufs sont diaclasés, faillés et recoupés localement par des veines de calcite blanche et parfois de quartz (et accessoirement de mouches de chalcopyrite).

11 — Reprendre la D 227 et remonter vers le Nord jusqu'à La Corvée, puis le chemin menant à La Goutte-Noire. À 500 m avant cette ferme, une carrière temporaire entaille les siltites du Tournaisien—Viséen inférieur. De teinte vert kaki, ces sédiments présentent parfois de fines stratifications faites de lamines plus ou moins sombre orientées N125° E, pendage 50° S.

12 — À 1 km au Sud de la carrière de siltites et à environ 50 m à l'Ouest du chemin, affleurent des conglomérats et microconglomérats du Tournaisien—Viséen inférieur, à galets de quartz, quartzite et lydienne noire.

13 — Revenir à La Corvée, et de là rejoindre à l'Est la D 227 que l'on suivra par Montjouan, Champ-Robert et Sanglier. Peu avant Montserin, au carrefour avec la route du Mousseau, la route entaille les tufs communs rhyodacitiques du Viséen supérieur.

14 — On retrouve ces mêmes tufs dans une petite carrière abandonnée à 300 m au Nord du Cruyot.

15 — Aux Bourbas, poursuivre par la D227 (direction Villapourçon, hors carte). À environ 700 m du carrefour, la rectification d'un virage a dégagé les tufs communs rhyodacitiques du Viséen supérieur, recoupés par des filons de microgranites roses plus ou moins largement porphyriques (feldspath K de 1-2 cm), eux-mêmes recoupés par plusieurs filons de lamprophyre vert sombre, de puissance métrique. On peut juger sur cet affleurement de l'abondance des failles et des zones broyées, parfois accompagnées de veines de quartz de basse température.

16 — Faire demi-tour et aux Bourbas prendre la D18 et rejoindre Onlay pour emprunter à gauche la route de Poiseux. Après le virage, à 500 m de l'église, les rochers qui bordent la route sont constitués de granophyre gris du Viséen supérieur, légèrement porphyrique, à cristaux de quartz et de feldspaths (3 mm) dans un fond de quartz et feldspath en association symplectique, plus ou moins finement grenu.

17 — Revenir sur Onlay et reprendre la D 18 en direction de Moulins-Engilbert. Dans le virage, à 1 km à l'Ouest de l'embranchement de Lévault, affleure une andésite basique, gris-vert, finement porphyrique, manifestation volcanique, du Tournaisien—Viséen inférieur.

18 — Faire demi-tour et se diriger sur Saint-Honoré-les-Bains au carrefour d'Onlay (D 157). À 250 m au Sud-Ouest d'Achez, une ancienne carrière est ouverte dans les tufs gris-vert du Viséen supérieur. Comme c'est souvent le cas, ce tuf se révèle, en lame mince, être affecté par le métamorphisme thermique: dans les cristaux de biotite altérée en chlorite, sphène et minéraux

opaques, se développent des agrégats de fins cristaux de biotite rouge, tandis que le fond felsitique est plus ou moins recristallisé.

BIBLIOGRAPHIE

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

ARÈNE J., DELFOUR J., CLOZIER L., FEYS R., DELANCE J.R. (1991) - Carte géol. France (1/50000), feuille Autun (551). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Delfour *et al.* (1991), 88 p.

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

AUTRAN A. *et al.* (1980) — Évolution structurale du Protérozoïque aux distensions posthercyniennes. *In* : « Évolutions géologiques de la France ». *Mém. BRGM*, n° 197, p. 10-17.

BAIZE D. (1989) — Les formations résiduelles sur calcaires jurassiques du Sud-Est du Bassin parisien (première synthèse). Congr. nation, soc. sav., «Géologie du bassin de Paris», vol 114, p. 83-104.

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

BEAUFILS T. (1989) — Catalogue des types de stations forestières de Sologne bourbonnaise. Centre d'études forestières de l'Allier.

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

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

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

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

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

BEHR H.J., HEINRICHS T. (1987) - Geological interpretation of DEKORP 2-S : A deep seismic reflection profile across the Saxothuringian and possible implications for the Late Variscan structural evolution of Central Europe. *Tectonophysics*, 142, p. 173-202, 12 fig.

BERTAUX J. (1982) — Origine métamorphique des grenats des volcanites acides d'âge viséen supérieur dans le Nord-Est du Massif central français. *Bull. minéral*, 105, p. 212-222, 6 fig., 2 tabl.

