



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

# SAINT- SAULGE

## SAINT-SAULGE

par

J. ROGER, J. DELFOUR, F. QUESNEL,  
D. BONIJOLY, D. JAUFFRET,  
D. MARCHAND, F. GAUDRY

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

La Charité-sur-Loire	Prémery	Corbigny
Nevers	SAINT-SAULGE	Château Chinon
Sancoins	Decize	Fours

*Les utilisateurs de cette carte sont priés de faire connaître au Service géologique national (Secrétariat de la Carte géologique) les erreurs ou omissions qu'ils auront pu constater.*

*Il sera tenu compte de leurs observations dans la prochaine édition.*

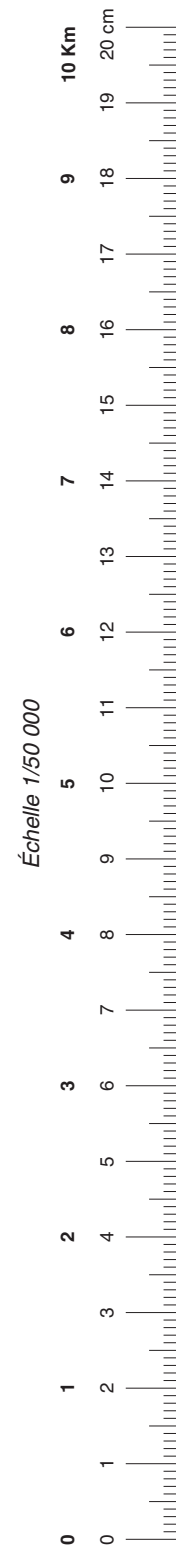
## COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

*Président* : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : J. DUBREUILH ;  
*Secrétaire Général* : D. JANJOU ; *Membres* : J.-P. BARBEY,  
T. BAUDIN, M. BRUNEL, J.-L. DURVILLE, M. FAURE,  
D. GRANDPERRIN, P. GUENNOG, F. GUILLOCHEAU,  
F. HANOT, P. LEDRU, J. LE MÉTOUR, J. MARCOUX,  
D. MARQUÉR, P. NEHLIG, P. ROSSI, J. THIERRY, D. VASLET,  
R. WYNS

Achévé d'imprimer par  
par OUDIN Imprimeur  
Poitiers (France)



Dépôt légal N° 1831  
Novembre 2006



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
SAINT-SAULGE À 1/50 000**

**par**

**J. ROGER, J. DELFOUR, F. QUESNEL, D. BONIJOLY,  
D. JAUFFRET, D. MARCHAND, F. GAUDRY**

**2006**

**BRGM Éditions  
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : ROGER J., DELFOUR J., QUESNEL F., GAUDRY F. (2006) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Saulge (522). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Roger, J. Delfour, F. Quesnel, D. Bonijoly, D. Jauffret, D. Marchand, F. Gaudry (2006), 138 p.

– *pour la notice* : ROGER J., DELFOUR J., QUESNEL F., BONIJOLY D., JAUFFRET D., MARCHAND D., GAUDRY F. (2006) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Saulge (522). Orléans : BRGM, 138 p. Carte géologique par J. Roger, J. Delfour, F. Quesnel, F. Gaudry (2006).

© BRGM, 2006. 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-10 : 2-7159-1522-5  
ISBN-13 : 978-2-7159-1522-0

## SOMMAIRE

<b>RÉSUMÉ</b>	7
<b>ABSTRACT</b>	9
<b>INTRODUCTION</b>	11
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	11
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION     DE LA CARTE</i>	13
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT     DE LA CARTE</i>	15
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	21
<i>ROCHES PLUTONIQUES ET SUBVOLCANIQUES     DU CARBONIFÈRE SUPÉRIEUR</i>	21
<i>ROCHES FILONIENNES DU PALÉOZOÏQUE</i>	30
<i>ROCHES FILONIENNES POST-PALÉOZOÏQUES     MÉSOZOÏQUE</i>	32
<i>CÉNOZOÏQUE</i>	33
<i>CÉNOZOÏQUE</i>	80
<b>CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</b>	90
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	90
<i>MÉSOZOÏQUE ET CÉNOZOÏQUE</i>	93
<i>PALÉOALTÉRATIONS SUCCESSIVES</i>	96
<b>FRACTURATION</b>	98
<i>LE HORST DE SAINT-SAULGE</i>	98
<i>LA COUVERTURE MÉSOZOÏQUE</i>	99
<i>LES PRINCIPALES DIRECTIONS TECTONIQUES</i>	99
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	101
<i>OROGENÈSE VARISQUE</i>	101
<i>ÉVÉNEMENTS MÉSOZOÏQUES</i>	103
<b>LES APPORTS DU LEVÉ DE LA FEUILLE SAINT-SAULGE     À 1/50 000</b>	105
<i>DOMAINE PALÉOZOÏQUE</i>	105
<i>DOMAINE MÉSOZOÏQUE</i>	106
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	107

<i>OCCUPATION DU SOL</i>	<b>107</b>
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	<b>107</b>
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	<b>116</b>
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	<b>116</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>118</b>
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	<b>118</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>121</b>
<i>DOCUMENTS CARTOGRAPHIQUES PARUS ET CONSULTÉS</i>	<b>132</b>
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	<b>133</b>
<b>AUTEURS</b>	<b>133</b>
<b>ANNEXES</b>	<b>135</b>
<i>ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES PLUTONIQUES ET FILONIENNES DU PALÉOZOÏQUE</i>	<b>135</b>
<i>ANALYSES DE MINÉRAUX</i>	<b>135</b>

### **LISTE DES FIGURES**

Fig. 1 - Situation géologique anté-Mésozoïque de la feuille Saint-Saulge dans la partie nord-est du Massif central	<b>12</b>
Fig. 2 - Distribution des roches éruptives paléozoïques du horst de Saint-Saulge dans le diagramme « P-Q » ou de « nomenclature »	<b>24</b>
Fig. 3 - Distribution des granites, microgranites et granophyres du horst de Saint-Saulge dans le diagramme A vs. B de F. Debon et P. Le Fort (1983, 1988)	<b>25</b>
Fig. 4 - Diagramme de Coryell-Winchester des lanthanides pour les granites, microgranites et granophyres	<b>26</b>
Fig. 5 - Position des biotites des granites, microgranites et granophyres dans le diagramme MgO-FeO(t)-Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> de P. Rossi et P. Chèvremont (1987)	<b>27</b>
Fig. 6 - Profil d'altération du socle granitique (d'après R. Wyns, 1999) sous les sédiments du Trias, détaillant les différents horizons depuis les allotérites jusqu'au granite sain, quelques 100 m plus bas	<b>34</b>
Fig. 7 - Localisation des sondages carottés réalisés par le BRGM (Lefavrais et Lhégu, 1964) et la SNEAP sur le pourtour du horst de Saint-Saulge	<b>38</b>
Fig. 8 - Logs corrélés des sondages NIV 47 et NIV 50 localisés dans la couverture, à la bordure orientale du horst de Saint-Saulge	<b>40</b>

Fig. 9 - Log diagraphique et découpage lithostratigraphique du sondage de Saint-Franchy (SF2) localisé sur la bordure occidentale du horst de Saint-Saulge	<b>hors-texte</b>
Fig. 10 - Coupe détaillée du Rhétien–Hettangien exposé en talus près de Rouy	<b>hors-texte</b>
Fig. 11 - Coupe de la Formation du Calcaire à entroques (Bajocien inférieur) exposé en falaise dans l'ancienne gare de Saint-Benin-d'Azy	<b>54</b>
Fig. 12 - Coupe du niveau à oolites ferrugineuses au passage Bajocien–Bathonien, exposée près de Bona	<b>60</b>
Fig. 13 - Log synthétique de la couverture mésozoïque exposée sur la feuille de Saint-Saulge	<b>64</b>
Fig. 14 - Évolution des paléooltérations de la région après le Jurassique : silicification des calcaires jurassiques, altération lessivante au Crétacé inférieur, transgression albienne, dépôt de la craie, altération donnant les RS, puis silicification donnant les silcrètes	<b>72</b>
Fig. 15 - Lithologie et minéralogie du sondage à la tarière S2 (Grands Bois de Sauvage, Beaumont-la-Ferrière)	<b>74</b>
Fig. 16 - Coupe géologique de la butte du Mont Migin à l'Est de Saint-Benin-d'Azy	<b>78</b>
Fig. 17 - Schéma des relations stratigraphiques entre les différentes paléooltérations et formations résiduelles du Sud-Est du bassin de Paris (Nivernais)	<b>82</b>
Fig. 18 - Coupe géologique dans une poche d'altérites argileuses à pisolites prise entre les Sables du Bourbonnais et les calcaires lacustres de l'Éocène supérieur à Oligocène	<b>86</b>
Fig. 19 - Discrimination géotectonique à l'aide du diagramme Zr vs. (Nb/Zr) <sub>n</sub> (Thiéblemont, Tegye, 1994) des roches magmatiques intermédiaires et acides (SiO <sub>2</sub> > 55 %) du horst de Saint-Saulge	<b>92</b>
Fig. 20 - Schéma illustrant le jeu relatif des 3 familles de fractures reconnues sur la carte Saint-Saulge	<b>100</b>

## LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Découpages lithostratigraphiques classiques (d'après les premiers travaux de T. Ebray et A. de Grossouvre <i>et al.</i> et la Synthèse du bassin de Paris, 1980) de la série de couverture Trias à Callovien dans le Nivernais à l'Est de la Loire	<b>18</b>
Tabl. 2 - Stations de jaugeage sur cours d'eau concernant la feuille Saint-Saulge	<b>108</b>



## RÉSUMÉ

Le territoire de la feuille Saint-Saulge se situe à la bordure sud du bassin de Paris, entre la Loire et le Morvan. Les plateaux calcaires du Nivernais constituent l'essentiel de sa morphologie. Ils sont interrompus, à l'Est, par la dépression du Bazois, qui recèle en son sein la structure majeure de cette carte : le horst de Saint-Saulge.

À l'exception de ce horst, armé par des terrains paléozoïques, la carte est essentiellement couverte par des terrains sédimentaires mésozoïques, accessoirement cénozoïques.

Les terrains paléozoïques du horst de Saint-Saulge sont constitués de granite porphyroïde recoupé par des filons de granophyre et de microgranite. Ils sont couverts localement par des placages d'arkoses et de grès partiellement silicifiés de la base du Mésozoïque (Trias).

Du Viséen inférieur au Namurien, des intrusions de granite subalcalin, de granite alumino-potassique et de leucogranite se mettent en place dans la série métamorphique anté-dévonienne et dans les dépôts volcano-sédimentaires dévono-dinantiens du faisceau du Morvan. Ces magmas, de fusion crustale, montent à travers la croûte continentale à la faveur de failles orientées NE-SW.

Les âges de mise en place des filons de microgranite et de granophyre sont incertains. Certains microgranites s'apparentent au granite encaissant, supposé mis en place au Viséen inférieur. Les granophyres présentent des compositions de leucogranite qui les rapprochent du magmatisme aluminopotassique d'âge namurien, mais aussi des manifestations volcaniques stéphano-permiennes de la caldeira de Blismes – Montreuillon située à l'Est du horst. Ce volcanisme subalcalin 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 des roches métamorphiques d'origine ignée et volcano-sédimentaire.

La couverture mésozoïque affleurante se compose, pour l'essentiel, de dépôts marins d'âge triasique à jurassique (Malm), le Crétacé étant mal représenté sur la feuille. Venant transgresser le socle hercynien altéré, les dépôts triasiques, de nature terrigène, sont vite relayés par les calcaires hettangiens, puis sinémuriens, à faciès de plate-forme. Du Pliensbachien jusqu'au Toarcien, l'accumulation de marnes marque l'approfondissement des milieux de dépôt et un changement des conditions de subsidence. Avec le Dogger, des plates-formes carbonatées sont réinstallées, sauf au passage Bajocien supérieur – Bathonien inférieur, où fonctionne un sillon marneux,

ouvert vers le Sud. Le Malm est très mal représenté sur la feuille, seulement connu (Oxfordien) dans son coin sud-ouest, à la limite avec la feuille Nevers.

Le Crétacé inférieur est caractérisé par une longue période d'émersion, largement responsable de l'érosion et de l'altération des dépôts du Malm et, aussi, de la formation des argiles à chailles qui couronnent les buttes, à l'Ouest du horst de Saint-Saulge et des gisements de fer sidérolithique qui leur sont associés. Il faut attendre l'Albien (Albo-Cénomaniens ?) pour que la région soit à nouveau inondée par la mer, même si, sur la carte, les témoins qui en apportent la preuve sont très ténus. La région est à nouveau exondée, au plus tôt dès le Campanien moyen, pour une longue période qui va couvrir la fin du Crétacé et le Paléogène. Les paléo-altérations imputables à cet épisode d'émersion se manifestent par la formation d'argiles à silex et le développement de silcrètes pédogénétiques.

Les dépôts tertiaires, liés à la distension alpine (Lutétien – Aquitanien), sont limités à des petits grabens remplis de marnes vertes et de calcaires lacustres ayant subi secondairement des silicifications (meulières), puis des altérations lessivantes (argiles rouges et ocre à meulières et, parfois, à petits pisolites de fer), d'ampleur bien moindre que celles du Crétacé inférieur et du Paléogène ayant généré les altérites à chailles et à silex. Les dépôts terrigènes les plus récents (Pliocène), riches en minéraux d'origine volcanique, originaires du Massif central, n'existent qu'au Sud-Ouest de la feuille ; ils se sont mis en place à la faveur des fossés tertiaires réactivés et préfigurent le système fluvial actuel.

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

## ABSTRACT

The Saint-Saulge map area, at the southern edge of the Paris Basin between the Loire and the Morvan, consists mainly of Nivernais limestone plateaux interrupted to the east by the Bazois depression in which we find the area's major structure – the Saint-Saulge horst. Apart from the horst, which is a Paleozoic inlier, the map area is underlain mostly by Mesozoic and some Cenozoic sedimentary deposits.

The Paleozoic Saint-Saulge horst, comprising porphyroid granite cut by dikes of granophyre and microgranite, is locally covered by sheets of partly silicified arkose and sandstone from the basal Mesozoic (Triassic).

The Paleozoic, from the Early Visean to Namurian, saw intrusions of subalkaline granite, alumino-potassic granite and leucogranite emplaced in the pre-Devonian succession and in the Devonian to Early Carboniferous (Dinantian) volcanosedimentary deposits of the Morvan belt. These crustal anatectic magmas rose through the continental crust along NE-SW faults.

The emplacement ages of the microgranite and granophyre dikes are uncertain. Some of the microgranite appears to be related to the country rock granite of assumed Early Visean age, and the granophyre has a leucogranite composition, which would tend to associate it with the Namurian alumino-potassic magmatism. However, the leucogranite composition is also similar to the Late Carboniferous (Stephanian) to Permian volcanic rocks of the Blismes – Montreuillon caldera to the east of the horst. This subalkaline volcanism was induced and controlled by Late Hercynian faults cutting the granite basement and enabling the ascension of lava from magmatic chambers generated in the continental crust through the melting of metamorphic rocks of igneous and volcanosedimentary origin.

The exposed Mesozoic cover rocks are mainly Triassic to Jurassic (Malm) marine deposits, the Cretaceous being poorly represented in the map area. They begin with terrigenous Triassic deposits on the weathered Hercynian basement that, through transgression, were rapidly followed by Hettangian and then Sinemurian shelf limestone. An accumulation of marl during the Pliensbachian to Toarcian marks a deepening of the depositional environment and a change in subsidence conditions. Carbonate shelf conditions returned during the Dogger, except for a marly trough open to the south during the Late Bajocian to Early Bathonian. The Malm is very poorly represented in the map area, being known only (Oxfordian) in the southwestern corner at the boundary with the Nevers map area.

The Early Cretaceous is characterized by a long period of emergence, largely responsible for the erosion and weathering of the Malm deposits and

also for the formation of the cherty clays capping the buttes to the west of the Saint-Saulge horst and for their associated Siderolithic iron deposits/pisolitic ferruginous deposits. It was not until the Albian (Albian-Cenomanian?) that the region was once again submerged by the sea, although the evidence within the map area is very tenuous. A long period of re-emergence began at the earliest during the Middle Campanian and continued through the end of the Cretaceous and the Paleogene. Paleoweathering attributable to this period is reflected in the formation of flint clays and the development of pedogenic silcrete.

Tertiary deposits, related to Alpine (Lutetian – Aquitanian) extension, are restricted to small grabens filled with green marl and lacustrine limestone that shows signs of secondary silicification (buhirstone) followed by weathering and leaching (red and ochre clay with buhirstone and, in places, small iron pisoliths). This weathering was much less intense than that of the Early Cretaceous and Paleogene which gave rise to chert- and flint-bearing alterite. The youngest terrigenous deposits (Pliocene), rich in minerals derived from the volcanic activity of the Massif Central, are found only in the southwest of the map area; they were deposited in reactivated Tertiary grabens that foreshadow the current river system.

The many faults cutting the Paleozoic basement and its Mesozoic cover reflect a reactivation of the Late Hercynian faults during the Mesozoic and Cenozoic due to tectonic stress induced by the Pyrenean and Alpine orogenies.

## INTRODUCTION

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE*

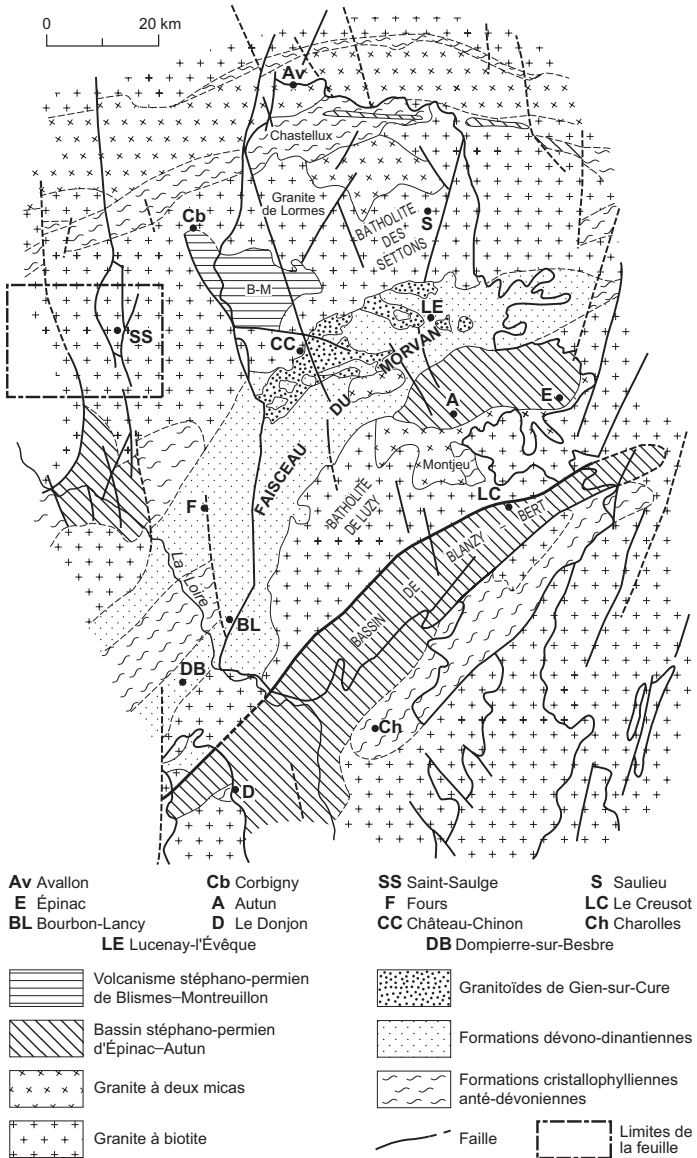
Le territoire de la feuille de Saint-Saulge, localisé à la bordure sud du bassin de Paris, s'appuie, à l'Est de la Loire, sur les reliefs du Nivernais qui viennent buter, dans le Bazois, contre le massif du Morvan.

