

# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000



## PRÉMERY

# PRÉMERY

par

G. LABLANCHE, J. DELFOUR

La carte géologique à 1/50 000  
PRÉMERY est recouverte par la coupure NEVERS (N°123)  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Cosne-sur-Loire	Clamecy	Avallon
La Charité-sur-Loire	PRÉMERY	Corbigny
Nevers	St-Saulge	Château-Chinon

MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,  
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE  
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
B.P. 6008 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



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

**par**

**G. LABLANCHE, J. DELFOUR**

**1998**

**Éditions du BRGM  
Service géologique national**

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

*pour la carte* : LABLANCHE G. (1998) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Prémery (495). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Lablanche, J. Delfour (1998), 98 p.

*pour la notice* : LABLANCHE G., DELFOUR J. (1998) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Prémery (495). Orléans : BRGM, 98 p. Carte géologique par G. Lablanche (1998).

© BRGM, 1998. 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 : 2-7159-1495-4

## SOMMAIRE

	<b>Pages</b>
<b>RÉSUMÉ - ABSTRACT</b>	<b>5</b>
<b>INTRODUCTION</b>	<b>9</b>
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	<b>9</b>
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION     DE LA CARTE</i>	<b>9</b>
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT     DE LA CARTE</i>	<b>11</b>
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>15</b>
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	<b>15</b>
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	<b>17</b>
<i>MÉSOZOÏQUE</i>	<b>22</b>
<b>Trias</b>	<b>22</b>
<b>Jurassique</b>	<b>27</b>
<b>Crétacé</b>	<b>42</b>
<i>CÉNOZOÏQUE</i>	<b>44</b>
<b>Paléogène</b>	<b>44</b>
<b>Néogène</b>	<b>45</b>
<b>Quaternaire</b>	<b>50</b>
<b>CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</b>	<b>52</b>
<b>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE</b>	<b>56</b>
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	<b>61</b>
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	<b>68</b>
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	<b>68</b>
<i>RESSOURCES MINÉRALES, MATÉRIAUX DE CARRIÈRES</i>	<b>70</b>
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	<b>71</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>78</b>
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	<b>78</b>
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	<b>81</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>82</b>
<i>DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES ET ANALYSES</i>	<b>90</b>

<b>AUTEURS</b>	<b>90</b>
<b>ANNEXES</b>	<b>91</b>
<i>ANALYSES CHIMIQUES</i>	<b>93</b>
<i>LOCALISATION DES SONDAGES</i>	<b>95</b>
<i>ÉTUDE PALYNOLOGIQUE DE LA TOURBIÈRE DU COURSIER</i>	<b>97</b>
<i>COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE SYNTHÉTIQUE</i> <i>(TRIAS - JURASSIQUE)</i>	

## RÉSUMÉ

La feuille Prémery est située sur la bordure occidentale du Morvan et inclut la partie nord du horst de Saint-Saulge constituée de granites porphyroïdes paléozoïques recoupés de filons de granophyre et de microgranite.

Du Viséen inférieur au Namurien, des intrusions de granite subalcalin et de granite alumino-potassique se mettent en place latéralement aux dépôts volcano-sédimentaires du faisceau du Morvan. Ces magmas issus de la fusion anatectique de la croûte continentale, montent à travers un socle cristallophyllien antédévonien à la faveur de grands cisaillements. Cette phase magmatique qui a débuté au Viséen inférieur, se termine au Namurien.

Les âges de mise en place des filons de granophyre et de microgranite sont incertains. Certains microgranites s'apparentent au granite encaissant. Les granophyres présentent des compositions de leucogranite qui les rapprochent du magmatisme alumino-potassique mais aussi des dernières manifestations volcaniques de la caldeira de Blismes-Montreuillon située à l'Est du horst. Ce volcanisme subalcalin, stéphano-permien, est induit et contrôlé par les failles tardi-hercyniennes qui découpent le bâti granitique et favorisent la montée des laves en provenance des chambres magmatiques formées dans la croûte continentale par la fusion de roches d'origine ignée et volcano-sédimentaire.

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

Au début du Mésozoïque, il y a environ 220 millions d'années (Ma), les premiers dépôts, laguno-marins, appartiennent déjà au Trias supérieur. Le climat est chaud.

Le caractère marin s'affirme au début du Jurassique, les faciès deviennent plus fins, calcaires ou argileux parfois riches en fossiles (restes d'organismes, débris de coquilles) qui témoignent de la vie passée. Des dépôts du Dogger (180 à 154 Ma) et de l'Oxfordien (154 à 150 Ma), calcaires et marneux, parfois oolitiques, indiquent des mers peu profondes et relativement chaudes.

La mer quitte une première fois la région à la fin du Jurassique il y a environ 140 Ma, la recouvre à nouveau 40 Ma plus tard. Elle se retire définitivement à la fin des temps crétacés (70 Ma). Le climat est alors plus froid que celui du Jurassique.

Les terrains émergés sont soumis à une puissante phase d'altération. Les dépôts calcaires partiellement dissous abandonnent des résidus argileux à chailles et silex. Sous l'influence d'un climat très contrasté, à tendance aride (37 Ma), les sols sont localement cuirassés et prennent des teintes rouge brique. De puissants oueds entraînent les matériaux les plus meubles.

À la fin de l'Éocène (35 Ma), un épisode tectonique distensif important affecte l'Europe occidentale. Il crée les fossés d'Alsace, de Bresse, les Limagnes. Dans la région se forment des demi-grabens où vont s'accumuler des argiles lacustres (vallée de la Nièvre). Postérieurement, conséquence de la surrection des Alpes, elle-même induite par le télescopage de l'Afrique et de l'Europe, le Morvan se soulève entraînant une reprise intensive de l'érosion.

Au Pliocène supérieur, certaines failles sont réactivées et créent des dépressions. Il s'y accumule des argiles lacustres qui emprisonnent des témoins (zircons et quartz de ponce) des éruptions volcaniques des monts Dore.

### ABSTRACT

The Prémery map area, on the western border of the Morvan region, includes the northern part of the Saint-Saulge horst made up of Paleozoic rocks with porphyritic granite cut by granophyre and microgranite dykes.

From the Early Viséan to the Namurian, subalkaline and alumino-potassic granites were intruded laterally to epicontinental volcanosedimentary rocks of the Morvan belt. The magma, derived from anatexis melting of the continental crust, rose through the pre-Devonian schistose basement along major wrench faults.

The emplacement ages of the granophyre and microgranite dykes are uncertain. Some microgranites are related to the granite country rock, whereas the granophyre has a leucogranitic composition suggesting a relationship with the alumino-potassic magmatism and the last volcanic manifestations of the Blismes-Montreuil caldera to the east of the horst. This Stephanian-Permian subalkaline volcanism was induced and controlled by Late Hercynian faults cutting the granite basement and enabling the rise of lava from magmatic chambers generated in the continental crust by melting of igneous and volcanosedimentary rocks.

The numerous faults cutting the Paleozoic basement are the result of Mesozoic and Cenozoic reactivation of the Late Hercynian faults due to tectonic displacement induced by the Pyrenean and Alpine orogenies.

The first Mesozoic deposits (approximately 220 Ma) are Late Triassic lagoonal-marine sediments laid down under a warm climate.

The marine character became more established at the beginning of the Jurassic, with the facies becoming finer grained, calcareous or argillaceous, locally with numerous fossils (remains of organisms, shell debris). The Dogger (180-154 Ma) and Oxfordian (154-150 Ma) deposits are calcareous and marlaceous, in places oolitic, indicating relatively warm shallow seas.

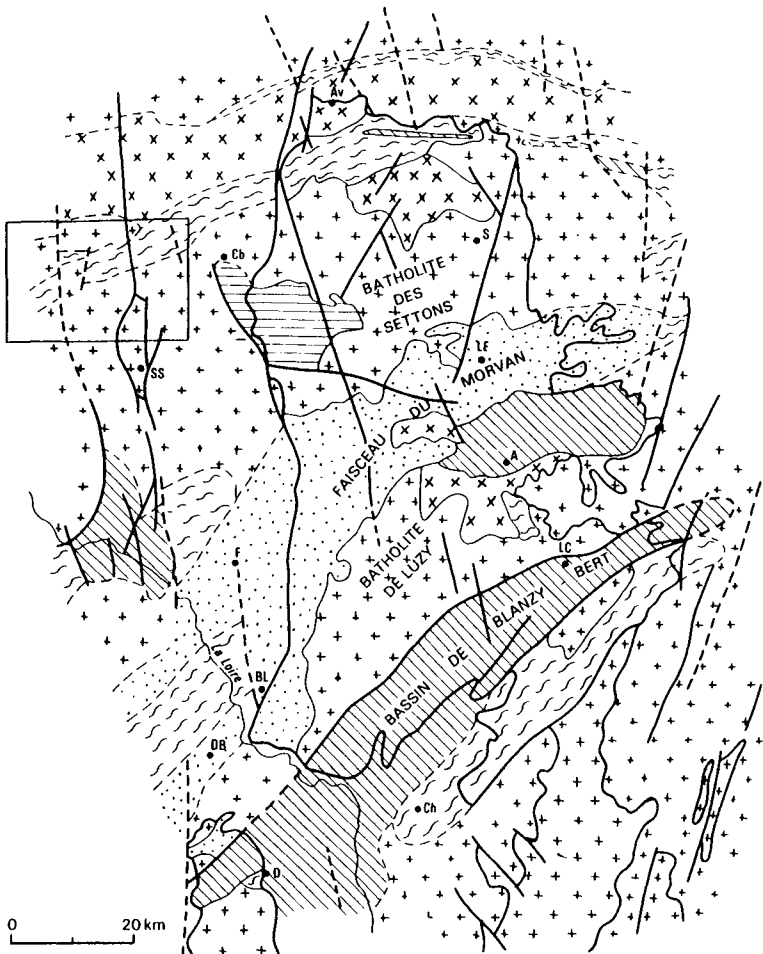
The sea at first retreated temporarily from the region at the end of the Jurassic (approximately 140 Ma), returning some 40 Ma later, and then retreated permanently at the end of the Cretaceous (70 Ma). The climate was colder than during the Jurassic.

The emerged ground underwent intense weathering; the partially dissolved calcareous deposits generating an argillaceous residue with chert and flint. Brick-coloured soils, locally capped with ferruginous crusts, developed under the influence of a highly contrasted climate with an arid tendency (37 Ma). Major rivers carried away the more unconsolidated material.









At the end of the Eocene (35 Ma), a major extensional tectonic event affected western Europe, generating the Alsace, Bresse and Limagnes grabens; half grabens, in which lacustrine clay accumulated, formed in the map area (Nièvre valley). Subsequently, as a result of the Alpine orogeny induced by collision of Africa and Europe, uplift of the Morvan led to renewed intense erosion.

During the Late Pliocene, certain faults were reactivated and created depressions in which lacustrine clay accumulated, trapping evidence (zircons, pumice quartz) of volcanic activity from the Mont-Dore massif.





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

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

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

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

## INTRODUCTION

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE*

Le territoire couvert par la feuille Prémery se situe au Sud du bassin de Paris, sur la bordure nord du Massif central. Il est limité à l'Est par la dépression sédimentaire du Bazois et à l'Ouest par les collines du Nivernais. Trois régions naturelles peuvent être distinguées :

- au Sud, le petit massif paléozoïque qui est composé de granite et de filons de granophyre et de microgranite, appartient à l'extrémité nord du horst de Saint-Saulge. Il est largement boisé et occupé par des étangs dans les vallons ;
- les dépôts mésozoïques, qui couvrent les trois quarts de la superficie du territoire de la feuille, avec le Lias, essentiellement argileux, occupé par des prairies et consacré à l'élevage, tandis que les calcaires et marno-calcaires du Dogger sont le domaine de la culture ;
- la partie ouest de la feuille, recouverte par des argiles à silexites est envahie par la forêt qui reste une des richesses régionales.

Le périmètre est drainé à l'Est par le Beuvron qui coule vers le Nord pour se jeter dans l'Yonne à Clamecy. À l'inverse, la Nièvre d'Arzembouy et la Nièvre de Champlemy coulent vers le Sud, se rejoignent à Guérigny, avant de se jeter dans la Loire à Nevers.

Administrativement, la feuille à 1/50 000 Prémery se rattache au département de la Nièvre.

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

Les terrains paléozoïques du territoire de la feuille Prémery appartiennent au segment nord de la zone interne, ou arverno-vosgienne, de la chaîne varisque (Autran, 1980). Du Silurien au Dévonien inférieur, durant les périodes éo- et médiovarisque (Ledru *et al.*, 1989), l'évolution tectono-métamorphique de la zone interne aboutit au Dévonien moyen à la formation d'un socle cristallophyllien dont les témoins apparaissent de façon sporadique depuis les monts du Lyonnais jusque dans le Nord du Morvan : les gneiss et anatexites de Chastellux (fig. 1). À la période néovarisque, du Dévonien supérieur à la fin du Carbonifère, la partie nord du Massif central reste à l'abri des grands chevauchements synmétamorphes mais est soumise à de grands cisaillements E-W favorisant la mise en place des granites dont les intrusions se succèdent du Viséen inférieur (batholite des Settons, de Luzy) au Namurien (granite à deux micas).

Latéralement, au Sud du batholite des Settons, dans le faisceau du Morvan se déposent les sédiments terrigènes et les volcanites basiques à acides du Dévonien supérieur au Viséen supérieur.

Après la montée des granites namuriens, l'activité magmatique se réduit à un volcanisme acide, essentiellement aérien et actif du Stéphanien supérieur au Saxonien : le complexe ou bassin volcanique de Blismes-Montreuillon.

Sur le territoire de la feuille, l'extrémité nord du horst de Saint-Saulge est constituée principalement de granite porphyroïde à biotite que traversent des filons plus ou moins épais de granophyre et de microgranite. En l'absence de datation géochronologique, les âges de mise en place des granophyres et des microgranites sont incertains. Les granophyres peuvent appartenir au magmatisme alumino-potassique du Namurien ou être rapportés à l'activité volcanique qui s'est manifestée, du Stéphanien B au Saxonien, par les épanchements de laves acides du complexe de Blismes-Montreuillon qui s'étend à 20 km à l'Est du horst de Saint-Saulge.

La formation de ce complexe volcano-plutonique a débuté avec la phase de compression stéphanienne orientée SE-NW et s'est terminée à la distension permienne. Les terrains ont été basculés et déformés au cours de la formation de la caldeira et lors des phases tectoniques asturienne et saalienne.

Les terrains mésozoïques, tous sédimentaires sont d'origine marine ou continentale. Les premiers dépôts sont triasiques avec une influence marine certaine au Rhétien, les Grès de Saint-Révérien renfermant des lentilles à lamellibranches. Dans cette région, ils marquent la base de la transgression mésozoïque sur le socle hercynien grossièrement pénéplané.

Avec le Lias, la mer reprend sa progression et l'on voit apparaître dès l'Hettangien des dépôts à fossiles marins abondants. La sédimentation marine va se poursuivre durant le Jurassique avec un arrêt couvrant la période Callovien supérieur-Oxfordien inférieur. N'ayant pas d'argument, cet arrêt peut être attribué soit à une lacune sédimentaire, soit à une érosion.

La mer crétacée a envahi la région, comme en témoignent des grès considérés comme albiens et des silex issus du démantèlement de la craie turonienne.

Dès la fin du Crétacé, la région est définitivement exondée et soumise à une importante érosion. Les premiers dépôts cénozoïques sont continentaux et appartiennent à l'Éocène.

Au Pliocène supérieur, un fleuve puissant, le Bourbonnais, descendu du Massif central, emprunte le fossé de la Loire puis, *via* la Sologne, court se

jeter dans l'océan Atlantique. Parallèlement, de petits lacs accueillent une sédimentation terrigène généralement fine.

### TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

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

Avec la 1<sup>re</sup> édition de la carte à 1/80 000 Nevers (Grossouvre *et al.*, 1894), sont posées les bases des principales divisions géologiques de la région. La réimpression de la 2<sup>e</sup> édition en 1969 attribue une grande extension aux microgranites à faciès micropegmatitique et sphérolitique, identiques à ceux du bassin de Blismes-Montreuil (1/80 000 Château-Chinon) et que traversent quelques rares filons de rhyolite et de trachyandésite à faciès lamprophyrique. Le granite n'affleure qu'au Sud de Sancy, mais il forme le sous-bassement du horst, recouvert par la voûte de microgranites, elle-même couverte localement de grès et de « silicifié » (Assise de Chitry-les-Mines) rapportés au Keuper et à l'Hettangien.

En dehors des levés géologiques réalisés pour le 1/80 000, aucune étude de détail ne s'est attachée plus spécialement au socle cristallin du horst de Saint-Saulge. C'est donc sur un plan plus régional que l'on doit se référer, en particulier aux travaux relativement importants réalisés sur le complexe volcano-plutonique de Blismes-Montreuil et son encaissant granitique. Les premiers travaux (Michel-lévy, 1908, 1926) attribuent au Westphalien-Stéphanien les filons et coulées de rhyolites de Montreuil. Cet âge est remis en question par H. Carrat (1969), puis par A. Chabanel (1975) qui les datent du Viséen. Dans l'édition de la feuille Château-Chinon à 1/50 000, H. Carrat (1986) laisse subsister l'incertitude quant à l'âge de ces volcanites : Viséen supérieur à Stéphanien.

Dans une étude faisant la synthèse des travaux géophysiques sur le socle antétriasique situé sous la partie sud du bassin de Paris, C. Weber (1973) apporte plusieurs données concernant le horst de Saint-Saulge :

- celui-ci se place sur une remontée locale du Moho (discontinuité de Mohorovicic) culminant à - 28 km, qui s'étend au Sud vers La Machine et est située à l'Ouest de la grande remontée du Moho sous le Morvan culminant à - 22 km vers Avallon ;
- le granite de Saint-Saulge s'inscrit dans le prolongement occidental des granites de Lormes et de Château-Chinon ;
- les rhyolites de Montreuil (*s.l.*) présentent une extension subcirculaire qui ne dépassent pas vers l'Ouest le méridien de Chitry-les-Mines.

À la suite des prospections aéromagnétique, gravimétrique, sismique, électrique (résistivité) et de quelques sondages et reconnaissances de surface, COGÉMA (Carpéna *et al.*, 1984 ; Guérin et Monnier, 1984 ; Monnier et Stussi, 1984) a déterminé, sous les volcanites acides de Blismes et de Montreuilon, une caldeira ou dépression volcano-tectonique de forme ovale (10 x 15 km) qui s'étend depuis Baye à l'WNW jusqu'au réservoir de Pannecièrre à l'ESE (feuille Corbigny). Générée par une phase de compression NW-SE au Stéphanien B et C, suivie d'une phase de distension NNE-SSW au Permien, l'évolution structurale de la caldeira a été contrôlée par des grands accidents orientés NW-SE, N-S et NE-SW dans lesquels se sont mis en place des filons de granophyre et de microgranite datés entre 291 Ma et 243 Ma.

Les divers faciès traversés par les sondages de COGÉMA dans le socle du Bazois ont fait l'objet d'une étude pétrographique et géochimique (Ménager, 1983). Dans ces sondages, le socle paléozoïque est constitué de granite cataclasé (granite de Château-Chinon, granite de Gien-sur-Cure) recoupé par des sills de granophyre, des filons de rhyolite et de microgranite, eux-mêmes traversés de filons subverticaux de lamprophyre.

Les nombreuses datations effectuées par la méthode Rb/Sr sur les biotites des divers granites du Nord du Morvan (Viale, 1965) ont indiqué des âges carbonifères s'étendant de 335 à 295 Ma. Plus précisément, le leucogranite de la Pierre-qui-Vire est daté par la même méthode à  $323 \pm 4$  Ma ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.7110 \pm 15$ ) (Duthou *et al.*, 1984). Cette datation est confirmée par la méthode U/Pb sur zircon (Supply, 1985) :  $327 \pm 5$  Ma.

Reprenant les travaux antérieurs (La Roche *et al.*, 1980 ; Stussi et La Roche, 1984), P. Rolin et J.M. Stussi (1991) considèrent que l'essentiel des intrusions de granites alumino-potassiques (Lormes et Pierre-qui-Vire) et subalcalins (les Settons, Gien-sur-Cure) s'est fait sur des axes de cisaillement NE-SW, du Viséen au Namurien. La coexistence dans l'espace et dans le temps de ces deux types de magmatisme est caractéristique de la moitié nord de la chaîne varisque française et suppose une fusion crustale à partir de matériaux divers à différentes profondeurs.

La mise en évidence d'un âge de  $345 \pm 10$  Ma, soit Viséen inférieur, pour le microgranite de Picampoix (feuille Corbigny) jusque là rattaché au volcanisme stéphanien de Blismes-Montreuilon, a permis de reconsidérer la succession des principales venues microgranitiques du Paléozoïque du Morvan (Delfour et Guerot, 1997).

Pour les terrains sédimentaires, en dehors des cartes géologiques précitées, de nombreuses études régionales ont été réalisées ces quarante dernières années. Nous retiendrons la thèse de R. Mouterde (1952) qui traite du Lias et du Bajocien. Les recherches minières entreprises par le BRGM qui se sont traduites par la réalisation de nombreux forages. Elles ont permis d'établir une stratigraphie détaillée du Trias et du Lias dont les résultats ont

fait l'objet de nombreux rapports : Lefavrais et Lhégu (1964), Lefavrais *et al.*, (1965), Couchot *et al.* (1966). Des études micropaléontologiques et paléontologiques sur le Lias ont accompagné ces travaux (Le Calvez *et al.*, 1969).

L. Courel (1970) a réactualisé dans sa thèse les données sur le Trias et le Rhétien de la bordure nord du Massif central. Les formations bajociennes et les limites du Bathonien ont été analysées par J.C. Perraudin (1971). M. Bois (1978), dans le cadre d'une étude sur la transgression mésozoïque, établit la corrélation des forages réalisés par le BRGM, mais aussi ceux exécutés de 1974 à 1975 par SNEA(P). Cette étude a permis l'établissement d'une échelle lithostratigraphique et de visualiser les principaux traits morphologiques. Les altérites des calcaires jurassiques ont été étudiées par G. Lucotte (1978) et par D. Baize (1989).

Pour les formations du Paléozoïque, les levés de terrain et le tracé des contours géologiques effectués en 1988 se sont appuyés sur une étude photogéologique de la fracturation. Le couvert végétal ne permet pas de distinguer les diverses unités géologiques.

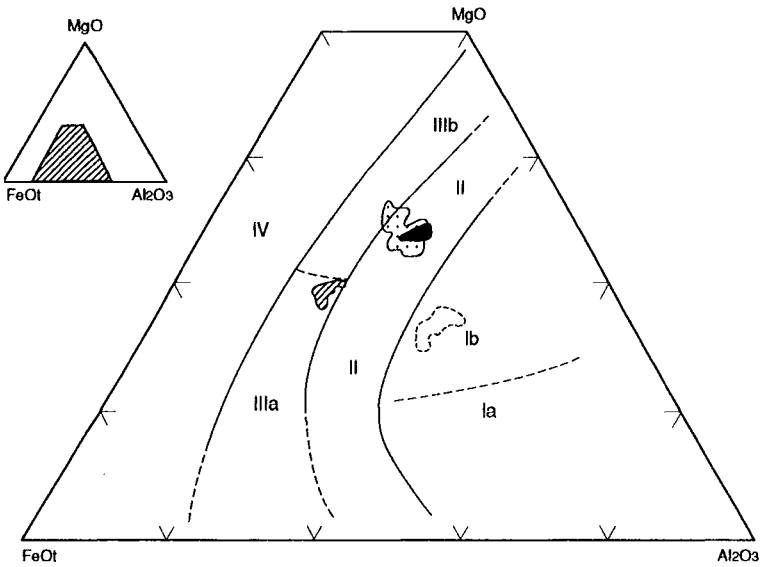
Les études pétrographiques en lame mince ont été complétées par des analyses de roches (éléments majeurs et en traces) et de minéraux (à la microsonde électronique). Elles permettent une meilleure interprétation des caractères géochimiques des roches.

Les données concernant la localisation, les caractères lithologiques et structuraux résumant les 439 observations faites sur les affleurements de roches essentiellement paléozoïques ont été saisies sur le terrain à l'aide d'un ordinateur de poche puis transmises dans une base de données informatisée (SGBD sur PC). Celle-ci peut être consultée au BRGM.

La cartographie des formations post-paléozoïques a été effectuée de 1993 à 1995 à partir des observations de terrain et de reconnaissance par sondages à la tarière. Ces sondages, réalisés spécifiquement pour le levé de la carte, avaient pour but d'identifier le substrat dans certaines zones boisées ou dans des secteurs à faible densité d'affleurements. Ils permettent de préciser la nature et l'épaisseur du recouvrement.

La cartographie est celle d'unités lithostratigraphiques reconnaissables mais s'appuie sur les données de la macropaléontologie, de la micropaléontologie, de la palynologie et dans certains cas de la minéralogie.

Le levé des formations superficielles a été réalisé parallèlement à celui du substrat.



Microgranite  
PR 208



Granophyre  
PR 203



Granite  
PR 379



Granite  
PR 221

Ia : Association aluminopotassique de type Limousin

Ib : Association aluminopotassique de type Guéret

II : Association calco-alkaline

IIIa : Association subcaline ferro-potassique

IIIb : Association subcaline magnésio-potassique

IV : Association alcaline

*La localisation et le type pétrographique des échantillons (série PR) sont donnés en annexe*

**Fig. 2**

**Champs des biotites des granites, granophyres et microgranites sur le diagramme de Rossi et Chèvremont (1988)**

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### PALÉOZOÏQUE

#### Carbonifère

$\gamma^3$ . **Granite  $\pm$  porphyroïde à biotite.** Dans la bordure est et ouest de la forêt de Tronçay, dans la butte de la Forgeotte et à l'Ouest de l'étang de Chausselage (Est de la D 256), le granite porphyroïde est généralement plus ou moins profondément arénisé (voir description des terrains du Trias). Rougeâtre près de la surface du sol, comme dans l'ancienne carrière ouverte sur le côté est de la D 256, il prend une teinte grisâtre dans les entailles du fossé du ruisseau de la Vaucreuse entre l'étang de Chausselage et celui d'Aron. Là, le granite à texture équante est recoupé par des veines subhorizontales d'aplite rose assez grenue, ayant quelques décimètres de puissance. Il est constitué de cristaux de taille moyenne (1-4 mm) de quartz xénomorphe, de plagioclase (oligoclase-andésine un peu zoné) subautomorphe, de biotite rouge et de phénocristaux de feldspath potassique, maclé Carlsbad, dont la taille commune est de 1 x 2 cm.

Plus rarement, le granite forme des affleurements rocheux dans la Grande forêt d'Aron et dans les pentes à l'Ouest de Cloiseau. Au Sud-Ouest de Forcy, les rochers de granite à grands phénocristaux (2 x 3 cm) de feldspath potassique se prolongent sur le territoire de la feuille voisine Saint-Saulge.

La pente méridionale du vallon séparant le bois de Saint-Franchy des Sasenets, offre quelques affleurements rocheux constitués d'un granite gris-rose un peu cataclasé où les phénocristaux (1 cm) subautomorphes de plagioclase un peu zoné, sont orientés suivant la direction N70°E et présente un pendage de 60° à 80° sud. Au microscope, le quartz est un peu granulé, à extinction roulante, l'oligoclase présente des macles tordues, la biotite est kinkée ou même à tendance à cloisonner les autres minéraux. Le même type de granite un peu orienté affleure dans la petite fenêtre du bois du Verne. Les biotites présentes dans ce granite (PR221\*) ont été analysées à la microsonde électronique. Leurs compositions en  $\text{FeO}_p$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{MgO}$  (fig. 2) les rapportent à l'association magmatique alumino-potassique de type Guéret.

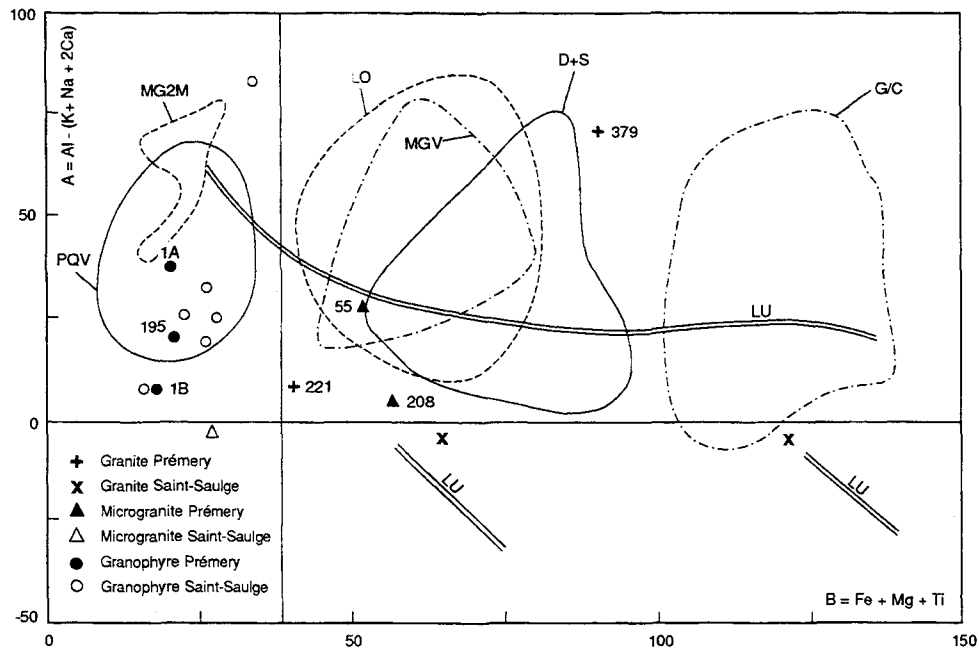
Dans la petite fenêtre de Champallement, le granite gris rosâtre à grain moyen (1-5 mm) et équant, est un peu porphyroïde et riche en biotite. Celle-ci (PR379), également analysée à la microsonde électronique, rapporte cette roche à l'association calco-alcaline (fig. 2).