BERTRAND-SARFATI J., FREYTET P., PLAZIAT J.C. (1966) - Les calcaires concrétionnés de la limite Oligocène-Miocène des environs de Saint-Pourçain-sur-Sioule (limagne d'Allier). Rôle des algues dans leur édification, analogie avec les stromatolites et rapport avec la sédimentation. *Bull. Soc. géol. Fr. (7)*, t. VII, p. 652-662.

BESSON M., FONTEILLES M. (1974) - Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéiitiques et calco-alkaline. *Bull. Soc. fr. minéral, cristall*, 97, p. 445-449.

BOIS M. (1978) — La base de la transgression mésozoïque sur la bordure nord et ouest du Morvan. Thèse, Dijon.

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

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

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

BRULEY J. (1966) — Le Morvan, cœur de la France. Société amicale et philanthropique La Morvandelle, Paris, 3 vol.

BUSSAC G. (de) (éd.) (1976) — État de nos connaissances géographiques sur le Massif central français.

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

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

CARRAT H.G. (1965) — Sur les relations entre les différents stades de la granitisation hercynienne dans le socle granitique du Morvan septentrional et ceux du faisceau synclinal du Morvan. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 261, n°3, p. 5153-5156.

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

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

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

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

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

COUREL L. (1964) — Identification de Trias marin sur la bordure nord du Massif central. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 2, p. 87-88.

COUREL L. (1970) - Trias et Rhétien de la bordure nord et est du Massif central français. Modalités de la transgression mésozoïque. Thèse État, Dijon, 616 p.

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.*, t. LII, n° 118, p. 1-152.

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

DELFOUR J. (1977) — Géologie des formations viséennes et minéralisations sulfurées du secteur de Champ-Robert—forêt de Chatillon (Nièvre). Rapp. BRGM, 10 p., 1 fig., 4 ann.

DELFOUR J. (1978) — Géologie et minéralisation des formations viséennes du secteur du mont Beuvray (Nièvre, Saône-et-Loire). Rapp. BRGM 78 SGN 611 GEO, 11 p., 1 fig., 6 ann.

DELFOUR J. (1989) — Données lithostratigraphiques et géochimiques sur le Dévono-Dinantien de la partie sud du faisceau du Morvan (nord-est du Massif central français). *Géologie de la France*, n°4, p. 49-77, 19 fig., 1 carte.

DELFOUR J., CARRAT H.G., CLOZIER L., FEYS R., FLEURY R. (1988) — Carte géol. France (1/50000), feuille Dompierre-sur-Besbre (599). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Delfour *et al.* (1989), 116 p.

DELFOUR J., CLOZIER L., CARRAT H.G., MAUGENEST M.C. (1990) - Carte géol. France (1/50000), feuille Bourbon-Lancy (576). Orléans: BRGM. Notice explicative par J. Delfour *et al.* (1990), 109 p.

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

DELFOUR J., TEGYEY M. (1980) - Études pétrographiques des formations volcaniques et sédimentaires dévono-dinantiennes traversées par les sondages S34, S59, S60, S61, S32, S33 du secteur de Champ-Robert-forêt de Châtillon (Nièvre). *Rapp. BRGM 81 SGN 158 GEO*, 14 p., 8 pl., 2 fig., 6 ann.

DEWOLF (1962) — Étude des problèmes posés sur la formation dite des « Sables et argiles du Bourbonnais ». *Bull. Ass.fr. ét. sols*, n° 6-7, p. 337-342.

DIDIER J. (1964) — Étude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif central. *Ann. fac. sci. Clermont-Ferrand*, n° 23, p. 254.

DI NOTA R. (1970) — Étude comparée des lambeaux dévono-dinantiens de la Montagne bourbonnaise dans le NE du Massif central français. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand.

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

EBRAY T. (1858) — Études géologiques sur le département de la Nièvre. Paris : J.B. Baillière et fils.

ETIENNE R. (1977) — Sur l'existence de deux phases sédimentaires post-oligocènes dans le bassin tertiaire bourbonnais (région de Varennes-sur-Allier). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 285.

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

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

GORIN G. (1974) — Étude palynostratigraphique des sédiments paléogènes de la Grande-Limagne (Massif central, France). Avec applications de la statistique et de l'informatique. Thèse fac. sci. univ. Genève.