Trait morphologique remarquable, donnant son nom à la carte, le horst de Saint-Saulge est situé entre les collines du Nivernais, à l'Ouest, et la dépression du Bazois, à l'Est. Cette structure forme une ligne subméridienne de reliefs dont l'altitude ne dépasse pas 403 m à l'Ouest de la ville de Saint-Saulge, là où le socle granitique est recouvert par la couche tabulaire des grès du Trias. Le relief offre une dissymétrie : au Sud de Saint-Saulge, la bordure occidentale est plus abrupte que sa retombée orientale ; cette disposition s'inverse au Nord, où les reliefs granitiques surplombent de 100 m les terrains sédimentaires du Bazois.

Dans la partie occidentale du massif, se développe une région largement boisée, coupée de vallons plus ou moins étroits où ont été installés des étangs. Dans la moitié orientale, plus abritée, se répartissent un habitat dispersé, l'agglomération de Saint-Saulge et quelques domaines d'exploitations agricoles.

La dépression du Bazois, comprise entre le horst de Saint-Saulge et le massif du Morvan, constitue un couloir de circulation privilégié (altitude moyenne 275 m), au relief peu marqué, à faibles dénivelés ; la nature marneuse et carbonatée des terrains sédimentaires liasiques, qui le composent, explique que cette région est largement exploitée par l'homme : les terrains les plus gras sont réservés à l'élevage, les plus carbonatés aux cultures vivrières (céréales, oléagineux). Cette dépression se prolonge au-delà de la terminaison sud du horst de Saint-Saulge (région de Rouy – Frasnay-Reugny – Tintury) par des terrains liasiques formant un vaste plateau favorable aux cultures, et dominé par quelques buttes (bois de Grand).

À l'Ouest du horst de Saint-Saulge, les terrains sédimentaires mésozoïques dessinent un ensemble de collines allongées (de direction NNW-SSE) délimitées par des coteaux à regard tourné vers l'Est. Ces reliefs, déterminés par la structuration des terrains, culminent à 444 m (dans le bois de Saint-Benin) et sont coiffés de forêts, en raison de la nature impropre aux cultures des argiles à chailles qui couronnent les dépôts carbonatés du Dogger – Malm. Plusieurs dépressions se distinguent dans cet ensemble, dessinant des secteurs favorables aux activités humaines : le couloir occidental bordier du horst de Saint-Saulge (Saint-Benin-des-Bois – Saxi-Bourdon), constitué de terrains liasiques (altitude



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, 1975) et d'après la synthèse géologique du Sud-Est de la France (Debrand-Passard *et al.*, 1984)

**Fig. 1 - Situation géologique anté-Mésozoïque de la feuille Saint-Saulge dans la partie nord-est du Massif central**

moyenne 300 m), et la dépression des Amognes (altitude moyenne autour de 300 m), comprise dans le périmètre Montigny-aux-Amognes – Ourouër – Saint-Sulpice – Saint-Benin-d’Azy – Saint-Jean-aux-Amognes, armée par des terrains marno-calcaires du Toarcien – Bathonien ; les terrains les plus argileux (marnes du Toarcien, marnes du Bajocien supérieur) étant réservés à embouche des veaux de la race charolaise, les autres aux cultures.

Deux petits grabens occupent les coins nord-ouest et sud-ouest de la feuille, accumulant les seuls dépôts tertiaires connus sur la feuille.

La région, très entaillée par l’érosion, est parcourue par un réseau hydrographique divergent : dans la partie occidentale de la feuille, les ruisseaux (ruisseau d’Heuille, ruisseau de Meulot, la Renèvre) entaillent les reliefs et s’écoulent, en direction de l’Ouest et du Sud-Ouest, vers la Nièvre ou son affluent la Nièvre d’Arzembouy ; au Nord-Ouest du horst de Saint-Saulge, le drainage apparaît inféodé au réseau des grands accidents NNW-SSE, la petite Nièvre ayant à contourner Prémery par le Nord, afin de se jeter dans la Nièvre d’Arzembouy ; au Nord-Est du horst de Saint-Saulge, le drainage s’effectue vers le Sud, par la rivière l’Aron, très en amont de son cours ; au Sud de la feuille, le drainage des eaux s’opère en direction du SSW, directement vers la Loire ou son affluent l’Aron.

La région couverte par la feuille Saint-Saulge appartient au département de la Nièvre.

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

### **Paléozoïque**

Les terrains paléozoïques, apparaissant dans le horst de Saint-Saulge, appartiennent au vaste domaine granitique identifié sous la couverture sédimentaire d’âge mésozoïque et cénozoïque du bassin de Paris (fig. 1). Ce domaine est limité à l’Ouest par la faille de Sancerre, contre le Bloc cadomien, et fait partie, comme le domaine gneissique de Chastellux, au Nord, et le faisceau dévono-dinantien, au Sud, du segment nord de la zone interne ou arverno-vosgienne de la Chaîne varisque (Autran *et al.*, 1980). À l’issue de la période éovarisque (Ledru *et al.*, 1989), allant du Silurien au Dévonien inférieur, l’évolution tectono-métamorphique de la zone interne aboutit, au Dévonien moyen, à la formation d’un socle métamorphique représenté par les séries de Chastellux et de Montjeu.

À la période médiovarisque, du Dévonien supérieur au Carbonifère moyen, alors que les chevauchements synmétamorphes se poursuivent au

Sud du Massif central (Cévennes par exemple), le socle métamorphique de la partie nord du Massif central est consolidé. Il constitue une nouvelle croûte continentale sur et dans laquelle se développe un magmatisme calco-alcalin en relation avec une zone de subduction à pendage sud. La série volcano-sédimentaire dévono-dinantienne, constituant le faisceau du Morvan, est recoupée par des intrusions de granites calco-alcalins (Settons *s.s.*), de granites alumino-potassiques (Lormes, Château-Chinon) puis, peralumineux (leucogranite de la Pierre-qui-Vire) (Carrat, 1969a).

Après la collision continentale, la période couvrant le Carbonifère moyen et supérieur correspond au réajustement isostatique de la chaîne soumise à une distension généralisée et à l'ouverture de bassins limniques contrôlés par des failles cassantes ou ductiles, dextres ou normales.

Les granites du horst de Saint-Saulge, qui se situent dans le prolongement de ceux du batholite des Settons, ont la particularité d'être recoupés par des filons subverticaux, d'orientation subméridienne, et de microgranite et granophyre. En l'absence de datations radiométriques de ces roches, on ne peut que proposer des hypothèses quant à leurs âges de mise en place. Les quelques microgranites reconnus peuvent être corrélés avec le granite à biotite d'âge viséen inférieur, par analogie avec le granite des Settons. Les granophyres, présentant une composition de leucogranite, peuvent être rapprochés du magmatisme alumino-potassique viséen supérieur – namurien ou être rattachés aux nombreux filons qui accompagnent l'activité volcanique qui s'est manifestée du Stéphanien B à l'Autunien dans le complexe de Blismes – Montreuilon, qui s'étend à 20 km à l'Est du horst de Saint-Saulge.

## Mésozoïque

La carte Saint-Saulge, localisée à la bordure méridionale du bassin de Paris, présente, en couverture sédimentaire du socle hercynien, une puissante série mésozoïque dont les termes les plus récents ne dépassent pas la base du Jurassique supérieur (Oxfordien), mis à part quelques témoins résiduels de sédiments marins du Crétacé supérieur.

Les dépôts terrigènes triasiques d'affinité continentale, affleurant sur et à la périphérie du horst de Saint-Saulge, marquent le début du cycle transgressif liasique sur le bâti hercynien pénéplané. Le socle hercynien est altéré sous les premiers dépôts triasiques, ces derniers bien souvent dolomités ou silicifiés. Les isaltérites (altérites avec une structure de la roche conservée) de granite et granophyre, présentent des faciès d'arène à la fois de plus en plus sableuse puis argileuse et de teinte de plus en plus lie-de-vin à violacée vers le haut. Vers le bas, ces arènes sont de moins en



moins meubles, jusqu'à recouper l'horizon fissuré. Les albitisations supergènes (Schmitt, 1986) sont également présentes sur le socle hercynien du horst de Saint-Saulge. Elles sont liées à cette paléosurface triasique à infraliasique dont la géométrie reste difficile à reconstituer.

Au-dessus des dépôts continentaux du Trias, les premiers faciès marins vrais sont datés du Rhétien, et sont mal représentés sur la carte ; pour cette raison ils ont été cartographiés avec l'Hettangien. Pendant le Lias, la région est l'objet d'une sédimentation marine, d'abord littorale, puis de plus en plus distale (Lotharingien à Toarcien). Après une lacune stratigraphique pendant l'intervalle : sommet du Toarcien – Aalénien, imputée à la phase tectonique mi-cimmérienne (Thiry-Bastien, 2002), la sédimentation marine reprend au Dogger, avec une brève interruption au Callovien supérieur, pour s'épanouir ensuite jusqu'à la fin du Malm. Sur la feuille Saint-Saulge, les termes les plus récents conservés sont datés de la base de l'Oxfordien supérieur. Après une longue période d'émersion (Crétacé inférieur), largement responsable de la formation des argiles à chailles – et des gisements en poches de fer sidérolithique associés – qui couronnent les buttes à l'Ouest du horst de Saint-Saulge, la région est à nouveau inondée par la mer à l'Albien, même si, sur la carte, les preuves qui en témoignent sont ténues. La région est ensuite à nouveau exondée, au plus tôt dès la fin du Campanien, pour une longue période qui va couvrir le Crétacé terminal et le Paléogène. Les paléoaaltérations imputables à cet épisode d'émersion se manifestent par la formation d'argiles à silex et le développement de silcrètes pédogénétiques. Les dépôts tertiaires, liés à la distension alpine (Lutétien – Aquitanien), sont limités à des petits grabens remplis de marnes vertes et de calcaires lacustres, ayant subi secondairement des silicifications (meulières), puis des altérations lessivantes (argiles rouge et ocre à meulières et parfois à petits pisolites de fer) d'ampleur bien moindre que celles qui ont affecté le Crétacé inférieur et le Paléogène et qui ont généré les altérites à chailles et à silex. Les dépôts terrigènes les plus récents (Pliocène), riches en minéraux d'origine volcanique originaires du Massif central, n'existent qu'au Sud-Ouest de la feuille, et se sont mis en place à la faveur des fossés tertiaires réactivés ; ils préfigurent le système fluvial actuel qui en occupe les aires d'extension (Loire).

#### *TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE*

Les premières études géologiques concernant la région datent de 1858, avec la publication des travaux de T. Ebray sur le département de la Nièvre, et 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 de Nevers, par de Grossouvre, Busquet et de Launay (1894), sont posées les bases des principales divisions géologiques de la région.

### Paléozoïque

Pour ce qui concerne les terrains paléozoïques, la réimpression de la 2<sup>e</sup> édition, en 1969, de la feuille Nevers à 1/80 000, attribue une grande extension aux microgranites à faciès micropegmatitique et sphérolitique, identiques à ceux du bassin de Blismes – Montreuillon (feuille Château-Chinon à 1/80 000) et que traversent quelques rares filons de rhyolite et de trachyandésite à faciès lamprophyrique. Le granite forme le soubassement du horst ; il est surmonté d'une 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 à l'échelle du 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 – Montreuillon et son encaissant granitique.

Les premiers travaux (Michel-Lévy, 1908, 1926) attribuent au Westphalien – Stéphanien les filons et coulées de rhyolites de Montreuillon. Cet âge est remis en question par H.-G. Carrat (1969a), puis par A. Chabanel (1975) qui les datent du Viséen. Dans l'édition de la feuille Château-Chinon à 1/50 000, H.-G. 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 anté-triasique 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 du batholite des Settons et plus particulièrement des granites de Lormes et de Château-Chinon ;
- les rhyolites de Montreuillon (*s.l.*) présentent une extension subcirculaire qui ne dépasse 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, la COGEMA (Carpena *et al.*, 1984 ; Monnier et Stussi, 1984 ; Guérin et Monnier, 1984) a déterminé, sous les volcanites acides de Blismes et de Montreuillon, une caldeira ou dépression volcano-tectonique de forme ovale (10 ~ 15 km) qui s'étend depuis Baye, à l'WNW, jusqu'au réservoir de Pannecière, à l'ESE (feuille Corbigny).

Générée par une phase de compression dans laquelle la direction d'étirement maximum, orientée NW-SE au Stéphanien B et C, suivie d'une phase où l'étirement devient NNE-SSW au Permien, l'évolution structurale de la caldeira a été contrôlée par des failles orientées NW-SE, N-S et NE-SW, le long desquelles 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 la COGEMA dans le socle du Bazois ont fait l'objet d'une étude pétrographique et géochimique (Ménager, 1983). Dans ces sondages et sous la couverture triasico-liasique, entre 60 et 100 m de profondeur, le socle paléozoïque est constitué de granite cataclaté (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 (Valette, 1965) ont indiqué des âges carbonifères s'étendant de 335 à 295 Ma. Plus précisément, le leucogranite de Pierre-qui-Vire est daté par la même méthode à  $323 \pm 4$  Ma ( $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0,7110 \pm 15$ ) (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 (de) *et al.*, 1980 ; Stussi et La Roche (de), 1984), P. Rolin et J.M. Stussi (1991) considèrent que l'essentiel des intrusions de granites subalcalins (les Settons, Gien-sur-Cure) et alumino-potassiques (Lormes et Pierre-qui-Vire) est contrôlé par des failles orientées 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 stéphano-permien de Blismes – Montreuillon, a permis de reconsidérer la succession des principales venues microgranitiques du Paléozoïque du Morvan (Delfour et Guerrot, 1997).

Ebray, 1858 ; Grossouvre (de) et al., 1894-1945-1969			Synthèse du bassin de Paris (collectif, 1980)		
Époques	Étages	Découpage lithostratigraphique	Découpage lithostratigraphique	Étages	Époques
DOGGER	Callovien	Calcaire marneux à rognons siliceux Marnes à oolites ferrugineuses	Calcaires marneux Marnes azoïques Oolites ferrugineuses	Callovien inférieur	DOGGER
	Bathonien supérieur (Bradfordien)	Calcaire suboolitique Marnes blanchâtres Calcaires à entroques	Calcaires crinoïdiques, oolitiques, calcaires argileux	Bathonien supérieur	
	Bathonien inférieur (Vésulien)	Marnes et calcaires argileux à pholadomyes Oolites ferrugineuses	Calcaires marneux à pholadomyes	Bathonien moyen-inf.	
				Marnes et calcaires marneux à oolites ferrugineuses	
	Bajocien	Argiles bleuâtres (Terre à foulon)	Calcaires à entroques	Bajocien supérieur	
Oolites ferrugineuses - Calcaire à entroques		Bajocien inf. et moyen			
			Aalénien supérieur		
		Lacune	Aalénien inférieur Toarcien supérieur		
LIAS	Lias supérieur	Marnes supraliasiques : argiles bleues	Argiles noires micacées, parfois sableuses Schistes carton	Toarcien inférieur et moyen	LIAS
	Lias moyen	Calcaires à gryphées ( <i>G. cymbium</i> )	Calcaires à gryphées géantes	Domérien supérieur	
		Marnes micacées jaunes azoïques	Marnes micacées	Domérien inférieur	
		Alternances de marnes / calcaires marneux fossilifères	Marnes et calcaires à bélemnites	Carixien	
	Lias inférieur : Sinémurien	Calcaire à gryphées arquées	Calcaires marneux à ammonites Calcaire à gryphées arquées	Sinémurien	
	Infralias : Hettangien	Calcaire infraliasique	"Foie de veau" - Lumachelle	Hettangien	
Grès infraliasiques		Grès - sables kaoliniques	Rhétien		
TRIAS	Keuper	Marnes irisées Arkoses	Marnes bariolées dolomitiques Trias gréseux	Keuper	TRIAS

**Tableau 1 - Découpages lithostratigraphiques classiques (d'après les premiers travaux de T. Ebray et A. de Grossouvre et al. et la Synthèse du bassin de Paris, 1980) de la série de couverture Trias à Callovien dans le Nivernais à l'Est de la Loire**

## Mésozoïque

Pour ce qui intéresse les terrains de couverture mésozoïque, après les travaux pionniers de la fin du XIX<sup>e</sup> siècle, qui ont établi les bases de la lithostratigraphie régionale (tabl. 1), R. Mouterde (1953), dans sa thèse, a apporté des éclaircissements décisifs quant à la stratigraphie des terrains sédimentaires de l'intervalle Lias – Bajocien, enrichis par les travaux sur le Trias – Lias de Y. Le Calvez *et al.* (1960) publiés dans le cadre du colloque sur le Lias français et ceux de A. Lefavrais et J. Lhégu (1964), A. Lefavrais-Raymond *et al.* (1965), Couchot *et al.* (1965) publiés sous forme de rapports BRGM. Entrepris dans le cadre de campagnes de reconnaissance par forage des indices miniers dans le Trias – Lias de la bordure ouest du Morvan, ces travaux ont été synthétisés dans une note de Y. Le Calvez *et al.* (1969).

Pour ce qui concerne le Trias, L. Courel (1970) a réactualisé dans sa thèse les données sur le Trias, y compris le Rhétien, de la bordure nord du Massif central. Dans le même temps, les formations bajociennes du Nivernais ont fait l'objet de la thèse de J.-C. Perraudin (1971). Synthétisant les données collectées lors des sondages miniers du BRGM, dans les années 60, et ceux réalisés par la SNEA(P), en 1974-1975, M. Bois (1978) a précisé le découpage lithostratigraphique du Lias, et éclairé la paléogéographie des dépôts, à la périphérie du horst de Saint-Saulge.

La synthèse géologique du bassin de Paris, ouvrage collectif coordonné par M. Mégnien (1980a), présente une très utile vision globale de la série mésozoïque exposée dans le Nivernais (tabl. 1), sous les signatures de L. Courel (Trias), R. Mouterde et H. Tintant (Lias), J. Thierry (Dogger).

Plusieurs articles ont par la suite apporté des éclaircissements intéressants certains aspects stratigraphiques régionaux : J.-H. Delance *et al.* (1979) pour la stratigraphie du Bathonien – Callovien inférieur de la région de Saint-Benin-d'Azy, D. Zany *et al.* (1995) pour la biostratigraphie et la stratigraphie séquentielle du Bajocien supérieur – Bathonien inférieur dans le Nivernais, G. Lablanche *et al.* (1997) pour le passage Domérien – Toarcien basal au Nord du horst de Saint-Saulge et, plus récemment, P. Thiry-Bastien (2002), pour la stratigraphie séquentielle des calcaires bajociens de l'Est de la France.