Par sa composition chimique, le granite du bois de Saint-Franchy (PR221) s'apparente à celui du même secteur de la feuille Saint-Saulge, avec une affinité avec le granite de Lormes (fig. 3). Le granite de la petite fenêtre de

---

\* voir analyses chimiques en annexe





**Fig. 3 - Distribution des granites, microgranites et granophyres du horst de Saint-Saulge dans le diagramme A vs B de Debon et Le Fort (1988). A>0 = association alumineuse, A<0 = association cafémique**

Champallement (PR379) se rapproche du granite des Settons. On retrouve dans cette partie nord du horst de Saint-Saulge la diversité des granites déjà notée dans la partie sud à travers une association magmatique alumineuse.

Les spectres de terres rares des deux granites analysés (fig. 4) sont caractérisés par une anomalie négative modérée en europium et un fractionnement des terres rares légères un peu plus fort que celui des terres rares lourdes ; le rapport La/Yb étant de 18,5 pour PR221 et 29,4 pour PR379.

Le granite est découpé par un système de diaclases subverticales dont les directions principales sont N30°-40°E et N140°-160°E.

### ROCHES FILONIENNES

#### Carbonifère-Permien

Les roches filoniennes – granophyres, microgranites et lamprophyres – recourent le granite porphyroïde considéré sur le plan régional comme d'âge viséen inférieur-namurien. Les granophyres et les microgranites peuvent se rattacher à cette phase magmatique majeure marquée par les intrusions de granite monzonitique et alumino-potassique, mais aussi à l'épisode volcanoplutonique stéphano-permien de la caldeira de Blismes-Montreuilon (Carpéna *et al.*, 1984 ; Delfour *et al.*, 1997). Les lamprophyres marquent généralement la fin des phases magmatiques et plusieurs générations se sont succédé dans le Morvan du Viséen au Saxonien.

**μΥρ. Granophyres.** Les granophyres forment des faisceaux de filons parallèles, le plus souvent verticaux, puissants de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres. Ces faisceaux sont distribués suivant deux directions : subméridienne dans le compartiment de l'étang d'Aron et N140°E dans le compartiment situé au Sud-Ouest de la route D 256.

Les granophyres, de couleur rose saumon, rose, rouge à rouge brique et parfois violacée, offrent des compositions minéralogiques identiques sous des textures plus ou moins porphyriques suivant leurs positions dans la caisse filonienne. Ces faciès s'étendent depuis des roches aphyriques très rubanées ou « rhyolite », dans les quelques décimètres ou mètres formant la bordure du filon (ou dans les filons de faible puissance) jusqu'à des granophyres assez grenus et porphyriques dans la partie centrale de la caisse. Un exemple de ce type de filon affleure au départ de l'ancienne rigole du moulin d'Aron, juste sous l'étang, où le granophyre porphyrique sur 80 m passe à l'Est et à l'Ouest et sur plusieurs mètres à un faciès finement porphyrique (PR195).

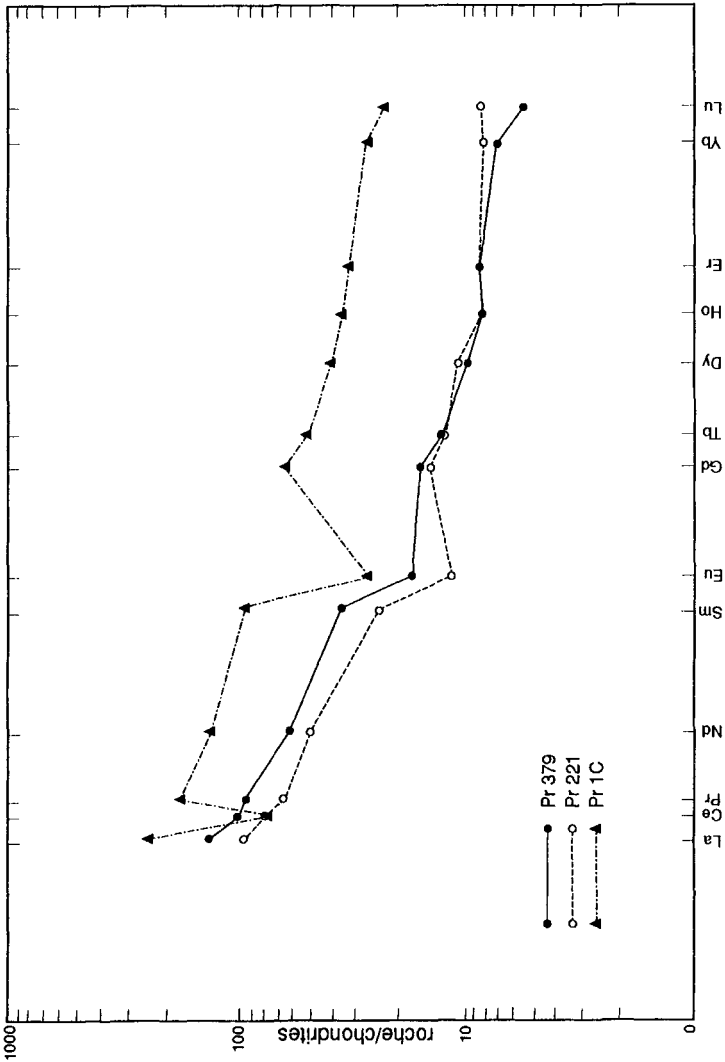


Fig. 4 - Diagramme de Coryell et Winchester des lanthanides pour les granites et lamprophyres

Le faciès le plus commun est caractérisé par un fond ou une mésostase granophyrique, c'est-à-dire une association symplectique, plus ou moins grossièrement grenue, de cristaux de quartz à texture graphique et de feldspath. Les phénocristaux automorphes ou subautomorphes sont constitués de quartz « corrodés », d'oligoclase zoné plus ou moins altéré et pigmenté, de feldspath potassique et de biotite peu abondante, partiellement transformée en chlorite et minéraux opaques ferrotitanés. Des gerbes de muscovite sont toujours présentes. Les phénocristaux sont fréquemment entourés d'auréoles de feldspath potassique ou d'associations symplectiques de quartz-feldspath potassique-oligoclase cristallisées en gerbes. Ces auréoles peuvent s'accroître jusqu'à former des sphérolites.

Parmi les échantillons de granophyre, un seul (PR203) contient de la biotite susceptible d'être analysée à la microsonde électronique. Les biotites ont des compositions correspondant à celles de l'association calco-alkaline (fig. 2).

Un stock plus volumineux de granophyre s'étend à l'Ouest de Forcy. C'est une roche rose à phénocristaux (4-5 mm) de quartz, de plagioclase blanchâtre (3 x 10 mm), de biotite noire (4 mm). Les feldspaths sont un peu orientés suivant une direction N150°E et pendage 80°W, probablement selon la fluidalité magmatique de l'intrusion. En lame mince, les cristaux subautomorphes à automorphes de quartz ont un habitus rhyolitique, à lacunes de croissance ; les cristaux de feldspath potassique et d'oligoclase sont subautomorphes, les biotites sont altérées en chlorite et minéraux opaques ferrotitanés. Quelques gerbes de tourmaline bleutée sont également présentes dans le fond de la roche formé d'une association symplectique quartzo-feldspathique et lamelles de muscovite.

Dans l'ancienne carrière située à la sortie nord-ouest de Forcy, ce granophyre est recoupé par un filon vertical de granophyre rouge brique, finement porphyrique et orienté N140°E. Ce dernier présente le faciès de bordure propre aux filons de granophyre et sa composition minéralogique est identique à celle du granophyre encaissant : petits phénocristaux de quartz à lacunes de croissance, de feldspath potassique et d'oligoclase auréolés et pris dans une association symplectique de quartz et feldspaths contenant de la biotite transformée en chlorite et minéraux opaques.

Les enclaves ovoïdes, verdâtres (10 x 7 cm), présentes localement dans les filons de granophyre, montrent en lame mince une composition minéralogique semblable à celle de la roche encaissante mais s'en distinguent par une plus grande abondance de muscovite.

Géochimiquement, les granophyres largement ou finement porphyriques s'apparentent aux leucogranites alumino-potassiques de type Pierre-qui-Vire (fig. 3). Ce caractère est aussi présenté par les termes magmatiques les

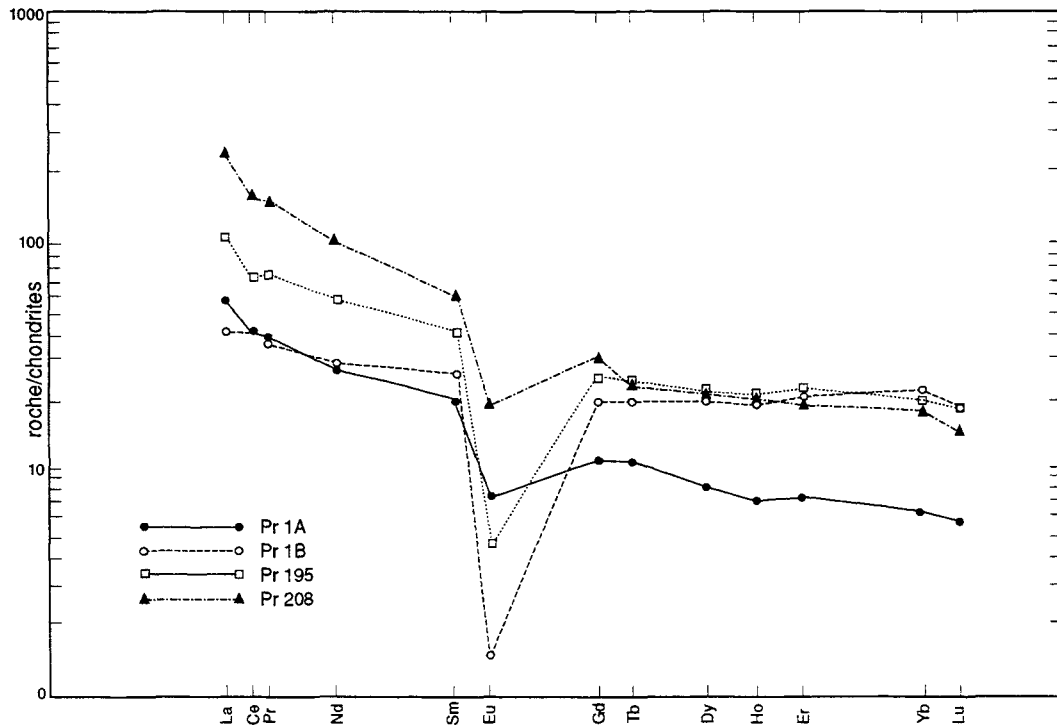


Fig. 5 - Diagramme de Coryell et Winchester des lanthanides pour les granophyres et microgranites

plus évolués de la lignée des volcanites et subvolcanites de Blismes-Montreuil (Delfour *et al.*, 1997).

**μγ. Microgranites.** Les quelques filons de microgranite intrusifs dans le granite porphyroïde se distinguent des granophyres par des teintes grisâtres et l'abondance des phénocristaux de quartz atteignant 1 cm et ceux de feldspath potassique ayant jusqu'à 2 cm. La biotite plus ou moins altérée en chlorite et minéraux opaques, est accompagnée de cristaux de hornblende, soit légèrement magnésienne (PR208), soit légèrement ferrique (PR 196). Le fond de la roche est constitué par une fine association symplectique de quartz et feldspath, souvent felsitique ou sphérolitique. Les biotites (PR 208) analysées à la microsonde électronique ont une composition qui les rattache à l'association magmatique subalcaline ferro-potassique (fig. 2).

Les deux microgranites échantillonnés dans la Grande forêt d'Aron (PR55 et PR208) présentent des affinités avec les granites encaissants apparentés aux granites de Lormes et des Settons (fig. 3).

Le spectre des terres rares de PR208 est caractérisé par une anomalie négative moyenne en europium et un fractionnement des terres rares légères assez prononcé (fig. 5), le rapport La/Yb étant de 20,6.

Les filons de granophyre et de microgranite sont découpés par des diaclases dont la densité est relativement importante, leurs espacements variant de quelques décimètres à quelques centimètres. Les diaclases subverticales sont distribuées suivant trois directions principales : N30°-40°E, N110°-120°E et N140°-160°E.

**v. Lamprophyres.** Ces roches de couleur vert foncé, forment des filons étroits, parfois nombreux et groupés en faisceaux. Sensibles à l'altération météorique, on ne les observe qu'à la faveur d'entailles artificielles.

Dans l'ancienne carrière située à la sortie nord-ouest de Forcy, un filon vertical de roche verte porphyrique, orienté N20°E et épais de 50 cm, recoupe le granophyre. En lame mince, cette roche est un lamprophyre constitué de phénocristaux de feldspath, de fantômes de cristaux subautomorphes d'un minéral ferromagnésien transformé en chlorite et feldspath potassique, de grandes lames de biotite rouge dans un fond riche en biotite et feldspath potassique. Des amygdales sont remplies de quartz secondaire, xénomorphe.

Le recalibrage du ruisseau de la Vaucreuse à l'Est de l'étang de Chausse-lage a mis en évidence plus d'une dizaine de filons de lamprophyre intrusifs dans le granite. Ceux-ci, distants les uns des autres d'une dizaine de mètres, ont des orientations variant de N-S à N140°E et des pendages allant de la verticale à 60°E ; les puissances sont de 0,5 m à 2 m.

## Mésozoïque

**Q. Quartz.** Quelques minces filons de quartz s'étendent à proximité de la faille qui sépare le horst paléozoïque de Saint-Saulge et les terrains sédimentaires situés à l'Est. Les filons de quartz suivent la direction générale de cette faille, ils sont orientés NE-SW à Cloiseau et NNW-SSE à l'Est de la forêt de Tronçay. Le quartz est blanc et à structure bréchique, rubanée et géodique.

### MÉSOZOÏQUE

Pour le Trias et le Lias (l'Hettangien en particulier) l'essentiel des données est emprunté aux travaux de R. Mouterde (1952), A. Lefavrais *et al.* (1964), J.P. Couchot *et al.* (1966), Y. Le Calvez *et al.* (1969), L. Courel (1970), mais surtout à ceux de M. Bois (1978).

Les coupures lithostratigraphiques établies dans les forages (Bois, 1978) pour chaque formation ont été conservées (voir colonne lithostratigraphique en annexe).

### Trias

Bien qu'elles n'apparaissent pas à l'affleurement, des arènes sont signalées dans quelques sondages comme à Champlin où le sondage 7-8 à recoupé 9 m de grès moyens à grossiers, feldspathiques qui renferment des fragments de socle. Le sondage 7-7, légèrement plus au Nord, montre des argiles rouges et vertes abondantes qui renferment sur 6 m d'épaisseur des éléments de socle, de dolomie, des quartz et des feldspaths.

Des arènes sont également signalées à Guipy dans le sondage 8-1 (6 m) et 8-16 (8 m) ainsi qu'à l'Ouest de Crux-la-Ville (3 m) dans le sondage 8-22. Les autres sondages ne mentionnent pas cette formation qui demeure très locale, intercalée entre le substratum cristallin et le premier terme de la série triasique connu à l'affleurement.

**t. Argilites bariolées et grès fins, marnes, dolomies et grès, marnes bariolées (Trias supérieur)** (27 m, épaisseur maximum relevée dans le sondage carotté SNEA 7-20, sur la commune de Franchy). Sous les grès du Rhétien on peut observer notamment au Sud de Moussy, dans les fossés ou les chemins creux, des dépôts rougeâtres à verdâtres à intercalations gréseuses. Toutefois, vu la médiocrité des affleurements, seules les coupes de sondages permettent d'établir une succession des divers faciès. De bas en haut :

• **Argilites bariolées et grès fins** (0 à 5,40 m) :

– d'Ouest en Est : 3 m dans le forage 7-11 de Moussy ; 2,40 m dans le forage 7-16 de Moussy et absents à l'Est de la faille de Moussy ;

– du Sud vers le Nord : 2,80 m dans le forage 7-20 de Saint-Franchy ; 5,40 m au sondage 3-13 de Champlin et disparaissent au Nord de Treigny, comme le montre le sondage 3-12 implanté sur la commune de Chevannes-Changy.

Les argilites sont de teintes bariolées rouges ou vertes ; les grès, fins, à ciment siliceux, plus ou moins argileux prennent des teintes verdâtres à rougeâtres.

• **Marnes, dolomies et grès** (0 à 14,50 m) :

– d'Ouest en Est : 3 m dans le forage 7-11 de Moussy ; 9,10 m dans le forage 7-16 situé sur la bordure ouest de la faille de Moussy. Au-delà, cette formation n'est plus représentée ;

– du Sud vers le Nord : 9 m dans le forage 7-20 de Saint-Franchy ; 14,50 m de maximum connu dans le forage 3-5 de Chevannes-Changy et 9,80 m 2 km plus au Nord dans le forage 3-3 de Parigny-la-Rose.

Des marnes dolomitiques, verdâtres et des dolomies blanchâtres sont associées à des argilites verdâtres à rougeâtres. Les grès fins, verdâtres à ciment siliceux ou argilo-dolomitique, sont nettement prédominants.

• **Marnes bariolées** (4,20 m à 15 m) :

– d'Ouest en Est : 12,70 m dans le forage 7-11 de Moussy ; 4,50 m dans le forage 8-12 qui se trouve implanté légèrement à l'Ouest de Guipy. Cette série reprend à nouveau progressivement de l'épaisseur avec 6,70 m dans le forage 8-13 situé sensiblement à l'aplomb de Guipy et 10,50 m dans le forage 8-1 le plus oriental ;

– du Sud au Nord : le maximum d'épaisseur (15 m) sur cette feuille est atteint dans le forage de Saint-Franchy (7-20) et aux abords de Moussy dans le panneau qui est situé à l'Ouest de Moussy. Vers le Nord, cette formation est irrégulièrement distribuée avec une épaisseur moyenne de 6 à 9 m.

Les marnes bariolées sont gris verdâtre à rougeâtre avec des passées de grès fins à ciment siliceux. Quelques passées dolomitiques verdâtres sont également signalées.

À l'Est de la faille de Moussy, les argilites bariolées et les grès fins sont absents ainsi que les marnes et dolomies. Cette lacune se poursuit jusqu'à la bordure orientale de la feuille.

Dans la forêt de Tronçay, le Trias n'est représenté au contact du socle que par des grès fins et des blocs siliceux, rattachés à l'Assise de Chitry. Les forages les plus proches, 7-19 et 8-24, qui indiquent un maximum de 1,40 m



de marnes bariolées, sont implantés de part et d'autre du panneau où affleure le socle limité à l'Ouest par la faille de Moussy, à l'Est par celle de Saint-Révérien.

Il est tout aussi probable que le Trias argileux soit absent à Champallement (Courrel, 1970 ; Launay, 1895) où les grès fins attribués au Rhétien semblent posés directement sur les dolomies silicifiées.

**1C. Assise de Chitry : calcaires dolomitiques silicifiés.** Cette formation, connue presque exclusivement sur la bordure ouest du Morvan (Lefavrais-Raymond *et al.*, 1965), doit son nom au village de Chitry-les-Mines où elle est particulièrement bien représentée.

Les relations entre l'Assise de Chitry et les terrains décrits ci-dessus sont difficiles à établir. Ils sont tous les deux coiffés par des argiles bariolées et pourraient être contemporains (Lefavrais-Raymond, *in* Horon *et al.*, 1986). Toutefois, M. Bois (1978) signale dans les sondages de Champlin des alternances de grès et d'argiles reposant sur une dolomie de base, elle-même déposée sur le socle plus ou moins démantelé, et conclut à une antériorité de l'assise dolomitique qui se silicifie par rapport à l'ensemble des argiles et des grès. Il n'est pas impossible que la formation dolomitique soit tout ou partie contemporaine du faciès classique du Trias, la silicification et les minéralisations étant postérieures aux dépôts.

La « dolomie de base », (épaisseur de 12,50 m à la hauteur de Guipy, forage 8-15) disparaît brutalement à l'Ouest de la faille de Moussy. Dans le sens Sud-Nord elle est présente dans le forage 7-10 situé au Nord-Est de Montenoison et atteint 7 m dans le forage 7-9 implanté à 2,5 km au Nord de Champlin. Au-delà, elle n'a pas été reconnue.

L'Assise de Chitry est constituée par un dépôt dolomitique qui, à la base, remanie le socle sous-jacent. Elle est plus ou moins silicifiée et renferme alors des minéralisations (blende, galène, argent, fluorine, barytine) qui ont donné lieu à des recherches minières.

L'affleurement le plus représentatif est situé dans la forêt de Tronçay, au sommet d'une carrière de microgranite ( $x = 688,450$  ;  $y = 2245,025$ ). La silicification affecte le niveau de base calcaro-dolomitique mais ne pénètre pas dans les arènes sous-jacentes (Bois, 1978 : p. 81). De nombreux blocs silicifiés, de tailles variables, sont visibles partout en forêt de Tronçay. Une silicification massive jalonne la faille de Saint-Révérien. L'Assise de Chitry apparaît également sous le village de Champallement. Elle y est en contact par faille avec les calcaires du Dogger.

**t7. Grès de Saint-Révérien (Rhétien)** (0 à 10,45 m). L'épaisseur maximum a été relevée dans le forage 8-8, à l'Est de Saint-Révérien. Des marnes vertes et noires, de 0 à 4 m d'épaisseur ont été intégrées à cet étage. Signalées dans la plupart des forages, elles n'ont pu être observées à l'affleurement.

Autrefois très exploités, les Grès de Saint-Révérien sont encore visibles dans quelques carrières. Ils s'observent sur 2 à 3 m à la sortie ouest de Saint-Révérien, en direction de Moussy, en haut de la côte ( $x = 687,8$  ;  $y = 2245,9$ ) et dans les bois de Montmasson (6 à 7 m) en bordure de la D 140 ( $x = 687,5$  ;  $y = 2247,3$ ). De nombreuses fouilles existent aussi dans la forêt de Saint-Révérien ( $x = 687,5$  ;  $y = 2246,5$ ) ou dans les bois de Compièrre ( $x = 687,1$  ;  $y = 2246,1$ ). Enfin ils sont présents à Champallement, en bordure de la petite route reliant la D 140 au hameau de Bourg-des-Moulins.

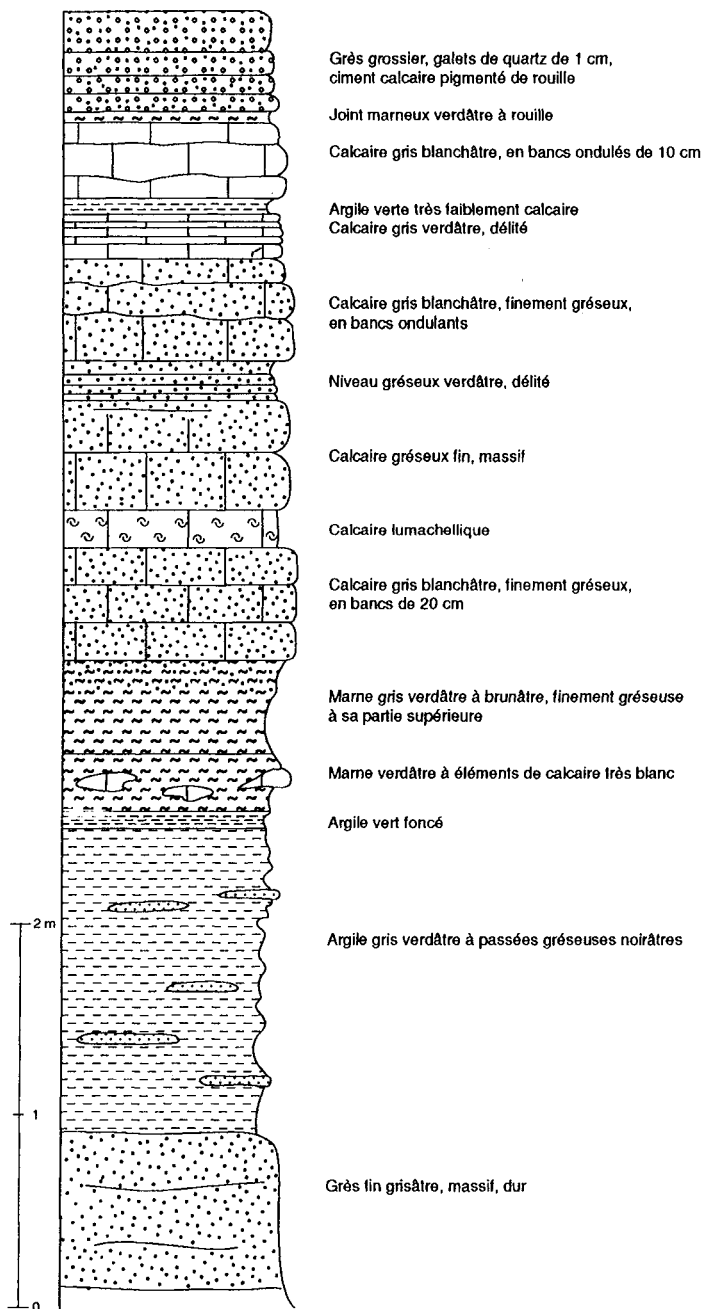
Les Grès de Saint-Révérien ne sont visibles que dans le panneau ouest de la faille de Saint-Révérien mais, au-delà, ils ont pu être confondus avec les grès triasiques ou avec ceux de la base de l'Hettangien.

Les grès sont gris blanchâtre mais deviennent roux à l'altération. Ils ont une structure jointive quartzitique. En lame mince, les petits quartz arrondis prédominent. Des micas (muscovite), des feldspaths potassiques, quelques tourmalines, ainsi que de rares nids d'argile (chlorite limoniteuse) indiquent une origine granitique du matériel. Le ciment authigène est formé de quartz microcristallin.

En carrière, ces grès apparaissent très fracturés. De petites lentilles luma-chelliques, de 4 à 5 cm d'épaisseur, à lamellibranches marins, non déterminables spécifiquement, peuvent être observées localement. C'est notamment le cas à la sortie ouest de Saint-Révérien, en haut de la côte, dans le talus de la route (Courel, 1970 : t II, p. 177).

D'Ouest en Est, les Grès de Saint-Révérien atteignent leur puissance maximum à l'Est de la faille de Saint-Révérien (7,40 m dans les forages 7-5 et 8-9 ; 10,45 m dans le 8-8). Vers l'Est, ils disparaissent à hauteur du sondage 8-2 implanté à Guipy. Du Sud au Nord, leur épaisseur moyenne est de 5 m. Elle atteint 7 m en 7-11, 7-8, 3-13 et même 8 m en 7-9, tous ces forages étant situés à proximité de Champlin.

Les marnes vertes et noires ont une épaisseur moyenne de 1 à 2 m. Il s'agit de marnes ou d'argiles vertes, parfois silteuses, avec des traînées noirâtres (Bois, 1978). D'Ouest en Est, comme pour les grès, elles sont absentes à partir du sondage 8-2. Du Sud au Nord, elles ne sont plus représentées dans le forage 3-12 situé au Nord de Champlin.



**Fig. 6 - Coupe du virage coupé, sortie est de Moussy**  
(x = 685,3; y = 2244,5)

En raison de leur position stratigraphique, au-dessus des marnes bariolées triasiques et sous la lumachelle inférieure hettangienne, ces grès et marnes ont été attribués au Rhétien, malgré l'absence d'arguments paléontologiques.

## Jurassique

11. **Grès, argiles, calcaires (Hettangien)** (épaisseur de 17,70 m dans le forage 8-27 situé légèrement au Sud-Ouest de Guipy, avec un maximum de 31 m pour le forage 3-1 à l'Ouest de Bussy-la-Pesle, la moyenne étant de 24 m). L'Hettangien affleure d'une part autour de Moussy et jusqu'à Sancy au Sud, dans un panneau de 2 km de large limité par failles, et d'autre part, dans un second panneau, sensiblement de même largeur, depuis Feuille au Sud, jusqu'au Nord de Champallement. L'Hettangien est encore visible au Nord-Ouest de Crux-la-Ville où il est en contact par faille avec le socle. À l'exception des dépôts de base (conglomérat de Moussy) visibles en carrière ou dans les talus de route (fig. 6), les seuls affleurements restent les labours. Aussi, les descriptions stratigraphiques résumées de l'étage sont-elles empruntées aux données de forages et aux travaux de M. Bois (1978). Cinq membres ont été distingués.

- **Lumachelle inférieure** (9,50 m dans le forage 3-13 implanté au Nord de Champlin). C'est le membre le plus épais de la série. Cette appellation provient de la présence de calcaires lumachelliques qui alternent avec des marnes, souvent prédominantes. Au Nord de Montemoison, les calcaires lumachelliques sont au contraire les plus développés.

Plus au Sud, dans le secteur de Moussy, les calcaires finement gréseux ou les grès à ciment calcaire sont les plus fréquents (fig. 6). Le sommet de la coupe montre l'apparition d'éléments détritiques plus grossiers. Dans les bois des Mouillères, au Sud de Moussy ou encore à Sancy, de nombreuses excavations ou affleurements naturels montrent des conglomérats (conglomérats de Moussy) à dragées de quartz, de galets de dolomie silicifiée et d'argiles vertes silicifiées. Les galets sont centimétriques, mais peuvent atteindre un diamètre de 5 cm.

Terminant ce membre, des calcaires bioclastiques, riches en polypiers rameux ont été signalés dans les sondages. Quelques dalles ont également été rencontrées dans les labours au Nord de Moussy.

- **Lumachelle supérieure** (épaisseur moyenne 3 à 4 m). Les faciès de ce membre sont visibles dans les champs proches du cimetière de Champallement. De grandes dalles de calcaires jaunâtres, lumachelliques, parfois pétris de coquilles, ont été arrachées par les labours. Elles montrent

de très nombreux et gros terriers (1 cm de diamètre) qui s'enchevêtrent dans le calcaire.

En lame mince, ces calcaires ont une texture de wackestone bioclastique à deux phases : une phase coquillière, centimétrique à pluricentimétrique ; une autre, finement biodétritique et silteuse. Dans la première, les lamellibranches et les gastéropodes sont abondants. La seconde phase montre des ostracodes, des débris d'échinodermes, de très nombreux micropellets et du quartz silteux en faible quantité.