- GROLIER J., TCHIMICHKIAN G. (1963) - Connaissances nouvelles sur la géologie du socle de la Limagne d'après les sondages de la Régie autonome des pétroles. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), V, p. 930-937.
- GROS Y., MARTIN P. (1981) - La fracturation de la bordure nord du Massif central (région des horsts de La Machine, Neuville, Saint-Pierre-le-Moutier). Étude géométrique, cinématique et chronologique. Rapport BRGM 81 SGN 859 GEO, 18 p., 11 fig.
- GUFFROY J. (1975) — La série dinantienne du Morvan. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 244, p. 632-635.
- GUFFROY J. (1960) — Sur l'origine des diabases du Morvan, *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 251-21, p. 2380.
- GUILLOT L., REY R. (1973) - L'Oligocène du Bourbonnais. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 276, p. 1803-1811.
- LAUNAY L. (de) (1887-1888) — Les dislocations du terrain primitif dans le Nord du Plateau Central. *Bull. Soc. géol. Fr.* (3), t. XVI, p. 1045-1063.
- LAUNAY L. (de) (1913) — Traité de métallogénie, gîtes minéraux et métallifères. Librairie Polytechnique, Paris : C. Béranger édit., t. II.
- LE CALVEZ Y., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1961) - Lias des sondages de la bordure du Morvan. Colloque sur le Lias français, *Mém. BRGM*, n° 4, p. 503-534.
- LEFAVRAIS A., LHÈGU J., RENAUD L., SCOLARI G. (1965) - Contribution à l'étude géologique et métallogénique du Nivernais septentrional (région de Chitry-les-Mines, Nièvre). *Bull. BRGM*, n° 2, p. 1-22.
- LEMIÈRE B. (1982) — L'amas sulfuré de Chizeuil : étude géochimique de son environnement volcano-sédimentaire dévonien supérieur et de son auréole d'altération hydrothermale. Thèse doct.-ing., Lyon, 148 p. *Doc. BRGM*, n° 54 (1983).
- LE RIBAULT L., TOURENQ J. (1972) - Mise en évidence de trois types d'apports détritiques dans les Sables et argiles du Bourbonnais d'après l'examen de la surface des grains de quartz au microscope électronique à balayage. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 274, p. 528-531.
- LE ROUX C. (1975) — Étude de quelques filons de fluorine de la partie sud-ouest du Morvan. Thèse 3^e cycle, Paris VI, 146 p., 41 fig., 1 carte.
- LHÈGU J., JÉBRAK M., TOURAY J.C., ZISERMAN A. (1982) - Les gisements de fluorine et barytine du Massif central français. *Bull. BRGM*, sect. 2, fasc. 2, p. 165.
- LO BELLO P. (1988) - Géochronologie par la méthode ³⁹Ar-⁴⁰Ar de ponces quaternaires contaminées. Exemple des ponces du Mont-Dore (Massif

central français). Utilisation d'un laser continu pour la datation de minéraux individuels. Thèse doct. univ. Nice.

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

LUCOTTE G. (1978) — Les « argiles à chailles » de la région de Nevers et de La Charité-sur-Loire. D.E.A., Dijon.

LY MENG HOUR, CANTAGREL J.M., VINCENT P.M. (1982) - Découverte de pyroclastites ponceuses à la base du plateau de Perrier (Massif central français), âge des lahars anciens des Monts-Dores et du Villafranchien. 9^e R.A.S.T., Paris.

MELINE L. (1979) — Analyse pollinique des argiles à kaolin de Diou-sur-Loire. *Bull. trim. Soc. hist. nat. et amis muséum Autun*, nouv. sér., 65, p. 24-27.

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

MICHEL-LÉVY A. (1908b) — Métamorphisme et tectonique des terrains paléozoïques du Morvan et de la Loire. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 146, p. 1-3.

MICHEL-LÉVY A. (1926) — Les éruptions dacitiques et rhyolitiques de la fin des temps primaires dans le Morvan. *Bull. volc.*, t. 6, p. 57-63.

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

MOUTERDE R. (1953) — Étude sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et nord-est du Massif central français. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 236,455 p.

NACHIT H., RAZAFIMAHEFA N., STUSSI J.M., CARRON J.P. (1985) - Composition des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 301, sér. II, n° 11, p. 813-818.

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

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

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

PIN C, DUPUY C, PETERLONGO J.M. (1982) - Répartition des terres rares dans les roches volcaniques basiques dévono-dinantiennes du Nord-Est du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XXIV, n°4, p. 669-676,3 fig., 1 ann.

PRICHONNET G. (1987) - Étude sédimentologique et interprétation paléogéographique du Permo-Trias sur la bordure nord du Massif central (du Morvan à la Marche). Thèse 3^e cycle, Bordeaux.

RAT P., AMIOZ M., MENOT J.C., CHAELARD M. (1978) - État des connaissances sur les ressources en eaux souterraines de la région Bourgogne en 1978. Univ. Bourgogne, Comité technique de l'eau.

REY R. (1964) — L'Oligocène et le Miocène inférieur de la Limagne bouronnaise. *Rev. scient. Bourbonnais*, p. 56-81.