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

- pour les formations du Paléozoïque, par J. Delfour (BRGM), en 1987 ;
- pour les formations triasique et jurassique, par J. Roger, aidé de F. Gaudry, entre 1998 et 2001 ;

- pour les formations crétacées, cénozoïques et les altérites par F. Quesnel et J. Roger, de 2001 à 2003 ;
- pour les formations alluviales et dépôts quaternaires associés, par J. Roger.

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

Les études pétrographiques en lames minces ont été complétées par des analyses de roches (éléments majeurs et en traces) et de minéraux (à la microsonde électronique), permettant une meilleure interprétation des caractères géochimiques des roches.

Les données concernant la localisation, les caractères lithologiques et structuraux et résumant les 820 observations faites sur les affleurements de roches paléozoïques et certains de roches mésozoïques, ont été saisies sur le terrain à l'aide d'un micro-ordinateur de poche puis versées dans une base de données informatisée (SGBD sur PC). Celle-ci peut donc être consultée et complétée. Une base de données géoréférencées a également été réalisée à l'aide du logiciel « ArcView » pour les affleurements d'altérites sur socle et Jurassique, de Crétacé résiduel et de silcrètes pédogénétiques (300 points d'observation).

Dans le domaine de la couverture sédimentaire, souvent mal affleurante et réduite à une géologie de pierre volante, les levers ont imposé de multiplier les points d'observation et de ratisser largement champs et forêts, aidés en cela par le recours à des stagiaires universitaires d'été, à qui les auteurs manifestent leur gratitude, tant pour leur contribution que pour leur enthousiasme : David Landry étudiant à l'Université de Dijon, Sophie Leleu de Strasbourg, Julien Fournier de Bordeaux, Frédéric Gaudry de Dijon et Alexis Binet de Dijon.

Cette recherche a permis de collecter un très grand nombre de macrofaunes fossiles : ammonites, brachiopodes et autres mollusques, dont les meilleurs exemplaires sont conservés à l'Université de Dijon et ont fait l'objet de détermination par des spécialistes de Dijon :

- ammonites du Lias : J.-L. Dommergues (directeur de recherche, CNRS Dijon et UMR 5561) ;
- ammonites de l'Aalénien-Callovien : D. Marchand (maître de conférence, université Dijon et UMR 5561), J. Thierry (professeur, université Dijon et UMR 5561) ;
- brachiopodes du Lias : J.-H. Delance (université Dijon et UMR 5561) ;

- brachiopodes du Dogger : J.-P. Garcia (professeur, centre des Sciences de la Terre, Dijon) ;
- oursins du Crétacé : T. Saucède (université Joseph Fourier, Grenoble).

Les principaux faciès carbonatés ont fait l'objet d'études pétrographique et micropaléontologique sur lames minces (C. Bourdillon, Société Eradata, et J. Roger, BRGM) ; les foraminifères des poudres de silex crétacés résiduels ont été étudiés par C. Bourdillon ; des études palynologiques (D. Fauconnier, BRGM) et de la nannoflore (M. Bonnemaïson) ont porté sur les séries marneuses (Lias surtout, plus accessoirement Dogger).

En complément, des sondages de reconnaissance à la tarière, peu profonds, ont permis de documenter la géologie des secteurs boisés ou très mal affleurants.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### *ROCHES PLUTONIQUES ET SUBVOLCANIQUES DU CARBONIFÈRE SUPÉRIEUR*

$\rho\gamma^3$ . **Granite porphyroïde subalcalin, à biotite et rares amphiboles.** Le granite porphyroïde constitue la roche la plus abondante du horst de Saint-Saulge. Plus facilement affecté par l'altération météorique que les granophyres et souvent masqué par les éboulis de ces derniers, le granite affleure mal, souvent sous un faciès arénisé, voire des arènes plus ou moins démantelées et remaniées. L'importance du granite est probablement sous-estimée en regard des intrusions granophyriques.

Le granite est plus largement répandu dans la partie nord du horst, dans les alentours de Saint-Franchy et du bois de Crux. Le faciès le plus commun se présente sous forme d'une roche rosâtre à rougeâtre, suivant le degré d'altération météorique, gris quand il est frais. La texture porphyrique du granite est soulignée par la présence de mégacristaux de feldspath potassique, maclé Carlsbad, dont la taille varie d'une localité à l'autre, entre 1 et 4 cm. Ces phénocristaux sont plus ou moins abondants, parfois assez dispersés dans une roche grenue (2 à 5 mm), parfois plus densément groupés. Les phénocristaux de feldspath potassique ne présentent pas d'orientation préférentielle. Cependant, la discontinuité et la mauvaise qualité des affleurements ne permettent pas de généraliser cette absence d'orientation. Le fond de la roche est fait d'un assemblage de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase et de biotite. Le quartz est xénomorphe. Le plagioclase, oligoclase, est sub-automorphe, un peu zoné (andésine). La biotite est rougeâtre, avec des inclusions de zircon, plus rarement un peu chloritisée. Accessoirement, on note la présence d'apatites ainsi que de l'épidote secondaire. La hornblende

verte est présente aux côtés de la biotite dans le granite des environs de Saint-Franchy (SG 447).

Des veines d'aplite de quelques décimètres de puissance, parcourent le granite sans présenter de direction privilégiée. Dans la montée de la D38, entre la Thionnerie et le carrefour de la route de Saint-Franchy, on peut voir, en bord de route et dans les anciennes carrières, l'extension du granite et ses relations avec les filons de granophyres. Seules les deux carrières les plus larges sont ouvertes sur un filon puissant de granophyre et les multiples petites carrières marquent les passages de filons plus petits dans un granite porphyroïde largement présent.

À 1 km au NNW de Saint-Franchy, quelques affleurements rocheux sont constitués d'un granite cataclaté, où les minéraux, y compris les phénocristaux de feldspath potassique, sont orientés suivant la direction N70°E et pentés à 60-80° Sud. Ce même type de granite cataclaté selon cette même direction se retrouve à la limite entre le bois de Saint-Franchy et le bois de Crux. Au microscope, le quartz est un peu granulé, à extinction roulante, l'oligoclase présente des macles tordues, la biotite est kinkée ou même a tendance à cloisonner les autres minéraux.

Dans le reste du horst, granite et granophyre sont en proportions à peu près égales, alternant en bandes subméridiennes de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres de large et plusieurs kilomètres de long. Dans la partie médiane et la partie sud du horst, le granite perd de sa texture porphyroïde et est remplacé par une roche grise à grain de 1 à 3 mm, assez riche en biotite.

Dans le chaos rocheux provoquant l'étranglement du cours de la Canne, à Goulneau, le granite gris contient des enclaves sombres, ovoïdes (environ 20 cm) de roche à grain plus fin.

Dans les bois de Rouy et leurs abords, le granite peu porphyroïde, gris rougeâtre, est constitué de cristaux xénomorphes de quartz et de feldspath potassique (certains à texture poecilitique), de cristaux sub-automorphes d'oligoclase zoné, de biotite fraîche à inclusions de zircon (SG 359). De la chlorite et de l'épidote secondaire apparaissent en bordure de fissures ou de fines bandes mylonitiques (carrière de granulats de Rouy).

Le faible nombre d'analyses chimiques faites sur les roches et sur les biotites permettent néanmoins de distinguer quelques types de granites et leurs extensions géographiques.

Le granite à biotite et amphibole de Saint-Franchy (SG 447), une monzonite quartzifère selon la classification de F. Debon et P. Le Fort



(1988), (fig. 2), est modérément acide ( $\text{SiO}_2 = 61,40\%$ ), relativement riche en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  et  $\text{CaO}$  (annexe 1). L'indice d'aluminosité  $A/\text{CNK} = 0,99$  place cette roche dans le champ faiblement métalumineux. Comparé aux granites du Morvan (fig. 3), celui-ci se démarque nettement des granites alumineux, de type Lormes ou Château-Chinon et se montre proche du granite de Gien-sur-Cure ou « Vieux granite » (Ménager, 1983) daté 345 Ma (Supply, 1985).

Le granite prélevé au Nord de Saint-Saulge, du Berle (SG 84), qui se classe dans le champ des adamellites (fig. 2), est plus siliceux ( $\text{SiO}_2 = 69,40$ ) et plus pauvre en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  et  $\text{CaO}$ , les teneurs en  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$  restant semblables à celle du granite de Saint-Franchy (annexe 1). Comme ce dernier, il est faiblement métalumineux ( $A/\text{CNK} = 0,99$ ). Il pourrait apparaître comme une fin de lignée cafémique se terminant dans le champ du granite de Lormes.

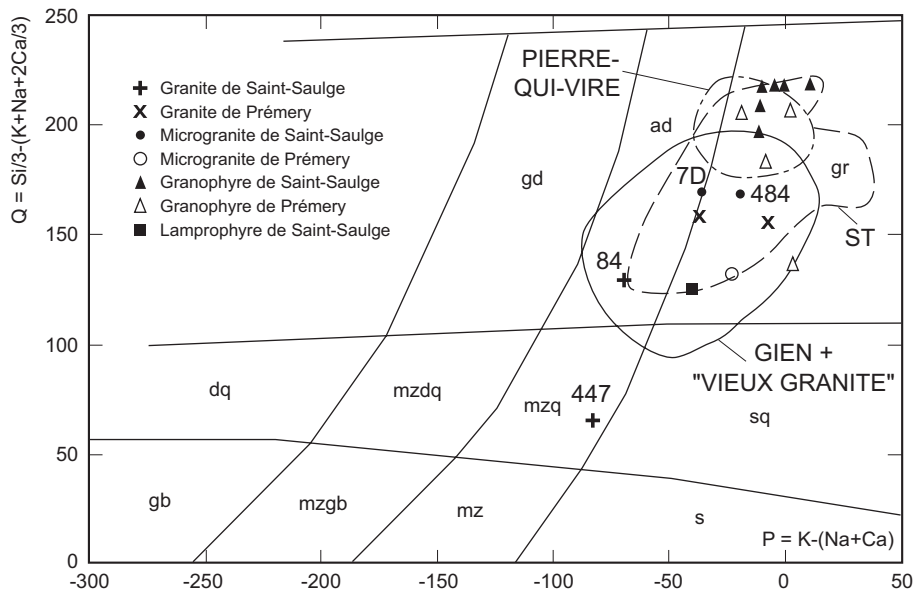
Ces deux mêmes granites ont des spectres de terres rares très semblables (fig. 4), caractérisés par une faible anomalie en europium, un profil des terres rares lourdes relativement plat et un fractionnement des terres rares légères, les rapports  $\text{La}/\text{Yb}$  étant respectivement de 27,7 et 18,7.

Les biotites, présentes dans les différents échantillons de granite, ont été analysées à la microsonde électronique. Leurs compositions en  $\text{FeO(t)}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{MgO}$  (fig. 5) montrent des variations qui reflètent très probablement l'existence, dans le horst de Saint-Saulge, de plusieurs types de granites.

Les biotites du granite de Saint-Franchy (SG 447) se répartissent dans le champ de l'association subalcaline magnésio-potassique qui est celle occupée par les biotites du granite porphyroïde de Luzy (Donzeau *et al.*, 2001) ou de Grury (Carrat, 1987).

Seules les biotites de deux granites de la partie sud du horst de Saint-Saulge, celui du Moulin Neuf (SG 221) et celui de Saxi-Bourdon (SG 359) ont été analysées. Les compositions en  $\text{FeOt}$ ,  $\text{MgO}$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  les placent respectivement dans l'association calco-alcaline et à la limite avec celle alumino-potassique de type Guéret. Ces résultats soulignent l'appartenance de ces roches à la lignée peralumineuse qui est celle présentée par la plupart des granites du Nord-Morvan : granites de Lormes, de Château-Chinon, des Settons (Delfour *et al.*, 1997).

Les granites sont découpés par un réseau de diaclases dont les directions dominantes sont  $\text{N}175^\circ\text{E}$  et  $\text{N}70^\circ\text{E}$  et une subordonnée  $\text{N}145^\circ\text{E}$ . Ce réseau est relativement dense, les diaclases étant espacées de quelques centimètres ou décimètres. Ces trois directions se retrouvent à plus grande échelle dans le réseau de fractures qui donne sa structure actuelle au horst de Saint-Saulge.



Les abréviations sont les suivantes :

- gb = gabbro (basalte)
- mzgb = monzogabbro (latibasalte)
- mz = monzonite (latite)
- s = syénite (trachyte)
- dq = diorite quartzifère (andésite quartzifère)
- mzdq = monzodiorite quartzifère (latiandésite quartzifère)
- mzq = monzonite quartzifère (latite quartzifère)
- sq = syénite quartzifère (trachyte quartzifère)
- to = tonalite (dacite)
- gd = granodiorite (rhyodacite)
- ad = adamellite (dellenite)
- gr = granite (rhyolite)

(Sources : analyses roches éruptives de Prémery, Lablanche et Delfour, 1998)

ST = Champ des granites du batholite des Settons (Settons s.s., Planchez, Vauclaux, Lormes, Château-Chinon)

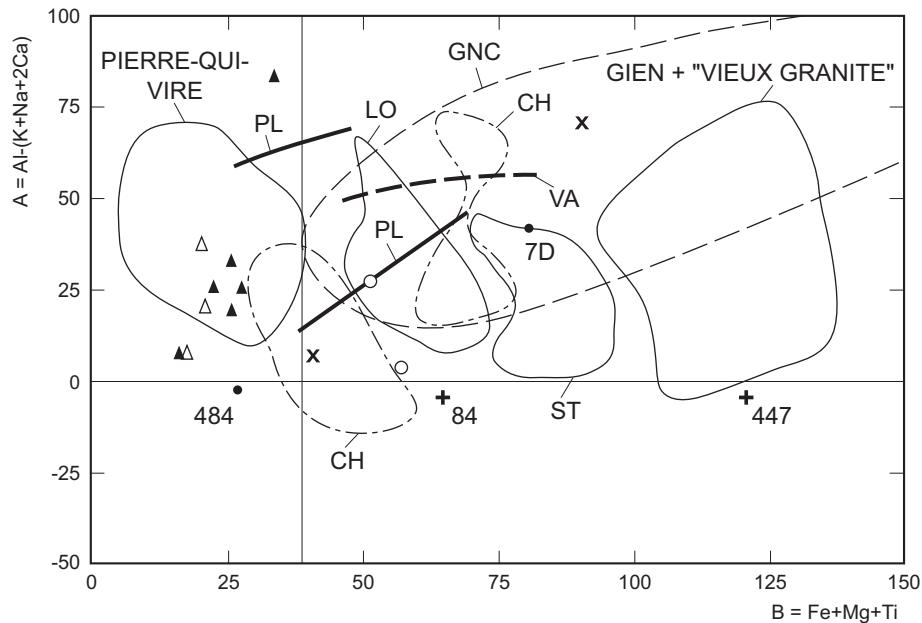
PQV = Champ du leucogranite de la Pierre-qui-Vire

G+VG = Champ des granites de Gien-sur-Cure et "Vieux granite"

(Sources : Carrat, 1969 ; Ménager, 1983 ; Delfour et al., 1993)

**Fig. 2 - Distribution des roches éruptives paléozoïques du horst de Saint-Saulge dans le diagramme « P-Q » ou de « nomenclature »**

Ce diagramme (de La Roche, 1964) utilise deux paramètres : l'un (P) représente les proportions relatives de feldspath potassique (K, en positif sur l'axe des abscisses) et de plagioclase ( $-(Na+Ca)$ , en négatif sur l'axe des abscisses), l'autre (Q) représente la silice non liée aux feldspaths ; il est proportionnel à la quantité de quartz dans la roche. Si, K, Na et Ca représentent des quantités cationiques (millications ou mille atome-gramme pour 100 g de roche ou de minéral). Les champs délimités pour les différents types de roche plutonique ou volcanique sont tirés de F. Debon et P. Le Fort (1988).



A > 0 = domaine peralumineux  
 A < 0 = domaine métalumineux  
 B > 0 et < 38,8 = leucogranitoïdes

Champs de référence :  
 mêmes sources que la figure 2

GNC = Gneiss et anatectites de Chastellux

G-VG = granites et granophyres  
 de Gien-sur-Cure et "Vieux granite"

ST = Settons s.s.

CH = Château-Chinon

LO = Lormes

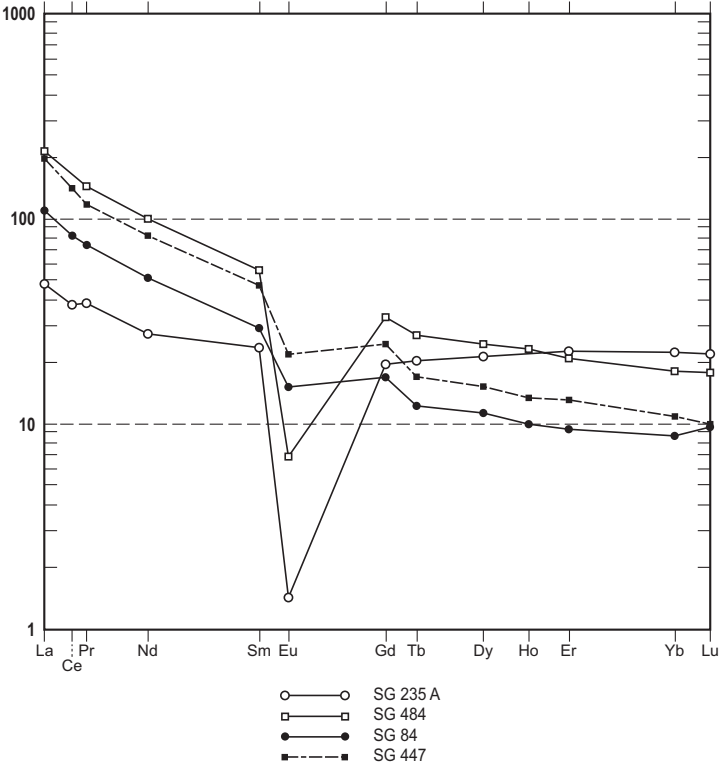
VA = Vauclaix

PL = Planchez

PQV = Pierre-qui-Vire

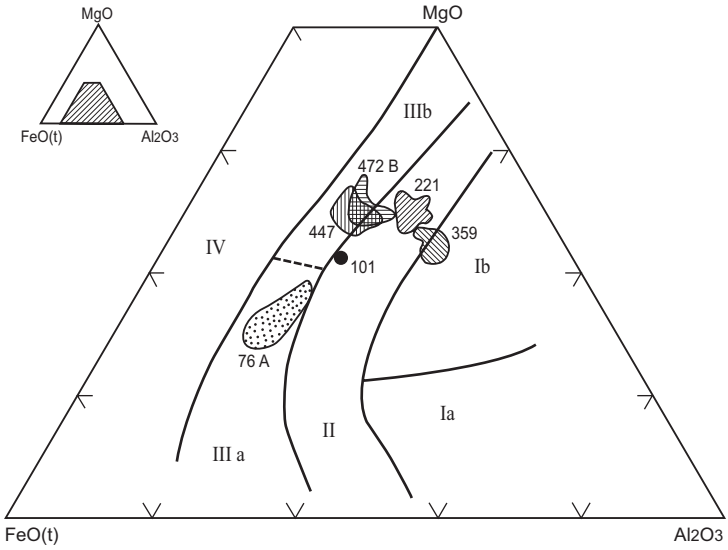
Mêmes symboles que la figure 2

Fig. 3 - Distribution des granites, microgranites et granophyres du horst de Saint-Saulge dans le diagramme A vs. B de F. Debon et P. Le Fort (1983, 1988)



(Nature et localisation des échantillons en annexe)

**Fig. 4 - Diagramme de Coryell-Winchester des lanthanides pour les granites, microgranites et granophyres**



- Ia association aluminopotassique de type Limousin
- Ib association aluminopotassique de type Guéret
- II association calco-alcaline
- IIIa association subalkaline ferro-potassique
- IIIb association subalkaline magnésio-potassique
- IV association alcaline

*(Nature et localisation des échantillons en annexe)*

**Fig. 5 - Position des biotites des granites, microgranites et granophyres dans le diagramme MgO-FeO(t)-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de P. Rossi et P. Chèvremont (1987)**

Isolés au milieu des sédiments mésozoïques, les granites et les granophyres du horst de Saint-Saulge, pour lesquels on ne possède pas de datation isotopique, ne sont pas directement corrélables avec les granitoïdes du socle paléozoïque du Morvan. Les sondages réalisés par le Commissariat à l'Énergie Atomique (CEA) dans la partie orientale du Bazois et étudiés en détail par M.-T. Ménager (1983) offrent des relais et des éléments de comparaison avec les granites les plus proches : de Lormes, de Château-Chinon et de Gien-sur-Cure :

- granites alumino-potassiques de la partie nord du horst de Saint-Saulge = granite de Lormes à enclaves de gneiss du sondage BAZ 27 = granite de Lormes de la feuille Corbigny (Delfour *et al.*, 1997) contenant, dans sa bordure nord, des enclaves de gneiss, avant son contact avec l'Unité des gneiss et anatectites de Chastellux ;
- granites métalumineux du centre du horst de Saint-Saulge = « Vieux granite » ou de Gien-sur-Cure sous nappe de microgranite des sondages BAZ 3 et 12 à 15 = axe de la caldeira de Blimes – Montreuillon et à l'Est de celle-ci granite de Gien-sur-Cure ;
- granites alumino-potassiques de la partie sud du horst de Saint-Saulge = granite de Château-Chinon dans les sondages BAZ 6, 7, 33, bordé au Sud par le « Vieux granite » (BAZ 8) = granite de Château-Chinon.