- **Nodules à bord flous** (environ 3 m d'épaisseur) et **calcaires rognonneux** (4 à 5 m d'épaisseur moyenne). La coupure faite dans les forages entre ces deux membres, semble beaucoup plus délicate à établir à l'affleurement. Les nodules calcaires à bords flous sont emballés dans des marnes noires et peuvent être localement jointifs, séparés par une fine pellicule argileuse. Les calcaires rognonneux sont gris, se débitent en bancs décimétriques et apparaissent au sein de marnes noires.

- **Calcaires en dalles** (2 à 8,50 m d'épaisseur dans le forage 3-13). Les calcaires en dalles s'individualisent par des faciès microcristallins, gris, qui renferment de fins bioclastes.

Au Sud de Saint-Révérien, une dizaine de mètres au-dessus des niveaux gréseux de base, quelques ammonites ont été récoltées dont *Alsatites liasicus* et *Schlotheimia angulata*, associées à des nautes. Les faunes indiquent un âge hettangien moyen et supérieur et marquent par là-même l'apparition de faciès ouverts, marins.

l2. **Calcaires à gryphées, calcaires argileux et marnes (Sinémurien)** (épaisseur moyenne 14 m). Cartographiquement, le Sinémurien inférieur et le Sinémurien supérieur n'ont pu être distingués et ont été regroupés.

- Le **Sinémurien inférieur** (8 à 10 m) repose sur l'Hettangien par l'intermédiaire d'une surface durcie matérialisée par des « galets » de calcaires sublithographiques. Il est traditionnellement constitué de bancs ondulés de calcaires gris bleuté, bioclastiques, parfois riches en entroques et gryphées. Les bancs sont le plus souvent séparés par des joints centimétriques de marnes noirâtres, parfois feuilletées.

En lame mince, la roche est un wackestone-packstone bioclastique à structure bioturbée. Les bioclastes sont nombreux, avec des lamellibranches de divers types (distingués par leur microstructure, dont débris de *Pinna*). Les gastéropodes en débris sont abondants, les foraminifères benthiques (nodosariidés) fréquents. Des radioles d'échinodermes (de type *Spatangus*) et des ostracodes à microstructure bien préservée sont également présents. Des traces de ciments glauconieux sont visibles dans les cavités des radiolaires.

La fréquence des nodosariidés et des radiolaires caractérise un milieu de passage à la plate-forme externe. Quant aux traces de glauconie dans les radiolaires, elles apparaissent très souvent en période de transgression marine rapide.

Dans le secteur de Parigny-la-Rose, les calcaires sinémuriens sont brunâtres à noirâtres, avec une cimentation argilo-ferrugineuse intense qui n'épargne que les gros bioclastes.

• Le **Sinémurien supérieur** (environ 4 m) affleure assez mal sur le territoire de la feuille Prémery. Il est représenté par des marnes noirâtres qui renferment quelques nodules de pyrite, alternant avec des calcaires grisâtres à petites grphées et entroques.

Ces marnes ont été échantillonnées à Crux-la-Ville. La microflore est composée de pollens de gymnospermes abondants dont *Classopolis* sp. et de quelques spores de ptéridophytes dont *Heliosporites altmarkensis*, *Foraminisporis jurassicus*, *Trachysporites fuscus*, *Apiculatisporites* sp.

Les ammonites sont assez nombreuses, notamment dans le Sinémurien inférieur où les trois zones sont représentées :

– Zone à Bucklandi, Sous-zone à Rotiforme, avec *Coroniceras* cf. *caprotimum* ; Sous-zone à Bucklandi, avec *Arietites* sp. (gr. *isis* ?), *Arietitidae* gen. sp., *Coroniceras multicoatum* ;

– Zone à Semicostatum, Sous-zone à Charlesi, avec *Paracorniceras* cf. *charlesi*, *P.* cf. *crossi* ; Sous-zone à Scipionianum, avec *Agassiceras scipionianum*, *Egassiceras* aff. *striaries* ; Sous-zone à Sauzeanum, avec *Euagassiceras* aff. *nodulatum*, *E.* cf. *subtorus*.

Cette zone a également livré *Arnioceras* gr. *semicostatum*, *A.* sp., *Pararnioceras* sp. juv. ;

– Zone à Turneri, qui a livré *Caenisites* sp., *C.* cf. *brookii*.

La base du Sinémurien supérieur a livré *Gleviceras* sp. qui appartient à la Zone à Oxydatum ou à Raricostatum.

Quelques rares brachiopodes ont été récoltés dans le Sinémurien supérieur, dont *Zeilleria perforata* et *Calcirhynchia calcaria*.

13i. **Marnes et calcaires argileux (Carixien)** (10 m). Établie par R. Moutarde (1952), la stratigraphie a pu être précisée grâce aux campagnes de sondages de recherches minières effectuées par le BRGM (Le Calvez *et al.*, 1969). Le Pliensbachien inférieur (Carixien) de l'Ouest du Morvan affleure mal, les terrains correspondant étant le plus souvent dévolus aux prairies. Les marnes gris blanchâtre, pluridécimétriques, nettement prédominantes y alternent avec des bancs décimétriques de calcaires argileux, gélifs.

P L I E N S B A C H I E N	C A R I E N	D O M É R I E N	T O A R C I E N	Tenuicostatum	<i>Dactylioceras tenuicostatum</i> , <i>Paltarpites</i> , <i>Belemnites</i> sp.					
				Serpentinus	<i>Harpoceras complanatum</i> , <i>Dactylioceras</i> , <i>Aptychus</i>					
				Bifrons	<i>Hildoceras semipolatum</i> , <i>Trochus subduplicatus</i> , <i>H. bifrons</i> , <i>H. lusitanicum</i>					
				Variabilis	<i>Haugia variabilis</i> , <i>H. viriosa</i> , <i>Denckmannia pustulosa</i> , <i>Coeloceras crosbeyi</i> , <i>Lytoceras cornucopiae</i>					
				Thouarsense, etc.	?					
							<i>Spiriferina falloti</i>			
				M A R G A R I T A T U S	D O M É R I E N	S P I N A T U M	T O A R C I E N	Hawskerense	<i>Pleuroceras hawskerense</i> , <i>P. spinatum</i>	<i>Zeilleria moorei</i> , <i>Z. quadrifida</i> , <i>Aulacothyris resupinata</i> , <i>Homeorhynchia acuta</i> , <i>Tetrarhynchia tetraedra</i> , <i>Spiriferina alpina</i> , <i>Lobothyris</i> cf. <i>punctata</i> , <i>L. subpunctata</i>
								Solare	<i>Pleuroceras solare</i> , <i>P. apyrenum</i>	<i>Zeilleria quadrifida</i> , <i>Z. meridiana</i> , <i>Z. cf. sarthacensis ruthenensis</i> , <i>Z. cf. sarthacensis</i> , <i>Aulacothyris resupinata</i> , <i>Homeorhynchia acuta</i> , <i>Tetrarhynchia tetraedra</i> , <i>Spiriferina</i> cf. <i>terebratuloides</i> , <i>S. alpina</i> , <i>Lobothyris</i> cf. <i>punctata</i> , <i>L. subpunctata</i>
								Gibbosus	<i>Grandes Amaltheus margaritatus</i> , <i>A. gibbosus</i> , <i>Belemnites</i> sp., <i>Pseudopecten aequivalvis</i> , <i>Gryphea gigantea</i>	<i>Spiriferina falloti</i> , <i>S. alpina</i> , <i>Tetrarhynchia tetraedra</i> , <i>T. subconcinna</i> , <i>Quadrathirynchia quadrata</i> , <i>Homeorhynchia acuta</i> , <i>Zeilleria sarthacensis</i> , <i>Z. sarthacensis ruthenensis</i> , <i>Z. quadrifida</i> , <i>Z. indentata</i> , <i>Aulacothyris resupinata</i> , <i>Lobothyris subpunctata</i>
								Subnodosus	<i>A. cf. margaritatus</i> (sondage)	
Stokesi	<i>A. stokesi</i> (sondages), <i>Protogrammoceras Matteiceras</i>									
			<i>Zeilleria (Cincta) numismalis</i> , <i>Gibbirhynchia curviceps</i>							
J A M E S O N I T E S	C A R I E N	D O M É R I E N	T O A R C I E N	Davoei	<i>Oistoceras</i> , <i>Hastites clavatus</i> , <i>Prodactylioceras davoei</i> , <i>Liparoceras</i> , <i>Aegoceras capricornu</i>					
				Jamesoni	<i>Acanthopleuroceras maugenesti</i> , <i>Beaniceras</i>					
				<i>Jamesonites</i> , <i>Phricodoceras</i>						

Tableau 1 - Répartition des faunes du Lias moyen et supérieur récoltées sur la feuille à 1/50 000 Prémery

Quelques fossés de drainage et de rares labours ont permis la récolte d'ammonites et de brachiopodes (tabl. 1), mais il est parfois difficile d'établir une biostratigraphie zonale :

- Zone à Jamesoni. Dans le petit panneau, situé à l'Est de Moussy, la base du Carixien pourrait affleurer puisque un *Phricodoceras* y a été trouvé. Ailleurs, le Carixien inférieur semble réduit ou affleure peu ;
- Zone à Ibex. Les faunes sont peu abondantes. Quelques rares *Acanthopleuroceras maugenesti*, mal conservés ont été trouvés à l'Ouest de Bussy-la-Pesle et un peu plus au Nord, près de Chevannes-Changy où ils étaient associés à des débris de *Beaniceras* à peine identifiables ;
- Zone à Davoei. Un *Prodactylioceras davoei* et un *Jamesonites* ont été récoltés dans le secteur de la tuilerie et des Ombreaux, avec *Zeilleria (Cincta) numismalis*, forme assez allongée, et *Gibbirhynchia curviceps*. Au Nord et au Sud de Treigny des *Aegoceras capricornu* ont été trouvés. Au Sud de Chevannes-Changy la faune est représentée par des *Liparoceras*, des *Prodactylioceras davoei*, ainsi que des *Lytoceras*. Dans la partie supérieure de la zone, *Oistoceras*, récolté à Bussy-la-Pesle, est associé à *Hastites clavatus*, bélemnite très fréquente. Le brachiopode *Zeilleria (Cincta) numismalis* est également abondant.

**Pliensbachien supérieur** (Domérien). Ce sous-étage se compose de deux ensembles : une partie inférieure, la plus importante (environ 55 m), représentée par des marnes plus ou moins micacées, à nodules dolomitiques et fines lentilles de calcaires silteux ; à l'affleurement ces faciès sont peu visibles, car très imperméables ils sont tout naturellement occupés par des prairies. La partie supérieure (environ 5 m), appelée « banc de Roc », est constituée de calcaires bioclastiques très fossilifères ; malgré leur faible épaisseur, ils recouvrent d'assez grandes étendues, se trouvant en surface structurale. À l'inverse des marnes, les calcaires sont favorables à la culture des céréales, d'où des labours qui ont facilité la récolte d'une riche macrofaune.

Toutes les zones d'ammonites (cf. tabl. 1) sont représentées.

[3s. **Marnes plus ou moins micacées (Domérien inférieur et moyen p.p.)**. Les « Marnes à amaltheés », traditionnellement attribuées au Domérien inférieur, montrent de bas en haut la succession suivante :

- Zone à Stokesi (environ 2 m) : marnes tendres à rares bancs calcaires qui ont fourni dans tous les sondages *Amaltheus stokesi*, des *Protogrammoceras* et des *Maeticeras*. La microfaune (Le Calvez *et al.*, 1969) est très proche de celle de l'horizon à *Oistoceras* ;



– Zone à Margaritatus

- Sous-zones à Subnodosus et Gibbosus (*pro parte*) (environ 50 m) : dans tous les sondages, marnes à nodules dolomitiques, surmontées de marnes à lentilles de calcaires silteux. Ces marnes n'ont pas livré de macrofaune. La microfaune est identique à celle de la Zone à Stokesi.

135-4. « Banc de Roc » (Domérien moyen *p.p.*, supérieur et base du Toarcien) : calcaires bioclastiques. Le « banc de Roc », niveau calcaire de 5 m d'épaisseur, considéré jusqu'ici comme Domérien supérieur, s'étend en fait biostratigraphiquement jusqu'à la base du Toarcien. La succession zonale suivante a été reconnue (Lablanche *et al.*, 1997) :

– Zone à Margaritatus

- Sous-zone à Gibbosus. Elle est représentée par des calcaires à stratification oblique, riches en bélemnites, lamellibranches (*Gryphaea gigantea* et *Pseudopecten aequivalvis*). Les ammonites sont des *Amaltheus gibbosus* (Nord Marolles, entre les Deux-Domains des Troches et Vitry-Laché, à la Vanne, à 1 km à l'Ouest de Treigny,...) ainsi que de très nombreux *Amaltheus margaritatus* de grande taille (supérieure à 10 cm). Un *Arietoceras* gr. *macrum* a été trouvé au Sud de Marolles, commune d'Oulon. Les brachiopodes sont très nombreux et variés (cf. tabl. 1) ;

– Zone à Spinatum

- Sous-zone à Solare : calcaire bioclastique clair, massif extrêmement riche en *Pleuroceras* des groupes *solare* et *apyrenum* à l'exclusion de toute autre ammonite. Les brachiopodes abondants sont bien diversifiés,
- Sous-zone à Hawskerense : les bélemnites réapparaissent et les *Pleuroceras solare* sont remplacés par des formes du groupe *spinatum* (*P. spinatum* et *hawskerense*). Des traces de limonite sont fréquentes dans ce niveau, les tours internes de *P. spinatum* sont en particulier très souvent transformés en pyrite plus ou moins altérée. Des traces de ferruginisation sur le tour des ammonites ou sur le chevron quand elles sont perpendiculaires à la surface de dépôt, soulignent la surface ferrugineuse qui clôt le Domérien. Parmi les brachiopodes on note la disparition des espèces *Spiriferina terebratuloides*, *Zeilleria meridiania* et *Z. sarthacensis* présentes dans la Sous-zone à Solare, compensée par la présence de *Zeilleria moorei* ;

– Zone à Tenuicostatum. À la Vanne, au Nord-Est de Crux-la-Ville, le sommet du « banc de Roc » se marque par une dizaine de centimètres d'un faciès bioclastique très proche du précédent dans lequel ont été trouvés, à la base, *Paltarpites paltus*, puis *Dactylioceras tenuicostatum* abondants et bien conservés (fig. 7).

Une surface ferruginisée sépare en sondage ce calcaire des marnes sus-jacentes.

La Zone à *Tenuicostatum* est donc placée, comme c'est très souvent le cas, par exemple dans le Quercy (Lefavrais *et al.*, 1990), entre deux discontinuités. Ces surfaces ferruginisées sont bien repérables en sondage (8-24 et 7-2).

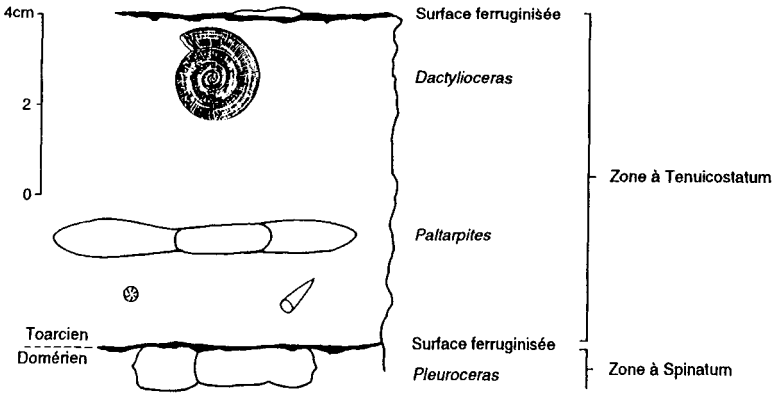


Fig.7 - Échantillon récolté à la Vanne ( x: 691,125 , y: 2 242,300) commune de Crux-la-Ville, montrant le passage Domérien-Toarcien

13. **Carixien-Domérien moyen indifférenciés.** Localement, lorsque la distinction entre Carixien et Domérien inférieur-moyen s'est avérée impossible, ces deux formations ont été regroupées sur la carte.

14. **Marnes gris bleuâtre, micacées, à nodules calcaires (Toarcien)** (100 m d'épaisseur dans le sondage 7-2 implanté à Saint-Révérien). À noter que les marnes toarciennes exposées à l'air libre sont le plus souvent profondément altérées.

Au-dessus du « banc de Roc » dont le sommet appartient à la Zone à *Tenuicostatum*, apparaissent 10 à 15 m d'argilites carbonatées et de calcaires, les uns et les autres très finement lités. Ce sont les **schistes carton** (142i). En champs, quelques plaquettes calcaires peuvent être observées et forment un excellent repère cartographique. L'affleurement le plus représentatif se situe dans le lit même du ruisseau de Marcy, au Nord-Est de cette localité (x = 681,950 ; y = 2259,250).

Dans les sondages 7-2 et 7-5 réalisés à Saint-Révérien, les schistes carton ont été attribués à la Zone à *Serpentinus*. Sur le terrain, à l'Est de Saint-

Révérien ( $x = 690,725$  ;  $y = 2247,850$ ), ces calcaires feuilletés ont livré des *Aptychus* et des empreintes de *Dactylioceras*. Plus au Nord, vers les Bordes, les premiers *Hildoceras bifrons* apparaissent déjà dans ces faciès, toujours avec des *Dactylioceras*.

Une épaisse série de marnes gris bleuâtre, plus ou moins micacées, occupées par des prairies se développe au-dessus des schistes carton. Elle est interrompue, au niveau de la Zone à Bifrons, par des bancs décimétriques de calcaires bleus, à pâte fine, ou encore par des nodules de même nature, qui renferment très souvent des septarias. Les faunes les plus abondantes appartiennent à cette zone, avec *Hildoceras bifrons* très abondants, associés à *Harpoceras complanatum*, *Hildoceras semipolatum*, de nombreuses bélemnites et quelques mollusques dont *Trochus subduplicatus*.

Au-dessus de la Zone à Bifrons apparaissent localement (Lurcy-le-Bourg, Nord de Vilaine et Mavé) des calcaires jaunâtres, brun rouille, chargé d'*oolites ferrugineuses* (1411). Ces calcaires sont plus ou moins argileux et se débitent en plaquettes, tranchant très nettement avec les calcaires massifs à entroques sus-jacents. De toute évidence, ce faciès est discontinu, lenticulaire et vraisemblablement conservé dans des flaques résiduelles.

Les calcaires à oolites ferrugineuses ont livré une riche faune bien conservée, parmi laquelle *Haugia variabilis*, *H. viriosa*, *Denckmannia pustulosa*, *Lytocereas cornucopiae*, *Cæloceras crosbeyi*. Toutes ces formes datent de la Zone à Variabilis du Toarcien moyen.

Un seul exemplaire de *Pseudogrammoceras latescens*, qui caractérise l'extrême base de la Zone à Thouarsense, a été trouvé.

Il est probable qu'il y ait lacune (tout au moins en ces points précis) de la partie supérieure du Toarcien puisque les faciès oolitiques (Zone à Variabilis et base Zone à Thouarsense) se trouvent directement en contact avec les calcaires du Dogger.

**Aalénien.** Cet étage n'a pu être prouvé paléontologiquement et son absence est probable.

**j2. Calcaires à entroques (Bajocien inférieur et moyen)** (6 à 8 m). Ces calcaires affleurent relativement bien. D'une dureté moyenne et non gélifs, ils furent autrefois intensément exploités pour la construction, comme en témoignent les nombreuses fouilles qui les entaillent, souvent en partie comblées.

À l'affleurement, les calcaires sont roux, mais gris bleuâtre lorsque la cassure est fraîche. De grands lamellibranches (10 cm de diamètre) sont visibles à la surface des bancs de même que des entroques, irrégulièrement

distribuées dans la masse. À Neuilly, une petite carrière ( $x = 688,175$  ;  $y = 2249,625$ ) montre vers la base, entre deux bancs de calcaires bioclastiques fins, un lit de *Gryphaea sublobata*. À la Roche, l'affleurement qui forme le talus de la route qui dessert la ferme ( $x = 677,675$  ;  $y = 2242,975$ ) est caractérisé par l'abondance de petites cupules de polypiers, en place, disséminées dans la masse calcaire (Perraudin, 1971 : p. 23). Dans la région de Thouez ( $x = 677,500$  ;  $y = 2252,100$ ), les calcaires sont presque uniquement constitués d'entroques.

En lame mince, les calcaires à entroques sont des grainstones bioclastiques. Les bioclastes sont le plus souvent roulés, associés à des pellets provenant probablement de la micritisation des bioclastes. Les débris sont constitués d'échinodermes, d'annélides, de lamellibranches, de bryozoaires souvent micritisés ou recristallisés en microsparite. Les plus gros ont une enveloppe de cyanophycées qui les encroûte (tendance oncolitique). Par leur faciès, ces calcaires indiquent un milieu d'énergie modérée, sous climat chaud, dans une ambiance marine franche, de type périrécifale.

La partie supérieure des calcaires à entroques est marquée par une surface ferruginisée avec perforations.

Ces calcaires peuvent être rapportés au Bajocien inférieur, sans plus de précision, vu la rareté des faunes récoltées qui se limite à quelques ammonites mal conservées : genres *Sonninia* et *Dorsetensia*.

Le seul endroit où l'existence du Bajocien moyen a pu être prouvé paléontologiquement se situe sur la petite butte localisée entre Challement et Challementeau (Nord-Est de la feuille). Des faciès conglomératiques, de quelques centimètres d'épaisseur, avec des « galets » calcaires, ont livré un représentant du genre *Teloceras* et de rares Stephanoceratidae. Ces formes indiquent sans ambiguïté la Zone à Humphriesianum. Toutefois, plus au Sud, dans les Amognes (Perraudin 1971 : p. 60) sont signalés plusieurs affleurements de Bajocien moyen dans des faciès oolitiques.

**j2-3. Calcaires à oolites ferrugineuses (Bajocien supérieur-Bathonien inférieur).** Ils affleurent uniquement dans les champs, d'où la difficulté d'établir une stratigraphie détaillée.

• **Bajocien supérieur.** Les calcaires sont jaunâtres à rouille, plus ou moins argileux, se désagrégant facilement. Les oolites sont rarement jointives, mais peuvent ponctuellement former des agrégats ; quelques rares niveaux en sont dépourvus. Les calcaires sont toujours très fossilifères.

En lame mince, la roche est un wackestone-packstone bioclastique bioturbé. Les bioclastes sont nombreux et variés : annélides pelotonnées, échi-

nodermes, lamellibranches, foraminifères benthiques (cf. textulariidés) limonitisés. Les oolites ferrugineuses ont une structure concentrique, le nucleus est un bioclaste (foraminifères, échinodermes). Le milieu de dépôt se rattache à une vasière à phase biodétritique abondante.

Les nombreuses ammonites récoltées ont permis l'identification des trois zones du Bajocien supérieur :

– la Zone à *Subfurcatum*, la plus ancienne, est connue seulement dans la partie nord-est de la feuille (région d'Hubans, à l'Est de Talon, et à Agriez) où elle est représentée par une formation probablement lenticulaire de calcaires bleutés et ferrugineux qui a livré *Strenoceras subfurcatum*. Il est à noter que le seul Bajocien moyen identifié avec certitude se trouve également dans ce secteur (cf. *supra*) ;

– la Zone à *Garantiana*, avec des calcaires à oolites ferrugineuses, ne semble représentée que par sa partie sommitale. Elle a livré *Garantiana* gr. *garantiana* et *Bigotes* gr. *rota* ;

– la Zone à *Parkinsoni*, avec des calcaires ferrugineux, parfois à oolites ferrugineuses, est caractérisée par des parkinsoniidés dont *Parkinsonia acris* (Sous-zone à *Acris*), et *P. parkinsoni*, *P. crassa*, *P. neuffensis*, *P. orbignyana* (Sous-zone à *Densicosta*). On trouve aussi, mais plus rarement, *Strigoceras truellei*, *Cadomites psilacanthus*, *Oxycerites* sp.

Associés aux ammonites, les brachiopodes sont aussi bien représentés avec *Sphaeroidothyris sphaeroidalis*, *Ferrythyris ferryi*, *Aulacothyris* sp., *Millythyris millyensis*, *Monsardithyris ventricosa*, *Acanthothyris spinosa*, *Cymorhynchia* sp., *Kallirhynchia distendens* qui appartiennent aux zones à *Garantiana* et *Parkinsoni*.

• **Bathonien inférieur.** La série des calcaires à oolites ferrugineuses ou des calcaires ferrugineux se poursuit sans transition. La faune ammonitique est souvent dominée par le genre *Procerites* (*P. schlænbaehi*). Les morphocératidés (genres *Morphoceras* et *Ebrayiceras*) sont présents mais toujours peu abondants. Il en est de même pour les genres *Siemiradzka* et *Zigzagiceras*. L'ensemble de ces faunes appartient à la Zone à *Zigzag*, Sous-zone à *Macrescens*.

Les faciès à oolites ferrugineuses qui couvrent le Bajocien supérieur et une partie du Bathonien inférieur forment un excellent repère cartographique ; aussi leur absence se remarque-t-elle facilement. C'est ainsi qu'à Beaulieu, Michauges, Coux, Mavé, seuls quelques encroûtements ferrugineux sont discernables. De même, à l'Ouest de la feuille, entre Chamery et Fonfaye l'oolite ferrugineuse n'a pas été reconnue alors qu'elle apparaît, certes très discrètement, plus au Nord au lieu-dit les Duprés. Sur la feuille La Charité-sur-Loire, à Arbourse, J.C. Perraudin (1971 : p. 20) signale 10 cm d'oolites ferrugineuses qui reposent sur les calcaires à entroques par

l'intermédiaire d'une surface ferruginisée. Les faunes récoltées dans ce niveau appartiennent à la Zone à Garantiana. Le Bathonien inférieur pourrait donc être absent. Pour ces zones, dépourvues *a priori* d'oolites ferrugineuses, il semble difficile de dire s'il y a eu non-dépôt ou érosion.

**j3. Calcaires argileux et marnes (Bathonien inférieur et moyen)** (épaisseur estimée entre 60 et 70 m). Au-dessus des calcaires à oolites ferrugineuses du Bathonien inférieur (Sous-zone à Macrescens) se développe une épaisse série de marnes blanchâtres et de calcaires argileux gélifs, prenant localement des teintes violacées ( $x = 689,600$  ;  $y = 2255,500$ ). Les dépôts sont monotones, sans le moindre repère cartographique, avec un débit en bancs de 15 à 20 cm séparés par des joints marneux ou des faciès plus délités. La base semble plus calcaire que la partie supérieure.

Deux ensembles lithologiques peuvent être distingués.

• **Bathonien inférieur.** Reposant sur les dernières oolites ferrugineuses, des calcaires argileux, très légèrement ferrugineux ont livré une abondante faune d'ammonite dominée par le genre *Procerites* (*Procerites fowleri*, *P. fullonicus*, *P. imitator*) auxquelles sont associées des formes comme *Parkinsonia wurtembergica*, *Bullatimorphites sofanum*, *Oxycerites* cf. *yeovilensis*. Les faunes récoltées caractériseraient soit le sommet du Bathonien inférieur (Zone à Aurigerus), soit la Zone à Progracilis (base du Bathonien moyen). Les genres *Morphoceras*, *Ebrayiceras* et *Zigzagiceras* ainsi que l'espèce *Parkinsonia pachypleura* (caractéristiques de la Sous-zone à Macrescens), n'ont jamais été trouvés dans ce niveau.

• **Bathonien moyen.** Au-dessus des calcaires décrits ci-dessus, se développe une formation marno-calcaire de couleur blanche dont les premières faunes apparaissent dans sa partie supérieure. Ce sont de nombreux tulitidés dont *Tulites subcontractus*, *T. glabretus*, *T. cadus* associés à *Oecotraustes* aff. *bakalovi* et *O. nivernensis* ; puis *Morrisiceras morrissi*, *M. fornicatus*, *Lycetticeras lycetti*, *Bullatimorphites ymir*, *Wagnericeras bathonicum*, *W. fortcostatum*, associés aux mêmes oppélidés. Au sein de ces deux faunes on trouve aussi, mais plus rarement : *Sphaeroptycus marginatus* et *Schwandorfia lanquinei*. Ces derniers, toujours superposés, indiquent le Bathonien moyen (Zone à Subcontractus, Sous-zone à Subcontractus et Sous-zone à Morrissi). Des oursins sont également présents dont *Collyrites (Pygomalus) analis*.

Entre les calcaires riches en *Tulites* et les premiers bancs calcaires du Bathonien supérieur existent encore 1 à 2 m de marno-calcaires. Au Sud de Gipy, dans les talus de la route fraîchement entaillés ( $x = 677,375$  ;  $y = 2245,075$ ), ces marno-calcaires ont livré une microfaune abondante de foraminifères benthiques, très variés, ainsi que des ostracodes. Tous appar-

tiennent au Bathonien moyen, tout au plus à l'extrême base du Bathonien supérieur.

**j3s. Calcaires bioclastiques et oolitiques (Bathonien supérieur)** (épaisseur estimée entre 45 et 60 m). La limite entre Bathonien moyen et Bathonien supérieur correspond à un changement faciologique très net, conforté par des données paléontologiques.

La base du Bathonien supérieur débute par un niveau (0,50 m) de calcaires graveleux gris verdâtre, rognonneux, très riches en brachiopodes. En lame mince, ces calcaires ont une texture de packstone à tendance grainstone à nombreux bioclastes de petite taille : échinodermes dont radioles type *Echinus*, brachiopodes, lamellibranches, lenticulines et autres nodosariidés, ostracodes, annélides. La série se poursuit par des calcaires sensiblement identiques aux précédents mais qui peuvent être localement plus argileux. Ils renferment des ammonites, des oursins et de nombreuses pholadomyes. Au-dessus, les calcaires deviennent plus massifs et forment parfois de véritables falaises, comme à Corvol-d'Embernard ( $x = 679,825$  ;  $y = 2254,800$ ). À l'affleurement la roche prend un aspect carié, vacuolaire. Une dolomitisation, puis une dédolomitisation, laissant un ciment sparitique imprégné d'oxydes, plus ou moins recristallisé et vacuolaire, est certainement responsable de l'aspect cargneulitique de la partie supérieure de ces calcaires.