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

REY R. (1970) — Rôle d'*Helix ramondi* dans la classification de l'Oligocène. *Rev. scient. Bourbonnais*, p. 65-81.

REY R. (1971) — Biostratigraphie des bassin tertiaires du Massif central. In : « Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français ». Symposium Jean Jung. Clermont-Ferrand : Plein-Air Service édit., p. 309-330.

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

RICOUR J., HORON O., LIENHARDT G. (1960) - Le Trias du Jura, de la Bresse et de la bordure nord du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, vol. 2, p.156-167.

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

SCANVIC J.Y., WEECKSTEEN G. (1980) - Carte des linéaments de la France d'après les images des satellites Landsat (1972 à 1976). *Doc. BRGM*, n° 14, 14 p., 1 carte.

SEDDOH F.K. (1973) — Altération des roches cristallines du Morvan (granites, granophyres, rhyolites). Étude minéralogique, géochimique et micro-morphologique. Thèse État, Dijon, 342 p.

SRAE BOURGOGNE-CEMAGREF (1982) - Synthèse régionale des apports des petits cours d'eau de Bourgogne. Étude de leur potentialité hydroélectrique.

TOURENQ J. (1989) - Les Sables et argiles du Bourbonnais (Massif central, France). Une formation fluvio-lacustre d'âge pliocène supérieur. Étude minéralogique, sédimentologique et stratigraphique. Thèse État, Paris VI.

TOURENQ J., AMBROISE D., ROHRLICH V. (1978) - Sables et argiles du Bourbonnais. Mise en évidence des relations entre les minéraux lourds à l'aide de l'analyse factorielle des correspondances. Réunion annuelle des sciences de la Terre. Soc. géol. Fr. — BRGM édit.

VAILLANT L. (1872) — Sur les crocodiles fossiles de Saint-Gérard-le-Puy. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. LXXIV, p. 872-875.

VALETTE C.O. (1983) — Karsts et filons à fluorine dans le faisceau synclinal du Morvan: le gisement d'Argentolle (Saône-et-Loire). Thèse 3^e cycle, Orléans. *Doc. BRGM*, n° 58, 299 p., 96 fig., 16 tabl., 7 pl. h.t.

VIALETTE Y. (1965) — Granitisation hercynienne dans le Massif central Français. *Sci. de la Terre*, Nancy, t. 10, n° 3-4, p. 369-383, 6 fig., 6 tabl.

VIALETTE Y. (1973) — Âge des granites du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 15, n° 3-4, p. 260-270, 1 fig.

VINCENT P.M. (1979) — Un repère chronologique dans la caldéra des Monts-Dore (Massif central français) : les pyroclastites du dôme de la Gacherie. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 289, p. 1009-1012.

VIRET J. (1925) — Sur la faune de Rongeurs de Saint-Gérard-le-Puy (Allier). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 181, p. 337-339.

VIRET J. (1926) — Nouvelles observations relatives à la faune de Rongeurs de Saint-Gérard-le-Puy. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 183, p. 71-72.

VIRET J. (1929) — Les faunes de Mammifères de l'Oligocène supérieur de la Limagne bourbonnaise (thèse). *Ann. univ. Lyon*, fasc. 47.

WEBER C. (1986) — Données géophysiques sur le prolongement du socle cristallin du Morvan sous les bordures sédimentaires. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 10, p. 263-272, 3 fig.

WEBER C. (1975) — Le socle antétriasique sous la partie sud du bassin de Paris. *Bull. BRGM*(2^e sér.), sect. II, n° 3 et 4, p. 219-343, 61 fig., 13 tabl., 2 pl.

WEBER K. (1984) — Variscan events : early Palaeozoic continental rift, metamorphism and late Palaeozoic crustal shortening. In D.H.W. Hutton and D.J. Sanderson (edit.) : «Variscan tectonics of the north atlantic region». *Geol. Society*, p. 3-22, 7 fig.

WEYER D. (1965) — Etroengt im Morvan (Zentralfrankreich). *Abhandlungen Z.G.I.*, 1, p. 290-302.

WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1976) - Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 3, p. 459-469.

WINCHESTER J.A., FLOYD P.A., (1977) - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20, (4), p. 325-344.

Carte géologique de la France à 1/80000

Feuille *Autun* : 1^{re} édition (1881), par Aug. Michel-Lévy, F. Delafond. 2^e édition (1940), par Alb. Michel-Lévy, P. Lemoine. 3^e édition (1968), par H. Sanselme, R. Feys.

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

Carte géologique de la France à 1/320000

Feuille *Dijon* : 1^{re} édition (1927), par E. Fournier, P. Termier. 2^e édition (1970), par J. Manivit.