Le socle granitique du horst de Saint-Saulge, situé dans le prolongement occidental du batholite des Settons, présente, comme ce dernier, une composition hétérogène où coexistent des granites subalcalins monzonitiques considérés, sur le plan régional, comme d'âge viséen inférieur et des granites alumino-potassiques d'âge viséen supérieur – namurien inférieur possible. Seul un échantillonnage systématique des matériaux non altérés permettrait de délimiter les diverses entités magmatiques présentes au sein du horst de Saint-Saulge.

**μγρ. Granophyre.** Les granophyres sont des roches finement grenues et porphyriques, de couleur rose saumon, rose, rouge à rouge brique et parfois violacé. Ils forment de nombreux filons sécants dans le granite, dont les puissances varient de quelques mètres ou dizaines de mètres pour les filons observés sur le terrain, à plusieurs centaines de mètres sur le plan cartographique. Cependant dans ce dernier cas il est possible que l'on soit en présence d'essaims de filons se recoupant mutuellement et laissant peu de place au granite encaissant.

Les directions des filons coïncident approximativement avec l'allongement subméridien du horst de Saint-Saulge. Toutefois, les filons sont orientés N20°E dans la partie nord du horst, N-S dans la partie centrale et s'infléchissent N160°E dans la partie sud.

Les filons de granophyre sont généralement très redressés, subverticaux. La texture de la roche varie suivant la position dans la caisse filonienne. Les différents faciès pétrographiques qui en résultent, s'étendent depuis des roches aphyriques très rubanées ou « rhyolite », dans les quelques décimètres formant la bordure du filon, jusqu'à des granophyres assez grenus et porphyriques dans la partie centrale de la caisse.

Le faciès le plus commun est caractérisé par un fond ou une mésostase granophyrique, c'est-à-dire une association symplectique de cristaux de quartz à texture graphique et de feldspath, plus ou moins grossièrement grenue. Ce fond contient en abondance variable des phénocristaux automorphes ou subautomorphes de quartz « corrodés », d'oligoclase zoné, plus ou moins altéré et pigmenté, de feldspath potassique et de la biotite peu abondante, partiellement transformée en chlorite et minéraux opaques ferro-titanés. Des gerbes de muscovite sont souvent 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.

Les granophyres analysés ont des compositions chimiques de granites (fig. 2, annexe 1) relativement homogènes, riches en  $\text{SiO}_2$  (72 % à 77 %) et  $\text{K}_2\text{O}$  (4,59 % à 5,16 %). Leur caractère peralumineux est bien marqué, A/CNK variant de 1,03 à 1,39. Cette homogénéité se retrouve dans leur répartition dans le champ des leucogranites (fig. 3) qui coïncide avec celle des leucogranites à deux micas du Morvan (Pierre-qui-Vire, Mesvres, Folin). Le faciès le plus acide (SG 235A) est le plus pauvre en Fe, Mg et Ca, et son spectre des terres rares (fig. 4) présente un faible fractionnement des terres rares légères, une forte anomalie négative en europium et un profil plat des terres rares lourdes, le rapport La/Yb étant égal à 3,32. Les teneurs en Sr, Ba, Zr et La sont basses.

Parmi les échantillons de granophyre, deux (SG 76A et 101) contiennent des biotites susceptibles d'être analysées à la microsonde électronique. Celles-ci ont des compositions assez proches : association calco-alkaline à subalkaline ferro-potassique (fig. 5).

La présence de muscovite, la composition chimique de leucogranite et la disposition en filons verticaux subméridiens dans le bâti granitique suggèrent une mise en place lors d'une phase de distension stéphanienne.

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 : subméridienne, N110-120°E et N140-160°E.

## ROCHES FILONIENNES DU PALÉOZOÏQUE

Les roches filoniennes, microgranites, granophyres et lamprophyres recourent les deux générations de granites. Si les microgranites peuvent se rattacher à cette phase magmatique majeure marquée par les intrusions de granite monzonitique et alumino-potassique, les granophyres par leur composition leucogranitique et leur mode de mise en place s'inscrivent dans l'épisode de distension stéphanienne qui initie le volcano-plutonisme stéphano-permien de la caldeira de Blismes – Montreuilon (Carpena *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.

**μγ. Microgranite.** Les quelques filons de microgranite observés dans la partie nord du horst, dans le bois de Crux, et au Nord de Saint-Saulge sont orientés NNW-SSE ou NE-SW, où leur puissance atteint une centaine de mètres.

Ils se distinguent des granophyres par leur couleur gris-rose à grise et par l'abondance et la taille des phénocristaux de feldspath potassique maclé Carlsbad pouvant atteindre 2 ~ 3 cm ; les phénocristaux de quartz et d'oligoclase sont aussi présents ; la biotite est souvent chloritisée. Le fond de la roche est une fine association symplectique de quartz et de feldspath, souvent felsitique ou sphérolitique. On note la présence d'allanite rouge, zonée (SG 926 : x = 686,325 ; y = 2 239,400 ; SG 43A : x = 686,625 ; y = 2 239,600 ; SG 484 : x = 686,950 ; y = 2 238,250).

Les deux microgranites (fig. 2) analysés, SG 484 et SG 7D (annexe 1), présentent des compositions différentes et pourraient appartenir à deux venues distinctes.

Le microgranite du bois de Saint-Franchy (SG 484) est encaissé dans le granite porphyroïde.

C'est une roche porphyrique, à petits phénocristaux de quartz et de feldspaths de 3 à 4 mm dans un fond de couleur violacée finement cristallisé. L'étude microscopique montre des phénocristaux subautomorphes de quartz « corrodés » (à lacunes de croissance) et de feldspath potassique, pœcilitique (inclusions d'oligoclase) maclés Carlsbad, des phénocristaux d'oligoclase zonés, partiellement altérés, des phénocristaux de Fe-Mg hornblende (analyse microsonde) et de la biotite un peu chloritisée ; le fond est une association symplectique de quartz et de feldspaths avec de fines lamelles de biotite. C'est une roche riche en SiO<sub>2</sub> (74 %) et K<sub>2</sub>O (5,35 %) ; elle contient un peu de fer mais est pauvre en magnésium et en calcium. L'indice A/CNK = 0,99 le rapproche des granites



de type Lormes ou Settons (fig. 3). Comparé aux granites de Saint-Franchy et du Berle, elle présente des teneurs approximativement quatre fois plus faibles en baryum et six fois plus faibles en strontium.

Les teneurs en terres rares sont supérieures à celles des granites à biotite, des granites à deux micas (Delfour *et al.*, 1997) et des granophyres, et peuvent être en relation avec la présence fréquente de cristaux d'allanite. Le spectre des terres rares (fig. 4) présente une forte anomalie en europium et un fractionnement des terres rares légères plus marqué que celui des terres rares lourdes, le rapport La/Yb étant de 16,34.

Le microgranite de la carrière de Bourras (SG 7D) est une roche rose à grain fin formant un filon vertical, de plusieurs mètres de puissance, orienté N90°E et sécant dans le granophyre avec lequel il est en contact par l'intermédiaire d'une zone broyée. En lame mince, il est constitué de phénocristaux sub- à automorphes de quartz « corrodés » et d'oligoclase partiellement altéré, auréolés par une association symplectique quartzo-feldspathique ; la biotite en phénocristaux est altérée en chlorite bleue et minéraux ferro-titanés ; le fond est une fine cristallisation micropegmatitique de quartz, plagioclase et feldspath potassique diffus.

C'est une roche modérément acide ( $\text{SiO}_2 = 68,2\%$ ) qui se situe à la limite des champs granite-adamellite (fig. 2) et dans le domaine des granites alumino-potassiques de Lormes et des Settons (fig. 3) avec un indice d'aluminosité  $A/CNK = 1,17$ .

Les biotites fraîches analysées dans le microgranite du bois de Crux (SG 472B) se rapportent à l'association subalcaline magnésio-potassique, comme celles du granite encaissant (fig. 5).

**v. Lamprophyre.** Les lamprophyres forment des filons subverticaux de quelques décimètres à quelques mètres de puissance dont les directions sont généralement N-S à NW-SE. On ne les observe bien qu'à la faveur d'entailles artificielles : carrière de granulats de Bourras où ils recoupent les granophyres, fossé de la route dans la montée de la D38, entre la Thionnerie et le carrefour de la route de Crux, virage à la sortie nord-ouest de Saint-Saulge où ils sont intrusifs dans le granite porphyroïde.

Dans la carrière des Bourras, le filon vertical de lamprophyre, épais de 2 à 3 m, est orienté N140°E et recoupe le granophyre. Localement, la caisse filonienne a rejoué, créant une brèche tectonique emballant des fragments de lamprophyre et de granophyre.

Ce sont des roches de couleur vert foncé prenant une teinte brunâtre par altération superficielle. Au microscope (SG 7F), la roche est finement

grenue, à texture microlitique ou doléritique. Les microlites de feldspaths sont altérés en carbonates, le quartz est moyennement abondant, le feldspath potassique est interstitiel et diffus. La biotite est abondante, présente en fines lamelles décolorées. Quelques reliques de phénocristaux d'un minéral ferromagnésien sont envahies de carbonate ainsi que de possibles amygdales.

La teneur en  $\text{SiO}_2$  (54,90 %) place cette roche parmi les andésites basaltiques. Elle est riche en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (6,70 %),  $\text{MgO}$  (6,5 %) et  $\text{K}_2\text{O}$  (3,7 %). Sa composition de shoshonite dans le diagramme de Mackensie et Chappel la rattache au volcanisme stéphanien (Delfour *et al.*, 1993 ; Chèvremont *et al.*, 1999).

### *ROCHES FILONIENNES POST-PALÉOZOÏQUES*

**Q. Brèche tectonique hypersiliceuse (BTH).** Quelques minces filons de quartz accompagnent la faille bordière occidentale au NNW de Saint-Franchy (500 m à l'Est des Badières) et au WSW de Rouy. Le quartz est blanc et à structure bréchique, rubanée et géodique, et contient un peu de barytine. On retrouve un bloc de ce quartz filonien, teinté en gris près du calvaire le long de la D38, à proximité d'une faille entre granite et granophyre.

D'autres affleurements exposent des blocs et dalles de brèche tectonique dont la matrice est identique à ces quartz filoniens. Les éléments, de taille comprise entre 0,5 et 10 cm, sont composés de granite et granophyre rose, et aussi, souvent, d'arkose triasique silicifiée. La matrice est siliceuse grise plus ou moins translucide et à structure parfois rubanée et géodique. Cette pâte grise siliceuse envahit clairement la matrice « mastic » des éléments d'arkose silicifiée.

Sans prétendre à une revue exhaustive de leurs occurrences, on trouve de telles BTH :

- sur plusieurs dizaines de mètres carrés en sommet de versant au niveau de la Pierre du Sacrifice, dans les bois, à environ 3 km au Sud-Ouest de Saint-Saulge ( $x = 687,630$  ;  $y = 2\ 233,570$ ) ;
- à environ 1 km au NNE de ce point, plus bas dans le même versant, au niveau d'une tranchée ONF, au Sud de la route ( $x = 687,850$  ;  $y = 2\ 234,340$ ) ;
- au Nord du Moulin du Bois, dans le versant est de la forêt de Saint-Martin ( $x = 686,505$  ;  $y = 2\ 235,500$ ).

Ces trois affleurements se situent à proximité immédiate de failles (telles que cartographiées par J. Delfour) affectant le socle hercynien et le Trias. Le fait de retrouver des éléments d'arkose triasique silicifiée dans ces

brèches tectoniques implique, pour les brèches et probablement aussi pour les failles, un rejeu fini- ou post-triasique.

### MÉSOZOÏQUE

#### **Remarque sur les altérations du socle hercynien du horst de Saint-Saulge**

Les granites et granophyres sont la plupart du temps très altérés et n'affleurent que rarement à l'état sain. Ces altérites n'ont pas été cartographiées en raison du faible nombre d'affleurements (forêt) et aussi du nombre réduit de sondages à la tarière mécanique. Néanmoins, leur présence quasi systématique et leur épaisseur non négligeable (10 à 30 m, voire 40 m) rendent nécessaire leur description. Elles se présentent sous la forme d'arène dont la structure originelle est parfois préservée (isaltérite), mais le plus souvent détruite (allotérite), voire localement sous forme d'argiles d'altération très évoluées, teintées en gris clair, mauve ou lie-de-vin, présentes sous les reliques de Trias silicifié. Sur le horst de Saint-Saulge, comme sur la plupart des socles granitiques non ou peu structurés, ces altérites recouvrent systématiquement le granite ou le granophyre par l'intermédiaire d'un horizon « fissuré » (fig. 6 ; Wyns, 1999), c'est-à-dire à débit en bancs ou lames séparées par des fissures (sub)horizontales dont la fréquence varie selon la lithologie de la roche mère, mais diminue toujours avec la profondeur. Un horizon « feuilleté » sépare les arènes meubles de cet horizon fissuré : il est constitué de petites lames centimétriques de granite plus sain, séparées par des fissures (sub)horizontales très rapprochées, donnant ce débit feuilleté caractéristique.

Les coupes les plus significatives de tels profils d'altération développés sur le socle sont décrites ci-après :

– dans la carrière du bois de Bourras ( $x = 688,400$  ;  $y = 2\,232,675$ ), à la fois sur le granite et le granophyre, traversés par des fractures obliques, on observe une isaltérite rousse (sable grossier argileux) où les minéraux de la roche mère sont encore visibles, quoique altérés (feldspaths kaolinisés, pulvérulents et blancs). Dans cette arène, certains passages sont plus argilisés et de teinte plus violacée. De petites failles et diaclases obliques sont tapissées d'enduits kaoliniques blancs, parfois rose et vert, et d'oxydes noirs. Certaines stries, montrant un jeu normal, y sont visibles localement. Au sein de l'arène, une enclave de roche grenue et sombre montre également une auréole d'altération brun kaki. Quelques « chicots » un peu plus durs émergent de ce manteau d'arène rousse : il s'agit d'une zone de passage de l'horizon fissuré à l'horizon feuilleté. En bas de la carrière, l'horizon fissuré affleure au niveau de quelques « dos de baleine ». Dans cette carrière, le sommet du profil est à 312 m, géométriquement dans le

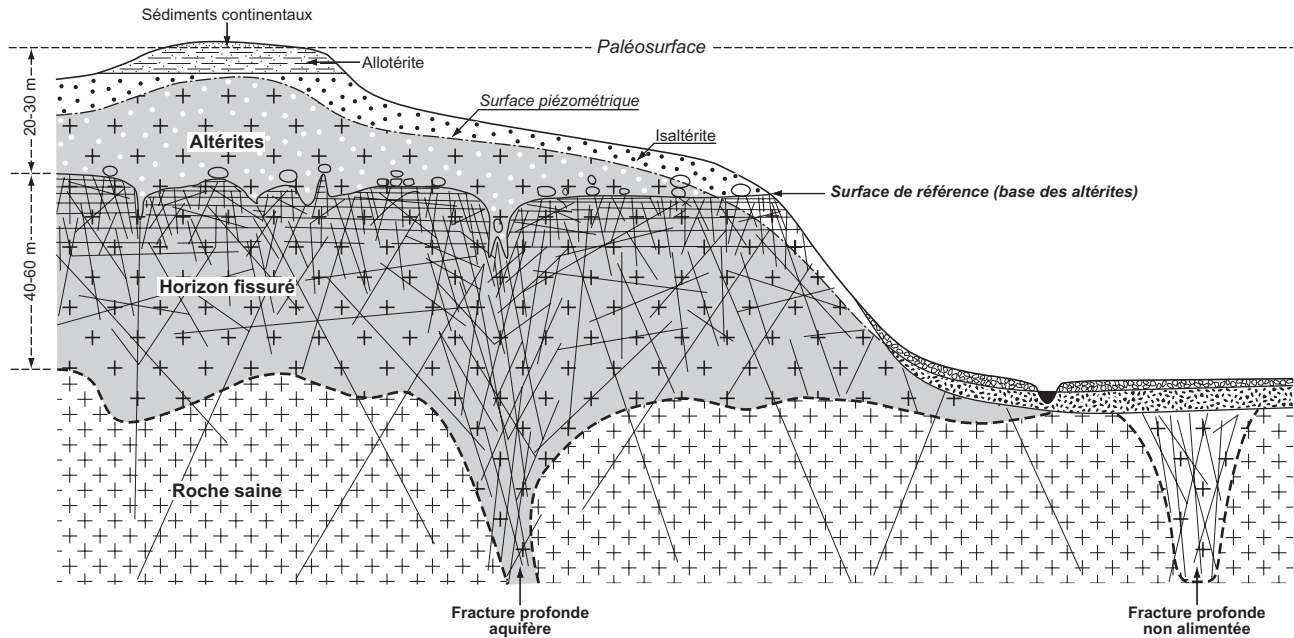


Fig. 6 - Profil d'altération du socle granitique (d'après R. Wyns, 1999) sous les sédiments du Trias, détaillant les différents horizons depuis les allotérites jusqu'au granite sain, quelques 100 m plus bas

plan de la surface triasique ; la base des arènes (= sommet de l'horizon fissuré) est à environ 295 m, ce qui donne une épaisseur de 17 m ;

– dans la petite carrière ONF entre Saint-Franchy et Saint-Martin ( $x = 686,120$  ;  $y = 2\,237,390$ ), entre 345 et 355 m, on observe sur 4 à 5 m la base d'une isaltérite (sable grossier argileux) rose orangé, à bandes horizontales décolorées (passées plus sableuses), puis, en dessous, un horizon feuilleté de 5 cm d'épaisseur, puis, à la base, sur 4 à 5 m, également le sommet de l'horizon fissuré avec une fréquence de 10 à 70 cm entre les fissures horizontales. Là aussi, des fractures obliques découpent l'arène et l'horizon fissuré ;

– au Sud-Est du bois de Saint-Martin, sous l'arkose triasique silicifiée, affleurerait en 2003, à l'occasion d'une tranchée temporaire le long du chemin qui descend au Moulin du Bois, une isaltérite ocre-roux de granite. Plus bas, dans le talus rafraîchi, cette isaltérite se poursuit jusqu'au Moulin. Derrière la grange ( $x = 686,520$  ;  $y = 2\,235,340$ ), une petite excavation dans le versant, destinée à exploiter du sable, expose toujours cette arène à structure conservée, mais elle y présente des fissures blanchies entre les blocs altérés de teinte violine. Ce profil d'altération scellé par les dépôts du Trias (dont la base subplane pend vers l'Ouest) est particulièrement épais, puisque son sommet se situe vers 370 m et sa base (= le sommet de l'horizon fissuré) n'est pas atteinte à 340 m. D'après le faciès de l'isaltérite qui affleure au plus bas, il est possible que l'horizon fissuré soit encore quelques 10 à 20 m plus bas. Dans ce cas, cette altérite aurait  $30\text{ m} + (10\text{ à }20\text{ m}) = 40\text{ à }50\text{ m}$  d'épaisseur. Supposant que les horizons de ce profil triasique sont eux aussi pentés vers l'Ouest, la faille, qui se situe dans le thalweg immédiatement à l'Est, a pu ici réactiver le profil d'altération par la base.