Le premier niveau du Bathonien supérieur, riche en brachiopodes, a livré *Rhynchonelloidella nivernensis* (très abondants), *Acanthothyris spinosa*, *Dictyothyris coarctata*, *Pseudowattonityris inflata*, *P. globata* appartenant à la Zone à Hodsoni (Garcia, 1992 : fig. 20 ; Garcia *et al.*, 1996). Parmi les ammonites récoltées juste au-dessus des brachiopodes, *Paraecotraustes cf. maubeugi*, *P. aff. formosus*, *Bullatimorphites hannoveranus*, *B. bullatimorphus*, *Prohectioceras ochraceum*, *Cadomites sp.*, *Oxycerites sp.* indiquent la Zone à Retrocostatum (première zone du Bathonien supérieur) et plutôt sa partie inférieure.

Les oursins récoltés ont une précision stratigraphique plus réduite puisqu'ils couvrent plusieurs zones : *Collyrites (Pygomalus) analis* va du Bathonien moyen (zones à Subcontractus et Morrisi) au Bathonien supérieur (zones à Hodsoni, Orbis, Discus). *Holectypus hemisphaericus* est présent au Bajocien supérieur (Zone à Garantiana) au Bathonien supérieur (Zone à Hodsoni), de même *H. depressus* qui se rencontre du Bathonien inférieur jusqu'à l'Oxfordien.

Les faciès immédiatement sus-jacents, épais de 5 à 8 m sont essentiellement marneux, avec des plaquettes centimétriques de calcaires à pâte fine. Ils sont bien visibles en champs, en rive gauche de la Nièvre d'Arzembouy au Nord de Giry. Ces faciès marneux ont livré la forme la plus récente du Bathonien avec *Clydoniceras cf. discus* (Zone à Discus) récolté au Nord de Giry

( $x = 678,050$  ;  $y = 2247,675$ ) et à l'Ouest de Dompierre-sur-Nièvre ( $x = 668,375$  ;  $y = 2249,225$ ).

La partie supérieure du Bathonien est constituée par un ensemble (20 à 25 m) de calcaires oolitiques blancs, massifs, à stratifications obliques : talus de la D 977 ( $x = 677,125$  ;  $y = 2245,925$ ) ou encore dans la carrière de Montigny, près de la station de pompage ( $x = 677,825$  ;  $y = 2248,350$ ). Cet ensemble se termine par une surface perforée. Au-dessus, un niveau plus argileux fait la limite avec des calcaires oolitiques plus délités. Des calcaires bioclastiques lumachelliques, sont présents dans cette série mais leur position stratigraphique est difficile à préciser.

En lame mince, les oolites apparaissent jointives (packstone), elles sont fibroradiées très structurées, bien que le cortex soit peu épais ; le nucleus est à base d'intraclastes d'origine locale (bryozoaires, lamellibranches, brachiopodes).

Les brachiopodes sont très nombreux, disséminés dans la masse mais le plus souvent concentrés par niveaux. Ils sont représentés par *Digonella digona*, *Rhynchonelloidella curvivarans*, *Tubithyris globata*, *Wattonithyris inflata*, *Dictyothyris coarctata*, *Cererithyris arkelli* de la Zone à Discus, Sous-zone à Hollandi.

À l'Ouest de Noison ( $x = 681,550$  ;  $y = 2248,075$ ), une carrière exploitée accessoirement pour l'empierrement montre des faciès bioturbés qui donnent à la roche un débit plus ou moins rognonneux. Sur la surface du plancher principal ont été récoltés de nombreux petits oursins : *Nucleolites clunicularis* associés à *Hyboclipeus* sp. et *Holectypus depressus*. Ils occupent la partie basale du Bathonien supérieur et sont à rattacher à la Zone à Retrocostatum. On notera encore dans cette carrière la présence de pholadomyes, de lamellibranches et de petits polypiers isolés et de très rares brachiopodes.

À l'Ouest de Prémery ( $x = 671,100$  ;  $y = 2240,525$ ), les faciès du Bathonien supérieur sont totalement différents de ceux décrits ci-dessus. Au lieu et place des calcaires oolitiques s'observe une série de marnes blanches surmontées par environ 2 m de calcaires blancs, durs à pâte fine. Un arrêt de sédimentation très marqué matérialise le passage entre ces calcaires et ceux sus-jacents du Callovien inférieur.

Cette succession est en tout point comparable à celle observée sur la feuille à 1/50 000 Nérondes (Lablanche, 1992 ; Lablanche *et al.*, 1991) au Sud de la faille de Villequiers (rive gauche de la Loire) et serait de même âge.

**j4. Marnes et calcaires argileux, calcaires bioclastiques et oolitiques à chailles (Callovien inférieur et moyen) (25 m).** Les faciès cor-



respondants sont très difficiles à observer sur la feuille Prémery, car ils sont très rapidement masqués par les argiles à silexites sus-jacentes.

• **Callovien inférieur** (5 à 8 m). Il est constitué de marnes blanchâtres prédominantes. Quelques bancs décimétriques de calcaires argileux, plus ou moins ferrugineux s'y intercalent. Ils renferment de rares ammonoïdés parmi lesquels *Macrocephalites verus*, *M. typicus*, *Kamptokephalites* cf. *herveyi*. Ces espèces, qui caractérisent la base de la Zone à *Macrocephalus*, sont accompagnées de rares *Choffatia* sp. Au Nord de Giry, la base de la formation a livré des brachiopodes dont *Digonella* cf. *marconi*, *Zeilleria biappendiculata*, *Dorsoplicathyris dorsoplicata* des zones à *Macrocephalus* et *Koenigi*.

• **Callovien moyen**. La partie sommitale a été reconnue en un seul point, au Nord-Est de Parigny-la-Rose, dans les bois de Serres, en contrebas du talus qui surplombe le ruisseau de Trinay (x = 685,950 ; y = 2259,975). À l'inverse du Callovien inférieur, ce niveau est franchement calcaire avec un débit en bancs décimétriques de calcaires blanchâtres, relativement durs. La roche est un micrograinstone à petits pellets bien calibrés emballant quelques bioclastes plus grossiers (crinoïdes, échinides, lamellibranches). Des chailles, de deux à trois centimètres d'épaisseur, légèrement en relief, forment des lits parallèles à la stratification. Elles sont brunâtres et la conservation des textures initiales prouve l'origine diagénétique de la silicification.

Les rares fossiles récoltés, tous silicifiés, sont pour les ammonoïdés des *Erymnoceras* gr. *coronatum* et *Collyrites elliptica* pour les échinides. Ces formes indiquent le Callovien moyen (Zone à *Coronatum*).

En rive gauche de la Nièvre, au Sud de Dompierre-sur-Nièvre, le Callovien représenté sur la carte est tout ou partie silicifié. Les fossiles, nombreux, caractérisent sans ambiguïté le Callovien, mais sans plus de précision.

**j5m. Calcaires à silex rognonneux (Oxfordien moyen) (15 m)**. Après l'importante lacune du Callovien supérieur et de l'Oxfordien inférieur, l'Oxfordien moyen repose sur l'extrême base du Callovien supérieur par l'intermédiaire d'une surface d'érosion indurée, mamelonnée.

L'Oxfordien moyen apparaît le plus souvent dans les fonds de vallons et n'a pu être observé dans sa totalité. Les affleurements les plus représentatifs se situent pour le premier au lieu-dit Chaume (x = 671,025 ; y = 2252,050) où les calcaires ont été entaillés sur 3 m environ pour la construction d'une étable. Le second peut être observé au Nord-Est de Parigny-la-Rose, dans les bois de Serres, dans le talus qui surplombe le ruisseau de Trinay (x = 685,950 ; y = 2259,975).

Les calcaires à silex rognonneux sont gris blanchâtre, finement bioclastiques ; la matrice est grumeleuse, pelletoidale, légèrement pigmentée d'oxydes. Ils se débitent en plaques irrégulières. Les silex, brunâtres, à patine blanchâtre sont de formes noduleuses, sphériques ou ovoïdes, branchues. D'une dizaine de centimètres vers la base, leur diamètre diminue en montant dans la série. Ces silex rognonneux sont irrégulièrement distribués au sein de la formation.

Les macrofossiles sont assez abondants : lamelibranches, spongiaires, échinodermes, polypiers de forme lamellaire. Les calcaires à silex rognonneux ont également livré des brachiopodes dont beaucoup sont silicifiés : *Gallienneithyris* gr. *maltonensis*, *G. galliennei* de la Zone à Plicatilis et des zeillériidés : « *Zeilleria* » (*Ornithella*) *ensoriensis*, appartenant à la partie inférieure de la Zone à Transversarium.

**j5. Calcaires récifaux à polypiers (Oxfordien moyen à supérieur)** (30 m). Au-dessus des calcaires à silex rognonneux se développent des calcaires massifs, blancs, d'aspect crayeux, visibles uniquement en champs près des Chazeaux, au Sud-Est de Parigny-la-Rose. Ce sont des biocalciturites bioturbées, à texture jointive (packestone). Les bioclastes sont fréquents, hétérométriques avec des bivalves, des foraminifères, des gastéropodes,... associés à des pellets micritiques et des oncolites, tous liés par un ciment sparitique.

Les polypiers rameux et les polypiers boules sont abondants, recristallisés. Ces faciès subrécifaux indiquent un milieu de dépôt infralittoral de plate-forme. Des pisolites grossiers, d'origine algale, coiffent le récif et semblent constants régionalement. Au-dessus, le calcaire devient noduleux, riche en pelotes de serpules, les débris présentent des traces d'encroûtement algale indice de l'enfouissement du récif.

Sur la feuille Prémery, l'âge des calcaires récifaux n'a pu être établi. Ils sont postérieurs à la partie inférieure de la Zone à Transversarium (âge des calcaires rognonneux) et antérieurs à la formation sus-jacente des Calcaires de Bazarnes datée de l'Oxfordien supérieur, Zone à Bimammatum, Sous-zone à Bimammatum.

**j5s. Calcaires à pâte fine et oolitiques (équivalent des Calcaires de Bazarnes, Oxfordien supérieur)** (20 m). Les calcaires récifaux s'envoient assez rapidement sous des calcaires à faciès oolitiques ou à pâte fine qui se débitent en dalles irrégulières. Cet ensemble, visible uniquement en champs, à l'Est de Parigny-la-Rose, a été étudié plus au Nord, feuille Clamecy, par P. Bernard (1987) qui l'a dénommé « Calcaires de Bazarnes » et à qui nous empruntons l'essentiel des données.

De bas en haut, on reconnaît :

– des calcaires oolitiques, lumachelliques, riches en huîtres, qui présentent des stratifications obliques. Parmi les bioclastes on reconnaît des débris de lamellibranches, crinoïdes, polypiers, spongiaires, serpules et brachiopodes. Ces bioclastes sont souvent enveloppés d'une gangue de calcaire fin d'origine algo-bactérienne. Les oolites sont bien triées, à nucléi bioclastiques (foraminifères, crinoïdes). Le cortex est peu épais et souvent éclaté. Le ciment est sparitique ;

– des calcaires à pâte fine, gris-beige, à rares et fins bioclastes qui se caractérisent par une cassure conchoïdale. Localement, ces calcaires peuvent s'enrichir en oolites bien calibrées, présentes sous forme de fines lamines ou remplissant des poches décimétriques de bioturbation. La faune est représentée par des débris de crinoïdes, des gastéropodes, serpules et spongiaires.

La partie sommitale de ces calcaires, à tendance crayeuse annonce les Calcaires de Tonnerre sus-jacents. Elle est visible plus au Nord mais n'affleure pas sur la feuille Prémery.

Sur la feuille Clamecy, brachiopodes et ammonites ont permis de dater les Calcaires de Bazarnes de l'Oxfordien supérieur, Zone à Bimammatum, Sous-zone à Bimammatum.

### Crétacé

n<sup>o</sup>. **Grès massifs (Albien ?)** (épaisseur inconnue, probablement plurimétrique). Au Nord-Est de Parigny-la-Rose, des blocs de grès fins (certains atteignent presque le mètre cube) se trouvent entassés en bordure du bois de Serres. Dans le champ proche, d'où proviennent sans nul doute ces grès, une multitude d'éléments, décimétriques, sont emballés dans une matrice argilo-sableuse. D'aspect brunâtre, ils sont beige clair lorsque la cassure est fraîche.

En lame mince, il s'agit d'une quartzarénite hétérométrique, dont le plus gros grain ne dépasse pas le millimètre. Les quartz sont essentiellement anguleux, toutefois ils ont pu être subarrondis comme on le voit parfois, mais les grains sont fortement engrenés par pression-dissolution. Ils renferment de rares feldspaths potassiques et les zircons sont fréquents. D'autres blocs se sont avérés être une bioalcarénite silicifiée avec nombreux coprolites de crustacés indubitablement marins.

En l'absence de critères de datation, il semble bien difficile d'attribuer un âge à ces grès. La finesse des grains de quartz qui les constituent, les sables d'origine albienne signalés par G. Lucotte (1978) dans la matrice des argiles à silexites, font pencher pour cet étage.

Toujours dans ce même secteur, un bloc pluridécimétrique constitué d'un conglomérat polygénique, a été observé. Son origine continentale ou marine n'est pas clairement établie. Son âge ne l'est pas plus. Deux hypothèses sont possibles : la première en fait un faciès plus grossier des grès albiens, c'est peu probable ; la seconde rattache ces faciès à un fleuve éocène, probablement inférieur, qui pourrait être la partie amont de celui signalé sur la feuille à 1/80 000 Clamecy (Jodot et Lemoine, 1945), puis par S. Debrand-Passard *et al.* (1990) sur la carte à 1/50 000 Clamecy.

**Rc2. Silex bruns résiduels (Turonien).** Au Sud de la Motte de Migny, sur la commune de Parigny-la-Rose, des silex bruns, de 10 à 20 cm de diamètre, résiduels, sont visibles sur une centaine de mètres carrés à la surface des calcaires de l'Oxfordien. Ils sont massifs et certains présentent un cortex de 2 à 3 mm de silice blanchâtre, microporeuse. Lorsque la cassure est fraîche, des zonations peuvent apparaître dans la masse.

En lame mince, il s'agit d'un faciès siliceux à foraminifères planctoniques et spicules de spongiaires, dont les biofaciès sont similaires à ceux des silex de la craie. De rares débris de bryozoaires, échinides et quelques foraminifères benthiques complètent la biophase.

Les foraminifères planctoniques composent environ 90 % de l'ensemble des foraminifères. L'association est composée de *Whiteinella archaeocretacea*, *Heterohelix reussi*, *Helvetotruncana helvetica*, *Hedbergella* cf. *delrioensis*, *H. sp.* Cette association renferme le marqueur de la Zone à Helvetica, ce qui correspond approximativement au Turonien moyen.

Les foraminifères benthiques sont rares et n'ont pu être déterminés en lame mince qu'au niveau de la famille ou du genre : *Nodosaria* sp., *Praebulimina* sp., *Gaudryina* sp., *Gavelinella* sp., polymorphinidés. L'ensemble des observations de la microfaune benthique suggère un dépôt en milieu circalittoral.

Le plancton, particulièrement abondant, confirme un dépôt dans un milieu ouvert dont la paléobathymétrie atteint ou dépasse 150 m.

Des éléments centimétriques de roches silicifiées ont été reconnus dans le forage 494-8-3. Les débris, montés en lame mince révèlent une roche originellement carbonatée, bioclastique, secondairement silicifiée et parfois ferruginisée.

Des spicules de spongiaires fréquents et de plus rares restes d'échinodermes représentent la macrofaune. Quelques foraminifères sont également présents : moules internes dont certains peuvent être rapportés à des lenticulines, rares foraminifères planctoniques à loges globuleuses du genre *Hedbergella*, probablement *H. delrioensis*, ou à loges carénées apparentés aux globotruncanidés.

Ces foraminifères caractérisent le Crétacé moyen ou supérieur. Pour sa part, le faciès évoque le Turonien, cet âge étant compatible avec les silex résiduels récoltés à Parigny-la-Rose.

## CÉNOZOÏQUE

### Paléogène

**e5. Marnes et calcaires lacustres de Sauvage (Lutétien)** (épaisseur inconnue). Les rares points d'observation de ces dépôts se situent dans l'angle sud-ouest de la feuille, où ils apparaissent délimités par des failles N-S.

À l'affleurement, des marnes gris blanchâtre sont associées à des calcaires argileux ou à des calcaires francs, durs, blancs. Un échantillon prélevé dans une ancienne marnière, au lieu-dit Sauvage ( $x = 667,800$  ;  $y = 2242,650$ ) au Sud de Beaumont-la-Ferrière (feuille à 1/50 000 La Charité-sur-Loire) a livré des charophytes parmi lesquelles ont été déterminés *Harrisichara brevipes*, *Maedleriella mangenoti*, dont l'association plaide pour un âge lutétien.

**e6-7. Argiles lacustres (Bartonian-Priabonien)** (0 à 26 m). À l'exception de quelques points d'argiles rouges aperçues au-dessus des calcaires lacustres, cette formation n'affleure pas. Localisée en forêt sous une couverture superficielle limono-argileuse à silexites, son extension et sa géométrie sont incertaines.

Grâce à un forage (494-8-3) effectué par le BRGM au Sud de Beaumont-la-Ferrière, au lieu-dit la Tuilerie, (feuille à 1/50 000 La Charité-sur-Loire :  $x = 687,9$  ;  $y = 2243,0$  ;  $z = 232$  m NGF), ces argiles sont maintenant un peu mieux connues. De haut en bas :

0 à 9 m : argiles compactes, de teinte rouge brique, avec quelques filonnets d'argiles blanchâtres à beiges entre 7 et 9 m et granules de gypsite ;

9 à 10,5 m : argiles rouges à petits éléments siliceux blancs, parfois poudreux (éclats de chailles épuisées ?) et granules de gypsite ;

10,5 à 12 m : argiles compactes, grisâtres, à passées rouille. La teinte des argiles devient lie-de-vin entre 11,5 et 12 m ;

12 à 21 m : argiles compactes, d'apparence homogène, jaunâtres avec quelques traces noirâtres de manganèse. L'analyse de ces argiles montre une prédominance de la kaolinite (66 %) sur les interstratifiés illite-smectite (28 %) et l'illite (6 %). La goëthite, très finement associée aux argiles, est abondante. Latéralement, dans un second forage ( $x = 667,8$  ;  $y = 2242,9$  ;  $z = 228$  m NGF) situé à environ 200 m au Sud-Ouest, ces argiles et celles situées au-dessous passent à des marnes jaunâtres ;

21 à 22 m : argiles rouges à lie-de-vin avec quelques éléments centimétriques de cuirasse ferrugineuse remaniée ;

22 à 23 m : argiles gris-vert à rouges, finement sableuses ;

23 à 25,5 m : argiles bariolées, rouges, à éléments siliceux et lentilles d'argiles jaunâtres ;

25,5 à 26 m : marnes et calcaires lacustres lutétiens.

Aucune de ces argiles n'est datée. La cuirasse rouge sommitale semble horizontale et pourrait donc être en place. Dans le Sud du bassin de Paris, son âge est anté-distension (Priabonien supérieur ?). L'âge de ces argiles pourrait donc être Bartonien–Priabonien.

### Néogène

**Rj. Argiles à silexites (Mio-Pliocène ?)** (10 m d'épaisseur dans le sondage 2-2 implanté dans la forêt de Ronceaux). L'appellation justifiée d'argiles à silexites, définie (Menot *et al.*, 1997) sur la feuille La Charité-sur-Loire, a été conservée en lieu et place de celle d'« argiles à chailles », terme sédimentologiquement impropre.

Près de la moitié du territoire couvert par la feuille Prémery est occupé par des argiles à silexites, sur lesquelles se développent de vastes forêts de feuillus. Elles se situent habituellement sur des plateaux mais peuvent se rencontrer également sur des versants assez pentus, où elles sont colluvionnées ; leur épaisseur est alors peu importante. Les affleurements permettant d'observer la formation sont quasi inexistantes, limités à quelques talus de route et aux rares champs cultivés où l'on peut voir une abondance d'éléments plats ou massifs, de 5 à 20 cm de diamètre, emballés dans une matrice argileuse brunâtre à jaunâtre.

Les silexites proviennent sans nul doute de la transformation *in situ*, silicification et décalcification du substratum calcaire, comme en témoignent les nombreux fossiles récoltés à l'emplacement où devraient normalement affleurer les assises calcaires correspondantes. L'Oxfordien moyen, mais surtout le Callovien, semblent être les formations les plus transformées, pour preuve la présence fréquente de *Collyrites* et plus rares *Erymnoceras*. Cette évolution pourrait être en partie liée à leur position haute, exposée par rapport aux autres formations du Jurassique, mais aussi à leur faciès microporeux et à la présence de chailles au sein même des calcaires.

Les argiles à silexites reposent sur des calcaires parfois à silix, secondairement resilicifiés et décalcifiés. Cette silicification secondaire, associée à

une décalcification du substrat, diminue très vite de la surface vers la profondeur. L'épaisseur de cet horizon transformé ne semble pas dépasser 2 m.

Pour l'évolution des calcaires en argiles à silexites, on peut imaginer l'existence d'une couverture albienne, voire cénomanienne, sableuse, à la surface de toute la région (cf. 1/50 000 Nevers où des oursins crétacés, entièrement silicifiés, ont été récoltés dans une formation argilo-sableuse). Progressivement, celle-ci est pour partie déblayée, pour partie dissoute. La silice migre alors *per descensum* et atteint les calcaires de l'Oxfordien déjà partiellement silicifiés et du Callovien où elle précipite. Parallèlement, la phase calcaire de ceux-ci est dissoute. On obtiendrait ainsi les argiles à silexites bien connues sur toute la bordure du Morvan.

Cette formation a été étudiée dans des régions proches par G. Lucotte (1978) et par D. Baize (1989) auxquels nous empruntons l'essentiel des données.

Les horizons supérieurs sont franchement limoneux, beige clair, avec de nombreuses silexites de toutes tailles. Vers 50 à 70 cm de profondeur, l'argile, constituée par 30 à 50 % de kaolinites associées à des illites ainsi que des interstratifiés illites-smectites, devient prédominante. Sur les feuilles voisines, Clamecy au Nord, La Charité-sur-Loire à l'Ouest, G. Lucotte signale des sables d'origine albienne dans la matrice argileuse. Sur la feuille Prémery, la présence de sables albiens n'a pu être mise en évidence à l'œil nu. Toutefois, des grès attribués à l'Albien affleurent au Nord-Est de Parigny-la-Rose ce qui laisse supposer que ces derniers ont effectivement pu être une source de silice. Les argiles sont de teinte ocre, brun rougeâtre, parfois marbrées et emballent des blocs de silexites souvent anguleux. En surface, les éléments sont très abondants, dégagés par l'érosion. Quelques graviers ferrugineux leur sont associés.

Les sondages de reconnaissance montrent que parfois ces éléments de silexites diminuent en profondeur et permettent alors de toucher le substratum calcaire. En d'autres points, la silicification est en revanche beaucoup plus massive. En surface les silexites apparaissent parfois avec une fine pâtime noirâtre. En profondeur, les silexites sont blanches ou teintées par les argiles encaissantes.

Localement (forêt des Ronceaux :  $x = 677, 8$  ;  $y = 2259,5$  ; les Usages de Champleny :  $x = 672,9$  ;  $y = 2254$ ) des ***poches rubéfiées*** (Rj<sub>11</sub>) sont présentes dans les argiles à silexites dans des zones où les argiles semblent prédominantes par rapport aux silexites. Les nombreuses fouilles, le plus souvent métriques entreprises dans ces faciès, laissent supposer que le minerai de fer a été recherché.

L'âge des argiles à silexites n'est guère mieux connu que leur origine. Les auteurs de la 1<sup>re</sup> édition de la feuille à 1/80 000 Nevers attribuaient cette formation au Pliocène supérieur. Ceux de la 2<sup>e</sup> édition en faisaient un placage de terrains superficiels résultant de la décalcification du Jurassique, sans préciser l'âge.

En l'absence d'éléments précis de datation, quels arguments peut-on retenir pour connaître la période au cours de laquelle se sont produits les phénomènes d'altération, décalcification, silicification des formations sous-jacentes ?

Postérieurement aux dépôts des calcaires jurassiques, une première émerision a livré la région à l'altération continentale. Un retour de la mer, au Crétacé (cf. ci-avant) a précédé l'émersion définitive de la région à la fin du Crétacé supérieur. Débute alors une seconde phase d'altération qui va culminer avec les phénomènes de cuirassement et de silicification de la fin de l'Éocène. Progressivement, sous l'action conjuguée des mouvements tectoniques liés d'abord au plissement pyrénéen, la région commence à se failler et à se soulever. Des demi-grabens d'âge éo-oligocène accueillent des éléments de la cuirasse en cours de destruction. Les terrains jurassiques sont alors coiffés par les silcrètes éocènes et crétacés plus ou moins riches en silice (sables et grès de l'Albien, silix du Crétacé supérieur). À partir du Miocène, sous l'action d'une pluviométrie plus élevée, se produit une altération importante dont témoigne, plus en aval, les Sables et argiles de l'Orléanais puis les Sables et argiles de Sologne. Les calcaires sont dissous et la silice migre *per descensum*. Au Pliocène supérieur, les argiles à silexites alimentent pour partie les Sables et argiles du Bourbonnais, preuve qu'elles leur sont antérieures. Bien évidemment, le phénomène continue de nos jours, facilité par les importantes productions d'acide humiques que libèrent les forêts.

L'âge des argiles à silexites serait donc pour l'essentiel Miocène à Pliocène.

*Nota.* Aucune colluvion d'argiles à silexites n'a été représentée. Lorsque l'épaisseur de la formation semble être importante, il est bien difficile d'établir une limite de ce qui est *a priori* en place de ce qui a pu colluvionner. Seul un critère altimétrique pourrait être retenu, ce qui n'est pas forcément valable dans tous les cas. Lorsque cette formation est apparue comme superficielle (moins de 0,50 m) sur les pentes ou bas de pentes, c'est le substratum reconnu qui a été cartographié pour la compréhension de la géologie.

**p. Formation argileuse à passées sableuses et galets de quartz (Pliocène supérieur)** (18 m d'épaisseur dans le sondage 1-12, au lieu-dit les Aupins, sur la commune de Saint-Malo-en-Donziois). Cette formation est d'ailleurs visible à l'affleurement dans l'angle nord-ouest de la carte où elle couvre une partie de cette commune. On la retrouve au Nord de Parigny-la-Rose où elle supporte les bois de Serres. Ce sont des terrains argilo-



Minéraux	3-16 : 7 à 8 m	3-16 : 10 à 11 m	1-6 : 7,4 à 7,6 m	1-12 : 4 à 5 m
Quartz roulé	X	X	X	X
Brèche ferrugineuse à quartz	X	X	X	
Quartz bipyramidé à verre associé et quartz alvéolé, vacuolaire à verre associé	X	X		
Zircon	X	X	X	X
Zircon d'origine volcanique possible	X	X	X	X
Feldspath	X	X	X	X
Staurotide	X		X	X
Magnétite	X		X	
Oxyde et hydroxyde de fer	X	X	X	X
Ilménite	X		X	
Tourmaline	X	X	X	X
Leucoxène	X	X	X	X
Disthène	X	X	X	X
Sphère	X		X	X
Rutile	X	X	X	X
Anatase	X	X	X	X
Silice concrétionnée en esquilles	X	X	X	
Biotite	X		XX	X
Muscovite	X	X	X	X
Andalousite		X	X	X
Débris organiques noirs				X
Débris végétaux fibreux		X		X
Hématite			X	
Apatite			X	
Spinelle			X	
Pyrite			X	X
Esquilles métalliques oxydées				X
Andésite ou basaltes andésitique				X
Microsphères vitreuses				X
Minéraux noirs, grossiers, friables à nombreuses inclusions de quartz		X	X	
Minéral crème friable, alvéolé		X	X	X
Oxyde de manganèse				X
Ponce				X

Tableau 2 - Sables pliocènes : synthèse des résultats d'observation sous binoculaire

limoneux, brun-ocre qui se matérialisent par la présence de nombreux grains de quartz dégagés des sols par la pluie. À ces grains de quartz sont associés des galets de quartz, centimétriques, très roulés. Des nodules ferrugineux, souvent pluricentimétriques et des débris limonitiques sont également fréquents.

Les sondages à la tarière réalisés pour la reconnaissance de ces dépôts, ont mis en évidence des variations locales de faciès. Dans le sondage 1-12 (Nord de Saint-Malo-en-Donzinois) on retiendra, au sein d'une série argilo-sableuse beige à ocre, la présence d'argile rouge brique, probablement empruntée aux argiles à silixites, entre - 1 et - 4 m, puis entre - 11 et - 12 m, et - 14 et - 17 m. Le sondage 3-16 (Nord de Parigny-la-Rose) montre des argiles le plus souvent gris blanchâtre et surtout beaucoup plus sableuses. Des petits lits de galets de quartz, très roulés, qui rappellent les « dragées » de quartz présentes dans les sables albiens, sont fréquents dans les divers sondages. Des niveaux pluricentimétriques de silixites, dont la plus grande dimension n'excède pas 5 cm, peu ou pas roulées, empruntées aux argiles à silixites voisines, s'observent localement. Les grains de quartz, emballés dans les argiles sont relativement fins, anguleux, subanguleux, parfois émoussés luisants.

L'étude par diffractométrie de rayons X des argiles rougeâtres prélevées à différents niveaux du sondage 1-12 montre qu'elles sont kaoliniques pratiquement à 100 %. Des argiles blanchâtres et sableuses du forage 3-16 sont en majorité constituées de kaolinite (84 %) pour 16 % d'illite.

Sur la carte à 1/80 000, dans la région de Saint-Malo-en-Donzinois cette formation est attribuée au Pliocène supérieur, tandis que les dépôts des bois de Serres, au Nord de Parigny-la-Rose sont assimilés à du Jurassique décalcifié.

L'étude minéralogique (tabl. 2) de quatre échantillons prélevés dans des faciès sableux de 3 sondages (1-6, 1-12, 3-16) montre que des zircons éruptifs sont présents dans la fraction détritique se rapportant à cette formation. Ces zircons se situent à la base du diagramme typologique (S23 - S24) et présentent, dans les quatre échantillons, des critères comparables à ceux des zircons des trachyandésites et rhyolites des monts Dore (Jezéquel, comm. pers.) : la présence, même en quantité très faible, de zircons volcaniques, est une signature non ambiguë de la grande nappe des monts Dore.