Carte géologique de la France à 1/50000

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

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500000

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

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

Carte géologique du département de la Nièvre à 1/120000, par Bertera et Ebray (1862).

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Sur place dans le Morvan

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

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

—Archives de l'Académie du Morvan, B.P. 44, 58120 Château-Chinon.

—Parc naturel régional du Morvan, Dun-les-Places, 58320 Montsauche.

Laboratoires d'universités

—Dijon : institut des sciences de la Terre, 6, boulevard Gabriel, Dijon.

—Orléans : université d'Orléans, départ. des sciences de la Terre, 45046 Orléans Cedex.

—Clermont-Ferrand : institut de géologie et de minéralogie, 5, rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand Cedex.

—Lyon : université Claude-Bernard, départ. de géologie, 43, boulevard du 11 novembre, 69622 Villeurbanne Cedex.

—Paris : université P. et M. Curie (Paris VI), 4, place Jussieu, 75005 Paris.

Autres lieux d'information

—Société géologique de France, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

—Muséum d'histoire naturelle, laboratoire de pétrographie, 61, rue Buffon, 75005 Paris.

—Banque de données du sous-sol du BRGM : agence régionale Bourgogne, immeuble Caisse d'Épargne, 32, boulevard du Maréchal Joffre, 21100 Dijon ;

—BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES ET ANALYSES

Ammonites : A. LEFAVRAIS-RAYMOND (BRGM), J.P. MARCHAND, J. THIERRY (univ. Dijon).

Micropaléontologie (foraminifères) : C. JEUDY DE GRISSAC, C. MONCIARDINI (BRGM).

Palynologie : G. FARJANEL (BRGM).

Minéraux lourds et argiles. J. TOURENQ (univ. Paris VI).

AUTEURS

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

—présentation, conditions d'établissement de la carte, histoire géologique, phénomènes géologiques, morphologie, ressources minérales, documentation complémentaire : J. DELFOUR, B. ALABOUVETTE, L. CLOZIER ;

—formations paléozoïques, géochimie des roches volcaniques et plutoniques, occupation du sol : J. DELFOUR ;

—formations mésozoïques : B. ALABOUVETTE ;

—formations cénozoïques : L. CLOZIER ;

—hydrogéologie : J. CORNET ;

—sources thermo-minérales : F. MERCIER-BATARD.

Coordination : J. DELFOUR.

ANNEXE 1 : ANALYSES CHIMIQUES

Roches volcaniques et subvolcaniques du Tournaisien et Viséen inférieur

- F8S-78 Basalte. Les Berthelots, 1,7 km à l'Est d'Avrée.
F8S-207 Andésite. La Garde, 4,2 km au SSW de Chiddes.
F8S-66 Andésite d'extrusion. Les Chaumes, 2,2 km à l'ESE d'Avrée.
F8S-73 Andésite basique. Les Berthelots, 1,5 km à l'Est d'Avrée.
F8S-94 Andésite. Antrezit, 2,4 km au NE d'Avrée.
F8S-108 Andésite. La Garde, 4,1 km à l'ENE d'Avrée.
F8S-8M Ignimbrite rhyodacitique. Carrière du Moulin-Neuf, 3,2 km au SE d'Avrée.
F8S-11E Ignimbrite rhyodacitique. Les Berthelots, 1km au NNE d'Avrée.
F8S-195 Ignimbrite rhyodacitique. Roche, 3,8 km à l'Est d'Avrée.
F8S-109 Ignimbrite rhyodacitique potassifiée. La Garde, 4,1 km au NNE d'Avrée