### **Trias – Lias (du Horst de Saint-Saulge)**

Les granites et granophyres de la partie nord du horst de Saint-Saulge sont recouverts de quatre lambeaux d'arkoses et de grès attribués au Keuper. Les couches dont l'épaisseur totale atteint une vingtaine de mètres, sont horizontales.

Les arkoses ont tendance à occuper la base de l'assise, mais alternent également avec les grès arkosiques et les grès quartzeux en bancs d'épaisseur décimétrique.

Des argiles vertes, grises ou lie-de-vin occupent parfois l'extrême base de cette série attribuée au Mésozoïque. Ainsi, à la sortie nord de Saint-Franchy, quelques décimètres d'argile vert pistache séparent le granite porphyroïde des premiers bancs décimétriques d'arkoses conglomératiques à galets pluricentimétriques. Au-dessus, alternent des bancs décimétriques

de grès fins arkosiques et d'argiles vertes.

Les arkoses sont des roches généralement massives, de couleur gris-rose à gris-vert, qui contiennent des grains subanguleux à arrondis de quartz, de feldspath, de granite et de granophyre rose. La granulométrie est variable, de 2 à 5 mm, et les termes conglomératiques, à galets de 2 à 4 cm, restent subordonnés.

En lame mince, les arkoses sont constituées de grains de quartz, de feldspath et de roches acides microlitiques et felsitiques ; le ciment carbonaté est souvent dissous ou remplacé par de la silice. Cette silicification entraîne une forte induration de la roche mais ne détruit pas la texture originelle, sauf dans les quelques cas où à proximité des failles apparaît une bréchification plus ou moins intense.

Les grès, dont tous les termes de passage existent avec les arkoses, se distinguent par une granulométrie fine et homogène, souvent inférieure à 1 mm, et une couleur gris-beige à blanchâtre tachée d'oxydes de Fe et Mn. Ils se débitent en plaquettes ou en dalles (1 à 10 cm). Ils sont constitués essentiellement de grains de quartz.

Le phénomène de silicification conduisant au faciès du « silicifié », semblable à l'assise de Chitry-les-Mines, ne semble affecter les arkoses et les grès qu'au voisinage des failles internes au horst ou situées à sa bordure (Sud de Jailly, Sud-Est du Moulin du Bois, Sud de Saint-Martin).

Dans la partie sud du horst et plus particulièrement sur la bordure orientale, les couches arkosiques sont transgressives sur le socle cristallin et présentent des inclinaisons de 10° à 20°, variables, vers le Sud-Ouest ou le Nord-Est, suivant la position des panneaux faillés. Ce basculement des couches persiste dans les couches calcaires du Sinémurien qui plongent de 15° vers l'Est dans le bois de Saint-Pierre.

Les arkoses et les grès sont découpés par un réseau simple de diaclases dont les directions sont N35°E et N120°E.

## **Trias**

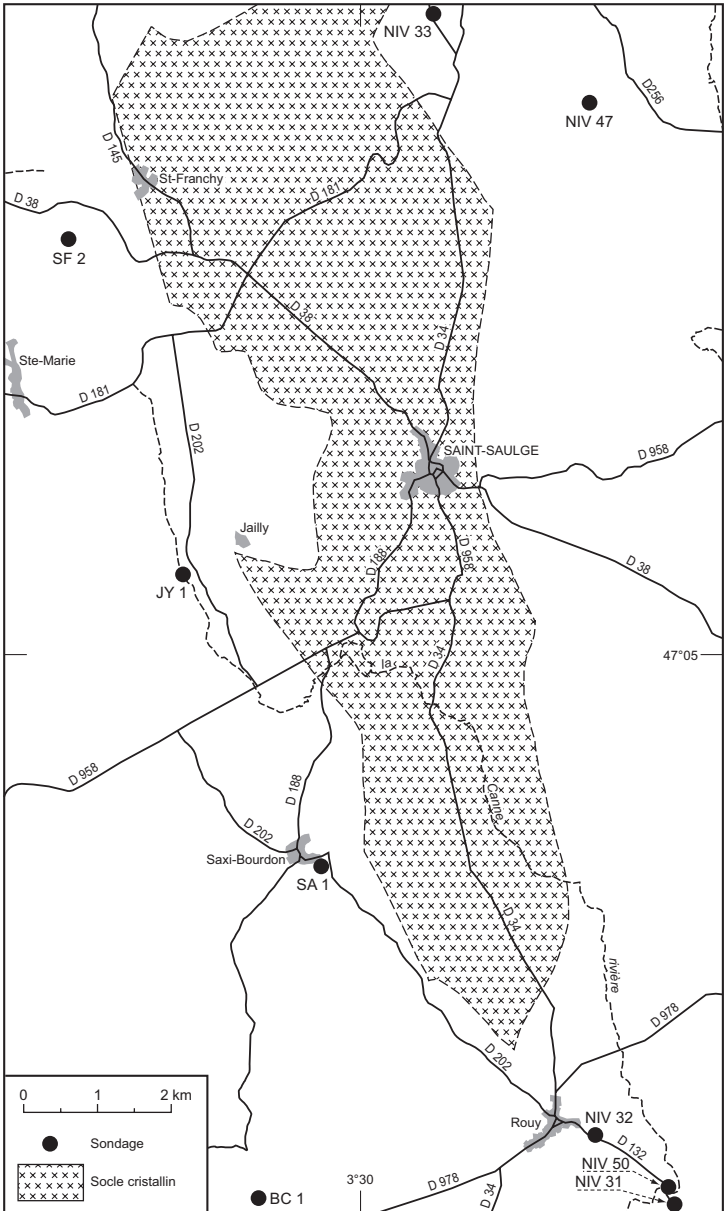
Les terrains situés stratigraphiquement entre le socle hercynien pénéplané et l'Hettangien daté, sont classiquement attribués au Trias, même si, sur la carte, aucun élément de datation ne vient l'étayer (absence de flore fossile conservée malgré les recherches au moyen de sondages carottés, menées par M. Bois, en 1978). Cantonnés à la moitié orientale de la feuille, ces terrains affleurent, plaqués sur le socle, sur et à la périphérie du horst de Saint-Saulge (jusqu'à Rouy), en couverture du substratum Carbonifère – Permien, au Sud de Billy-Chevannes et de Cizely, et sous le Lias, à

l'Ouest de Montapas. Souvent peu résistants à l'érosion (sauf la série de base silicifiée) et par conséquent difficiles à observer, ces terrains sont surtout connus par les travaux de sondage (fig. 7) réalisés par le BRGM dans les années 60, sur la bordure orientale du horst de Saint-Saulge (près de Crux-la-Ville : sondages Niv 33 et Niv 47 (fig. 8), et de Rouy : sondages Niv 31, Niv 32 et Niv 50 (fig. 8) ; Lefavrais et Lhégu, 1964), puis par la SNEA(P) dans les années 70, sur la bordure occidentale du horst : sondages de Saint-Franchy (SF2 : fig. 9, hors-texte), de Jailly (Jy1), de Saxi-Bourdon (Sa1) et de Billy-Chevannes (Bc1) ; Bois, 1978). En complément, quelques sondages à la tarière, réalisés plus récemment par le BRGM, dans le cadre des levés de cette feuille, ont aussi permis d'intercepter ces formations.

**tC. Assise de Chitry : calcaires dolomitiques et arkoses silicifiés (Trias supérieur indifférencié).** Cette formation, spécifique à la bordure occidentale du Morvan, a été définie à l'issue de reconnaissances par sondages à but minier (Lefavrais-Raymond *et al.*, 1965), dans la région de Chitry-les-Mines et reprise ensuite dans les études régionales (Bois, 1978 ; Courel, *in* Mégnién, 1980a ; Bois *et al.*, 1980 ; Lablanche et Delfour, 1998). Directement transgressive sur le socle altéré, cette unité carbonatée (calcaire dolomitique) est variablement enrichie en éléments détritiques, ceux-ci se concentrant surtout à sa base (blocs du socle sous-jacent altéré, éléments arkosiques) et puissante au maximum de 10 m. Affectée par une silicification pénécontemporaine (silcrète), cette unité est minéralisée en blende, galène, fluorine ou barytine, minéralisations qui ont justifié les études intéressantes de cette unité.

En sondage, tant sur la bordure occidentale du horst de Saint-Saulge (SF2, Jy1, Sa1, Bc1), que sur son rebord oriental (Niv 33, Niv 50) la dolomie de base est absente, sauf dans le sondage Niv 47 (fig. 8) où, épaisse de moins de 3 m, elle est fortement silicifiée.

Les faciès arkosiques fortement silicifiés, observés en placage au Nord-Est de la feuille, sur le horst de Saint-Saulge, ont été rapportés à cette formation. Observés à l'affleurement dans le bois de Crux ( $x = 686,575$  ;  $y = 2\,240,100$ ), au Sud du bois de Saint-Franchy ( $x = 687,100$  ;  $y = 2\,236,400$ ), dans le bois communal de Saint-Saulge ( $x = 687,500$  ;  $x = 2234,500$ ), dans le bois de Saint-Martin (entre  $x = 686,365$  ;  $y = 2\,236,320$  et  $x = 686,430$  ;  $y = 2\,235,920$ ) et à la limite entre les bois de Jailly et Saint-Saulge (entre  $x = 687,150$  ;  $y = 2\,234,020$  et  $x = 687,450$  ;  $y = 2\,233,880$ ), ces grès arkosiques sont souvent grossiers, parfois microconglomératiques, micacés et parfois si peu évolués qu'ils constituent une véritable arène granitique. Tous ces faciès sont variablement silicifiés et parfois porteurs de minéralisation.



**Fig. 7 - Localisation des sondages carottés réalisés par le BRGM (Lefavrais et Lhégu, 1964) et la SNEAP sur le pourtour du horst de Saint-Saulge (d'après M. Bois, 1978)**



En sondage, M. Bois (1978) note dans les faciès carbonatés de cette unité la présence de laminites algaires et de petits édifices stromatolitiques en dômes, de fentes de dessiccation, de « birdseye », et d'anciens sulfates épigénisés en silice ; un peu de microfaune marine y est relevée (foraminifères) et aussi des ostracodes.

Les faciès et le caractère géographiquement restreint des dépôts, limités à la bordure ouest et nord du Morvan, plaident pour un milieu marin restreint que M. Bois interprète en milieu marin supralittoral (sebkhas côtières soumises à des périodes d'émersions), modèle qui se rapproche de celui de lagune paralique proposé par L. Courel (1970, *in* Mégnien, 1980a).

À la marge ouest du Morvan, cette unité est la première qui vient transgresser la pénéplaine hercynienne et envoyer le socle altéré ; d'âge triasique indifférencié pour J. Ricour (1962), Muschelkalk à Keuper pour L. Courel (1970), elle est maintenant attribuée au Trias supérieur (Keuper).

**tG. Grès et argiles bariolés (Trias supérieur indifférencié).** Au-dessus du socle hercynien, en l'absence de l'Assise de Chitry, la série triasique débute le plus souvent par une série terrigène grés-argileuse, grossière à fine, ensuite relayée par les marnes bariolées infra-rhétiques.

Cette unité basale est mal exposée à l'affleurement, mais mieux connue grâce aux sondages miniers réalisés par le BRGM et la SNEA(P). Sur le rebord occidental du horst de Saint-Saulge, dans les sondages SF2 (fig. 9, hors-texte), Jy1, Sa1 et Bc1, cette semelle terrigène, globalement granodécroissante vers le haut, est puissante, respectivement de 16, 22, 24 et 9 m. Composée de faciès mixtes alternants, grés-conglomératiques, argileux et marneux bariolés, la série s'enrichit de petits horizons dolomitiques. Les grès renferment une forte proportion de feldspaths, leur donnant un caractère arkosique typique de faciès peu évolués (faible transport d'arènes granitiques).

Sur la bordure orientale du horst, cette unité est puissante de plus de 20 m, près de Rouy (sondage Niv 50) (fig. 8), et s'amincit au Nord, près de Crux-la-Ville (Niv 33 et Niv 47) (fig. 8), où elle présente une épaisseur inférieure à 5 m.

Ces faciès, sont mal exprimés à l'affleurement sur le flanc occidental du horst de Saint-Saulge (sauf aux Badières, au Nord de Saint-Franchy :  $x = 684,400$  ;  $y = 2\,240,250$ ), en raison de l'effondrement de cette bordure ; par contre, ils se développent au Sud-Est du horst, formant une ceinture faillée, depuis Rouy jusqu'à Ranceau.

NIV 47 - (Crux-la-Ville)

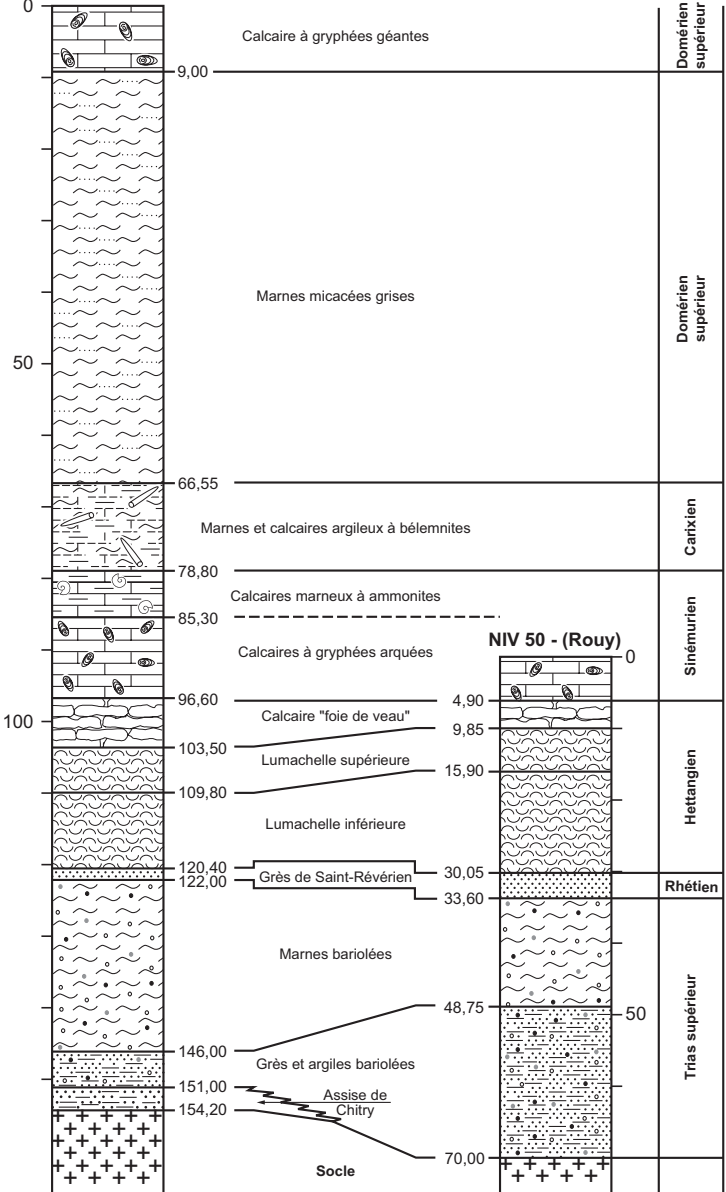


Fig. 8 - Logs corrélés des sondages NIV 47 et NIV 50 localisés dans la couverture, à la bordure orientale du horst de Saint-Saulge (d'après A. Lefavrais et J. Lhégu, 1964)

À l'affleurement, près de Montapas, ces faciès grés-argileux sont visibles sous les marnes bariolées rouges infra-rhétiennes, occupant le fond du vallon de la rivière Aron.

À l'Ouest de Cizely, dans le sondage 116 (BRGM), cette unité a été traversée sur 11 m, la série montrant des grès moyen à grossier, quartzofeldspathiques et argileux, vert à rouge, intercalés de lits argilo-sableux lie-de-vin.

Ces dépôts sont interprétés comme des faciès de plaine côtière, sous influence continentale et accessoirement marine vers le haut. Ces grès de base ne sont pas datés mais sont aussi attribués au Trias supérieur.

**tA. Marnes bariolées (Trias supérieur indifférencié).** Les marnes bariolées recouvrent indistinctement la dolomie de l'Assise de Chitry ou les grès de base ; elles sont coiffées par les grès et argiles du Rhétien. Mal visibles à l'affleurement, les marnes sont principalement connues en sondage, notamment sur le flanc occidental du horst de Saint-Saulge, où elles cumulent entre 12 m (Saint-Franchy ; fig 9, hors-texte) et 23 m (Billy-Chevannes) et sur son flanc oriental : 24 m à Crux-la-Ville (Niv 47 ; fig. 8) et 15 m à Rouy (Niv 50 ; fig. 8). A. Lefavrais-Raymond *et al.* (1965) décrivent cette formation comme une unité monotone, de couleur rouge, composée d'argilites marneuses ou de marnes intercalées de quelques nodules ou petits bancs calcaires ou grés-calcaires.

Les marnes bariolées, de couleur lie-de-vin, affleurent au pied de la côte de la Seganjotte ( $x = 686,075$  ;  $y = 2\,220,750$ ), au Sud-Ouest de Cizely, où elles forment une masse homogène, entrecoupée de rares petits lits de calcaire (mudstone) et de grès fin.