L'épaisseur du dépôt (18 m), la composition à 100 % kaolinique des argiles rougeâtres sont autant d'arguments incompatibles avec un âge holocène.

En conséquence, il est vraisemblable que la formation de Saint-Malo-en-Donzinois et des bois de Serres soit contemporaine des Sables et argiles du Bourbonnais, avec un âge voisin de 3 Ma (communication A. de Goër).

## Quaternaire

**FC. Alluvions anciennes, subactuelles et actuelles des rivières et colluvions argilo-siliceuses ou argilo-calcaires des fonds de vallons** (2,20 m d'épaisseur traversée dans un forage à la tarière, dans la vallée de la Nièvre à hauteur de Prémery, ou encore 2 m dans la vallée du Beuvron, au Nord de Brinon-sur-Beuvron). Tous très proches de leur source, les rivières et les ruisseaux qui drainent le territoire de la feuille Prémery ne sont pas très importants.

Sur le horst granitique de Saint-Saulge, le fond des petits talwegs est occupé par des sables granitiques fins à grossiers, des galets de roches cristallines et des quartz, tandis que les berges sont recouvertes de fins limons.

Partout ailleurs, sur les terrains sédimentaires, la base des alluvions est constituée par 20 à 30 cm de silexites, d'un diamètre compris entre 1 et 10 cm, à peine émoussées et de quelques très rares éléments calcaires. Entre Champallement et Brinon-sur-Beuvron ce sont les Grès de Saint-Révérien qui forment l'essentiel du matériel de la base des alluvions du Beuvron. À noter entre ces deux localités, dans les champs bordant la rive gauche du Beuvron, la présence, de nombreux **blocs de grès rhétiens**, plus ou moins altérés, qui témoignent de l'extension latérale ancienne du cours d'eau (en surcharge sur les formations qu'ils recouvrent).

Au détritique grossier de base succèdent environ 2 m de limons fins, argileux, qui recouvrent et fertilisent la plaine alluviale. Ces sédiments plus fins sont l'indice d'un ralentissement de la puissance des cours d'eau.

Les vallons sont occupés par des alluvions dans la partie inférieure des plus importants et par des colluvions de fond de vallons partout ailleurs. Le passage des alluvions aux colluvions, quand il existe, est toujours progressif et ne peut être indiqué. Quel que soit le cas, ces dépôts sont peu épais, généralement inférieurs à un mètre. Leur largeur est également faible et parfois ils se confondent avec les colluvions de l'un des versants. Leur cartographie s'identifie à celle du réseau de drainage. À l'échelle de la carte, elle permet de lire plus aisément la dissymétrie des versants. À l'échelle régionale, elle apporte des éléments sur la structure, les directions préférentielles de drainage et sur les directions tectoniques.

**H. Couverture limono-argileuse** (2,80 m dans les bois de Tuilerie au Sud de Chevannes-Changy, trou à la tarière). Cette couverture limono-argileuse occupe les interfluves et les sommets des plateaux. Elle empâte également la partie haute des versants à regards orientaux.

Un doute subsiste sur l'interprétation à donner à ces limons. S'agit-il de limons éoliens des plateaux, ou de l'altération *in situ* des formations argilo-calcaires qui apparaissent alors entièrement décalcifiées, avec parfois de très nombreux granules ferrugineux de 0,1 à 1 cm de diamètre ? Localement, ils se chargent en alios, entre 0,80 à 1 m de profondeur.

**T. Tourbières** (1,40 m dans un forage tarière au lieu-dit le Coursier :  $x = 673,550$  ;  $y = 2\ 244,875$ ). Les tourbières recensées apparaissent globalement sur un axe N-S dans la forêt domaniale de Prémery. La tourbe repose toujours directement sur les argilites à silexites.

L'étude palynologique du sondage tarière du Coursier (G. Farjanel, BRGM) donne les résultats suivants :

- la matière organique, très abondante, est représentée par des tissus végétaux de couleur jaune à rougeâtre associés à des vaisseaux de bois et à des débris carbonneux opaques ;
- la microflore est très abondante et bien conservée. Les résultats des comptages sont présentés sous forme de tableaux (en annexe) recensant tous les taxons présents. Les groupes végétaux présents sont les gymnospermes, les angiospermes (feuillus, arbustes et herbacées), les spores et le phytoplancton d'eau douce. Dans le tableau I, les pourcentages des différents taxons sont exprimés par rapport à l'ensemble de la microflore ; dans le tableau II, les pourcentages des arbres sont exprimés par rapport à l'ensemble des arbres, ceci pour minimiser l'influence des spores et pour permettre des comparaisons avec des travaux existants (Planchais, 1966) ;
- l'association pollinique est constituée de taxons classiquement rencontrés dans le Quaternaire récent. La végétation arborescente thermophile dominante suggérant une élévation de température, permet de situer ce sondage dans la partie supérieure de l'Holocène. *Alnus* et *Betula* sont les témoins des ceintures forestières marécageuses. Les sphagnacées, bien représentées dans certains niveaux, sont des plantes caractéristiques des tourbières ;
- deux ensembles polliniques peuvent être distingués :
  - 1,40 à 1,00 m : *Corylus* est dominant atteignant 65,6 %, *Fagus* est peu abondant avoisinant 5 %. Cet ensemble pourrait être attribué au Subboréal,
  - 0,80 à 0,20 m : *Corylus* régresse, *Fagus* s'accroît. La présence de *Carpinus*, localisé dans la partie supérieure de la tourbe, est probablement due à une activité anthropique. Cet ensemble supérieur peut être attribué au Subatlantique ;
- les pourcentages obtenus par le genre *Quercus* dans cette tourbière (7,5 à 15,3 %) sont sensiblement différents des valeurs obtenues par N. Planchais (1966) dans les différentes tourbières analysées où les pourcentages varient entre 30 à 50 %.

Dans cette même tourbière, un précédent forage avait traversé 2,20 m de tourbe. L'étude palynologique réalisée sur les vingt derniers centimètres a permis de reconnaître l'association suivante :

- spores : sphagnacées (4,5 %), polypodiacées (7,5 %), *Polypodium vulgare* ;
- pollens d'arbres et d'arbustes : *Pinus silvestris* (4,3 %), *Alnus* (34,4 %), *Corylus* (15,4 %), *Betula* (17,7 %), *Quercus* (12,4 %), *Fagus* (1,3 %), *Ulmus*, *Tilia*, *Carpinus*, *Salix*, *Ilex* ;
- herbacées : éricacées, graminées, compositées tubuliflorées, *Artemisia* ;  
umbelliférées ; chénopodiacées, *Plantago*.

Ce niveau, dans lequel *Fagus* a de faible pourcentage (1,3 %), pourrait dater de l'Atlantique.

**E. Éboulis.** Des éboulis de pente sont visibles, sur une hauteur d'environ 4 m, à Brinon-sur-Beuvron, en rive droite du Beuvron. Le matériel constitutif, alimenté ici par les marno-calcaires du Bathonien est très hétérométrique. Une matrice à « poudre » marneuse emballée de nombreux éléments calcaires de 1 à 3 cm. Des blocs plus importants, parfois supérieurs à 15 cm se trouvent piégés à différentes hauteurs.

D'autres éboulis existent certainement au pied des reliefs les plus pentus. Lorsque ces derniers ne sont pas entaillés, il est difficile de les distinguer et d'estimer leur puissance. Pour ces raisons ils n'ont pas été cartographiés.

**XFe. Scories de fonderies.** Ces dépôts résiduels et de très faible extension sont les ultimes témoins d'anciens emplacements liés à la métallurgie du fer.

**X. Remblais.** Ces remblais se situent tous dans ou autour de l'usine de Prémery où ils servent de support au stockage du bois.

## CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

### Paléozoïque

Du Viséen inférieur au Namurien, le granite monzonitique porphyroïde puis le leucogranite alumino-potassique recourent un socle cristallophyllien antédévien. Ces granites forment des massifs allochtones montés à travers la croûte continentale à la faveur de zones de faiblesse, de cisaillement. Leurs caractères géochimiques et isotopiques (Sr initial élevé) indiquent une origine essentiellement sialique par fusion anatectique de la croûte continentale.

Les microgranites présentant des affinités géochimiques avec le granite porphyroïde se sont probablement mis en place au Viséen inférieur. Les granophyres qui présentent des compositions de leucogranite s'apparentent aux

venues filoniennes des microgranites à deux micas qui, recoupant les granites alumino-potassiques namuriens, se seraient mis en place durant la distension stéphanienne. Situés également à la périphérie large de la caldeira de Blismes-Montreuil, certains de ces filons pourraient appartenir au vaste cortège subvolcanique qui accompagne les éruptions de laves acides du Stéphanien B au Saxonien.

L'ensemble de ces matériaux appartient à un magmatisme subalcalin qui a son origine dans la fusion de la croûte sialique lors de la collision entre continents (fig. 8), les termes les plus récents ayant une évolution peralumineuse.

### **Mésozoïque et Cénozoïque**

La transgression triasique s'avance sur le Morvan en venant du Sud-Est et ne le recouvre vraisemblablement qu'au Trias supérieur. À cette époque existe déjà une partie du horst de Saint-Saulge en cours d'arénisation. Recouvert par la transgression, il montre à sa base une assise plus grossière, silicifiée, l'Assise de Chitry. Au-delà se déposent des sédiments plus fins, l'ensemble étant recouvert par les marnes et grès triasiques.

Les Grès de Saint-Révérien, attribués au Rhétien, montrent les premières influences franchement marines soulignées par de fines lentilles lumacheliques de lamellibranches.

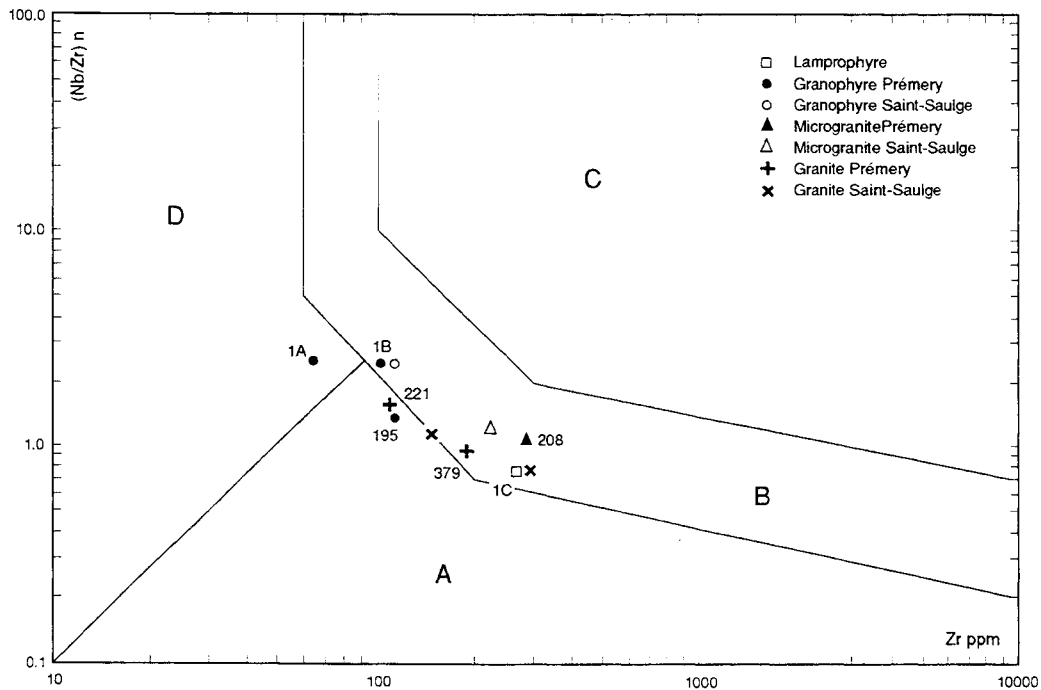
L'Hettangien marque l'apogée de la transgression liasique sur le socle morvandiau avec l'apparition de faunes de mer ouverte (ammonites). Le Morvan est entièrement submergé et le jeu de failles synsédimentaires provoque des affaissements à l'Ouest de celui-ci, qui favorisent l'épaississement des dépôts.

Au Sinémurien, le Calcaire à gypées caractérise un milieu ouvert, peu profond, faiblement agité. À partir du Sinémurien supérieur, la sédimentation devient plus marneuse ; elle annonce les alternances de calcaires argileux et de marnes du Carixien et le dépôt homogène et monotone des argilites du Domérien inférieur.

La partie sommitale du Domérien (« banc de Roc ») voit l'apparition de faciès de plus haute énergie, moins profonds, avec des calcaires bioclastiques riches en fossiles.

La sédimentation marneuse reprend au Toarcien avec 100 m en moyenne de faciès très homogènes, fins. Les rivages se sont éloignés et les dépôts caractérisent la plate-forme distale. Les derniers termes du Toarcien sont absents, de même que l'Aalénien.

Avec le Dogger, les faciès calcaires sont dominants. Le Bajocien est très réduit et en partie lacunaire, avec des faciès à bioclastes roulés indiquant une sédimentation de plate-forme interne peu profonde, sous faible énergie. Les



**Fig. 8 - Discrimination géotectonique à l'aide du diagramme Zr vs (Nb/Zr) n (Thiéblemont et Tegzey, 1994) des roches magmatiques intermédiaires et acides ( $\text{SiO}_2 > 55\%$ ) du horst de Saint-Saulge**

Sites géotectoniques : A = zone de subduction, B = collision continent/continent, C = province intraplaque alcaline, D = collision continent/continent peralumineux

2 à 3 m de calcaires à oolites ferrugineuses, riches en fossiles, qui marquent le sommet du Bajocien et la base du Bathonien, témoignent d'une vasière à phase biodétritique abondante.

Au Bathonien inférieur et moyen apparaît une épaisse série de marnes et de calcaires argileux traduisant un milieu relativement profond.

Au Bathonien supérieur, les calcaires sont oolitiques, bioclastiques et montrent des stratifications obliques indiquant une plate-forme étendue, peu profonde, et des dépôts dans des eaux agitées.

Comme au Bathonien, la base du Callovien est marquée par des faciès marneux surmontés par des calcaires bioclastiques.

La partie supérieure du Callovien et les premiers dépôts oxfordiens sont absents, ce qui correspond à une lacune d'ampleur régionale (Callovien supérieur et Oxfordien moyen basal).

La sédimentation reprend à l'Oxfordien moyen élevé, avec des faciès récifaux. La barrière est orientée approximativement E-W. Elle sépare la pleine mer au Nord d'un lagon au Sud-Est. À l'Oxfordien supérieur, l'ennoyage du récif par des calcaires fins et bioclastiques est interrompu par l'épisode subrécifal des Calcaires de Tonnerre, témoin d'un nouveau comblement de bassin. Les dépôts du Kimméridgien et du Tithonien ont disparu de la région, vraisemblablement par érosion.

Au Tithonien supérieur, une émergence de grande ampleur, concernant la totalité du Bassin parisien, s'accompagne d'une érosion intense et de phénomènes de karstification.

Au Crétacé inférieur, la mer revient en provenance du Sud-Est et transgresse jusque sur le Bassin parisien dont les seuls témoins sur la feuille Prémery sont les grès attribués à l'Albien (?) présents au Nord de Parigny-la-Rose, et les silex résiduels de la craie turonienne récoltés au Sud de ce même village.

Probablement dès la fin du Crétacé, lorsque la région se trouve entièrement exondée, un important phénomène d'altération se met en place et affecte les terrains affleurants. Le Crétacé puis le Jurassique supérieur et moyen, voire le Lias, sont soumis à l'altération et commencent à libérer des argiles à silexites.

Une compression N-S, d'âge crétacé supérieur à éocène moyen-supérieur, dite pyrénéenne, est responsable du rejeu de certaines failles et favorise la création de petits bassins lacustres en pull-apart d'âge lutétien. Vers la fin de l'Éocène, une phase de cuirassement, liée à une alternance de périodes chaudes et humides se reconnaît à la couleur rouge brique des terrains affectés.



Au Priabonien supérieur, une importante phase distensive E-W, dite « oligocène », affecte l'Europe occidentale (fossés des Limagnes, de Bresse, d'Alsace) et se traduit dans la région (vallée de la Nièvre) par la mise en place de demi-grabens de direction N160 à N140. Ces demi-grabens sont le siège d'une sédimentation lacustre à palustre.

Le Miocène et le Pliocène inférieur ne sont pas connus (érosion ou non-dépôt ?). Au Pliocène supérieur se met en place, dans le fossé de la Loire, un important réseau fluvial dont témoignent les Sables et argiles du Bourbonnais. Sur le périmètre de la feuille Prémery, deux zones de dépôt (angle nord-ouest et Nord de Parigny-la-Rose) sont à rattacher à cet épisode.

L'érosion quaternaire qui succède est responsable d'un entaillement des vallées d'autant plus grand qu'il est possible que le Morvan continue à se soulever en même temps. Progressivement, la région acquiert sa physiologie actuelle.

## ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

Le bâti cristallophyllien, dont la structuration majeure est héritée de la tectogenèse acadienne et sur lequel se déposent les formations volcaniques et sédimentaires, est soumis durant l'évolution de la chaîne hercynienne à des cisaillements ductiles profonds (Behr *et al.*, 1984 ; Ledru *et al.*, 1989 ; Weber, 1984).

Du Sud au Nord du Morvan se succèdent des domaines granitiques, volcano-sédimentaires, à nouveaux granitiques, puis gneissiques, qui témoignent de la montée à un même niveau structural d'unités d'origines diverses ; ainsi, dans certains domaines métamorphiques (feuilles Autun et Le Creusot), les amphibolites associées à des élogites et des péridotites sont les reliques rétro-morphosées d'un stade catazonal (Godard, 1990).

Les granites monzonitiques et alumino-potassiques (Rossi et Chèvremont, 1987) sont issus de la fusion anatectique de la croûte continentale profonde et sont montés à travers celle-ci à la faveur des grands cisaillements crustaux (Rollin et Stussi, 1991). La mise en place des granites s'est échelonnée du Namurien au Westphalien terminal, durant les phases de relaxation de l'orogénèse varisque.

Après une période d'érosion importante, l'activité magmatique est réduite à un volcano-plutonisme acide de caldeira. Cette activité est initiée puis entretenue par des contraintes tectoniques (Guérin et Monnier, 1984) générées lors des trois périodes de compression responsables de la fracturation tardi-hercynienne (Blès *et al.*, 1989) :

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

La phase de distension qui suit à l'Autunien, se fait par simple relâchement de la compression E-W. L'origine de la caldeira de Blismes et de son cortège filonien est dans la succession de ces contraintes tectoniques qui ont provoqué l'ouverture des fractures favorisant la montée des magmas acides.

Les roches volcaniques stéphaniennes, autuniennes et même saxoniennes ont été déformées lors de la phase orogénique saalienne.

Les mouvements épirogéniques qui se succèdent jusqu'à l'époque actuelle ne font que réactiver les accidents tardi-hercyniens. Au Lias, la distension NW-SE à E-W favorise l'ouverture des filons subméridiens à quartz et fluorine (Baubron *et al.*, 1980). Au Cénozoïque, la compression pyrénéenne, N-S, fait jouer en faille inverse l'accident de Chatin. À l'Éocène terminal-Oligocène, la distension E-W à NW-SE qui engendre les Limagnes, fait jouer en failles normales les fractures subméridiennes du socle morvandiau. À la fin du Miocène, le contrecoup de l'orogénèse alpine influence peu le Massif central.

Sur le territoire de la feuille, les failles sont déduites du réseau oro-hydrographique (ex. : celles orientées N140°-150°E) ou de la cartographie géologique, telle la faille normale de Challuée, orientée N30°E, qui sépare le socle cristallin des calcaires sinémuriens situés à l'Est. Ces orientations et celles des fractures senestres N150°E qui décrochent la faille de Challuée, se retrouvent dans les directions dominantes du réseau de diaclases observé dans le domaine paléozoïque.

### **Manifestations tectoniques dans le périmètre de la feuille Prémery**

Un examen rapide de la carte montre un territoire, à structuration méridienne prédominante (cf. schéma structural), découpé en panneaux généralement pentés vers l'Ouest (cf. coupe). Dans le détail, les limites entre les différents panneaux apparaissent complexes. La responsabilité en incombe aux contraintes multiples qui, depuis le Paléozoïque, ont affecté le socle de cette région et sa couverture sédimentaire.

Au total, treize accidents principaux ou faisceaux d'accidents ont été répertoriés (cf. schéma structural). D'une manière générale on constate un rejeu vertical qui tend à s'accroître en direction du Nord.

Le faisceau de failles de Saint-Révérien à Parigny-la-Rose est l'accident qui présente le plus fort rejet, plus de 270 m au Nord à proximité de Serres (contact Sinémurien/Oxfordien supérieur) mais seulement 180 m au Sud. Le faisceau de failles de l'Hôpital aux Duprès est un accident d'un rejet similaire (250 m) mais il s'amortit rapidement tant vers le Nord que vers le Sud, ce qui serait un indice de plissement et de déplacement senestre. Le troisième accident à fort rejet (110-120 m) est la faille de Vassy ; il est lié à un panneau basculé d'extension limitée.

### **Structures paléozoïques**

Le levé géologique du horst de Saint-Saulge a montré une extension plus grande du granite porphyroïde d'âge namuro-westphalien dans lequel sont intrusifs les filons subverticaux et plus ou moins épais de microgranite et de granophyre. Les filons de lamprophyre qui recoupent à la fois granite et filons de microgranite ou granophyre, sont les manifestations magmatiques les plus récentes. Les quelques filons de quartz sécants sur les roches éruptives sont à rapporter à l'important épisode d'hydrothermalisme qui caractérise le début du Mésozoïque (Trias-Lias) dans toute cette partie du Nord-Est du Massif central.

L'orientation des filons de quartz est parallèle à celles des principaux accidents du secteur :

- failles de Moussy et faisceau de failles de Saint-Révérien à Parigny-la-Rose N160°E ;
- faille de Challuée N30-40°E ;
- faille méridienne des Ombreaux.

La mise en place des filons est donc liée à la mise en place de ces failles où à un rejeu précoce de celles-ci.

### **Structuration triasique**

L'Assise de Chitry, au droit du horst de Saint-Saulge, constitue un faciès particulier du Trias supérieur du Nivernais. Ses limites calquent celles du horst, ce qui semble indiquer que celui-ci était déjà individualisé, probablement faiblement, dès cette époque.

## Structuration jurassique et crétacée

Il n'y a pas de véritables indices d'une structuration d'âge jurassique inférieur à moyen (changement de faciès, de puissance,...) si l'on excepte l'apparition (le développement ?) de faciès marneux, au Bathonien supérieur, dans un panneau délimité à l'Ouest par la faille des Caillots au château de Dompierre, et à l'Est par la faille des Renardières. Pour leur part, le Jurassique supérieur peu représenté et le Crétacé résiduel ne fournissent aucune indication sur la structuration à leur époque.

## Structuration paléocène à éocène

Le Paléocène est inconnu. L'Éocène inférieur fluviatile, sous la forme de poudingues silicifiés, est conservé dans le panneau basculé à l'Est de la faille de Parigny-la-Rose, à l'Ouest et au Sud-Ouest de Clamecy (feuille à 1/50 000 Clamecy). Dans ce même panneau, un petit bloc pouvant appartenir aux poudingues éocènes a été observé en bordure du bois de Serres ( $x = 686,225$  ;  $y = 2260,650$ ). Enfin, dans le même contexte géologique et à proximité immédiate, affleurent des grès attribués à l'Albien et, quelques kilomètres plus au Sud des silex qui ont été datés du Turonien moyen.

Ces silex turoniens constituent une preuve de l'extension de la mer crétacée. Leur faune en partie pélagique indique une mer déjà profonde (100 m ?). Les cartes paléogéographiques de l'étagé (Glinzboeckel *et al.*, in Debrand-Passard, 1984 ; Monciardini et Alcaydé, in Mégnien, 1980) ne donnent pas d'indices d'une zone émergée proche et donc d'une structuration importante. La préservation de ces dépôts dans le panneau présentement le plus affaissé ne peut donc être attribuée qu'à un jeu postérieur de la faille de Parigny-la-Rose. La présence dans ce même panneau de conglomérats fluviatiles attribués à l'Éocène inférieur (feuille Clamecy à 1/50 000) indique un rejeu post-turonien, fini-crétacé et plus probablement éocène inférieur. Le jeu a précédé la mise en place du fleuve éocène qui a été canalisé dans la zone basse nouvellement créée. Accessoirement, cette zone affaissée a protégé de l'érosion d'importants témoins des grès albiens (?).

Au Sud-Ouest de la feuille Prémery, en limite avec celle de La Charité-sur-Loire, existe un petit bassin lacustre. De direction N-S, d'âge éocène moyen, il doit son existence à un rejeu senestre de la faille de Beaumont-la-Ferrière (feuille à 1/50 000 La Charité-sur-Loire). Le rejeu de cette faille pourrait être contemporain de celui de la faille de Parigny-la-Rose où légèrement postérieur. Le lac ayant débordé vers l'Ouest au-delà de la faille, celle-ci est occultée et n'a pu être reconnue que grâce à un sondage. Au début de l'Éocène supérieur, le bassin était donc rempli, le paléorelief nivelé.

## **Structuration miocène**

Le Miocène (absence de dépôt identifié), de même que le Pliocène inférieur, n'ont pas laissé de traces de leur présence. Cependant, pendant tout le Néogène, la surrection alpine s'accompagne d'une remontée du Morvan (Debrand-Passard, 1995).

## **Structuration fini-pliocène**

Deux bassins ont recueilli une vingtaine de mètres de détritiques fins (argiles, sables fins avec quelques lits de galets très roulés de quartz et d'autres peu ou pas roulés de silicites), datés minéralogiquement du Pliocène supérieur. Celui de Saint-Malo-en-Donzinois témoigne d'un rejeu d'une vingtaine de mètres de la faille de l'Hôpital aux Duprès. Le remplissage du bassin s'étant étendu au-delà de la faille, phénomène de débordement, l'épaisseur du dépôt fut supérieure au rejeu de la faille. Il en est de même pour le bassin de Serres, suite à un rejeu d'une quinzaine de mètres de la faille de Parigny-la-Rose.

## **Structuration quaternaire**

Elle ne peut être exclue. Toutefois, son amplitude, au droit des accidents précités, doit être faible. Aucun décrochement net des contours n'est visible.

## **Problèmes**

Le Morvan ne semble pas avoir existé au Trias supérieur et au Lias car des dépôts de ces deux époques sont conservés en de nombreux points, y compris à des altitudes maintenant relativement élevées. Des jeux synsédimentaires sont connus régionalement au Dogger et au Jurassique supérieur mais leur importance semble ici limitée. Le Crétacé inférieur, pour partie continental, est mal connu si l'on excepte quelques affleurements résiduels de grès albiens et la présence de minéraux remaniés dans des dépôts plus récents. Le Crétacé supérieur semble indiquer que le Morvan n'était probablement pas individualisé à cette époque. Son altitude actuelle résulte donc de jeux tectoniques datés de 60 millions d'années pour les plus anciens.

Le rejeu en failles normales de certains accidents à différents moments de l'Éocène est certain mais difficile à quantifier. Une cinquantaine de mètres sont possibles pour la faille de Beaumont-la-Ferrière. La même valeur peut être attribuée au faisceau de failles Saint-Révérien-Parigny-la-Rose. Supposons nos extrapolations pessimistes et doublons cette valeur pour atteindre 100 m. Nous sommes encore loin du rejet évalué à 270 m à proximité de Serres. Ces failles ont probablement joué postérieurement, lors de

la distension éo-oligocène, mais aussi au cours du Miocène, du Pliocène mais, semble-t-il, pas au cours du Quaternaire.

Un autre fait intéressant concerne l'amplitude du rejet de ces failles. Schématiquement, il s'accroît vers le Nord et semble suivre l'accroissement de l'épaisseur de la série sédimentaire. Dans le détail, les faits sont parfois plus complexes et le rejet des accidents s'atténue tant vers le Nord que vers le Sud. Il limite l'extension des petits bassins continentaux, qu'ils appartiennent à l'Éocène ou au Pliocène. Le même phénomène intéresse aussi le Jurassique, notamment supérieur (cf. schéma structural). Le rejet vertical visible des failles apparaît donc comme le résultat de jeux complexes et multiples des différents accidents (failles normales, failles de décrochement régionalement connues pour être senestres, plissement donnant des structures synclinales à faible courbure d'axe E-W).

## SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Le socle du Bassin parisien est découpé par de grandes structures décrochantes ou chevauchantes (faille Bray-Vittel, faille Seine-Sennely et faille de Sancerre) qui définissent trois grands blocs tectoniques (Autran *et al.*, 1976 ; Héritier et Villemin, 1971) :

- au Nord le bloc ardennais ;
- à l'Ouest le bloc armoricain ;
- au Sud-Est le bloc bourguignon.

La limite entre le bloc bourguignon à l'Est et le bloc armoricain à l'Ouest est traditionnellement placée au droit de la faille de Sancerre. Pour C. Weber (1973), cette faille et l'anomalie magnétique du bassin de Paris ont pour origine un rift cadomien (540 Ma).

Le Nivernais se situe sur le bloc bourguignon et recouvre une zone découpée en étroites lanières N-S, comprise entre le fossé de la Loire à l'Ouest et le socle cristallin à l'Est. Pour A. Autran (1980), la région appartient au domaine arverno-vosgien du Sud du bassin de Paris. C'est la zone médiane ou interne de l'orogène varisque dont l'évolution tectono-métamorphique et magmatique a été la plus complexe et a duré le plus longtemps de 400 Ma à 270 Ma (Odin et Odin, 1990).

## Paléozoïque

Du Cambrien et Silurien l'amincissement crustal s'accompagne de magmatisme granitique et de volcanisme. Si la phase majeure de déformations et de métamorphisme se situe au Dévonien (Autran et Guillot, 1974 ; Bernard-

Griffiths *et al.*, 1977 ; Cogné, 1977), l'histoire tectono-métamorphique plurifaciale a débuté au Silurien avec un stade éclogitique, suivi d'un stade granulitique évoluant au cours du Dévonien, de façon rétrograde, vers un métamorphisme de faciès amphibolique (Dufour, 1985 ; Ledru *et al.*, 1989 ; Pin, 1989). Cette évolution aboutit à l'existence d'un socle gneissique consolidé au Dévonien inférieur (phase éovarisque) vers 380 Ma.