Roches volcaniques et subvolcaniques du Viséen supérieur

- F4N-43 Tuf ignimbritique rhyodacitique. Thard, 2,6 km au SE d'Onlay.
F3N-66 Granophyre. Montjoux, 3,9 km à l'Ouest d'Onlay.
F4N-110 Tuf ignimbritique rhyodacitique. Ronon, 3,3 km à l'ENE d'Onlay.
F3N-38 Granophyre. Montjoux, 2,6 km à l'WSW d'Onlay.
S34-8 Tuf ignimbritique rhyodacitique. Les Fraichots, 3,7 km au NW de Larochemillay.
F8S-11F Tuf ignimbritique rhyodacitique. Les Berthelots, 1km au NE d'Avrée.
F8N-122 Tuf ignimbritique rhyodacitique. Montcharlon, 3,5 km au NW de Chiddes.
F8N-350 Tuf ignimbritique rhyodacitique. 1,3 km à l'ESE de Sémelay.
F3S-2A2 Tuf ignimbritique rhyodacitique. Le Fourmonté, 1,9 km à l'Est de Saint-Honoré-les-Bains.
F3S-78 Tuf ignimbritique rhyodacitique. 1,4 km à l'ENE de Saint-Honoré-les-Bains.
F3S-125 Tuf ignimbritique rhyodacitique. Préporché, 2,7 km au NNE de Saint-Honoré-les-Bains.
F4N-175 Tuf ignimbritique rhyodacitique. Moulin de Thard, 1,1km au SSE d'Onlay.
F4N-438A Microgranite porphyrique. 900 m au SSW de Villapourçon.
F8S-8E Microgranite porphyrique. Carrière du Moulin-Neuf, 3,2 km au SE d'Avrée.
F3N-42 Granophyre. Corcelles, 2,6 km au SW d'Onlay.
F4S-535 Granophyre. Bois Jacquot, 4,1 km au NE de Saint-Honoré-les-Bains.

Résultats analytiques

Éléments majeurs exprimés en pourcent: analyse par fluorescence X, département « Analyses » du BRGM. Éléments en traces exprimés en ppm : analyse par fluorescence X, laboratoire de géologie, université Claude-Bernard, Lyon. Analyste : J.C. Germanique.

**Roches volcaniques et subvolcaniques du
Tournaisien–Viséen inférieur**

N° Éch.	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	Fe₂ O₃	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	P₂ O₅	P'Feu
F8S-78	64,20	0,71	16,60	5,90	0,11	2,05	3,30	2,15	3,75	0,18	1,50
F8S-66	58,00	0,86	16,60	8,40	0,11	5,05	1,15	5,30	1,00	0,14	3,20
F8S-73	53,70	0,90	17,57	9,16	0,20	4,65	6,75	4,29	0,93	0,18	0,96
F8S-94	57,50	0,90	18,00	0,91	0,14	3,90	6,80	2,00	1,35	0,18	1,05
F8S-108	58,40	0,90	16,80	8,20	0,16	3,60	6,80	2,50	1,95	0,18	0,71
F8S-8M	68,70	0,52	15,10	5,65	0,10	1,00	1,40	4,45	2,30	0,13	1,30
F8S-11E	69,10	0,44	15,30	4,60	0,05	1,65	0,49	3,30	2,70	0,10	2,45
F8S-195	68,20	0,44	15,00	5,30	0,09	1,60	1,45	3,25	3,50	0,10	1,05
F8S-109	68,10	0,50	15,60	4,60	0,10	1,25	0,55	0,49	6,80	0,11	1,20

N° Éch.	Zr	Y	Nb	Sr	Rb
F8S-78	103	28	8	674	76
F8S-66	142	33	9	202	44
F8S-73	97	25	7	525	29
F8S-8M	321	40	16	110	77
F8S-11E	366	31	18	151	119
F8S-195	361	47	17	174	138

Roches volcaniques et subvolcaniques du Viséen supérieur

Synclinal de Chiddes

N° Éch.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PFeu
F8S-11F	63,30	0,73	17,00	5,35	0,10	2,35	2,65	2,75	3,85	0,20	1,95
F8N-122	64,90	0,68	16,40	5,30	0,10	2,00	1,80	3,50	3,75	0,18	1,95
F8N-350	64,00	0,71	16,77	4,64	0,08	2,11	2,84	2,53	4,26	0,19	2,25

Complexe d'Onlay

N° Éch.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PFeu
F3S-2A2	65,70	0,63	16,01	4,58	0,09	1,87	2,53	2,92	4,16	0,16	1,52
F3S-78	64,20	0,71	16,60	5,90	0,11	2,05	3,30	2,15	3,75	0,18	1,50
F3S-125	64,10	0,68	16,42	4,60	0,09	2,01	3,19	2,63	3,70	0,20	1,35
F4N-43	62,10	0,74	16,96	5,24	0,09	2,47	3,38	2,34	3,72	0,17	1,83
F4N-175	69,60	0,46	15,30	4,35	0,09	1,40	1,85	2,75	4,00	0,18	0,73

Microgranites et granophyres

N° Éch.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PFeu
F4N-438A	68,40	0,55	14,99	4,11	0,07	1,82	1,77	2,69	4,90	0,17	1,29
F4S-520	64,10	0,60	16,10	5,40	0,10	2,75	1,40	2,90	4,00	0,22	2,45
F8S-8E	73,40	0,27	13,70	2,25	0,06	0,87	1,30	2,45	4,60	0,17	1,65
F3N-42	72,10	0,31	14,60	2,60	0,07	0,86	0,89	3,05	4,55	0,15	0,82
F4S-535	69,70	0,43	15,90	0,56	0,05	1,30	0,54	2,00	4,60	0,18	1,65