À l'Ouest de Montapas (hors carte, à la limite avec la feuille Château-Chinon), cette unité est exposée, en bord de route, au pied de la butte sur laquelle repose le village : elle présente le même faciès très caractéristique par sa couleur et sa monotonie. Visible en fossé, à l'Est de Rouy ( $x = 691,175$  ;  $y = 2\,226,650$ ), cette unité constitue le substratum sur lequel se développe la série hettangienne (fig. 10, hors-texte).

Non datées, ces marnes sont attribuées au Trias supérieur (Keuper) (Courel, *in* Mégnier, 1980a).

**t. Grès, arkoses, argiles et marnes indifférenciés.** Lorsqu'à l'affleurement, il n'a pas été possible de trancher à laquelle des deux unités précédentes se rattachaient les faciès triasiques observés, ni de relever leur limite d'extension, ceux-ci ont été cartographiés avec la notation t, indicatrice de l'unité compréhensive : Trias indifférencié.

## Rhétien : Grès de Saint-Révérien

Les Grès de Saint-Révérien constituent une unité lithostratigraphique bien caractérisée sur la feuille Prémery (Lablanche et Delfour, 1998), où ils peuvent atteindre plus de 10 m de puissance. Dans cette région, cette unité n'affleure qu'à l'Ouest de la localité qui lui a donné son nom et a été reconnue en forage depuis Champlin jusqu'à la bordure sud de la feuille (Bois, 1978 ; Lablanche et Delfour, 1998). Classiquement, dans l'Est du bassin de Paris et pour M. Bois, les marnes vertes et noires qui surmontent les grès fins sont aussi à rattacher au Rhétien.

Plus au Sud, sur la feuille Saint-Saulge, cette unité est beaucoup moins épaisse (moins de 4 m), très mal exposée et difficile à observer ; elle est surtout connue grâce aux sondages à but minier et de ce fait a été indistinctement cartographiée avec l'Hettangien.

Sur la bordure orientale du horst de Saint-Saulge, près de Crux-la-Ville (sondage Niv 47 ; fig. 8), cette unité, comprise entre les premières lumachelles de l'Hettangien et les marnes bariolées, ne dépasse pas plus de 2 m de puissance, sous faciès principalement marneux. À Sermantray, à l'Ouest de Montapas ( $x = 695,300$  ;  $y = 2\,232,950$ ), le banc de grès quartzofeldspathique à grain fin, propre, un peu induré, exposé au centre du village, a été rapporté à cette unité. Il en est de même des grès fins à ciment carbonaté, anciennement exploités, localisés au sommet de la butte de la Chênaie, à l'Ouest de Montapas ( $x = 695,000$  ;  $y = 2\,232,400$ ). Plus au Sud, près de Rouy, dans les sondages Niv 31 et Niv 32, cette unité est représentée par des marnes gréseuses gris-vert, à lignite, de moins de 4 m d'épaisseur. Dans le sondage Niv 50 (fig. 8), les grès et marnes verdâtres confondus ne cumulent pas plus de 3,5 m de puissance. À l'affleurement, près de Rouy ( $x = 691,175$  ;  $y = 2\,225,900$ ), une excavation provisoire a montré, au-dessus des argiles bariolées du Keuper, 1 m de grès fin, gris, à débit en plaquettes, à galets mous et pistes, surmonté par des marnes vertes (environ 3 m d'épaisseur), l'ensemble coiffé par une biocalcarénite blanche (2 m) et des marnes vertes de la base de l'Hettangien. Une coupe similaire a été relevée en fossé et talus à l'Est de Rouy (fig. 10, hors-texte) ( $x = 691,175$  ;  $y = 2\,226,650$ ).

Sur le flanc ouest du horst, les Grès de Saint-Révérien ont aussi été reconnus dans le sondage de Saint-Franchy (5,7 m de grès et 1 m de marnes) (fig. 9, hors-texte), mais tendent à s'amincir vers le Sud de la feuille (puissance des grès et marnes confondus : 4,7 m dans le sondage de Jailly-Jy1, 2,4 m dans celui de Saxi-Bourdon-Sal et 1,9 m dans celui de Billy-Chevannes-Bc1).

Sur la feuille Saint-Saulge, ces faciès, qui n'ont donné lieu qu'à très peu

d'observations, n'ont pas livré de flore ou faune, pouvant aider à en déterminer l'âge. Les seuls éléments paléontologiques dont on dispose sont empruntés aux travaux de A. Lefavrais-Raymond *et al.* (1965) et de M. Bois (1978), sur la bordure ouest du Morvan, et de G. Lablanche et J. Delfour, (1998), sur la feuille Prémery. Ces auteurs signalent dans les couches attribuées au Rhétien la présence d'une faune marine très peu diversifiée (à lamellibranches indéterminés) et d'une association floristique (spores et pollens et aussi des dinoflagellés) récoltée dans le sondage de Thianges (Tg1), au Nord de Decize et étudiée par J. Doubinger (*in* Bois, 1978).

Classiquement, ces dépôts sont attribués au Rhétien, même si R. Mouterde (1953) n'a jamais trouvé de forme caractéristique du Rhétien (par exemple *Avicula contorta*, pourtant citée par T. Ebray, 1858); les résultats palynologiques apportés par J. Doubinger plaident bien pour cet âge (*in* Bois, 1978).

## Jurassique

La transgression mésozoïque, esquissée au Trias supérieur, s'amplifie au Jurassique, ennoyant l'ensemble de la région et accumulant des dépôts marins qui constituent l'essentiel de la couverture à l'affleurement sur la feuille Saint-Saulge (à l'exclusion du horst). La série exposée sur le périmètre de la carte couvre l'intervalle stratigraphique de l'Hettangien à l'Oxfordien, les termes jurassiques les plus récents ayant été altérés (argiles à chailles).

**t7-l1. Calcaire gréseux, calcaire oolitique et bioclastique à mollusques, calcaires micritiques ; accessoirement grès fins lenticulaires à la base (Rhétien – Hettangien).** L'Hettangien, auquel est rattaché le Rhétien (voir plus haut), affleure largement sur la bordure ouest, est et sud du horst de Saint-Saulge, formant des surfaces structurales bien développées, entaillées par les rivières.

Dans cette région, cette unité est classiquement subdivisée en deux principaux ensembles (tabl. 1) (Mouterde, 1953 ; Mouterde et Tintant, *in* Mégnien, 1980a) : un ensemble basal lumachellique, riche en lamellibranches (dit « Lumachelle »), et un ensemble sommital carbonaté, micritique et marneux (dit « Foie de veau »). En sondage, M. Bois (1978) a précisé le découpage de la série, définissant cinq membres : lumachelle inférieure, lumachelle supérieure, zone à nodules « à bords flous », calcaire rognonneux et, enfin, calcaire en dalles, les trois derniers membres étant souvent impossibles à distinguer à l'affleurement.

Sur le flanc occidental du horst de Saint-Saulge, l'Hettangien (Bois, 1978) (transect compris entre les sondages SF2 et Bc1) présente une puissance voisine de 29 m (fig. 9, hors-texte). En sondage, près de Crux-la-

Ville (sondage Niv 47) (fig. 8) et au Sud de Rouy (sondages Niv 31 et 50) (fig. 8), l'Hettangien ne dépasse pas 25 m de puissance (Lefavrais et Lhégu, 1964). À l'affleurement, en talus, à la sortie orientale de Rouy (x = 691,175 ; y = 2 226,650), l'Hettangien, qui vient coiffer les dépôts triasiques, est visible sur une épaisseur d'une vingtaine de mètres (fig. 10, hors-texte), son extrême sommet étant masqué.

Tant en sondage qu'à l'affleurement, la succession observée varie peu d'une coupe à l'autre ; comme le découpage proposé par M. Bois, adapté aux sondages, s'applique difficilement aux observations de surface, la série a été subdivisée en trois membres, qui sont décrits ci-dessous :

- **Lumachelle inférieure.** C'est le membre le plus épais de la série (11,5 m dans le sondage de Saint-Francy [SF2], plus de 10 m dans la coupe de Rouy). De composition marno-carbonatée, ce membre débute par des faciès marno-sableux verts qui viennent relayer les faciès du Rhétien et rendent difficile la détermination de la limite Rhétien – Hettangien ; ce membre s'enrichit en bancs carbonatés vers le haut et admet de nombreuses intercalations marneuses vertes à beiges.

Dans la moitié inférieure du membre, les faciès carbonatés se présentent en fins lits décimétriques, alternant avec des horizons marneux vert à ocre, beaucoup plus épais. Ces faciès, enrichis en détritiques et, dans certains lits, en dragées de quartz blanc (grès à ciment carbonaté), renferment souvent de fréquents à abondants lamellibranches (Cardinies). En lame mince, ces faciès bioclastiques et sableux, à texture wackestone/packstone, montrent une association diversifiée : débris de lamellibranches, de gastéropodes, d'éponge, plaques et radioles d'échinidés, fragments de crinoïdes, quelques fragments de brachiopodes, traces de pellets fécaux de crustacés, ostracodes, foraminifères (rares formes hyalines : *Lenticulina* sp., *Nodosariidae*).

Plus haut, la série prend un caractère plus franchement carbonaté, où dominent les faciès oolitiques, souvent grossiers, à éléments détritiques (quartz et fragments de quartzite), présentant des stratifications entrecroisées. En lame mince, ces grainstones, médiocrement classés, sont constitués d'oolites à nucléus varié (quartz, foraminifère, bioclaste) et de plus rares bioclastes (débris de lamellibranches) roulés et micritisés à leur périphérie.

Les faciès gréseux les plus grossiers, caractérisés par la présence de fines lentilles microconglomératiques, rappellent le conglomérat de Moussy observé sur la feuille Prémery (Lablanche et Delfour, 1998).

- **Lumachelle supérieure.** Peu épais (4 m dans le sondage SF2, 6 m à l'affleurement près de Rouy et dans les sondages Niv 47 et Niv 50), ce membre constitue une récurrence des faciès précédents. Il montre des

faciès alternants, plutôt marneux à la base et carbonatés au sommet. Cet ensemble débute par des marnes verte à ocre, entrecoupées de bancs décimétriques de calcaire micritique (texture mudstone), un peu gréseux, à rares lamellibranches ; à son sommet, il passe à des calcarénites à stratifications entrecroisées, organisées en plusieurs bancs intercalés de marnes vertes ; les faciès grenus sont à texture packstone/grainstone, et renferment des proto-oolites, gravelles et bioclastes roulés de lamellibranches, gastéropodes et échinidés.

Ces dépôts lumachelliques sont interprétés comme des faciès littoraux de haute énergie (barres tidales ?) remaniant l'influx terrigène apporté depuis le continent proche.

• **Foie de veau.** Ce membre sommital, d'épaisseur variable (plus épais au Nord de la feuille : 14 m à Saint-Francy, dans le sondage SF2, et 7 m près de Crux-la-Ville, dans le sondage Niv 47 ; plus mince au Sud : 6 m dans Sa1 et Bc1, environ 5 m au Sud de Rouy, dans Niv 31 et 50) marque le net recul des faciès bio- et oocalcarénitiques grossiers, et le passage à des faciès plus fins (marnes verte à noire, à lits entrecoupés de calcaire micritique blanc – à patine brunâtre, couleur « foie de veau » – souvent peu fossilifère et à débit en nodules).

Dans la coupe de Rouy (fig. 10, hors-texte), quelques fines récurrences calcarénitiques (à ooïdes et pellets) sont relevées, venant interrompre la sédimentation boueuse.

Près de Crux-la-Ville (sondage Niv 47), un niveau à oolites ferrugineuses vient s'intercaler dans ces faciès.

Certains lits apparaissent enrichis en petits mollusques, non brisés (lamellibranches et gastéropodes). Ces faciès marquent une forte diminution de l'influx terrigène, souvent limité à une fraction accessoire de quartz silteux. En lame mince, ces faciès biomicritiques (à texture mudstone/wackestone) témoignent d'un renouvellement de la faune qui comprend des éléments pélagiques (fins débris de mollusque et d'éponge, crinoïdes pélagiques, ostracodes, foraminifères : *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., quelques foraminifères planctoniques indéterminés, des radiolaires : Spumellaires). D'après A. Lefavrais-Raymond *et al.* (1965), la série se termine fréquemment abruptement par une surface durcie sur laquelle reposent les faciès sinémuriens.

Ces dépôts marquent un approfondissement du milieu qui passe d'infralittoral à circalittoral.

Premier niveau marin riche d'un point de vue paléontologique, cette unité n'a

pas fourni de faune index (absence d'ammonite notamment) sur la feuille Saint-Saulge. D'après A. Lefavrais-Raymond *et al.* (1965), les faciès lumachelliques ont livré *Waehnoceras* cf. *extracostatum*, ammonite de l'Hettangien inférieur. Dans la région de Saint-Révérien (feuille voisine de Prémery), G. Lablanche signale, dans les calcaires dits « foie de veau » (Lablanche et Delfour, 1998), une faune d'ammonites : *Schlotheimia angulata*, *Alsatites liasicus* et *A. delmasi*, qui indique l'Hettangien moyen et supérieur.

**l2. Calcaires bioclastiques gris-bleu, calcaires argileux et marnes à gryphées arquées (Sinémurien).** Dans le Nivernais, le Sinémurien, au sens moderne du terme (incluant le Lotharingien : Mouterde et Tintant, 1961 ; Cariou et Hantzpergue Coords., 1997), a été subdivisé en deux ensembles distincts : les calcaires à gryphées arquées (Sinémurien inférieur) et les calcaires marneux à ammonites (Sinémurien supérieur ou Lotharingien ; Mouterde, 1953 ; Mouterde et Tintant *in* Mégnien, 1980a) (tabl. 1).

On retrouve cette distinction en sondage : à Saint-Franchy (SF2) (fig. 9, hors-texte), sur la bordure orientale du horst de Saint-Saulge, M. Bois (1978) signale pour les faciès carbonatés à gryphées une épaisseur d'une dizaine de mètres, et on peut évaluer une puissance comparable pour les faciès alternants plus marneux sus-jacents. Sur la bordure orientale du horst, dans le sondage Niv 47 (fig. 8) de Crux-la-Ville (Lefavrais et Lhégu, 1964), les calcaires à gryphées sont épais de 11 m, et les niveaux marno-calcaires sommitaux de 6,5 m seulement.

Malheureusement, à l'affleurement, sur la feuille Saint-Saulge, cette distinction ne peut être faite, ces derniers faciès étant très mal exposés à cause de leur caractère marneux ; de ce fait, les calcaires marneux à ammonites ont été cartographiés avec les calcaires à gryphées, même si ces derniers sont assez faciles à identifier en pierre volante, en plein champ.

Les calcaires à gryphées du Sinémurien sont exposés dans la moitié orientale de la feuille, de part et d'autre du horst de Saint-Saulge, où ils forment des entablements recouverts par les altérites argileuses (notation Re). Les termes les plus élevés du Sinémurien (Lotharingien) ne sont pratiquement jamais visibles à l'affleurement, n'ayant été reconnus au plan paléontologique qu'entre Fleury et Tintury.

• **Le Sinémurien inférieur.** Surmontant la surface perforée du toit de l'Hettangien, la série débute par des calcaires gris-bleu, très caractéristiques, d'aspect grenu (à nombreux bioclastes fins) et à ciment micritique légèrement marneux, localement riches en gryphées et à passées de marnes grises à noires fossilifères.

Dans la coupe de Ligny (x = 689,400 ; y = 2 239,100), au Sud-Ouest de



Crux-la-Ville, R. Mousterde (1953) a reconnu les niveaux les plus inférieurs, qui ont montré, à la base, des calcaires marneux à gastéropodes, lamellibranches et ammonites, dont notamment : *Coroniceras rotiforme* (Sous-zone à Rotiforme) et, au sommet, des calcaires plus compacts à nombreuses gryphées : *Gryphea arcuata* et ammonites : *Arnioceras*, *Coroniceras* (*Arietites*) *bucklandi* (Sous-zone à Bucklandi).

En lame mince, les faciès à gryphées sont de texture wackestone à packstone, bioturbés, à bélemnites, débris d'échinoderme (dont rares échinidés et fréquents crinoïdes), fragments de mollusques (lamellibranches, petits gastéropodes) et rares foraminifères (*Nodosariidae* et *Involutina liassica*). Ces faciès témoignent d'un net approfondissement des dépôts (marin infralittoral ouvert à circalittoral).

On trouve fréquemment, en plein champ, de grandes ammonites du groupe *Arietites*, comme dans la région au Nord de Tintury. Associé à ces faunes, on a trouvé, au Nord-Ouest de Grandchamp (x = 692,600 ; y = 2 228,400), un gros nautilaire : *Cenoceras*.

Même si la partie sommitale du Sinémurien inférieur (Zone à *Semicostatum* et Zone à *Turneri*) n'a pas été formellement identifiée sur la feuille Saint-Saulge, ces horizons sont connus latéralement sur les feuilles voisines Prémery (Lablanche et Delfour, 1998) et Corbigny (Delfour *et al.*, 1997) et décrits par R. Mousterde (1953).

• **Le Sinémurien supérieur.** À l'affleurement, en pierre volante, le Sinémurien supérieur est très difficile à identifier et à distinguer du Sinémurien inférieur. R. Mousterde (1953) le décrit comme plus calcaire à la base et s'enrichissant progressivement en marne vers le haut. La série débute par du calcaire à gryphées (Le Calvez *et al.*, 1969), à lits marneux noirs coquilliers ; progressivement vers le haut, le calcaire se charge en argile et passe à du calcaire argileux, intercalé de marnes noires, coiffé par une lumachelle à rhynchonelles. En sondage, M. Bois (1978) décrit ces faciès comme des calcaires à fucoïdes intercalés de marnes noires. Ces auteurs notent que ces faciès renferment fréquemment des fossiles phosphatés et des nodules blancs phosphatés.

En lame mince, dans un échantillon collecté au Sud de Méas (x = 693,350 ; y = 2 223,500), les faciès carbonatés se présentent comme des wackestones/packstones bioturbés, à débris de mollusques (gastéropodes abondants et lamellibranches communs), à échinidés et crinoïdes, bélemnites, pecten, petites ammonites et foraminifères (*Ophthalmidium* sp., *Nodosariidae*). Ils renferment en outre des grains phosphatés et du phosphate pouvant remplir les loges de certains bioclastes.

Le Sinémurien supérieur est en fait surtout identifiable grâce à son contenu faunique. À l'Est de Fleury ( $x = 694,450$  ;  $y = 2\,222,050$ ), sous les marnes et calcaires argileux du Carixien, les terrains ont livré *Asteroceras* sp. (Zone à Obtusum, Sous-zone à Obtusum) et latéralement vers le Nord-Ouest, *Paramicroderoceras* sp., indicateur de la dernière zone du Sinémurien (Zone à Raricostatum). Des *Echioceras* sp., déjà signalés par R. Mouterde (1953) et Y. Le Calvez *et al.* (1969), ont également été trouvés sur le périmètre de la feuille, au Sud de Lucy ( $x = 692,675$  ;  $y = 2\,232,000$ ).

Par rapport au Sinémurien inférieur, ces faciès marquent un ennoisement, souligné par l'enrichissement en argile et en phosphate.