À la fin du Dévonien (370 Ma), une sédimentation carbonatée et détritico se dépose dans un environnement de plate-forme marine dont le sous-bassement serait constitué par le socle cristallophyllien. Durant le Famennien, la sédimentation silteuse d'origine terrigène est perturbée par un volcanisme calco-alcalin, débutant par des soda-rhyolites et dacites, auxquelles succèdent des andésites, des basaltes et de puissantes couches de tufs basiques (Delfour *et al.*, 1984). Cette sédimentation silteuse se poursuit de façon continue durant le Tournaisien et le Viséen inférieur mais elle est entrecoupée de puissantes intercalations conglomératiques, tandis que le volcanisme calco-alcalin se poursuit avec des ignimbrites dacitiques (Delfour, 1989). Le Viséen moyen n'est représenté que par quelques dépôts carbonatés marins (Mamet, 1968 ; Vachard, 1976).

Au Viséen supérieur, après la phase épirogénique intra-viséenne, le milieu devient continental et un volcanisme d'origine crustale accumule des ignimbrites rhyodacitiques dans des vastes gouttières orientées ENE-WSW, dues à une distension NNW-SSE (Leistel et Gagny, 1984). Ces épanchements aériens sont accompagnés de filons et stocks de microgranite, de granophyre et même de granite. Les rares intercalations sédimentaires sont représentées par de minces couches d'anhracite.

Les matériaux du Dévonien et du Carbonifère inférieur sont déformés lors de la phase sudète (325-305 Ma), en larges plis dont les axes de charnière d'orientation subméridienne plongent modérément (0 à 30°) vers le Nord. On doit souligner l'absence de métamorphisme régional dans les terrains dévono-dinantiens du Morvan.

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

Massif central déjà déformé une première fois, comme le Morvan, dès le Dévonien.

Dans le Morvan, au cours de cette période médiovarisque, de grands accidents décrochants provoquent la structuration modérée des matériaux dévono-dinantiens discordants et guident la mise en place de grands volumes de magmas granitiques entre 350 et 325 Ma. Leur origine dans la croûte profonde encore chaude ainsi que leur affinité avec les volcanites viséennes paraissent bien établies (Rolin et Stussi, 1991). L'abondance des faciès granophyriques et microgranitiques qui leurs sont associés témoignent de leur mise en place superficielle.

Après l'intrusion des derniers granites au Namurien, les niveaux supracrustaux du Viséen sont préservés de l'érosion, ce qui implique soit l'absence de chaîne montagneuse élevée, soit un régime en extension active. De la fin du Westphalien au Permien, la formation des nombreux bassins houillers autour et dans le Morvan, est liée à ce régime en extension, compatible avec les jeux transcurrents de failles-relais entre les bassins. Dans ce contexte, des champs distensifs locaux peuvent apparaître (Faure et Becq-Giraudon, 1991) et causer la genèse du complexe volcano-plutonique de Blismes-Montreuil pendant le Stéphanien-Permien, de 300 à 260 Ma.

### Mésozoïque

Le Morvan reste une zone haute émergée durant le Trias inférieur avant d'être progressivement envahi par la mer au Trias supérieur. À cette époque et au Lias basal, la réactivation des fractures générées à la fin des temps hercyniens favorisent un hydrothermalisme intense. Les dépôts témoins se retrouvent dans le socle paléozoïque sous forme de filons de quartz à fluorine et à sa périphérie, en couches, dans les premiers sédiments du Mésozoïque (« silicifié » de Chitry-les-Mines).

Le levé cartographique du Sud du bassin de Paris et différentes études microstructurales (Bergerat, 1984 ; Blès *et al.*, 1989 ; Debrand-Passard et Gros, 1980 ; Freytet *et al.*, 1986 ; Lerouge, 1984) soulignent le caractère polyphasé de la tectonique essentiellement cassante post-hercynienne qui affecte cette région. Les différents états de contrainte qui s'y exercent ont pour effet de réactiver les principales failles présentes dans le socle. Ainsi, les accidents affectant la couverture se localisent à l'aplomb des structures cassantes hercyniennes du socle et montrent sensiblement les mêmes orientations. Régionalement, ces accidents à jeu mésozoïque peuvent contrôler la sédimentation (Debrand-Passard, 1980-1982 ; Gély *et al.*, 1992 ; Lerouge, 1984 ; Lorenz *et al.*, 1985).



Peu d'études structurales intéressent le Nivernais, hormis les travaux de F. Bergerat (1984) à qui sont empruntés l'essentiel des données chiffrées ci-après.

### **Trias (245 à 215 Ma)**

Faute de marqueur, la tectonique triasique reste mal connue notamment dans le Sud du Bassin parisien. Il est donc nécessaire d'étendre le sujet parfois au-delà de nos frontières.

Ainsi, dans le cadre de la Synthèse des Pyrénées (à paraître) nous avons pu examiner les courbes isopaques du Nord de l'Ibérie. Elles montrent, pour une période fini-Permien-Trias inférieur, une prédominance de la structuration NW-SE sur une structuration secondaire NE-SW moins marquée. Cette seconde structuration devient prépondérante au sommet du Trias gréseux tant en Espagne que dans le Sud-Est de la France. Pour les mêmes périodes, il est probable mais non certain que ces contraintes ont affecté le Bassin parisien.

### **Jurassique (205 à 135 Ma)**

Il se caractérise par un régime distensif WNW-ESE au Lias inférieur en relation avec les ouvertures des océans Ligure et Atlantique (Blès *et al.*, 1989 ; Gros et Martin, 1981 ; Lerouge, 1984). Au Lias inférieur, cette distension structure le sous-bloc biturige, partie orientale du bloc armoricain, selon une direction N40°E et induit le graben de Gron (Debrand-Passard *et al.*, 1992b). Cette structure est scellée au Lias supérieur. Comparativement, le taux de sédimentation apparaît plus faible sur le bloc bourguignon que sur le bloc armoricain (Lefavrais-Raymond, *in* Mégnien, 1980 : pl. L7).

Au Dogger (180 à 155 Ma), de nouveaux jeux distensifs induisent des basculements de direction NNE-SSW sur le sous-bloc biturige (Lablanche *et al.*, 1991). Le sillon en limite des blocs armoricain et bourguignon est le siège d'une sédimentation calcaréo-marneuse prédominante (Giot, *in* Mégnien, 1980 : pl. JM4). Le bloc bourguignon joue en zone haute et accumule moins de sédiments. Le Callovien supérieur n'est pas représenté si ce n'est par des niveaux phosphatés en bordure de la Loire et du sillon marneux (Nevers).

Au Malm (155 à 135 Ma), le bloc armoricain et le bloc bourguignon constituent localement des zones hautes. L'Oxfordien inférieur et la partie inférieure de l'Oxfordien moyen y sont inconnus, exception faite des bords de la Loire. Plus tard, des faciès récifaux ou subrécifaux s'installent sur le bloc bourguignon où ils persistent jusqu'à la fin de l'Oxfordien. Au niveau de la Loire, sur la bordure occidentale du Morvan, ils passent à des faciès de mer plus profonde à dominante calcaréo-marneuse. Avec le Kimméridgien, la sédimentation s'homogénéise mais la subsidence est plus marquée. Ceci se

traduit par une épaisseur plus importante des dépôts à proximité de la Loire, à la limite occidentale du bloc bourguignon. Au cours du Tithonien, la mer s'est retirée et la région a été soumise à l'érosion. Actuellement, seuls quelques affleurements des calcaires du Tithonien inférieur sont encore conservés.

### **Crétacé (135 à 65 Ma)**

Au Nord de Chablis, les Calcaires de Bernouil, non datés, sont attribués au Valanginien mais pourraient tout aussi bien appartenir au Purbeckien. Plus au Sud, aucun indice du Valanginien n'a été reconnu. À l'Hauterivien, des zones plus subsidentes délimitées par des accidents ont ainsi été mises en évidence dans le secteur de Cosne-sur-Loire. Toutefois, l'extension de la mer hauterivienne sur le Morvan est peu vraisemblable, les grès albiens reposant directement sur le Jurassique immédiatement au Sud de Chablis.

Plus au Nord, dans l'Yonne, la série se complète avec un Barrémien inférieur marin, un Barrémien supérieur et un Aptien continentaux ou au mieux lagunaires. Ces niveaux, à l'exception du Barrémien inférieur marin, sont également présents sur la rive gauche de la Loire. La mer revient à l'Albien, plus ou moins tôt selon les secteurs, et déborde sur les formations hauteriviennes pour venir reposer directement sur le Jurassique. Sur la feuille Prémery, des grès pouvant appartenir à l'Albien sont conservés dans un panneau abaissé au Nord du bois de la Serres. De plus, la présence de minéraux lourds albiens dans les argiles à silexites confirment l'extension de l'Albien au moins sur les bordures du Morvan.

Le Crétacé supérieur est représenté, au Cénomaniens, par des argiles et des marnes crayeuses et des faciès gaize. L'extension dans cette région du Turonien et du Sénonien (?) est attestée par la présence de silex résiduels et localement (graben de la Nièvre) par quelques débris remaniés de craie bioclastique cuirassée (silice + fer) à l'Éocène supérieur.

### **Cénozoïque**

Au Cénozoïque, les contrecoups des mouvements orogéniques pyrénéen et alpin accentuent la fracturation de la région. Le Morvan, dont la structure est soulignée par deux remontées du Moho (discontinuité de Mohorovicic) qui culminent respectivement à 22 km au droit d'Avallon et 28 km de profondeur au droit du horst de Saint-Saulge, se surélève. Immédiatement soumis à une puissante érosion, il perd l'essentiel de sa couverture sédimentaire et s'oppose au domaine mésozoïque qui le borde.

## **Paléocène (65 à 24 Ma)**

Durant cette période, une altération intense affecte la totalité des terres émergées. Les éléments mis en solution favorisent d'autant le nivellement des reliefs que la tectonique semble peu importante.

## **Éocène (53 à 35 Ma)**

Dans tout le Sud du Bassin parisien se développe un régime compressif pyrénéen N-S à NNE-SSW (Bergerat, 1984, 1985 ; Blès *et al.*, 1989 ; Debrand-Passard et Gros, 1980 ; Lerouge, 1984). Cette compression génère des ondulations WNW-ESE à E-W de la couverture sédimentaire à l'origine d'anticlinaux et de synclinaux. Elle fait également jouer en faille inverse certains accidents E-W du socle, notamment en rive gauche de la Loire, sur le flanc nord de la forteresse de Saint-Amand-Montrond (Lablanche *et al.*, 1994).

Pour sa part, le Nivernais est affecté de décrochements conjugués senestres NNE-SSW à NE-SW et dextres NNW-SSE à NW-SE. Des blocs basculés sont générés dont les points bas vont canaliser les écoulements fluviaux de l'Éocène inférieur (fleuve de Clamecy) ou piéger à l'Éocène moyen des calcaires lacustres (vallée de la Nièvre, hameau de Sauvage au Sud de Beaumont-la-Ferrière). Le champ de contrainte correspond à une contrainte principale maximale (s1) horizontale et N-S (azimut 000-020) et une contrainte minimale (s3) également horizontale et E-W. Les pics stylolitiques sont rares dans le plateau nivernais, mais des fentes de tension subméridiennes assez nombreuses témoignent également de cette compression N-S. L'état de contrainte est constant à l'échelle régionale. Il caractérise une direction de compression (s1) très proche de N-S (Bergerat, 1984).

## **Éocène terminal et Oligocène inférieur (35 à 28 Ma)**

Ces périodes se caractérisent par un régime distensif ENE-WSW à l'origine des rifts européens : fossés des Limagnes, de Bresse, d'Alsace, de la Loire,... (Bergerat, 1984, 1985 ; Blès *et al.*, 1989 ; Debrand-Passard et Gros, 1980 ; Debrand-Passard *et al.*, 1992a,b ; Lerouge, 1984 ; Lerouge *et al.*, 1986). Cette déformation est connue également sur tout le pourtour du Massif central et notamment dans le Sud du Bassin parisien.

Succédant à la compression N-S, cet épisode distensif a provoqué le fonctionnement des failles normales subméridiennes. Les fractures N160°E à N30°E préexistantes ont également pu rejouer en failles normales. Leur analyse indique une contrainte principale maximale (s1) verticale et une contrainte minimale (s3) horizontale. La direction d'extension est proche de 070 dans la plupart des sites, sauf à l'extrémité nord du Morvan où elle tourne vers 110.

Cette distension induit des rejeux en faille normale des accidents subméridiens, créant des points bas où s'installent lacs et marais. Régionalement, le plus important de ces fossés est le demi-graben de la Loire. Il fossilise, au pied des escarpements nouvellement créés, d'importants cônes de déjection et d'éboulis actuellement en relief inversé (carrière de la Ferrolerie : Simon-Coinçon *et al.*, 1995).

À la fin de l'Oligocène inférieur (30 à 28 Ma) les trois blocs constitutifs du bassin de Paris plongent en direction du Nord-Ouest. Au Rupélien supérieur, leurs parties basses sont recouvertes par une mer en provenance de la Manche où se déposent les Sables de Fontainebleau (Cavelier *et al.*, in Mégnien, 1980 ; Gély et Lorenz, 1991). Cette mer atteint la Champagne à l'Est et pénètre dans la Beauce au Sud.

Au sommet des Sables de Fontainebleau (33 à 31 Ma), des remaniements éoliens et des paléosols portent témoignage d'une émergence (Cavelier *et al.*, in Mégnien, 1980). Un dernier épisode marin (faluns d'Ormoey) précède ou accompagne le relèvement de la partie nord-ouest des trois blocs. La mer quitte alors définitivement le bassin de Paris par la Haute-Normandie. Elle laisse place à un lac, celui du Calcaire d'Étampes (*s.l.*) qui s'étend sur la Beauce et l'Île-de-France.

### **Miocène–Pliocène inférieur (24-3 Ma)**

Au début du Miocène, à l'Aquitainien (24 à 20 Ma), le mouvement de basculement du bloc armoricain en direction du Sud s'amplifie. Le lac de Beauce succède au lac d'Étampes mais sa paléogéographie est différente. L'extension du lac en direction du Nord est réduite alors qu'elle s'accroît considérablement vers le Sud. La Beauce, et la Sologne jusqu'à Selles-sur-Cher, sont inondées. Des apports détritiques témoignent d'arrivée d'eau, mais jusqu'à ce jour aucune paléo-rivière n'a été cartographiée.

Durant le Miocène inférieur et moyen (Burdigalien–Serravallien, 20 à 11 Ma), le bloc armoricain continue son basculement en direction du Sud pour atteindre son maximum au Miocène moyen. Des eaux marines en provenance de l'Atlantique envahissent la Touraine (Cavelier *et al.*, in Mégnien, 1980) et s'étendent temporairement au moins jusqu'à Salbris (faluns de Touraine et du Blésois). Au cours de la même période, le bloc bourguignon paraît plus stable, mais peut-être s'agit-il d'un manque de données.

Au Miocène supérieur (11 à 5,3 Ma), une compression alpine WNW-ESE s'exerce sur l'ensemble de la région (Bergerat, 1985 ; Blès *et al.*, 1989 ; Debrand-Passard et Gros, 1980 ; Lerouge, 1984 ; Lerouge *et al.*, 1986). Cette déformation, connue également sur tout le pourtour du Massif central (Bergerat, 1985 ; Blès *et al.*, 1989), induit le jeu en décrochement des failles

du socle de direction proche de E-W et en faille inverse de celles d'orientation subméridienne ; c'est notamment le cas de la faille de Sancerre (Trémolières, 1981). La surrection du Morvan (bloc bourguignon) lui est imputable. Elle provoque un basculement d'Est en Ouest du bloc armoricain. La mer quitte d'abord le Blésois, puis la Touraine, puis l'Anjou au Miocène terminal, voire au Pliocène inférieur (5 à 3 Ma).

### **Pliocène supérieur (3 à 2 Ma)**

Il est marqué par une réactivation des reliefs et la mise en place du volcanisme montdorien induits par une compression ESE-WSW. Cet épisode se manifeste dans toute la région, essentiellement par des rejeux en coulissements senestres, des décrochements NW-SE ainsi que des failles normales subméridiennes. Dans le Nivernais, le rejeu en faille normale de certains accidents subméridiens détermine ou accentue le basculement de blocs dont les parties basses piègent une sédimentation argilo-sableuse à éléments de cuirasses éocènes associés à de rares passées de silicites. Ces mouvements en faille normale sont parfois accompagnés de coulissements dextres conjugués E-W. L'état de contrainte correspondant était caractérisé par une compression horizontale d'azimut moyen 115.

### **Pléistocène**

Les analyses microtectoniques ne permettent pas de déterminer l'état des contraintes vers la limite Pliocène/Pléistocène. Toutefois, plus au Sud, dans le Massif central (Blès et Gros, à paraître), les mesures réalisées *in situ* montrent que celui-ci est soumis à une compression NW-SE (régime décrochant distensif) qui pourrait induire localement des jeux en faille normale des accidents subméridiens (Cornet et Burlet, 1992). Le même phénomène affecte le Sud du bassin de Paris. Les failles de Sennely et de Sancerre sont une nouvelle fois réactivées. La lèvre occidentale de la faille de Sennely est relevée tandis qu'au Nord de la Loire le panneau compris entre les deux accidents (fossé du Loing) bascule en direction de l'Est. Dans la région de Sancerre, des effondrements estimés à une vingtaine de mètres se produisent au sein même du fossé de la Loire (Debrand-Passard *et al.*, 1992b).

## **GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT**

### *OCCUPATION DU SOL*

#### **Sols, végétation, cultures**

La végétation est conditionnée par la nature du sol. Les terrains primaires, les formations argileuses et gréseuses du Trias sont le plus souvent boisés

(Grande forêt d'Aron, bois de Moussy). Les terrains hettangiens et sinémuriens, calcaires, sont essentiellement employés à la culture des céréales. Les zones occupées par les formations du Pliensbachien et du Toarcien, marneuses et argileuses, sont réservées à l'élevage, exception faite pour le Domérien calcaire consacré à la culture des céréales. Toutefois, de plus en plus le drainage permet d'améliorer certaines parcelles et les rend favorable aux cultures. Le Dogger et le Jurassique supérieur, calcaires et argilo-calcaires, sont le domaine des céréales sauf lorsque les pentes deviennent trop fortes ; il y a alors reconquête par la forêt. Les plateaux recouverts par les argiles à silexites sont occupés par de vastes forêts (forêt de Charnouveau, les Usages de Saint-Bonnot, forêt domaniale de Prémercy,...). Les plaines alluviales, étroites et inondables, sont réservées à l'élevage.

La forêt fut de tout temps la richesse principale de la région. On a exporté le bois pour la capitale durant près de quatre siècles (1547-1923), dont témoignent les nombreuses rigoles encore visibles, notamment dans le quart sud-est de la feuille, qui servaient au flottage du bois. Ces rigoles étaient alimentées par des étangs artificiels destinés à provoquer une crue au moment de la mise à l'eau des bois. Les « trains » de bois étaient acheminés jusqu'à Clamecy, puis ensuite regroupés et jetés dans l'Yonne pour être acheminés vers Paris *via* le port de Charenton.

Prémercy abrite la première usine européenne de carbonisation du bois. Artisanale jusqu'au XVIII<sup>e</sup> siècle, cette production est devenue industrielle à partir de 1866. Aujourd'hui, l'usine produit vingt mille tonnes de charbon de bois par an, mais également de nombreux dérivés chimiques.

## Géographie humaine

La région est essentiellement agricole, peu peuplée, avec un habitat relativement dispersé. Les principales communes sont Prémercy, (2 400 habitants) chef-lieu de canton, Crux-la-Ville (500 habitants), Guipy et Champlemy (400 habitants), Brinon-sur-Beuvron (280 habitants), chef-lieu de canton.

Prémercy est situé sur l'axe Nevers—Clamecy—Auxerre. Quelques sites méritent que le voyageur s'y arrête : le château des évêques de Nevers (XIV-XVI<sup>e</sup> siècle) ; l'église Saint-Marcel, ancienne collégiale du XIII-XIV<sup>e</sup> siècle. Dans les communes environnantes nous retiendrons la butte de Montenoison, haut-lieu de Bourgogne, le château d'Arthel (XVI-XVIII<sup>e</sup> siècle), la maison forte de Giry (XIV<sup>e</sup> siècle).

La civilisation gallo-romaine a laissé des vestiges, principalement des voies romaines. Entre Champallement et Saint-Révérien, en bordure de l'une d'elles, qui reliait Entrains-sur-Nohain à Autun, subsistent les ruines de la ville gallo-romaine de Compierre.

## RESSOURCES MINÉRALES, MATÉRIAUX DE CARRIÈRES

### Ressources minérales : fluorine, barytine, plomb, zinc, argent

Le horst de Saint-Saulge, zone déjà haute, siège de l'Assise de Chitry et les failles qui l'affectent ont favorisé la montée de venues minéralisées à galène, plomb,... Cette minéralisation est connue depuis longtemps puisque une exploitation pour galène argentifère eut lieu à l'Est du secteur d'étude, à Chitry-les-Mines, au XV<sup>e</sup> et XVI<sup>e</sup> siècle.

De 1955 à 1965, des campagnes de sondages furent réalisées par le BRGM pour rechercher des gîtes de galène et de blende. En 1975, la SNEA(P) a également effectué de nombreux sondages toujours pour étudier le « silicifié ». Tous ces sondages sont répertoriés en annexe de cette notice.

La minéralisation est surtout importante dans le « silicifié », c'est-à-dire qu'elle s'est mise en place sur la surface de discordance socle/série transgressive, entre deux écrans imperméables (socle au mur, marnes ou argiles au toit) et est étroitement liée au processus de silicification.

À l'affleurement, quelques indices de barytine ont pu être observés dans le « silicifié » de la butte de la forêt de Tronçay, ainsi que un peu plus au Nord, en bordure de la faille de Saint-Révérien. Des indices sont encore visibles au Nord-Est du bois de Moussy et dans le Sud des bois de Sassenets où subsistent quelques tranchées de recherches. Le creusement d'un étang, sur le ruisseau de la Jarnosse, en amont de la route reliant Saint-Révérien à Champallement, a entaillé le « silicifié » avec barytine et mouches de galène.

Sur le périmètre de la feuille Prémery, les indices reconnus, soit en sondages, soit à l'affleurement, restent sans intérêt économique.

### Matériaux de carrières

- **Socle.** Les anciennes carrières exploitées, essentiellement pour les matériaux d'empierrement et la construction locale, sont entaillées dans les filons de granophyres au lieu-dit Forcy, commune de Crux-la-Ville, et au Nord de la forêt de Tronçay.
- **Rhétien.** De nombreuses carrières furent ouvertes dans les Grès de Saint-Révérien exploités pour le bâti local. Elles ont eu aussi très longtemps le monopole de la fourniture des pavés à Paris (Lefort, 1896 : p. 79).
- **Hettangien.** Les niveaux calcaires de l'Hettangien ont rarement été utilisés comme matériaux de construction mais, à l'inverse, le conglomérat de Moussy fut très recherché.

- **Sinémurien.** L'édification des murets de clôture, à partir de blocs récoltés dans les champs, semble avoir été la principale utilisation des calcaires sinémuriens. Il en est de même pour les niveaux calcaires du Domérien.

- **Toarcién.** D'anciennes exploitations sont visibles à Fonfaye et à Saint-Hubert en bordure de la N151. Il est probable que les marnes toarciennes sont entrées avec les argiles du Pliocène dans la fabrication de poteries, comme en témoigne le lieu-dit les Potiers sur la commune de Saint-Malo-en-Donzinois.

Les calcaires argileux à oolites ferrugineuses de Lurcy-le-Bourg ont été exploités comme minerai de fer (Ebray, 1858 : p. 274).

- **Bajocien.** Les calcaires à entroques du Bajocien inférieur, massifs, non gélifs, apparaissent régulièrement dans la construction locale, et de nombreuses excavations peuvent encore être observées.

- **Bathonien moyen.** Très argileux, les calcaires de cette formation ont surtout servi d'amendement aux terrains acides comme les argiles à silexites ou encore les formations argilo-sableuses du Pliocène.

- **Bathonien supérieur.** Les niveaux inférieurs, bioclastiques, assez mal cimentés furent utilisés pour l'empièremment. Aujourd'hui, la seule carrière encore exploitée sur le territoire de la feuille Prémery, mais de façon très artisanale, appartient à cette formation. Elle se situe au lieu-dit Laudreux (x = 681,550 ; y = 2248,075) à l'Ouest de Noison. Les calcaires oolitiques, de la partie supérieure, souvent recouverts par les argiles à silexites, ont servi de moellons de construction, comme à Montigny.

- **Argiles à silexites rubéfiées.** Le minerai de fer fut extrait de ces niveaux, comme en témoignent à la fois les fouilles et les laitiers observés notamment dans la forêt des Ronceaux et à la Ferrauderie.

- **Pliocène.** Les argiles de cette formation semblent avoir été utilisées pour la poterie à Saint-Malo-en-Donzinois.

## RESSOURCES EN EAU

### Rappel géographique

D'un point de vue géographique et géologique, on rappelle que la feuille Prémery se situe en totalité dans le département de la Nièvre à l'Ouest du Morvan, et s'étend :

– à l'Ouest et au Nord-Est respectivement sur les côtes calcaires du Jurassique moyen et supérieur du Nivernais (230 à 385 m d'altitude) et la digitation sud du plateau calcaire de basse Bourgogne (de 310 à 345 m) ;



- à l'Est sur la dépression marneuse liasique du Bazois (entre 200 et 320 m) ;
- de manière marginale au centre-Sud sur l'extrémité nord du massif cristallin et cristallophyllien de Saint-Saulge, culminant vers 385 m.

L'altitude varie ainsi de 200 à 385 m, les points culminants correspondant à l'extrémité nord du massif de Saint-Saulge et à la bordure est des côtes du Nivernais.

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

La pluviométrie moyenne annuelle pour la période 1955-1977, selon une carte départementale à 1/1 000 000 élaborée à l'aide des moyennes établies sur les stations pluviométriques de la Météorologie nationale (Petitfils, 1981), croît de 800 à 950 mm de l'Ouest au centre-Sud, près de Moussy à l'extrémité nord du massif de Saint-Saulge, puis décroît jusqu'à 780 à 850 mm du Nord au Sud de la bordure est de la feuille Prémery.

À Prémery même, elle est de 888 mm pour la même période, et passe à 909,8 mm pour la période 1951-1980 (anonyme, 1983) avec un maximum de 1 210,1 mm en 1958 et un minimum de 566,1 mm en 1953.

La moyenne des températures sur une longue période n'est connue qu'à proximité sud-est de la feuille, à la station de la Collancelle : 9,8 °C pour la période 1955-1977 (Petitfils, 1981).

L'océanité apporte une ambiance qui d'Ouest en Est de la feuille est plus froide en hiver et plus fraîche en été, comme le montrent les températures correspondantes de la période 1961-1980 (anonyme, 1978), avec :

une moyenne de juillet un peu supérieure à 18 °C à Prémery, comprise entre 18 et 19 °C sur la quasi-totalité de la feuille, et entre 17 et 18 °C dans l'angle sud-est ;

– une moyenne de janvier comprise entre 2 et 2,5 °C à l'Ouest de Prémery, un peu inférieure à 2 °C à Prémery même, comprise entre 1,5 et 2 °C à l'Est.

La pluviométrie efficace moyenne annuelle, calculée suivant la méthode de Turc (pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle) et qui indique le potentiel d'écoulement total (somme du ruissellement et de l'infiltration) sur la période 1946-1976 (Louvrier et Margat, 1983), croît du Nord-Ouest au Sud-Est de 250 à 400 mm, avec moins de 300 mm à Prémery même. Un calcul effectué en ce lieu par le BRGM (anonyme, 1996 ; précipitations à Prémery, Etp à Nevers-Marzy) pour la période 1961-1994 montre une moyenne de 329 mm et une variation importante, de 94 mm en 1971 à 564 mm en 1979.

## Hydrographie et hydrométrie

Du point de vue hydrographique la feuille Prémery correspond à la ligne de partage des eaux océan Atlantique-Manche, avec à l'Ouest au centre et au Sud le bassin de la Loire (hauts bassins de la Nièvre de Champlemy, de la Nièvre d'Arzembouy, de l'Aron), et à l'Est et au Nord, le bassin de la Seine (haut et moyen bassin du Beuvron, haut bassin de petits affluents de rive gauche de l'Yonne).

La densité du réseau de drainage est tributaire de la perméabilité des terrains :

- lâche dans le cas des deux Nièvre et du Beuvron moyen, sur les calcaires respectivement des côtes du Nivernais et de la terminaison sud du plateau de basse Bourgogne ;
- nettement plus forte pour le Beuvron supérieur et le haut Aron sur les marnes liasiques du Bazois.

La direction moyenne d'écoulement est variable selon les cours d'eau : Sud-Ouest et Sud pour les deux Nièvre, Nord pour le Beuvron, Est puis Sud pour l'Aron.

Les données hydrométriques disponibles qui permettent de fournir des indications sur les débits des cours d'eau et la part qui leur est fournie par les aquifères qu'ils drainent, sont celles des stations de jaugeage (gérée par le SEMA de la DIREN-Bourgogne) de :

- Saint-Aubin-les-Forges sur la Nièvre de Champlemy, à 3 km à l'aval et au Sud-Ouest de la feuille ;
- Poiseux « Poisson » sur la Nièvre d'Arzembouy à 5 km à l'aval et au Sud de la feuille ;
- Ouagne « Champmoreau » sur le Beuvron à 8 km à l'aval et au Nord de la feuille.