ANNEXE 2 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Isenay-la-Mine	2.4001	Fe	Limonite	Stratiforme	Calcaire	Exploité de 1837 à 1873. En minières et galeries effondrées.
Vandenesse	2.4002	Fe	Limonite	Stratiforme	Calcaire	Exploité de 1837 à 1873. En minières et galeries effondrées.
Saint-Honoré-les-Bains	3.4001	F Ba Pyr	Quartz Fluorine Barytine Pyrite Galène	Filon 320° Puissance : 7 à 10 m	Tuf, faille, calcaire	Prospection BRGM de 1963 à 1970 : marteau, alluvionnaire, géochimique, stratégique.
Commagny	3.4002	Fe	Limonite	Stratiforme	Calcaire	En 1836, demande de concession.
Le Prabis Filon Trinquant n° 19	4.4001	Pyr Fe Mn Cu Pb	Quartz, Pyrite, Chalcopyrite, Limonite, Gœthite, Cuivre gris, Blende, Martite, Covellite, Galène, Pyrrhotite, Pyrolusite, Wad, Malachite, Lépidocrocite, Barytine, Cérusite, Pyromorphite, Hématite, Bismuthinite, Magnétite.	Chapeaux de fer sur filons Direction 0° Puissance : 12 à 15 m	Siltite, grès, conglomérats. Viséen inférieur-Tournaisien	Galeries, superposées à flanc de coteau. Descente, cheminée. Dépilage, 836 m de galeries. Production estimée à 3 000 t de pyrite. Prospection BRGM 1959-1978.
Champ-Robert Filon Trinquant n° 6	4.4002			Direction 20° Puissance : 5 à 7 m	Siltite, grès, conglomérat. Viséen inférieur-Tournaisien	Petits puits, galeries à flanc de coteau, fouilles et tranchées. Travaux BRGM : prospection marteau alluv., géochimie, géophysique, sondages percutants et carottés.
Les Rompas Filon Trinquant n° 7	4.4003			Puissance : 1,5 m	Siltite, grès, conglomérat. Viséen inférieur-Tournaisien	Galerie de la Goutte, fosse de Rompas. Travaux BRGM 1959-1978.

ANNEXE 2 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Lavault Filon Trinquart n° 8, 9, 12	4.4004	Pyr Fe Mn Cu Pb	(voir tableau précédent)		Siltite, grès, conglomérat. Viséen inférieur-Tournaisien	Puits des Lutins, galeries des Romains, tranchée Cosson, puits Martin. Pb : 0,6 %, Zn 0,46 %, Cu 540 ppm, Mn 0,2 à 3,2 %.
Les Grandes-Gouttes Filon Trinquart n° 17	4.4005			Direction : 0° à 15°	Siltite, grès, conglomérat. Viséen inférieur-Tournaisien	Puits Jault, galeries, Prospection BRGM. Teneur Mn : 7,5 %.
Bois de Montjouan Filons Trinquart n° 3, 4, 5	4.4006				Calcaire, siltite, grès, conglomérat. Viséen inférieur-Tournaisien	Carrière visible, galeries sur les filons. Travaux BRGM : Tranchées, géophysique, sondages. Teneur : Pb 260 ppm à 0,9 %, Zn 0,1-0,2 %, Cu 260-390 ppm.
Les Corseries	4.4010				Grès, siltite, conglomérat. Viséen inférieur-Tournaisien	Ancienne exploitation à ciel ouvert et en galeries. Travaux BRGM en 1970.
Vieille-Montagne Cluze-Bardenne	4.4007	Ba	Quartz Barytine	Filon 140° à 180° Puissance : 0,1 à 0,5 m	Granophyre Viséen sup. Rhyodacite Viséen inférieur	BRGM 1963 et 1970. Prospection marteau, alluvionnaire, tranchées.
Le Niret	4.4008	Ba	Quartz Barytine	Filon 30° Puissance : 4 à 5 m	Tuf rhyodacitique Brèche Viséen supérieur	Prospection alluvionnaire et géochimie stratégique, BRGM, 1970.
La Pierre-Aiguë	4.4009	Ba	Barytine	Filon	Volcanites acides. Viséen inférieur	Indice non retrouvé, situé dans un site classé.