**13i. Marnes et calcaires argileux à bélemnites (Carixien).** Avec le Pliensbachien, la série jurassique prend, à l'Ouest du Morvan, un caractère marneux prononcé qui explique la pauvreté des affleurements souvent recouverts par des prairies ou des bois. En sondage, les faciès rapportés au Carixien, sont puissants de 8 m dans le sondage SF2 (fig. 9, hors-texte) et de 12 m dans le sondage Niv 47 (fig. 8), près de Crux-la-Ville.

Les faciès attribués au Carixien se composent de calcaires micritiques argileux et de marnes, se débitant en lits décimétriques, souvent riches en bélemnites. Les faciès, très gélifs, présentent à l'altération une couleur claire, beige à gris clair. Quelques affleurements dispersés autour du horst de Saint-Saulge, souvent riches en faune (bélemnites, empreintes ou moules d'ammonites, plus rares nautilus, tiges d'encrines, zeilléridés (*Zeilleria*) et rhynchonelles, petits gastéropodes, grands lamellibranches (« *Plagiostoma* » ?), ont permis de relever le caractère monotone et très homogène de ces faciès. Les principaux affleurements ont été observés sur le flanc oriental du horst de Saint-Saulge : au Nord du Guérignault ( $x = 693,800$  ;  $y = 2\,240,150$ ), au Nord de Lucy ( $x = 692,750$  ;  $y = 2\,233,325$ ), au Nord-Est de Tintury ( $x = 695,700$  ;  $y = 2\,223,500$ ) et au Sud-Est de Fleury ( $x = 694,400$  ;  $y = 2\,220,950$ ). Seuls quelques affleurements ont pu être observés sur le flanc occidental du horst : au Sud de la ferme le Buisson Bas ( $x = 684,825$  ;  $y = 2\,231,225$ ) et à l'Est de Patry ( $x = 685,600$  ;  $y = 2\,225,175$ ). Mais, le plus souvent, ces dépôts sont fortement décarbonatés et pris dans le front d'altérites qui coiffent le Sinémurien.

En lame mince, les biomicrites, qui composent cette unité, présentent une texture wackestone/mudstone, et sont pratiquement sans élément détritique (sauf parfois un peu de quartz silteux), avec de rares bioclastes de lamellibranche, gastéropode, brachiopode, de fréquents rostres de bélemnites, des ostracodes, des pièces brachiales de crinoïdes pélagiques, de rares ophiures et des foraminifères : *Involutina liassica*, *Conicospirillina* sp., Discorbidae et débris d'arénacé indéterminé.

La stratigraphie établie par R. Mouterde (1953) dans les anciennes carrières de Corbigny permet de distinguer trois zones, que nous avons retrouvées sur la feuille Saint-Saulge dans les collectes de fossiles, la dernière zone étant nettement la plus riche en macrofaune, avec de haut en bas :

– la Zone à Davoei, Sous-zone à Maculatum : *Aegoceras maculatum*, *A. maculatum* morph. *androgynoceras*, *Liparoceras killrense* ?, *Lytoceras fimbriatum*, *Tragophylloceras* sp. (collectes au Nord de Lucy, au Sud de Fleury, au Nord de Tintury et au Nord du Guérignault) ;

– la Zone à Ibex, Sous-zone à Valdani : *Acanthopleuroceras* cf. *alisiense* et, plus bas, une faune d'ammonites pyritisées : *Metaderoceras venarense*, *Beaniceras centaurus*, *Acanthopleuroceras actaeon*, *A. maugenesti*, *Beaniceras* sp. (au Nord de Tintury) ;

– la Zone à Jamesoni, Sous-zone à Brevispina : *Platypleuroceras* gr. *brevispina* (à l'Est du Guérignault village).

Ces faciès de faible énergie, comme le confirme le caractère peu brisé des faunes, sont interprétés comme marins circalittoraux. La faune pyritisée et naine de la Zone à Ibex pourrait indiquer un épisode d'inondation maximale.

l3s. **Marnes micacées grises (Domérien inférieur)**. On attribue au Domérien inférieur, la série marneuse monotone, donnant une morphologie molle et très mal exposée, comprise entre les faciès un peu plus carbonatés du Carixien et les calcaires à gryphées géantes du Domérien supérieur. Elle se compose de marnes grises finement micacées (« marnes à Amalthées »), à rares intercalations marno-calcaires, alignements de nodules carbonatés ou lentilles de calcaire silteux, puissantes d'une cinquantaine de mètres. Dans le sondage SF2 (fig. 9, hors-texte), son épaisseur est voisine de 50 m et dans celui de Crux-la-Ville (Niv 47) (fig. 8) de 57 m.

Sur la feuille de Saint-Saulge, ces marnes, recouvertes de pâtures, n'offrent pas d'affleurement exploitable pour la collecte de fossile et la datation des terrains.

Pour pallier cette difficulté, des échantillons de marne ont été collectés dans plusieurs sondages à la tarière réalisés à l'Est du horst de Saint-Saulge, dans la région de Villars (n° 51 : x = 691,800 ; y = 2 235,950), Bicherolles (n° 52 : x = 692,875 ; y = 2 237,550), les Grands Faux (n° 55 : x = 691,750 ; y = 2 239,550) et Est Ranceau (n° 58 : x = 690,700 ; y = 2 232,700), et à l'Ouest du horst, à Fontenelle (n° 63 : x = 684,825 ; y = 2 232,650) et au Buisson bas (n° 64 : x = 684,700 ; y = 2 231,850).

Quelques-uns de ces échantillons prélevés en subsurface ont fait l'objet d'étude de leur contenu palynologique : l'association reconnue (étude par D. Fauconnier, BRGM) comprend, en plus des débris libéro-ligneux, une

microflore abondante à pollens : Cheirolepidacées (*Classopollis* abondants), Inaperturés (*Exesipollenites scabratus*, *Cerebropollenites mesozoicus*), Dissacates (*Parvisaccites radiatus*, *Pinuspollenites minimus*, *Abietinaepollenites microalatus*) et spores : *Cyathidites australis*, *Stereisporites* sp., *Retriletes clavatoides*, *Osmundacidites wellmannii*. Cette microflore, très ubiquiste, n'apporte pas de précision stratigraphique.

La nannoflore collectée dans les sondages (étude de M. Bonnemaïson) a montré une association homogène à, notamment, *Mitrolithus elegans*, *Crepidolithus crassus*, *C. cavus*, *C. granulatus*, *Crucirhabdus primulus*, indicatrice du Pliensbachien supérieur (Domérien).

Les niveaux de base sont réputés les plus fossilifères, avec l'ammonite *Amaltheus stokesi* (Zone à Margaritatus, Sous-zone à Stokesi), relevée dans les trois premiers mètres du sondage Niv 47 (Lefavrais et Lhégu, 1964). Au-dessus, la série s'enrichit en nodules dolomitiques, et la faune se raréfie, limitée à quelques rares *Almatheus margaritatus* (possible Sous-zone à Subnodusus ; Le Calvez *et al.*, 1969). Tout au sommet de la série, les mêmes auteurs signalent la présence de lentilles silto-sableuses et la disparition des macrofaunes.

**l3. Marnes et calcaires argileux indifférenciés (Carixien – Domérien inférieur).** Quand il n'a pas été possible, d'un point de vue paléontologique, de distinguer les faciès du Carixien de ceux du Domérien inférieur, ceux-ci ont été regroupés dans une unité compréhensive, notée l3.

**l3s-4. Calcaires à gryphées géantes (Domérien supérieur – Toarcien basal).** Au sommet du talus marneux constitué par les faciès marneux précédents, les calcaires à gryphées géantes déterminent des replats morphologiques mis à profit par les cultures. Sur la feuille Saint-Saulge, ces faciès affleurent à l'Ouest des Badières (x = 683,600 ; y = 2 240,075), selon une longue ceinture localisée à l'Est de Saint-Saulge et de Montpillard, que l'on suit du Nord au Sud : les Grands Faux (x = 691,800 ; y = 2 239,800), localité le Fourneau près de Briotte (x = 692,100 ; y = 2 237,300), Villars (x = 691,800 ; y = 2 235,850), Vilaine (x = 691,100 ; y = 2 234,700), les Écheneaux (x = 690,350 ; y = 2 233,500), et au sommet de plusieurs buttes à Frasnay-Reugny (x = 689,600 ; y = 2 222,900), à l'Est du village, à la ferme de la Charnaie (x = 690,900 ; y = 2 222,300) et au Sud du village (x = 689,550 ; y = 2 221,450).

Souvent isolés dans un univers marneux, ces calcaires ont donné lieu à d'anciennes exploitations destinées à fabriquer, sur place, de la chaux (Briotte). Cet ensemble, épais de 4 m dans le sondage SF2 de Saint-Franchy (fig. 9, hors-texte) et de près de 9 m dans le sondage Niv 47 de Crux-la-Ville (fig. 8), se compose de calcaire gris-bleu, pyriteux, à patine ocre, très

bioclastique, riche en macrofaune de grande taille : gryphées géantes (*Gryphaea gigantea*), gros rostrés de bélemnites, radioles d'oursins, brachiopodes, mollusques variés : lamelibranches (dont de grands pseudopectens : *Entolium lunare*) et gastéropodes.

Les ammonites récoltées (*Pleuroceras solare* et *P. spinatum*) permettent d'attribuer cette série à la Zone à *Spinatum* du Domérien supérieur ; un échantillon récolté au Château d'eau de Frasnay-Reugny (x = 689,600 ; y = 2 222,900) indique le passage de la Zone à *Margaritatus* à la Zone à *Spinatum*. G. Lablanche *et al.* (1997) ont cependant montré, sur la feuille Prémery, au Nord du horst de Saint-Saulge, que cette unité ne se limite pas à cet intervalle stratigraphique, mais englobe aussi, à sa base, une partie de la Zone à *Margaritatus*, Sous-zone à *Gibbosus* (Domérien « moyen ») et, à son sommet, toute la Zone à *Tenuicostatum* (caractérisée par la présence des ammonites *Paltarpites paltus* et *Dactylioceras tenuicostatum*), de la base du Toarcien, ici réduite à un mince niveau condensé (moins de 10 cm d'épaisseur) encadré par deux surfaces durcies.

Grâce aux sondages implantés sur la feuille de Prémery (Lablanche *et al.*, 1997), J.H. Delance a décrit une riche faune de brachiopodes (Zeilléridées, térébratules et rhynchonelles) qui se répartit comme suit :

- dans la Zone à *Margaritatus* : *Spiriferina falloti*, *S. alpina*, *Tetrarhynchia tetraedra*, *T. subconcinna*, *Quadratirhynchia quadrata*, *Homeorhynchia acuta*, *Zeilleria sarthacensis*, *Z. sarthacensis ruthenensis*, *Z. quadrifida*, *Z. indentata*, *Aulacothyris resupinata*, *Lobothyris subpunctata* ;
- dans la Zone à *Spinatum*, Sous-zone à *Apyrenum* : *Zeilleria* cf. *sarthacensis*, *Aulacothyris resupinata*, *Homeorhynchia acuta*, *Tetrarhynchia tetraedra*, *Spiriferina* cf. *terebratuloides*, *S. alpina*, *Lobothyris* cf. *punctata*, *L. subpunctata* ;
- dans la Zone à *Spinatum*, Sous-zone à *Hawskerense* : disparition des espèces *Spiriferina terebratuloides*, *Zeilleria meridiana* et *Z. sarthacensis*, compensée par la présence de *Zeilleria moorei* ;
- dans la Zone à *Tenuicostatum* : persistance de l'espèce *Zeilleria quadrifida*.

**14. Marnes et argiles grises à rares horizons carbonatés à ammonites (Toarcien).** Le Lias se termine par le Toarcien, qui constitue une puissante série marneuse très mal exposée, formant des talus recouverts de pâturage, sous les calcaires à entroques du Bajocien inférieur (région sud de Crux-la-Ville, au Nord-Est de Saint-Benin-des-Bois et dans les Amognes). Puissante de 60-80 m (évaluée à 60 m à Pranté, une centaine de mètres à l'Est de Sury, dans les Amognes, et 100 m à Saint-Révérien, sur la feuille Prémery), cette unité a été partiellement recoupée par plusieurs forages à la tarière, réalisés dans le cadre des levers. Elle se compose de marnes grises micacées, finement gréseuses (lames ou lentilles, surtout

reconnues vers le haut de la série), généralement pauvres en macrofaune, et à fins interlits (lits et nodules alignés) de calcaire micritique.

La série débute par un faciès de marnes feuilletées (Schistes carton), non reconnu à l’affleurement sur la feuille Saint-Saulge, mais retrouvé dans les forages du Nivernais (Le Calvez *et al.*, 1969) et sur la feuille voisine Prémery (Lablanche et Delfour, 1998). Cet horizon à *Aptychus*, débris de poissons, posidonomyes et empreintes d’ammonites est rapporté à la Zone à Serpentinum du sommet du Toarcien inférieur ; sa base, généralement attribuée à la Zone à Tenuicostatum, n’a pas été identifiée.

Au-dessus, la série passe à une puissante série marneuse, rapportée à cette même zone (Le Calvez *et al.*, 1969) et interrompue par un faisceau de fins bancs de calcaire micritique gris clair, à ammonites, nautilus et bélemnites (biomicrite à rares oolites et à foraminifères benthiques : *Trocholina granosa*, *Verneuilinoides* sp., Discordidae). Hors carte, au Nord de la feuille Decize, au Sud de Montgoublin, ce faisceau carbonaté, localement très bioclastique, a livré une riche faune d’ammonites composée de *Harpoceras falciferum*, *Maconniceras* sp. (Zone à Serpentinum, Sous-zone à Falciferum : Toarcien inférieur élevé) et de *Hildoceras bifrons*, *H. apertum*, *Dactylioceras* sp., *Peronoceras* sp., *Harpoceras subplanatum* (Zone à Bifrons de la base du Toarcien moyen), associés à des nautilus et des bélemnites. Sur le périmètre de la carte, la Zone à Bifrons a été aussi caractérisée, par ammonite et nannoflore, dans le sondage à la tarière de Maubranche (x = 683,950 ; y = 2 237,825), localisé 250 m au Nord-Ouest du sondage SF2.

Dans sa partie moyenne, dans les Amognes (sondages carottés dans la région de Sury), la série toarcienne présente une belle homogénéité ; elle est composée de marnes silteuses et micacées, gris foncé, à lamines à concentration de posidonomyes et d’autres lamellibranches pélagiques, de fins débris végétaux pyritisés et de plus rares empreintes d’ammonites souvent écrasées par la compaction (*Dactylioceras* sp.). Les 40 m les plus sommitaux de la série affichent un caractère plus hétérolithique, et s’enrichissent en lamines et fins lits de sable très fin à rides de courant généralement tronquées à leur sommet. Quelques structures s’apparentent à des litages obliques en mamelons (HCS) ou en creux (SCS). De minces horizons, d’épaisseur pluricentimétrique, à accumulation de faune (lamellibranches, dont fragments perforés par les clones, bélemnites, ammonites) font penser à des dépôts de tempête. Au total, ces faciès sont interprétés comme des faciès circalittoraux (faciès « offshore »), épisodiquement soumis aux tempêtes.

Localement aussi, la série toarcienne s’enrichit à son sommet en oolites ferrugineuses, autrefois exploitées, que l’on trouve à l’affleurement en plusieurs points au Sud de Lurcy-le-Bourg et entre Saint-Benin-des-Bois et

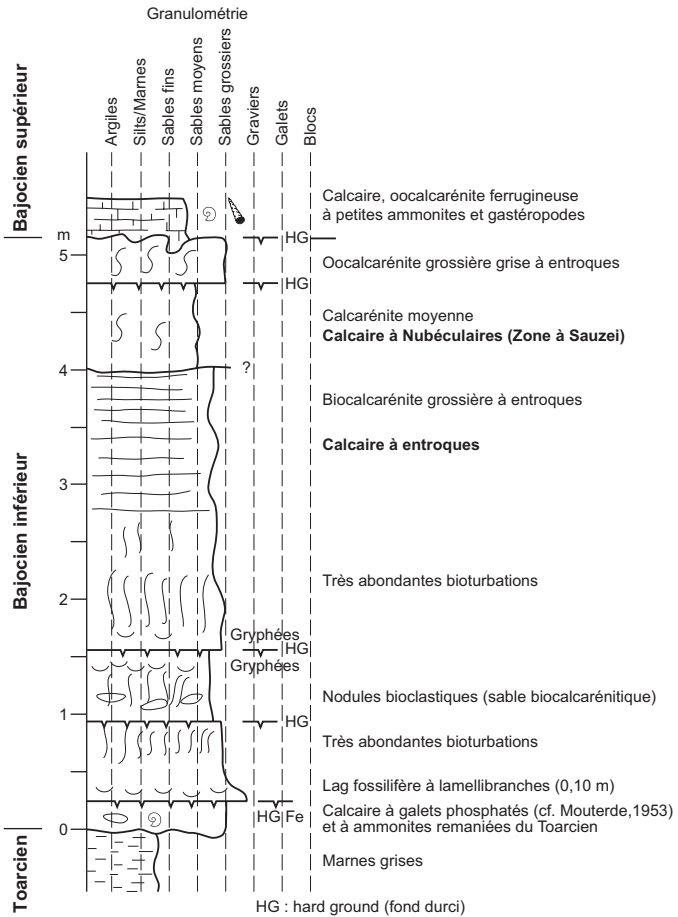
Sainte-Marie. Ces niveaux, situés directement sous les calcaires à entroques du Bajocien inférieur, renferment une faune rapportée à la Zone à Variabilis (sommet du Toarcien moyen) et à la Zone à Thouarsense (base du Toarcien supérieur) (Lablanche et Delfour, 1998), datations qui suggèrent une lacune d'une partie du Toarcien supérieur et de l'Aalénien. En se déplaçant vers le Morvan, en direction de l'Est, les derniers indices de faunes d'ammonites semblent de moins en moins élevés dans cet étage, alors, qu'au niveau de la Loire, le Toarcien est nettement plus complet. Il contient, en plus des genres présents sur la carte Saint-Saulge, des *Pseudogrammoceras* (fin de la Zone à Thouarsense), des *Hammatoceras* (Zone à Insigne), des *Dumortieria* (Zone à Pseudoradosa) puis des *Pleydellia lugdunensis* (Zone à Lugdunensis).

Plusieurs sondages à la tarière, réalisés dans le cadre du lever de la carte, tant dans les Amognes que les régions de Bona et de Sainte-Marie et aussi au Sud de Crux-la-Ville, ont permis de prélever les faciès marneux afin d'en analyser la microflore ; celle-ci, étudiée par D. Fauconnier (BRGM), s'est révélée très homogène et non indice, puisque d'une grande similitude par rapport à celle déjà reconnue dans le Domérien inférieur, avec : des débris libéro-ligneux, des pollens Cheirolepidacées (*Classopollis abundans*), Inaperturés (*Exesipollenites scabratus*, *Cerebropollenites mesozoicus*), Dissacates (*Parvisaccites radiatus*, *Pinuspollenites minimus*, *Abietinaepollenites microalatus*) et des spores *Cyathidites australis*, *Stereisporites* sp., *Gleicheniidites senonicus*, *Retriletes clavatoides*, *Osmundacidites wellmannii*, *Cicatricosporites* sp. et *Klukisporites* sp. ; en complément, l'association a livré du microplancton à dinoflagellés : *Nannoceratopsis gracilis*, *N. spiculata*, *Endoscrinium* sp., *Mancodinium semitabulatum*.