Ces données sont les suivantes :

	Saint-Aubin-les-Forges	Poiseux « Poisson »	Ouagne « Champmoreau »
Période de mesures	1970/1994	1969/1994 <sup>(1)</sup>	1968/1994
Bassin-versant topographique (km <sup>2</sup> )	192	224	264
Débit moyen annuel (m <sup>3</sup> /s)	1,70 <sup>(2)</sup>	2,39 <sup>(2)</sup>	2,26
Débit spécifique moyen annuel (l/s km <sup>2</sup> )	8,85 <sup>(2)</sup>	10,67 <sup>(2)</sup>	8,6
OMNA ou débit moyen mensuel minimum de l'année en m <sup>3</sup> /s (ou l/s/km <sup>2</sup> )			
D2PASS2S avec la fréquence de :			
0,2	0,627 (3,27)	0,465 (2,08)	0,458 (1,73)
0,5	0,520 (2,71)	0,330 (1,47)	0,373 (1,41)
0,8	0,363 (1,89)	0,208 (0,93)	0,263 (1,00)
QME ou débit moyen du mois en moyenne le plus faible	0,590 (3,07) (sept.)	0,510 (2,28) (août)	0,520 (1,97) (août)
Coefficients moyens de débit (débits moyens mensuels rapportés au débit moyen annuel) :			
- minimum	0,33 (sept.)	0,21 (août)	0,23 (août)
- maximum	1,98 (fév.)	2,1 (fév.)	2,2 (fév.)
- maximum/minimum	6,0	10,0	9,56

(1) : sauf 1970 ; (2) : 1971-1994

Du point de vue géologique les bassins-versants topographiques de ces stations sont caractérisés :

- pour la Nièvre de Champlemy (secteur ouest de la feuille) par la prédominance de calcaires callovo-oxfordiens sur la majeure partie du bassin, et bathoniens à faciès Nord Nivernais ;
- pour la Nièvre d'Arzembouy (secteur centre-ouest de la feuille) par un haut bassin argileux liasique puis par des terrains bathoniens à dominante marneuse (faciès Sud Nivernais) ;
- pour le Beuvron à Champmoreau, dont le secteur est de la feuille Prémery représente 80 % du bassin topographique par la prédominance de terrains peu perméables (66 % dont 57 % de marnes liasiques et 9 % de calcaires argileux et marnes du Bathonien inférieur) et par des terrains calcaires (34 % dont 14 % sur la feuille) appartenant à l'Aalénien–Bajocien–Bathonien inférieur, au Bathonien supérieur, à l'Oxfordien moyen et supérieur et à l'Oxfordien supérieur (intervenant en superficie pour respectivement 1,5 %, 23 %, 8 % et 1 %).

Le coefficient moyen de débit indique :

- par son minimum, la part des écoulements souterrains dans les écoulements de surface : les valeurs sont assez fortes pour le bassin de la Nièvre de Champlemy, plus faibles pour les bassins de la Nièvre d'Arzembouy et du Beuvron ;
- par le rapport maximum/minimum pas trop élevé, l'influence régularisatrice des aquifères : celle-ci est plus importante sur le premier bassin que sur les deux autres.

Le débit spécifique moyen du mois en moyenne le plus faible qui permet d'approcher le débit spécifique moyen des écoulements souterrains est assez élevé sur le premier bassin (3,1 l/s/km<sup>2</sup>) et plus que sur les autres (respectivement 2,3 et 2,0 l/s/km<sup>2</sup>). Cependant, pour mieux approcher la productivité des aquifères calcaires, il convient de rapporter le débit moyen du mois le plus faible au strict bassin-versant calcaire : dans le cas du Beuvron, on obtient 5,8 l/s/km<sup>2</sup> (520 l/s pour 90 km<sup>2</sup>). Cette valeur élevée est en rapport avec un développement important de la fissuration et de la karstification des calcaires bioclastiques et oolitiques du Bathonien supérieur, et réciaux de l'Oxfordien moyen et supérieur.

### **Ressources exploitées**

Ces ressources proviennent des calcaires plus ou moins fissurés du Lias et du Jurassique moyen et supérieur, dont on capte les émergences dans les vallées.

- **Réservoir grésocalcaire du Lias inférieur** à intercalations d'argiles, de calcaires argileux et de marnes, dans le Bazois, avec la source de l'Abîme (3-15) à Chevannes-Changy, issue des calcaires à gryphées sinémuriens,

participant pour environ 700 m<sup>3</sup>/j à l'alimentation du syndicat intercommunal d'alimentation en eau potable (S.I.A.E.P.) des Vaux-du-Beuvron (3 000 habitants) regroupant 20 communes, dont 18 sur la feuille Prémery avec 5 pour partie.

• **Réservoir des calcaires oolitiques de l'Aalénien–Bajocien–Bathonien inférieur :**

– dans les côtes du Nivernais, avec les sources de Villiers (5-4) et de Vauclan (5-6) à Prémery, la première fournissant 520 m<sup>3</sup>/jour à la commune et 330 m<sup>3</sup>/j aux industries locales ;

– dans la terminaison sud du plateau de basse Bourgogne, avec la source communale du Pont-Ferré (3-14) à Brinon-sur-Beuvron.

• **Réservoir des calcaires bioclastiques et oolitiques du Bathonien supérieur,** dans les côtes du Nivernais, avec :

– la source de Bourras-la-Grange (1-5) à Champlemy participant pour environ 150 m<sup>3</sup>/j à l'alimentation du S.I.A.E.P. de la région de Prémery (3 800 hab.) comprenant 17 communes toutes situées sur la feuille, y compris 5 pour partie ;

– la source de la Letterie (5-3) à Beaumont-la-Ferrière, alimentant cette commune ;

– les sources de Montigny n° 1 et 2 (6-1 et 2) à Giry, également utilisées par le S.I.A.E.P. de la région de Prémery, dont les débits à l'étiage sont respectivement de 535 et 110 m<sup>3</sup>/j.

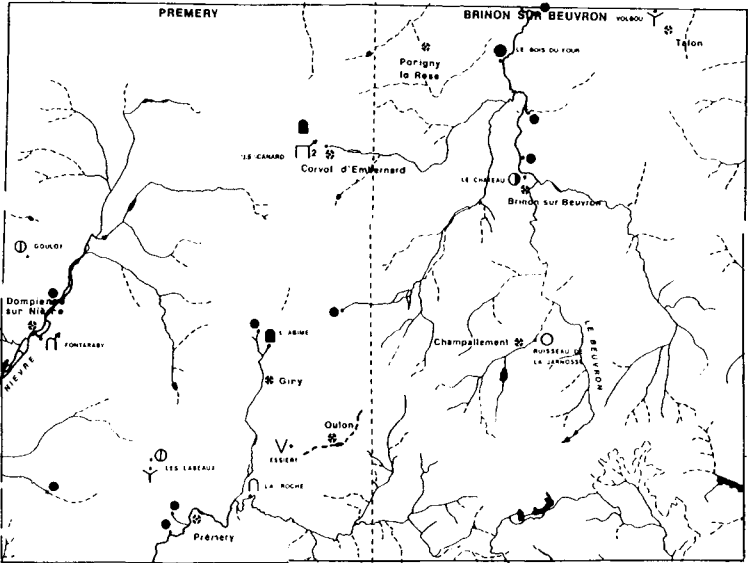
• **Réservoir des calcaires à grains fins du Callovien, à rognons siliceux de l'Oxfordien moyen et récifaux de l'Oxfordien moyen et supérieur,** dans les côtes du Nivernais, avec la source du Meez (5-2) participant pour 2 300 m<sup>3</sup>/j à l'alimentation du S.I.A.E.P. de la région de Prémery.

**Ressources restant à exploiter**

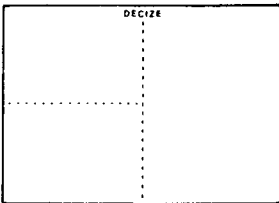
L'utilisation de ces ressources nécessite la réalisation de forages pour les atteindre et les capter efficacement.

Sur les côtes du Nivernais (moitié ouest de la feuille) et la terminaison sud du plateau de basse Bourgogne, il convient de considérer les ressources potentielles des aquifères fissurés suivants, très partiellement exploités actuellement par captage de quelques sources :

– les calcaires oolitiques de l'Aalénien–Bajocien–Bathonien inférieur, aquifère de 5 à 10 m d'épaisseur mais le plus étendu et souvent profond, recelant une nappe ascendante ;



fonction hydrologique		entrée fonctionnelle					entrée non fonctionnelle
		source		perte		inversac	
		perénne	temporaire	perénne	temporaire		
naturelle	grotte	■	□	□	□	□	∩
	aven	▽	▽	▽	▽	▽	V
	impénétrable	●	◐	○	◐	◑	Y
artificielle	puits ou galerie	■	□	□	□	□	∩



cavité recoupant un écoulement

temporaire : ∩ √ σ π Υ ...

perénne : ∩ √ σ π Υ ...

☆ commune intéressée par une cavité  
chef-lieu de canton

découpage des cartes au 1/25 000

Fig. 9 - Phénomène karstique du Nivernais

– les calcaires bioclastiques et oolitiques plus ou moins karstifiés du Bathonien supérieur, de 15 à 20 m d'épaisseur, là où cet aquifère n'est pas « suspendu » au-dessus du niveau des rivières.

Dans la dépression du Bazois (moitié est) on peut s'adresser à des aquifères fissurés pouvant contenir des nappes ascendantes. Ce sont les réservoirs suivants :

- réservoir gréso-calcaire du Lias inférieur sous recouvrement ;
- réservoir éventuel des terrains triasiques silicifiés et fissurés (assise calcaire dolomitique de Chitry) voire du socle sous-jacent, si l'on se réfère aux débits obtenus sur la feuille voisine Corbigny (jusqu'à 250 m<sup>3</sup>/h à Montceau-le-Comte).

### Phénomènes karstiques

Les cavités et phénomènes karstiques sont assez nombreux ainsi que l'indique le plan de situation (fig. 9) extrait du document CAMOSINE (Chabert et Couturaud, 1986).

• **Côtes du Nivernais.** Sur le bassin topographique de la Nièvre de Champigny à l'Ouest, ce sont :

- la perte temporaire impénétrable (entrée fonctionnelle) de Goulot, à Châteauneuf-Val-de-Bargis ( $x = 669,19$  ;  $y = 251,830$  ;  $z = 265$  m ; huitième de feuille n° 1) à la limite faillée des calcaires oxfordiens et des calcaires argileux et marnes du Bathonien inférieur et moyen ; la résurgence de cette perte n'est pas connue ;
- la grotte-émergence (entrée non fonctionnelle) de Fontaraby, à Dompierre-sur-Nièvre ( $x = 669,63$  ;  $y = 248,87$  ;  $z = 235$  m ; huitième de feuille n° 5), correspondant à l'aquifère des calcaires du Bajocien supérieur (et à son substratum de calcaire argileux et marnes du Bathonien inférieur) ;
- des sources pérennes impénétrables l'une à Dompierre-sur-Nièvre, l'autre à Beaumont-la-Ferrière.

Sur le bassin de la Nièvre d'Arzembouy (secteur centre-ouest) :

- le gouffre impénétrable d'Essiert (entrée non fonctionnelle) dans le Bathonien inférieur et moyen à Oulon ( $x = 678,785$  ;  $y = 244,755$  ;  $z = 288$  m ; huitième de feuille n° 6) de profondeur 14 m et de développement 19 m ;
- la perte temporaire des Labeaux (entrée fonctionnelle impénétrable) dans les argiles à silexites sur calcaires du Bathonien supérieur, à Prémery ( $x = 673,950$  ;  $y = 244,450$  ;  $z = 316$  m ; huitième de feuille n° 5) : perte diffuse d'un ruisseau ;
- le gouffre des Labeaux (entrée non fonctionnelle impénétrable) dans les argiles à silexites sur calcaires du Bathonien supérieur à Prémery ( $x = 673,825$  ;  $y = 244,640$  ;  $z = 320$  m ; huitième de feuille n° 5) de profondeur 4 m et de développement 5 m ;

- la grotte de la Roche (entrée non fonctionnelle) dans les calcaires du Bajocien supérieur à Prémery ( $x = 677,470$  ;  $y = 243,035$  ;  $z = 241$  m ; huitième de feuille n° 6) de profondeur 4,5 m et de développement 8 m ;
- des sources pérennes impénétrables : deux à Giry et deux à Prémery. À Giry il s'agit d'une part de la grotte-source de l'Abîme alimentée par deux conduits dans les alluvions argileuses de la Nièvre d'Arzembois sur les calcaires du Bathonien supérieur ( $x = 678,08$  ;  $y = 248,48$  ;  $z = 260$  m ; huitième de feuille n° 6) et d'autre part de la source captée de Montigny n° 2 (6-2).

Sur le bassin du Beuvron :

- une grotte-source pérenne (entrée fonctionnelle) à Corvol-d'Embernard ;
- la fontaine du Canard ( $x = 680,075$  ;  $y = 255,500$  ;  $z = 255$  m ; huitième de feuille n° 2), rivière souterraine de Corvol-d'Embernard qui se développe sur 725 m dans les calcaires de l'Aalénien, du Bajocien et du Bathonien inférieur avec accès par deux puits de 4 et 9 m ;
- une source pérenne impénétrable à Arthel.

#### • **Plateau de basse Bourgogne (terminaison sud)**

- la perte pérenne (entrée fonctionnelle) du ruisseau de la Jarnosse ( $x = 687,810$  ;  $y = 248,815$  ;  $z = 249$  m ; huitième de feuille n° 7) sur les calcaires de l'Aalénien-Bajocien-Bathonien inférieur ;
- les sources impénétrables :
  - du château de Brinon-sur-Beuvron ( $x = 687,270$  ;  $y = 254,560$  ;  $z = 204$  m ; huitième de feuille n° 3) : une pérenne, deux temporaires, supposées être les résurgences de la perte ci-dessus du ruisseau de Jarnosse à 5,8 km au Sud,
  - du Pont-Ferré à Brinon-sur-Beuvron : source pérenne captée (3-14) dans les calcaires de l'Aalénien-Bajocien-Bathonien inférieur,
  - de Taconnay : deux sources pérennes dont la fontaine du bois du Four ( $x = 686,10$  ;  $y = 258,89$  ;  $z = 193$  m ; huitième de feuille n° 3) en limite communale de Parigny-la-Rose dans les calcaires du Bathonien supérieur,
  - de Brinon (une source sans précision) ;
- la cavité impénétrable (entrée non fonctionnelle) dite « trou de Volbou » ( $x = 692,055$  ;  $y = 260,685$  ;  $z = 365$  m ; huitième de feuille n° 4) : doline de 30 m de développement, et profonde de 9 m, une des plus grandes du département de la Nièvre, dans les calcaires du Bathonien supérieur.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

L'itinéraire proposé (fig. 10) est consacré aux formations primaires et secondaires qui affleurent sur la carte. Les conditions d'observation sont

celles qui prévalaient en 1995, lors des levés. Mais avant tout il importe de rappeler que :

- les carrières sont des propriétés privées, leur accès est donc soumis à une autorisation du propriétaire ;
- la visite d'une carrière présente toujours des dangers d'accidents (chutes de pierres, éboulements, risques de blessures ou de contamination du fait de déchets ou matériaux de décharges qui peuvent y être déversés).

Pour réaliser l'excursion, en supplément de la carte géologique Prémery, on pourra utiliser les documents suivants :

- la carte Michelin à 1/200 000 n° 65 ;
- les cartes touristiques IGN à 1/100 000 n° 27 et 28 ;
- le guide géologique régional Bourgogne-Morvan (Rat, 1972).

L'excursion peut débuter dans une ancienne carrière (1) située en bordure de la D 256 reliant Crux-la-Ville à Moussy où s'observent les relations entre le granophyre et des filons mis en place ultérieurement.

L'ensemble de la carrière est occupé par un granophyre rose, à texture porphyrique assez homogène avec des phénocristaux de quartz automorphe de 3-4 mm, de feldspath automorphes dont la taille varie de 0,5 x 1 cm à 1 x 2 cm, et de biotite noire hexagonale. Les phénocristaux de feldspath présentent une orientation N150°E avec un pendage de 80°W pouvant marquer le flux magmatique de l'intrusion.

Dans le fond de la carrière, un filon subvertical de microgranite finement porphyrique (quartz et feldspath), rose à rouge brique, recoupe le granophyre suivant une direction N140°E soulignée en outre par le rubanement de la roche.

Guidé par une faille orientée N30°E et inclinée 80°W, un filon de roche verte, de 0,5 à 2 m de puissance, recoupe le granophyre et le microgranite. Cette roche à petits phénocristaux de feldspath (3-4 mm) et minéral ferromagnésien noir (2 mm) se révèle au microscope comme un lamprophyre riche en biotite.

L'Assise de Chitry affleure au sommet d'une ancienne carrière située dans les bois des Usages (2) au Sud de Saint-Révérien, à l'Ouest de la D 34 reliant Saint-Saulge à Saint-Révérien. Des silicifications se poursuivent un peu plus au Nord où des indices minéralisés peuvent être observés.

Les Grès de Saint-Révérien sont visibles de part et d'autre de la D 977bis sortie sud-ouest du pays (3). Le talus sud de cette route présente des lentilles lumachelliques, formées de lamellibranches.

Le conglomérat de Moussy apparaît vers le sommet du virage coupé de la D 977bis (4) à l'entrée est de ce village. De nombreuses excavations sont



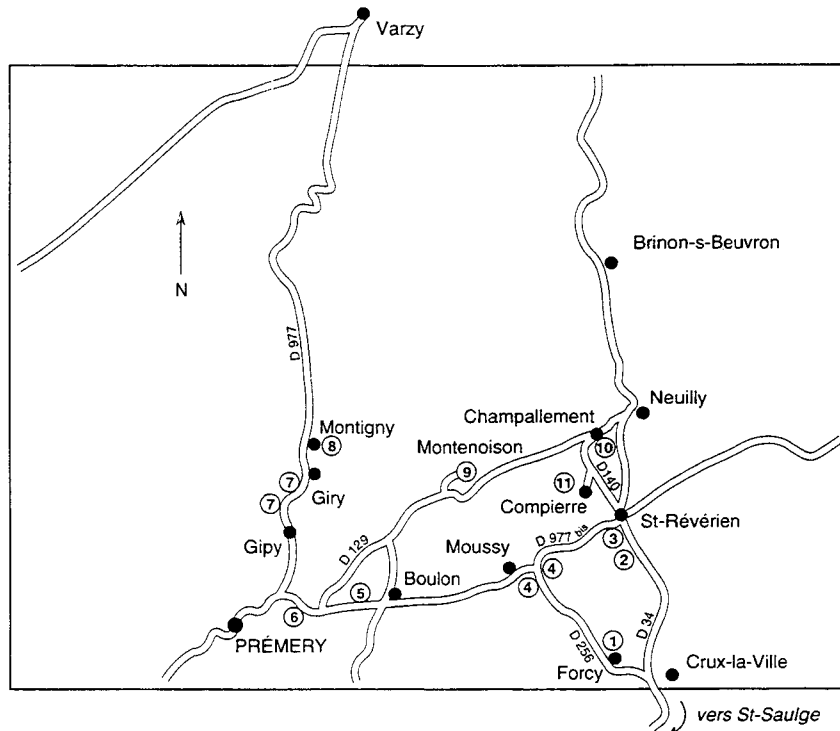


Fig. 10 - Itinéraire à travers les formations géologiques de la feuille Prémery

également présentes dans les bois situés juste au Sud où l'on pourra observer des matériaux très hétérométriques.

En poursuivant la D 977bis vers l'Ouest en direction de Prémery, au-delà du carrefour de Boulon, les talus de la route (5) montrent des calcaires blancs, argileux, se débitant en bancs décimétriques à pluridécimétriques qui alternent avec des marnes ou des niveaux plus délités. Ils appartiennent au Bathonien moyen.

Toujours dans la même direction, face à un transformateur EDF, une petite route au Sud conduit à la ferme de la Roche. Le talus dans lequel elle est entaillée (6) montre les calcaires à entroques du Bajocien inférieur caractérisés ici par l'abondance de petites cupules de polypiers en place, disséminées dans la masse calcaire.

Au-delà de ce point, toujours vers l'Ouest, il faut prendre au carrefour la D 977 Prémery-Varzy en direction du Nord. Le talus de la route laisse voir entre Gipy et Giry (7) des calcaires oolitiques, à stratifications obliques qui renferment de très nombreux petits brachiopodes, dont *Digonella digona*, qui caractérisent le Bathonien supérieur. Plus au Nord, à Montigny, près de la station de pompage, des faciès identiques sont visibles dans une ancienne carrière (8).

Revenir, reprendre la D 977bis, puis la D 129 en direction de Montenoison où la butte culmine à 414 m. Une table d'orientation (9) permet de découvrir un magnifique paysage jusqu'aux monts du Morvan (Rat, 1972 : p. 127). Rejoindre ensuite Champallement où une faille bien marquée, est visible sous les tourelles du château (10). Des indices minéralisés y sont observables dans la masse siliceuse.

Reprendre ensuite la D 140 sur 1 km environ vers le Sud en direction de Saint-Révérien. Sur la droite, une petite route fléchée conduit aux ruines de la bourgade gallo-romaine de Compierre (11).

#### DOCUMENTS CONSULTABLES

##### **Sur place, dans le Morvan**

- Société d'histoire naturelle d'Autun, 15, rue Saint-Antoine, 71400 Autun.
- Muséum d'histoire naturelle d'Autun, 14, rue Saint-Antoine, Autun.
- Archives de l'académie du Morvan, B.P. 44, 58120 Château-Chinon.
- Parc naturel régional du Morvan, Dun-les-Places, 58230 Montsauche.

### **Laboratoires d'universités**

- Dijon, institut des sciences de la Terre, 6, boulevard Gabriel, 21000 Dijon.
- Orléans, département des sciences de la Terre, 45046 Orléans Cedex.
- Clermont-Ferrand, institut de géologie et de minéralogie, 5, rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand Cedex.
- Lyon, département de géologie, 43, bd du 11-novembre, 69622 Villeurbanne Cedex.
- Paris, université P.-et-M.-Curie, 4, place Jussieu, 75005 Paris.

### **Autres lieux d'information**

- Société géologique de France, 77 rue Claude-Bernard, 75005 Paris.
- Muséum d'histoire naturelle, laboratoire de pétrographie, 61 rue Buffon, 75005 Paris.
- Banque de données du sous-sol du BRGM, Service géologique régional Bourgogne, parc technologique, 1, rue Louis-de-Broglie, 21000 Dijon.
- BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

## *BIBLIOGRAPHIE*

- ANONYME (1978) - Atlas de la région Bourgogne. Rapport CERB. Univ. Dijon-DATAR.
- ANONYME (1983) - Normales climatiques 1951-1980. Ministère des transports, direction de la météorologie, n° 4, fasc. 2, t. 2.
- ANONYME (1996) - Plateaux calcaires du Nivernais : actualisation et compléments des données hydrogéologiques et identification des zones vulnérables du karst aux pollutions agricoles. Rapport BRGM, SGR Bourgogne.
- AUTRAN A. (1980) - Évolution structurale du Protérozoïque aux distensions post-hercyniennes. *In* : « Évolutions géologiques de la France ». Mém. BRGM, n° 107, p. 10-17.
- AUTRAN A., GUILLOT P.L. (1974) - L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin (Massif central français) au Paléozoïque. Relations entre les cycles calédoniens et varisques. *In* : « La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale ». Colloque intern. CNRS, 243 (Rennes), p. 221-226.
- AUTRAN A., GÉRARD A., WEBER C. (1976) - La carte gravimétrique de la France. Exemples d'utilisation géologique. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 18, p. 1119-1132.
- BAIZE D. (1989) - Les formations résiduelles sur calcaires jurassiques du Sud-Est du Bassin parisien. 114<sup>e</sup> Congr. nat. soc. sav. : « Géologie du Bassin parisien » (Paris, 1989).

- BAUBRON J.C., JÉBRAK M., JOANNES C., LHÉGU J., TOURAY J.C., ZISERMAN A. (1980) - Nouvelles datations K/Ar sur les filons à quartz et fluorine du Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 290, n° 14, p. 951-953.
- BEHR H.J., ENGEL W., FRANKE W., GIESE P., WEBER K. (1984) - The Variscan Belt in Central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. *Tectonophysics*, 109, p. 15-40, 8 fig.
- BERGERAT F. (1984) - La fracturation nivernaise : influences bourguignonnes et centraliennes sur la structuration du Nivernais. *Bull. inf. géol. bassin Paris*, vol. 21, n° 4, p. 27-31.
- BERGERAT F. (1985) - Déformations cassantes et champs de contraintes tertiaires dans la plate-forme européenne. Thèse doct. univ. P.-et-M.-Curie (Paris), 315 p.
- BERNARD P. (1987) - La plate-forme carbonatée niverno-icaunaise à l'Oxfordien supérieur et au Kimméridgien inférieur. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Dijon, 293 p., 77 fig., 4 pl. photo.
- BERNARD-GRIFFITHS J., CANTAGREL J.M., DUTHOU J.L. (1977) - Radiometric evidence for an Acadian tectono-metamorphic event in western Massif central français. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 61, 2, p. 199-212.
- BLÈS J.L., GROS Y. (à paraître) - Champs de contraintes tectoniques dans la plaque ouest-européenne depuis le début du Mésozoïque : évolution dans les quelques millions d'années à venir. Colloque Géoprospective (1994), 2 p.
- BLÈS J.L., BONJOLY D., CASTAING C., GROS Y. (1989) - Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (western European plate): comparison with geodynamic data. *Tectonophysics*, 169, p. 79-111.
- BOIS M. (1978) - La base de la transgression mésozoïque sur la bordure ouest et est du Morvan (corrélations par diagraphies, étude sédimentologique, minéralisations associées). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Dijon, 284 p., 22 pl. h.-t.
- CARPÉNA J., DOUBINGER J., GUÉRIN R., JUTEAU J., MONNIER M. (1984) - Le volcanisme acide de l'Ouest-Morvan dans son cadre géologique : caractérisation géochimique, structurale et chronologique de mise en place. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XXVI, n° 5, p. 839-859, 3 fig., 1 tabl.
- CARRAT H.G. (1969) - Évolution de la granitisation et du volcanisme dans le Morvan. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), vol. XI, n° 4, p. 574-587, 6 fig., 6 tabl.
- CHABANEL A. (1975) - Le paléovolcanisme acide et les microgranites de Montreuil (NW Morvan). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris VI, 163 p., 47 fig., 12 tabl.
- CHABERT C., COUTURAUD A. (1986) - La Nièvre des grottes et des rivières souterraines. Document CAMOSINE.
- COGNÉ J. (1977) - La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Proposition pour une interprétation géodynamique globale. Colloque intern. CNRS, 268 (Paris) : « Écologie et géologie de l'Himalaya », p. 111-129.

- CORNET F.H., BURLET D. (1992) - Stress field determinations in France by hydraulic tests in boreholes. *J. Geophys. Res.*, vol. 97, p. 11829-11849.
- COUCHOT J.P., LHÉGU J., PAQUIER J. (1966) - Résultats d'ensemble de la prospection de la couverture secondaire du Morvan et du Charolais. Rapport BRGM-DRMM, 66 A.
- COUREL L. (1970) - Trias et Rhétien de la bordure nord et est du Massif central français. Modalités de la transgression mésozoïque. Thèse, Dijon, 3 vol.
- DEBRAND-PASSARD S. (1980-1982) - Le Jurassique supérieur du Berry (Sud du bassin de Paris). Mém. BRGM, n° 119, 226 p., 108 fig., 20 pl. photo, 13 pl. ann.
- DEBRAND-PASSARD S. (1995) - Mésozoïque et Cénozoïque du Sud du bassin de Paris. De Saint-Amand-Monrond à Provins par les vallées de la Loire et du Loing. Histoire géologique résumée. *Bull. inf. géol. bassin Paris*, vol. 32, n° 3, p. 15-25, 12 fig.
- DEBRAND-PASSARD S., GROS Y. (1980) - La fracturation de la Champagne berrichonne. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 22, n° 4, p. 647-653.
- DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S., LIENHARDT M.J. et coll. (1980) - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. BRGM, n° 125, 126.
- DEBRAND-PASSARD S., LEFAVRAIS RAYMOND A., CORNET J. (1990) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Clamecy (465). Orléans : BRGM, 43 p.
- DEBRAND-PASSARD S., GROS Y., LABLANCHE G., MENOT J.C., avec la collaboration de CLOZIER L., TOURENQ J. (1992a) - Âge, genèse et évolution du fossé de la Loire : nouvelle approche stratigraphique et structurale. *Bull. inf. géol. bassin Paris*, vol. 29, n° 4, p. 63-74.
- DEBRAND-PASSARD S., GROS Y., LABLANCHE G. (1992b) - L'énigme des buttes de Gron (Champagne berrichonne, Sud du bassin de Paris) : un piégeage de sédiments crétacés dans un graben d'âge liasique réactivé au Jurassique supérieur et à la fin de l'Éocène. *Bull. inf. géol. bassin Paris*, vol. 29, n° 4, p. 57-61, 3 fig.
- 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 h.-t.
- DELFOUR J., GUERROT C. (1997) - Âge viséen inférieur du microgranite de Picampoix (Nièvre). Contribution à l'étude du magmatisme carbonifère du Morvan. *Géologie de la France*, n° 2, p. 3-12.
- DELFOUR J., CLOZIER L., CORNET J., LABLANCHE G., FEYS R. (1995) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Lucenay-l'Évêque (524). Orléans : BRGM, 100 p. Carte géologique par J. Delfour, L. Clozier, J. Cornet, G. Lablanche, R. Feys (1995).