ANNEXE 2 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Goutte-Noire	4.4011	Ba	Quartz Barytine	Filon	Siltite, grès, conglomérat Viséen inf.-Tournaisien	Simple indice.
Moulin de la Ruchette	4.4012	Pyr Pb	Quartz Pyrite Galène Pyrrhotite Magnétite	Stockwerk	Grès, siltite, Viséen inférieur-Tournaisien	Prospection BRGM : marteau, géochimique, géophysique, campagne de sondages hydroforé.
Sanglier	4.4013	F Pb	Quartz Calcite Fluorine Pyrite Pyromorphite Bertrandite	Filon	Rhyodacite Viséen supérieur Volcanites acides Viséen inférieur	Travaux BRGM, le filon ne présente pas d'enracinement.
Cussy	4.4014	Pyr	Pyrite	Disséminé	Tuf dacitique Granophyre Viséen supérieur	Travaux BRGM : Prospection géochimique, sondages percutants.
Haut-Marcot	7.4001	Kao	Kaolin Oxyde de Fer	Amas	Mylonite, tuf, grès Viséen inférieur	Vers 1900 essai d'exploitation. Fouille d'un volume de 1250 m ³ .
Remilly	7.4002	Ba	Quartz Barytine	Filonnet 0° Puissance : 5 cm	Volcanites acides Viséen inférieur, microgranite	Recherches par sondages courts.

ANNEXE 2 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Le Vernay	7.4003	Ba	Quartz Barytine Galène	Filon 330° à 360° Puissance : 1 m	Grès, siltite Viséen inférieur Granophyre Viséen supérieur	Indice contrôlé en prospection.
Les Vouavres	7.4004	Ba	Quartz Barytine	Filon 330°	Granophyre Viséen supérieur	Observation d'un affleurement prolongé de volantes.
Le Biez	7.4005	Ba F	Quartz Fluorine Barytine Calcite Chlorite Pyrite	Filon 60° Puissance : 0,05 à 0,2 m	Tuf rhyodacitique Viséen supérieur Volcanites acides Viséen inférieur	3 fractures minéralisées reconnues par 2 lignes de sondages percutants. Extension limitée.
Les Libosses La Garde	8.4001	F Ba	Quartz Calcédoine Fluorine Barytine Calcite Blende Pyrite	Filon 355° à 15° Pendage : 65° à 80° Puissance : 0,8 à 2,8 m	Calcaire Tuf rhyodacitique Viséen supérieur	Ancienne exploitation par tranchées. Production 40 000 t CaF ₂ , teneur moyenne du tout-venant : 45 % CaF ₂ . Reconnaissance BRGM par géochimie, géophysique, tranchés et sondages.
Roche	8.4002	Ba F	Quartz Barytine Fluorine Limonite	Filons 10° et 50° Pendage : 50°	Volcanites acides, siltite, grès. Viséen inférieur - Tournaisien	Géochimie, tranchées, sondages.

ANNEXE 2 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Le Moulin-Neuf	8.4003	Pyr Cu As	Pyrite, Chalcopyrite, Mispickel, Galène, Blende.	Diaclases, disséminé	Rhyodacite, ignimbrite. Viséen inférieur - Tournaisien	Observation en 1961 de diaclases minéralisées dans une ballastière.
Las	8.4004	F Ba	Quartz, Fluorine, Barytine, Calcite, Pyrite, Galène.	Filon 10° Pendage : 75° Puissance : 0,6 à 2 m	Rhyodacite Microgranite Viséen supérieur	Descenderie, puits et traçages de 75 à 100 m de long. Production 6 000 t CaF ₂ . Recherche par géochimie, géophysique et sondages carottés.
Villeneuve	8.4005	F Ba	Quartz Fluorine Barytine Pyrite	Filon 5° Pendage : 90° Puissance : 0,15 m	Tuf rhyodacitique Microgranite Viséen supérieur	Prospection géochimique.
Bois de Luzy	8.4006	F	Quartz Fluorine	Filons 0° Puissance : 1,5 à 3 m	Grès, siltite Viséen inférieur-Tournaisien	2 filons parallèles reconnus par géochimie, géophysique, tranchées, sondages percutants et carottés.
Les Renauds Lentille du Martray	8.4007	Ba F Pb	Quartz Barytine Fluorine Galène	Filons 0° et 20° Pendage : 75 et 90° Puissance : 1 à 3,2 m	Microgranite Tuf rhyodacitique Viséen supérieur	Les travaux BRGM 1970-1975, géochimie, géophysique, tranchées, sondages percutants et carottés, définissent un gîte à 45,6 % Ba SO ₄ , 20 % CaF ₂ , contenant 430 000 t de Ba SO ₄ et 122 000 t de CaF ₂ .
Le Martray	8.4008	Ba	Quartz Barytine	Filon	Microgranite Tuf rhyodacitique Viséen supérieur	Indice souligné par de nombreuses volantes.