- DELFOUR J., ALABOUVETTE B., CORNET J. (1997) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Corbigny (496). Orléans : BRGM, 93 p. Carte géologique par J. Delfour, B. Alabouvette (1997).
- DELFOUR J., ISNARD P., LÉCUYER E., LEMIERE B., LHOE F., MOINE B., PIBOULE M., PICOT P., PLOQUIN A., TEGYEV M. (1984) - Étude du gîte de pyrite de Chizeuil (Saône-et-Loire) et de son environnement volcano-sédimentaire dévonien et dinantien. Documents BRGM, n° 73, 37 p., 20 fig., 2 tabl., 3 ann. (232 p.), 5 pl. h.-t.
- DUFOR E. (1985) - Granulite facies metamorphism and retrogressive evolution of the Monts du Lyonnais (Massif Central, France). *Lithos*, n° 18, p. 97-113, 5 fig., 10 tabl.
- DUTHOU J.L., CANTAGREL J.M., DIDIER J., VIALETTE Y. (1984) - Palaeozoic granitoids from the French Massif Central : age and origin studied by  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$  system. *Physics Earth Planet. Interiors*, 35, p. 131-144.
- EBRAY T. (1858) - Études géologiques sur le département de la Nièvre. Paris : Baillière, 372 p., 25 pl.
- FAURE M., BECQ-GIRAUDON J.F. (1991) - Sur la succession des épisodes extensifs au cours du désépaississement carbonifère du Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 316, sér. II, p. 967-973.
- FREYET P., LEROUGE G., LORENZ C., LORENZ J. (1986) - Intérêt de l'étude pluridisciplinaire d'une région ; stratigraphie, géologie structurale, géomorphologie, néotectonique, télédétection du Sud du bassin de Paris. *Bull. inf. géol. bassin Paris*, vol. 23, n° 2, p. 3-15.
- GARCIA J.P. (1992) - Les variations du niveau marin sur le bassin de Paris au Bathonien-Callovien : impact sur les communautés benthiques et sur l'évolution des ornithellidés (Terebratellidina). *Mém. géol. univ. Dijon*, n° 17, 310 p.
- GARCIA J.P., LAURIN B., SAMBET G. (1996) - Les associations de brachiopodes du Jurassique moyen du bassin de Paris. Une échelle biochronologique ponctuée de niveaux-repères pour la contrainte des corrélations séquentielles à haute résolution. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 167, n° 3, p. 435-451.
- GÉLY J.P., LORENZ C. (1991) - Analyse séquentielle de l'Éocène et de l'Oligocène du Bassin parisien. *Rev. Inst. fr. pétrole*, vol. 46, n° 6, p. 713-747.
- GÉLY J.P., LORENZ C., LORENZ J., OBERT D. (1992) - Faille de Sennely - faille du Cher : un grand accident subméri dien du Bassin parisien entre le bloc armoricain et le sous-bloc biturige. *Bull. inf. géol. bassin Paris*, vol. 29, n° 4, p. 27-38, 6 fig.
- GODARD G. (1990) - Découverte d'éclogites, de péridotites à spinelle et d'amphibolites à anorthite, spinelle et corindon dans le Morvan. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 310, sér. II, p. 227-232.

- 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.
- GUÉRIN R., MONNIER M. (1984) - Relation entre histoire structurale et volcanisme dans le complexe acide stéphano-permien du Morvan occidental (Blismes-Montreuil). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 299, sér. II, n° 1, p. 37-42.
- HÉRITIER F., VILLEMEN J. (1971) - Mise en évidence de la tectonique profonde du bassin de Paris par l'exploitation pétrolière. *Bull. BRGM* (2), 1, p. 11-30, 1 pl.
- HORON O., LEFAVRAIS-RAYMOND A., LABLANCHE G., MAUGENEST M.C., TRAUTMANN F., DUTILLET J., LANNEZ P., CARRAT H. (1986) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Château-Chinon (523). Orléans : BRGM. Notice explicative par H. Carrat, A. Lefavrais-Raymond, A. Bambier, (1985), 86 p.
- LABLANCHE G. (1992) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Nérondes (520). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Lablanche, D. Marchand, A. Lefavrais, S. Debrand-Passard, Y. Gros, P. Maget (1992), 44 p.
- LABLANCHE G. (1994) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Amand-Montrond (572). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Lablanche, D. Marchand, A. Lefavrais-Raymond, S. Debrand-Passard, Y. Gros, N. Debégliia, P. Maget, D. Lallier (1994), 81 p.
- LABLANCHE G., MARCHAND D., GARCIA J.P., DUBUGUET M. (1991) - Lithostratigraphie et structuration du sous-bloc biturige (Sud du bassin de Paris) au Dogger et au Malm. *Géologie de la France*, n° 2, p. 31-38, 3 fig.
- LABLANCHE G., LEFAVRAIS-RAYMOND A., DELANCE J.H. (1997) - Le Doméricien et le Toarcien basal au Nord du horst de Saint-Saulge (Nièvre). *Géologie de la France*, 2, p. 51-54.
- LA ROCHE H. (DE), STUSSI J.M., CHAURIS L. (1980) - Les granites à deux micas hercyniens français. Essai de cartographie et de corrélations géochimiques appuyés sur une banque de données. Implications pétrologiques et métallogéniques. *Sciences de la Terre*, Nancy, XXIV, 1, p. 5-121.
- LAUNAY (DE) (1895) - Le massif de Saint-Saulge et ses relations avec le houiller de Decize. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. VII, n° 46, p. 183-206.
- LE CALVEZ Y., LEFAVRAIS-RAYMOND A., LHÉGU J. (1969) - Le Morvan et le détroit morvano-vosgien au Trias et au Lias. *Bull. BRGM* (2), 1, 4, p. 1-48.
- LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.M., FLOC'H J.P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) - Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. V, n° 3, p. 605-618, 4 fig.

- LEFAVRAIS A., LHÉGU J. (1964) - Les résultats stratigraphiques et paléogéographiques des sondages effectués dans le Nivernais (campagne 1962-1963). Rapport BRGM-DRMM 64 A46, 99 p.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A., LHÉGU J., RENAUD L., SCOLARI G. (1965) - Contribution à l'étude géologique et métallogénique du Nivernais septentrional. *Bull. BRGM*, n° 2, p. 1-22, 11 fig.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A., ASTRUC J.G., GUILLOT P.L. (1990) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Figeac (858). Orléans : BRGM, 92 p.
- LEFORT F. (1896) - Failles et géogénie d'après les observations faites dans le Nivernais. Institut scientifique du Sacré-Coeur, Paray-le-Monial. Clermont-Ferrand : impr. Malleval, 257 p., 5 pl.
- LEISTEL J.M., GAGNY C. (1984) - Mise en évidence d'une fosse volcano-tectonique au Viséen supérieur dans le Nord-Est du Massif central français. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, vol. 25, fasc. 1, p. 19-31, 10 fig., 2 tabl.
- LEROUGE G. (1984) - Contribution à l'étude de la fracturation du Nord-Ouest du Massif central et du Sud du bassin de Paris (France). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Orléans, 20, 394 p.
- LEROUGE G., FREYTET P., LORENZ C., LORENZ J. (1986) - Proposition d'une chronologie des événements tectoniques, sédimentaires et morphologiques néogènes et quaternaires dans le Sud du bassin de Paris et le Nord-Ouest du Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 303, sér. II, n° 19, p. 1749-1752.
- LORENZ J., LORENZ C., BERGERAT F., BERNARD P., MENOT J.C. (1985) - Études structurales et sédimentologiques sur la couverture mésozoïque de la partie méridionale de l'anomalie magnétique du bassin de Paris ; rapports entre le sous-bloc biturige, le fossé de la Loire et le bloc bourguignon (G.P.F., 2, thème 2). Documents BRGM, n° 212, p. 137-149.
- LOUVRIER M., MARGAT J. (1983) - France : précipitations efficaces moyennes annuelles (1946-1976). Rapport BRGM 83 SGN 003 EAU, 40 p., 6 fig., 1 tabl. ann., 1 pl. h.-t.
- LUCOTTE G. (1978) - Les « Argiles à chailles » de la région de Nevers et de La Charité-sur-Loire. D.E.A., Dijon, 74 p., 1 pl.
- MAMET B. (1968) - Sur quelques microfaciès carbonifères du Morvan et du Forez. *Bull. BRGM*, sect. I, n° 2, p. 57-62, 2 fig.
- MÉGNIEU C. (éd.) (1980) - Synthèse géologique du bassin de Paris, Mém. BRGM, n° 101, 102.
- MÉNAGER M.T. (1983) - Expressions plutoniques et volcaniques du magmatisme acide du Bazois (Ouest Morvan). *Pétrographie - Géochimie - Étude des altérations et des fluides - Comparaisons entre les formations à l'affleurement et sous couverture*. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris VI, 262 p., 67 fig., 20 tabl.



- MENOT J.C., CLOZIER L., DEBRAND-PASSARD S., LABLANCHE G., LE NINDRE Y.M., INGARGIOLA J.F., ROY B. (1997) - Carte géol. France (1/50 000), feuille La Charité-sur-Loire (494). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.C. Menot *et al.* (1997), 107 p.
- MICHEL-LÉVY Alb. (1908) - Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 12, t. XVII, (1907-1908), 297 p., 51 fig., 7 pl.
- MICHEL-LÉVY Alb. (1926) - Les éruptions dacitiques et rhyolitiques de la fin des temps primaires dans le Morvan. *Bull. volcanique*, t. 6, p. 57-63.
- MONNIER M., STUSSI J.M. (1984) - Le bassin de Montreuillon (Nord Morvan) : éléments d'une association volcano-plutonique subalcaline hercynienne. Données géochimiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 298, sér. II, n° 14, p. 601-604, 3 fig., 1 tabl.
- MOUTERDE R. (1952) - Études sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et nord-est du Massif central français (thèse, 1951). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 236, 460 p., 14 pl., 7 tabl.
- ODIN G.S., ODIN C. (1990) - Échelle numérique des temps géologiques. *Géochronique*, n° 35.
- PERRAUDIN J.C. (1971) - Études géologiques sur le Nivernais, les formations bajociennes, les limites du Bathonien. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Dijon, 82 p., 4 pl.
- PETITFILS B. (1981) - Étude d'un système aquifère complexe dans les calcaires du Jurassique de la Nièvre. Aspect hydrodynamique, hydrochimique et géophysique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Orléans, 172 p., 58 fig., 19 tabl., 12 ann.
- PIN C. (1989) - Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne en Europe. Thèse État, Clermont-Ferrand.
- PLANCHAIS N. (1966) - Analyses polliniques en forêt de Prémery (Nièvre). *Bull. Assoc. fr. ét. Quaternaire*, n° 3, p. 180-190.
- RAT P. (1972) - Bourgogne-Morvan. Collection « Guides géologiques régionaux ». Paris : Masson, 174 p.
- ROLIN P., STUSSI J.M. (1991) - Décrochements intracrustaux et intrusions granitiques carbonifères dans le Morvan (Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 162, n° 1, p. 123-130.
- ROSSI P., CHÈVREMONT P. (1987) - Classification des associations magmatiques granitoïdes. *Géochronique*, n° 21, p. 14-18.
- SIMON-COINÇON R., THIRY M., DEBRAND-PASSARD S. (1995) - Les carrières de la Ferrolerie, Sainte-Gemme, *Bull. inf. géol. bassin Paris*, vol. 32, n° 4, p. 89-92, 4 fig.
- STUSSI J.M., LA ROCHE H. (DE) (1984) - Le magmatisme orogénique granitique de la chaîne varisque française. Typologie et répartition spatiale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 298, sér. II, n° 2, p. 43-48.

- SUPPLY J.P. (1985) - Géochronologie U/Pb des granites du Morvan et de leurs minéralisations uranifères associées. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier, 146 p.
- THIÉBLEMONT D., CABANIS B. (1990) - Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. VI, n° 1, p. 23-35.
- TRÉMOLIÈRES P. (1981) - Mécanismes de la déformation en zones de plateforme, méthode et application au bassin de Paris. Deuxième partie. *Rev. Inst. fr. pétrole*, vol. 36, n° 4, p. 579-593.
- VACHARD D. (1976) - Microfaciès et micro-organismes des calcaires viséens de Cussy-en-Morvan. *Bull. Soc. hist. nat. Autun*, n° 77, p. 15-22, 3 fig.
- VIALETTE Y. (1965) - Granitisation hercynienne dans le Massif central français. *Sciences de la Terre*, Nancy t. X, n° 3-4, p. 369-382.
- WEBER C. (1973) - Le socle antétriasique sous la partie sud du bassin de Paris. *Bull. BRGM* (2<sup>e</sup> sér.), sect. II, n° 3-4, p. 219-343, 61 fig., 13 tabl., 2 pl.
- WEBER K. (1984) - Variscan events : Early Palaeozoic continental rift, metamorphism and Late Palaeozoic crustal shortening. In D.H.W. Hutton, D.J. Sanderson (eds) : « Variscan tectonics of the North Atlantic region ». The Geological Society, p. 3-22, 7 fig.

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

Feuille *Nevers* : 1<sup>re</sup> édition (1894), par A. de Grossouvre, Busquet, de Launay.

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

Feuille *Clamecy* (1945), par Jodot et Lemoine.

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

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

**Carte du département de la Nièvre à 1/20 000**, par Bertera et Ebray (1862).

## DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES ET ANALYSES

A. Lefavrais (BRGM), D. Marchand, J.L.Dommergues (univ. Dijon), D. Contini (univ. Besançon) : ammonites.

J.H. Delance (univ. Dijon), J.P. Garcia (univ. Lyon), A. Boullier (univ. Besançon) : brachiopodes.

J. Thierry (univ. Dijon) : oursins.

D. Fauconnier, G. Farjanel (BRGM) : palynologie.

C. Bourdillon (BRGM) : foraminifères.

J. Riveline (univ. Paris-VI) : characées.

Y.M. Le Nindre, P. Marteau, D. Giot (BRGM) : pétrographie.

F. Pillard (BRGM) : argiles.

P. Jezéquel (BRGM) : minéralogie.

## AUTEURS

Cette notice a été rédigée par Gérard LABLANCHE, ingénieur géologue au BRGM (terrains mésozoïques et cénozoïques) et Jacques DELFOUR, ingénieur géologue aux BRGM (terrains paléozoïques et triasiques *pro parte*), avec la collaboration de :

- Andrée LEFAVRAIS-RAYMOND, ingénieur géologue, collaborateur de la Carte géologique (Lias moyen et supérieur) ;
- Didier MARCHAND, maître de conférences à la faculté des sciences de Dijon (Dogger) ;
- Geneviève FARJANEL, ingénieur géologue au BRGM (étude palynologique des tourbières) ;
- Serge DEBRAND-PASSARD, ingénieur géologue au BRGM (tectonique) ;
- Jacques CORNET, ingénieur géologue au BRGM (ressources en eau).

**Présentation au CCGF : 6 mai 1996.**

**Acceptation de la carte et de la notice : 6 décembre 1996.**

**Impression de la carte : 1998.**

**Impression de la notice : 1998.**

**ANNEXES**

## ANALYSES CHIMIQUES

### Roches : types pétrographiques et localisations

#### Granite

- PR221 (x = 685,250 ; y = 2240,675). Granite, bois de Saint-Franchy.  
PR379 (x = 687,350 ; y = 2248,400). Granite, Champallement.

#### Granophyre et roches filoniennes

- PR1A (x = 687,500 ; y = 2241,225). Granophyre, ancienne carrière, Forcy.  
PR1B (x = 687,500 ; y = 2241,225). Granophyre (rhyolite), ancienne carrière, Forcy.  
PR55 (x = 687,500 ; y = 2242,700). Microgranite, la Forgeotte.  
PR195 (x = 688,600 ; y = 2243,000). Granophyre, moulin d'Aron.  
PR208 (x = 688,600 ; y = 2242,500). Microgranite, forêt d'Aron.  
PR1C (x = 687,500 ; y = 2241,225). Lamprophyre, ancienne carrière, Forcy.

### Minéraux : types pétrographiques et localisations

- PR221 (x = 685,250 ; y = 2240,675). Biotite ; granite, bois de Saint-Franchy.  
PR379 (x = 687,350 ; y = 2248,400). Biotite ; granite, Champallement.  
PR196 (x = 688,250 ; y = 2242,500). Hornblende ; microgranite, bois d'Aron.  
PR203 (x = 688,650 ; y = 2242,850). Biotite ; granophyre, bois d'Aron.  
PR208 (x = 688,600 ; y = 2242,500). Biotite, hornblende ; microgranite, bois d'Aron.

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

Les minéraux ont été analysés sur la microsonde électronique du département Analyses du BRGM, Orléans.

## ANALYSES CHIMIQUES

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PFeu	Total
PR221	72,00	0,24	14,15	1,80	0,06	0,60	1,20	3,75	5,00	0,11	0,56	99,47
PR379	67,40	0,60	15,35	3,65	0,07	1,50	0,52	3,25	5,05	0,19	2,05	99,63
PR1A	73,60	0,17	14,00	1,05	0,03	0,20	0,48	3,40	5,20	0,17	1,20	99,50
PR1B	77,00	0,08	12,10	1,10	0,04	0,10	0,29	3,60	4,85	0,02	0,60	99,78
PR55	69,60	0,32	15,30	2,75	0,06	0,52	0,93	3,40	6,10	0,08	1,15	100,21
PR195	76,00	0,11	12,30	1,35	0,04	0,10	0,20	3,20	5,20	0,02	0,83	99,35
PR208	69,20	0,40	14,65	2,85	0,08	0,65	1,30	3,65	5,60	0,10	0,97	99,45
PR1C	60,90	0,95	15,85	5,15	0,06	4,45	0,28	0,10	6,05	0,07	5,25	99,11

### Majeurs en %

	V	Ni	Co	Sr	Rb	Ba	Zr	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd
PR221	21	40	7	172	240	712	109	17,5	10,8	31,5	68,1	7,3	29,2
PR379	62	47	10	248	245	1101	189	14,3	11,5	44,2	87,5	10,4	36,2
PR1A	5	27	2	76	334	338	65	15,4	10,2	18,3	35,2	4,2	16,5
PR1B	5	39	2	23	267	153	104	34,8	16	12,6	34,7	3,9	16,8
PR195	5	38	6	40	240	247	112	32,9	9,6	33,2	60,3	8,0	32,8
PR208	36	50	9	184	193	1137	286	30	19,6	76,3	138,6	16,9	61,1
PR1C	135	87	20	31	545	1235	282	59,6	14,2	84,0	64,8	20,3	80,4

	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Th	Ta	U
PR221	4,4	0,8	3,7	0,6	3,5	0,6	1,8	1,7	0,3	4,9	19,5	1,9	8,7
PR379	6,5	1,2	4,0	0,6	3,3	0,6	1,8	1,5	0,2	6,9	22,9	1,5	3,5
PR1A	3,6	0,5	2,7	0,5	2,7	0,5	1,5	1,3	0,2	2,5	9,6	2,2	6,4
PR1B	4,7	0,1	4,8	0,9	6,2	1,3	4,1	4,3	0,6	5,5	36,5	1,9	9,3
PR195	7,3	0,3	6,3	1,1	6,8	1,4	4,3	4,0	0,6	5,9	43,4	1,8	16,1
PR208	10,5	1,3	7,7	1,1	6,9	1,4	3,9	3,7	0,5	11,1	38,9	1,7	13,5
PR1C	16,9	1,9	16,0	2,3	12,9	2,5	6,7	5,7	0,8	10,7	32,8	1,6	17,0

### Traces en ppm

LOCALISATION DES SONDAGES

Numéro d'origine	Numéro d'archivage	Commune	Coordonnées Lambert		
			X	Y	Z
PY1	3-3	Parigny	683,550	259,350	220
CC1	3-8	Chevannes-Changy	684,150	255,150	230
CC2	3-9	Chevannes-Changy	683,480	254,490	220
CC3	3-4	Chevannes-Changy	683,800	258,400	225
CC4	3-5	Chevannes-Changy	683,700	257,100	240
CC5	3-6	Chevannes-Changy	683,900	256,100	245
CC6	3-7	Chevannes-Changy	684,100	255,300	245
CC7	3-10	Chevannes-Changy	684,500	253,900	220
CC8	3-11	Chevannes-Changy	684,600	253,000	230
CC9	3-12	Chevannes-Changy	684,600	252,200	240
CP1	3-13	Champlin	683,650	250,900	230
CP2	7-9	Champlin	684,400	248,600	270
CP3	7-8	Champlin	684,900	253,900	220
CP4	7-7	Champlin	684,650	250,500	250
MN1	7-10	Montenoison	684,400	247,750	298
MY1	7-11	Moussy	683,860	243,820	270
MY2	7-12	Moussy	684,040	243,900	288
MY3	7-13	Moussy	684,290	244,170	304
MY4	7-14	Moussy	684,140	2443,990	298
MY5	7-15	Moussy	684,800	244,320	311
MY6	7-16	Moussy	685,260	244,460	331
MY7	7-17	Moussy	686,380	243,050	340
MY8	7-18	Moussy	686,430	243,050	340
MY9	7-19	Moussy	686,450	243,050	340
SF1	7-20	Saint-Franchy	683,250	242,400	256
4W	8-1	Guipy	695,250	248,600	248,31
5W	8-1	Guipy	694,000	248,350	237,98
6W	8-3	Guipy	693,050	248,050	267,71
7W	8-4	Saint-Révérien	692,150	247,750	233,72
8W	8-5	Saint-Révérien	691,100	247,400	244,88
9W	8-6	Guipy	694,600	248,550	250,57
10W	8-7	Guipy	693,550	248,250	244,23
11W	8-8	Saint-Révérien	690,200	247,100	141,13
12W	8-9	Saint-Révérien	689,250	246,700	244,68
13W	7-1	Moussy	685,800	245,550	295,11
14W	8-10	Guipy	693,300	248,100	263,89
15W	8-11	Guipy	693,450	248,200	248,95
16W	8-12	Guipy	693,650	248,250	239,45
17W	8-13	Guipy	693,750	248,300	239,91
18W	8-14	Guipy	694,100	248,400	236,68
19W	8-15	Guipy	694,400	248,500	250,62
20W	8-16	Guipy	694,700	248,550	253,14
21W	8-17	Guipy	693,820	248,240	239,27
22W	8-18	Guipy	694,010	247,740	243,69
23W	8-19	Guipy	693,140	247,580	270,51
24W	8-20	Guipy	693,680	247,720	253,16
25W	8-21	Guipy	693,500	247,670	260,74
NIV33	8-22	Crux-la-Ville	689,150	240,900	279,00
NIV34	8-23	Guipy	693,880	247,980	250,01
NIV35	8-27	Guipy	693,770	247,950	254,45
NIV36	8-28	Guipy	693,680	247,920	254,90
NIV37	8-25	Guipy	694,010	248,050	244,25
NIV38	8-26	Guipy	693,960	248,160	242,28
NIV39	8-29	Guipy	693,920	248,140	246,54
NIV40	8-30	Guipy	693,900	248,380	236,82
NIV41	8-31	Guipy	693,870	248,370	237,44

*LOCALISATION DES SONDAGES (SUITE)*

NIV42	8-24	Vitré-Laché	689,250	243,900	310,00
NIV43	7-2	Saint-Révérien	688,300	246,450	305,00
NIV44	7-3	Moussy	685,000	245,250	325,00
NIV45	7-4	Moussy	684,000	244,900	280,00
NIV46	7-5	Saint-Révérien	688,500	246,600	285,00
NIV48	3-1	Bussy-la-Pesle	685,500	252,200	250,00
NIV51	8-32	Guipy	694,200	248,630	244,00
NIV52	8-32	Guipy	694,220	248,610	245,50
NIV53	8-34	Guipy	693,990	248,720	239,50
NIV54	8-35	Guipy	694,030	248,700	239,50
NIV55	8-36	Guipy	694,130	248,650	239,50
NIV56	8-37	Guipy	694,080	248,680	239,50



ÉTUDE PALYNOLOGIQUE DE LA TOURBIÈRE DU COURSIER

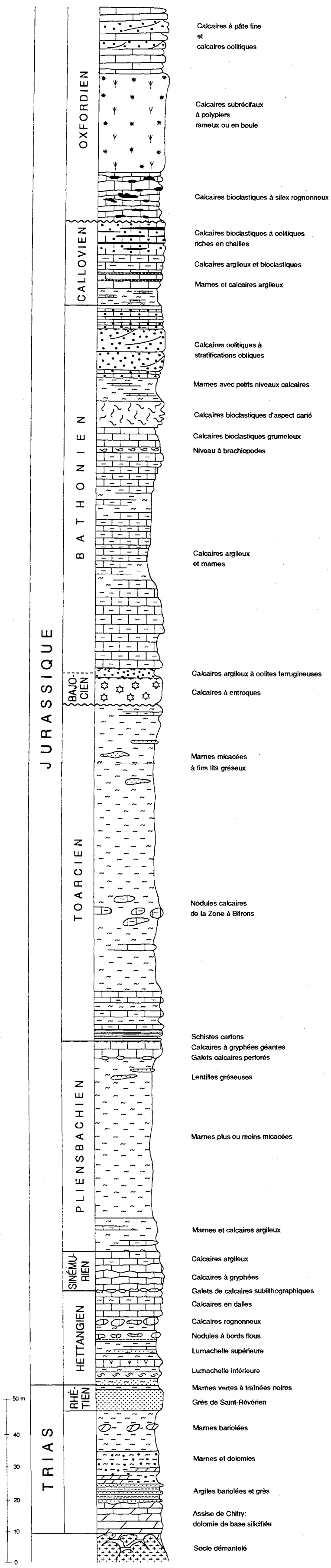
Profondeur	0,20 m	0,40 m	0,60 m	0,80 m	1,00 m	1,20 m	1,40 m
N° lame	27771	27772	27773	27774	27775	27776	27777
<b>GYMNOSPERMES</b>							
<i>Pinus silvestris</i>	p	p	p	p	1,6	p	p
<i>Abies</i>	p	p	p	p			p
<i>Tsuga</i>			p		p		
Cupressaceae			p	p			
<b>ANGIOSPERMES</b>							
<b>1 - Feuillus</b>							
<i>Corylus</i>	2,4	4	22,8	13,4	28,3	55,9	29,6
<i>Fagus</i>	11,1	16,3	11,6	22,6	3,4	4,2	4,6
<i>Alnus</i>	40,9	31,5	5,8	10,2	14,3	5,4	15,4
<i>Betula</i>	2,1	7,7	10,4	7,9	5,3	5,4	14,4
<i>Ulmus</i>	p	1,3	2	1,5	1,6	2,9	5,2
<i>Quercus</i>	4,8	9	10,4	8,3	8,9	8,7	9,2
<i>Tilia</i>	p		2,4	2	1,8	p	1,3
<i>Carpinus</i>	1,3	p	p	p	p	p	
<i>Salix</i>	p		1		p	p	p
<i>Acer</i>						p	
<b>2 - Arbustes et herbacées</b>							
Ericaceae					p		p
<i>Buxus</i>						p	
Gramineae	2,1	5,6	1,5	1,3	p	p	1,3
Chenopodiaceae		p	p				
Compositae liguliflorae		p	p	p	p		
Compositae tubuliflorae		p			p		
<i>Artemisia</i>							p
Umbelliferae		p			p	p	
Araliaceae						p	
<i>Knautia</i>		p	p	p	p		
<i>Lonicera</i>				p	p		
<i>Myriophyllum</i>			p				p
Cyperaceae		1,1	1,2	2	p	1,3	1,3
<i>Typha</i>		p	p				
Nymphaeaceae	p			p			p
<b>SPORES</b>							
Sphagnaceae	11,3	7	21,6	16,9	20,1	7,5	7,2
Osmundaceae	1,3	1,3	p	5,5	3,3	p	p
<i>Laevigatosporites haardii</i>	18,6	11,5	1,5	3,7	8,1	2,7	4,2
<i>Verrucatosporites favius</i>	p	p	p	p	p		p
<b>PLANCTON D'EAU DOUCE</b>							
Zygnemataceae	p					p	p
<i>Ovoidites</i>						p	
Nombre de pollens complés	369	440	583	715	1243	584	304

Tabl. I - Pourcentages exprimés par rapport à l'ensemble de la microflore (p = présence)

ÉTUDE PALYNOLOGIQUE DE LA TOURBIÈRE DU COURSIER  
(SUITE)

Profondeur	0,20 m	0,40 m	0,60 m	0,80 m	1,00 m	1,20 m	1,40 m
N° lame	27771	27772	27773	27774	27775	27776	27777
<b>GYMNOSPERMES</b>							
<i>Pinus silvestris</i>	p	p	1	1	2,5	p	p
<i>Abies</i>	p	p	p	p			p
<i>Tsuga</i>			p		p		
Cupressaceae			p	p			
<b>ANGIOSPERMES</b>							
<b>1 - Feuillus</b>							
<i>Corylus</i>	3,7	5,7	33,4	19,8	42,9	65,6	36,5
<i>Fagus</i>	17,2	23	17	33,5	5,2	5	5,6
<i>Alnus</i>	63,4	44,5	8,5	15,1	21,7	6,4	19,1
<i>Betula</i>	3,3	10,8	15,3	11,8	8,1	6,4	17,8
<i>Ulmus</i>	p	1,9	3	2,2	2,4	3,8	6,5
<i>Quercus</i>	7,5	12,8	15,3	12,4	13,5	10,2	11,3
<i>Tilia</i>	p		3,5	3,1	2,8	1	1,6
<i>Carpinus</i>	2,1	p	p	p	p	p	
<i>Salix</i>	p		1,5		p	p	p
<i>Acer</i>						p	
<b>2 - Arbustes et herbacées</b>							
Ericaceae					p		p
<i>Buxus</i>						p	
Gramineae	2,1	5,6	1,5	1,3	p	p	1,3
Chenopodiaceae		p	p				
Compositae linguliflorae		p	p	p	p		
Compositae tubuliflorae		p			p		
<i>Artemisia</i>							p
Umbelliferae		p			p	p	
Araliaceae						p	
<i>Knautia</i>		p	p	p	p		
<i>Lonicera</i>				p	p		
<i>Myriophyllum</i>			p				p
Cyperaceae		1,1	1,2	2	p	1,3	1,3
<i>Typha</i>		p	p				
Nymphaeaceae	p			p			p
<b>SPORES</b>							
Sphagnaceae	11,3	7	21,6	16,9	20,1	7,5	7,2
Osmundaceae	1,3	1,3	p	5,5	3,3	p	p
<i>Laevigatosporites haardti</i>	18,6	11,5	1,5	3,7	8,1	2,7	4,2
<i>Verrucatosporites favus</i>	p	p	p	p	p		p
<b>PLANCTON D'EAU DOUCE</b>							
Zygnemataceae	p					p	p
Ovoidites						p	
Nombre de pollens comptés	369	440	583	715	1243	584	304

Tabl. II - Pourcentage des arbres exprimé par rapport à la somme des arbres  
(p = présence)



COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE SYNTHÉTIQUE (TRIAS-JURASSIQUE)  
d'après les sondages et les levés de terrain