Le Toarcien (sauf sa base) a aussi été caractérisé par sa nannoflore (étude de M. Bonnemaïson) :

- la Zone à Bifrons, dans le sondage (n° 66) à la tarière de Maubranche (x = 683,950 ; y = 2 237,825) ;
- la partie moyenne de la série, dans les sondages de Briotte-n° 49 (x = 691,650 ; y = 2 237,050), de l'ancienne tuilerie localisée à l'Est de Sainte-Marie-n° 65 (x = 684,400 ; y = 2 235,950) et des Badières Ouest-n° 67 (x = 683,100 ; y = 2 240,250) ;
- les niveaux les plus élevés de la série toarcienne ont été recoupés dans les sondages de Sury.

Dans les sondages carottés de Sury, la nannoflore, meilleur marqueur stratigraphique que la microflore, indique un renouvellement des espèces au Toarcien, avec la prédominance d'une association, avec notamment *Carinolithus superbus* et *Discorhabdus ignotus* (Zone à *Discorhabdus*



**Fig. 11 - Coupe de la Formation du Calcaire à entroques (Bajocien inférieur) exposé en falaise dans l'ancienne gare de Saint-Benin-d'Azy**  
(levés originaux et d'après J.-C. Perraudin, 1971)



*ignotus*, d'après la biozonation de P.R. Bown *et al.*, 1988), caractéristique du Toarcien « moyen ».

Les « Schistes carton », qui caractérisent le Toarcien inférieur sur la plus grande partie du bassin de Paris, n'y ont pas été reconnus en tant que faciès, ni identifiés sur le plan biostratigraphique. Il est difficile de conclure si ce faciès est absent ou s'il n'a pas été recoupé lors des prélèvements. Cette absence est cependant à rapprocher du fait que la Zone à *Tenuicostatum*, qui marque la base du Toarcien, existe (au moins sur la feuille Prémery ; Lablanche *et al.*, 1997) sous forme d'un mince niveau condensé, plaqué au sommet des Calcaires à gryphées géantes. Le Toarcien inférieur basal est donc bien présent dans la zone étudiée, mais sous la forme d'un faciès condensé.

Au sommet de la série recoupée par les sondages, les taxons *Retecapsa incompta* et *Biscutum intermedium* (Zone à *Biscutum intermedium*, d'après la biozonation de P.R. Bown *et al.*, 1988), correspondant à la zone d'ammonite du Toarcien supérieur, Zone à *Levesquei*, n'ont jamais été observés à ce stade de l'étude, ni non plus les marqueurs des zones encore plus élevées. La faible abondance de la nannoflore ne permet pas de conclure catégoriquement à l'absence du Toarcien supérieur. Toutefois, cette hypothèse reste vraisemblable, d'autant que le sommet des sondages est placé à peu de distance sous la dalle des calcaires à entroques bajociens.

**j2a. Calcaires à entroques (Bajocien inférieur).** Les calcaires à entroques marquent un net changement des faciès et le début des séries à dominante carbonatée qui vont se développer au cours du Jurassique moyen (Dogger). Formant un ressaut topographique, ils viennent abruptement coiffer les marnes et calcaires argileux du Toarcien, comme on peut l'observer dans les Amognes, autour de Sainte-Marie et à l'Est du horst de Saint-Saulge, dans quelques buttes témoins résiduelles (Crux-la-Ville, Montpillard). Largement exploités autrefois comme pierre à bâtir, on peut encore observer de nombreux anciens fronts de taille, creusés dans ces calcaires, épais de seulement quelques mètres (5 m dans la coupe de l'ancienne gare de Saint-Benin-d'Azy, fig. 11 ; x = 680,100 ; y = 2 223,325). Les calcaires, de couleur beige-ocre, très grenus, présentent parfois des litages obliques entrecroisés (quand les bioturbations ne les masquent pas) et un granoclassement (grain moyen à grossier suivant les horizons).

J.-C. Perraudin (1971), dans une étude régionale à l'échelle du Nivernais, a reconnu trois principaux faciès :

– des calcaires à entroques (texture grainstone à packstone), riches en articles de crinoïdes parfois roulés (surtout *Pentacrinus bajocensis* et *Extracrinus babeau*) et en bioclastes variés (fragments de bryozoaires, mollusques variés, serpules et foraminifères : *Nodosariidés*, *Lingulina* sp.,

*Lenticulina* sp., *Vaginulina* sp., *Epistomina regularis*, *Palzowella* sp.), à stratifications entrecroisées fréquentes ;

– des calcaires à polypiers (isolés et coloniaux), reconnus surtout dans la région de Lurcy-le-Bourg et, probablement, pour partie, équivalents latéraux des faciès précédents ;

– des calcaires à nubéculaires, riches en bioclastes encroûtés par un foraminifère agglutinant (*Nubecularia reicheli*, formant des oncoïdes), surtout reconnus au sommet de la série, sous les niveaux à oolites ferrugineuses immédiatement superposés ;

– certains horizons ont aussi livré des macrofaunes : pectens, huîtres, gryphées (*Gryphaea sublobata*), brachiopodes, bryozoaires, spongiaires, coraux coloniaux, serpules.

Dans la coupe classique de la gare de Saint-Benin d'Azy (fig. 11), les Calcaires à entroques présentent un aspect massif, avec des lits métriques (voir description de R. Mousterde, 1953 et coupe présentée ici et adaptée de J.-C. Perraudin, 1971), sans intercalations marneuses. Des surfaces durcies ferruginisées viennent coiffer les bancs, qui apparaissent souvent très bioturbés (thallasinoïdes ?). Dans cette coupe, le banc le plus basal (épais de 0,30 m), qui vient au-dessus des marnes du Toarcien, se termine par une surface durcie perforée et à encroûtements ferrugineux. Riche en galets (phosphatés ?, cf. R. Mousterde, 1953) et quartz détritiques, ce niveau à lamellibranches, coraux et débris d'oursins, a livré une ammonite (*Pseudogrammoceras doertense*) qui marque le Toarcien supérieur (sommet de la Zone à Thouarsense). Celle-ci est probablement remaniée des niveaux marneux sous-jacents. D'après J.-C. Perraudin, 1971, dans cette coupe, la sédimentation carbonatée débute dès la base du Bajocien (Zone à Discites).

Au sommet de la falaise, dans les calcaires à nubéculaires, J.-C. Perraudin, 1971, signale la présence de l'ammonite *Sonninia* aff. *felix*, rapportée au sommet du Bajocien inférieur (Zone à Propinquans). Les calcaires sont coiffés par une surface perforée, pénétrée par du calcaire à oolites ferrugineuses qui dessine un mince niveau très fossilifère et, notamment, riche en ammonites.

À l'entrée orientale de Montigny-aux-Amognes (x = 672,750 ; y = 2 225,600) les Calcaires à entroques, constitués d'un faisceau de bancs carbonatés (4-5 m de puissance), apparaissent limités au sommet par une surface durcie perforée, placée sous les marnes du Bajocien supérieur. Sous la surface perforée, une mince couche de calcaire renferme des galets perforés à oolites ferrugineuses et quelques grosses ammonites remaniées et encroûtées (*Sonninia* sp. ? et *Dorsetensia* sp. ?) rapportées, sans plus de précision, au Bajocien inférieur.

Sur la feuille Prémery (Lablanche et Delfour, 1998) et pour Barbin (DEA non publié, 2000), cette unité, qui monte indiscutablement dans la Zone à Propinquans, se terminerait dans la base de la Zone à Humphriesianum.

Sur le périmètre de la feuille, aucune faune indice de l'Aalénien n'a été récoltée dans les Calcaires à entroques ; cet étage est vraisemblablement absent.

**j2b. Marnes et calcaires argileux (Bajocien supérieur).** Au-dessus des Calcaires à entroques, se développe une puissante série marno-calcaire, encadrée par deux minces horizons à oolites ferrugineuses bien connus des anciens auteurs (Ebray, 1858 ; Grossouvre (de), 1886), qui attribuaient, le premier, à la base du Bajocien supérieur, le second, au Bathonien inférieur (Mouterde, 1953). Cette unité, condensée sur la feuille Prémery (Mouterde, 1953 ; Lablanche et Delfour, 1998) (superposition des deux niveaux à oolites ferrugineuses), se développe vers le Sud, sur la feuille Saint-Saulge, où elle atteint une vingtaine de mètres de puissance. Sur la feuille Saint-Saulge, l'horizon oolitique sommital très fossilifère et qui forme un niveau repère très facile à suivre dans les champs, a été cartographié à part (voir plus bas).

La série marno-calcaire bajocienne débute systématiquement par un fin niveau, riche en oolites ferrugineuses et macrofaune (ammonites, brachiopodes notamment), qui vient, le plus souvent, surmonter une surface durcie installée au sommet des Calcaires à entroques du Bajocien inférieur.

Par exemple, dans la coupe de la gare de Saint-Benin d'Azy (fig. 11), J.-C. Perraudin (1971) rapporte que les marnes et calcaires argileux du Bajocien débutent par un niveau à oolites ferrugineuses (0,65 m), qui coiffe les calcaires à entroques, au-dessus d'une surface durcie. Ce niveau, très fossilifère, a livré à sa base *Dorsetensia* gr. *liostraca* (Zone à Humphriesianum), puis au-dessus, une riche faune d'ammonites avec notamment : *Strenoceras niortense*, *S. bifurcatum*, *Garantiana conjugata*, *G. baculata* du Bajocien supérieur non basal (Zone à Niortense, Sous-zone à Baculata) ; au sommet, la faune se renouvelle rapidement remplacée par : *Garantiana dichotoma* (Zone à Garantiana, Sous-zone à Dichotoma) puis *Pseudogarantiana* aff. *minima* (Sous-zone à Subgaranti). Cet exemple illustre parfaitement le caractère condensé de ce niveau à oolites ferrugineuses.

Le passage du calcaire à entroques aux niveaux condensés à oolites ferrugineuses est aussi documenté par J.-C. Perraudin (1971), près de Nanton ( $x = 677,100$  ;  $y = 2\,226,500$ ), dans une ancienne carrière maintenant disparue, où les faciès condensés à oolites ferrugineuses seraient ici datés, à leur base, du sommet du Bajocien inférieur avec

*Dorsetensiana* gr. *pulchra*, *Chondroceras* aff. *tenue* et *Teloceras* aff. *blagdeni* (Zone à Humphriesianum).

À Charry, au Sud de Bona ( $x = 683,925$  ;  $y = 2\,227,350$ ), le contact entre les Calcaires à entroques et les marno-calcaires du Bajocien supérieur a également pu être observé derrière les bâtiments agricoles. Celui-ci est marqué par une surface ravinée, durcie et perforée, coiffée par un petit horizon calcaire, riche en oolites ferrugineuses et à ammonites : *Strenoceras niortense*, *Garantiana* sp. et une ammonite déroulée (*Spiroceras* sp.) qui indiquent la Zone à Niortense (base du Bajocien supérieur). Les premières *Parkinonia* (qui apparaissent avec la Zone à Garantiana, sommet de Bajocien supérieur ; voir Cariou et Hantzpergue, Eds., 1997), sont relevées plus haut, dans les premiers niveaux marno-calcaires sus-jacents.

Au-dessus de l'horizon oolitique basal, la série marno-calcaire, dont l'épaisseur atteint environ 20 m, détermine des talus couronnés par les calcaires à oolites ferrugineuses du Bathonien inférieur.

À l'Ouest de Saint-Jean-aux-Amognes ( $x = 675,675$  ;  $y = 2\,224,075$ ), un échantillon, prélevé assez haut dans les faciès marno-calcaires du Bajocien supérieur, a livré des ammonites rapportées à la Zone à Parkinsoni (*Parkinonia parkinsoni*). Dans la coupe de la tranchée du Dos d'Âne, à l'Ouest de Saint-Benin-d'Azy ( $x = 679,000$  ;  $y = 2\,223,160$ ), Delance *et al.* (1979) signalent au sommet de cette série marno-calcaire, sous une surface durcie, la présence de *Parkinonia neuffensis* attribuée au Bajocien supérieur (Zone à Parkinsoni).

Au total, cette série, à dominance marneuse, témoigne à la base d'une condensation des faciès avec nombreuses lacunes pour l'intervalle qui couvre l'extrême sommet du Bajocien inférieur (Zone à Humphriesianum) jusqu'à la base de la Zone à Garantiana. Sur la feuille Prémery, la condensation des faciès comprend tout l'intervalle Zone à Humphriesianum *p.p.* – Zone à Zigzag (Sous-zone à Macresens) de la base du Bathonien inférieur (Lablanche et Delfour, 1998).

**j2b-3a. Calcaires argileux perforés et marnes à oolites ferrugineuses et ammonites (Bajocien supérieur terminal à Bathonien inférieur).** Cette unité, pourtant peu épaisse (de l'ordre du mètre), constitue un niveau repère remarquable, déjà signalé par les anciens auteurs (sous le terme d'« oolithe ferrugineuse bathonienne » ; Mouterde, 1953) et présente partout depuis les Amognes, jusqu'au Sud de Bona et dans la région de Saint-Benin-des-Bois. Très utile en cartographie, notamment aux fins de contraindre la fracturation des terrains, elle s'observe en surface structurale au sommet des calcaires marneux du Bajocien supérieur formant un petit ressaut morphologique.

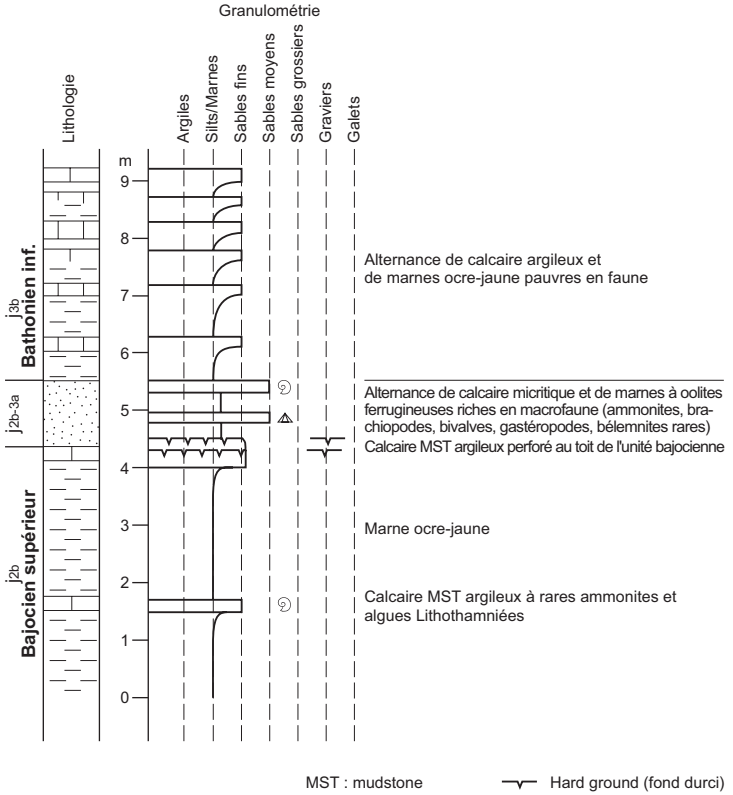
Sur la feuille Prémery, cet horizon n'a pas été cartographiquement distingué et a été rassemblé avec le calcaire à oolites ferrugineuses de la base du Bajocien supérieur et les marnes susjacentes.

Cette unité, constituée d'une alternance de fins bancs décimétriques de marnes et de calcaire argileux de couleur beige-ocre, présente peu de variation de faciès par rapport aux unités encadrantes, hormis un enrichissement en oolites ferrugineuses et aussi plus remarquable, en fossiles.

Dans la coupe de la tranchée du Dos d'Âne, à l'Ouest de Saint-Benin-d'Azy, publiée par J.-H. Delance *et al.* (1979), l'unité débute par un banc de calcaire (0,40 m) à galets perforés, lui-même perforé à son toit, coiffé par un banc de calcaire argileux, très fossilifère, à nombreuses oolites ferrugineuses (0,40 m). Ces auteurs ont publié une liste très complète des macrofaunes récoltées : ammonites très diversifiées (voir plus bas), petites rhynchonelles et térébratules, nautilus (*Somalinautilus* sp.), huîtres (*Alectryona* sp.), trigonies, pectinidés, gastéropodes rares, oursins (*Collyrites analis*, *Pygomalus ovalis*), lamellibranches fouisseurs (*Pholadomyes*), serpules, bélemnites, spicules de spongiaires, bryozoaires. La diversité et la bonne conservation des faunes, assez peu brisées, mais parfois encroûtées de serpules, et assez faciles à dégager, explique l'intérêt porté à ce niveau par les collectionneurs de fossiles.

L'organisation des dépôts est particulièrement bien exprimée dans le talus du virage rectifié ( $x = 683,225$  ;  $y = 2\ 227,350$ ), à la sortie est de Bona (fig. 12) : au-dessus d'un premier ensemble marno-calcaire monotone (alternances de marnes ocre-jaune et calcaire à texture mudstone à rares ammonites, éponges et algues lithothamniées), perforé à son toit et considéré comme appartenant à l'unité sous-jacente, l'unité oolitique, épaisse de seulement 1 m, apparaît constituée d'un faisceau de bancs décimétriques marneux et carbonatés, plus ou moins riches en oolites ferrugineuses et très fossilifères (voir plus bas) ; au-dessus de cet horizon, daté du Bathonien inférieur (Zone à Zigzag, Sous-zone à Macrescens), la charge en oolite disparaît très rapidement, et une sédimentation argilo-carbonatée monotone et pauvre en faune et flore s'installe rapidement.

En lame mince, ces calcaires bioturbés, à texture wackestone, renferment une microfaune de foraminifères benthiques profonds (*Flabellamina althoffi*, *Verneulinoides mauritii*, *Valvulina lugeoni*, *Ammobaculites* sp., *Ophthalmidium* sp., *Vaginulina* sp., *Textulariidae*, *Nodosariidae*) associée à une microfaune planctonique (foraminifères : *Protoglobigerina* sp., *Conoglobigerina* cf. *avariformis*, débris de crinoïdes et de lamellibranches pélagiques). Ils sont attribués à des paléoenvironnements circalittoraux (faciès hémipélagiques).



**Fig. 12 - Coupe du niveau à oolites ferrugineuses au passage Bajocien-Bathonien, exposée près de Bona**

L'existence de nombreux affleurements (surtout dans les Amognes) permet de dresser une liste des principaux marqueurs, celle-ci enrichie par les travaux récemment publiés (Delance *et al.*, 1979 ; Zany *et al.*, 1995) :

– Zone à Parkinsoni, Sous-zone à Bomfordi (Bajocien terminal) : ammonites : *Parkinsonia neuffensis* ; brachiopodes : *Morrisithyris phillipsi*, *Ferrythyris ferryi*, *Formosarhynchia* aff. *formosa*, *Lithofaga bajocensis* ;

– Zone à Zigzag, Sous-zone à Macrescens : ammonites *Zigzagiceras zigzag*, *Z. crassizigzag*, *Ebrayiceras sulcatum*, *Ebrayiceras pseudomorphosa*, *E. jactatum*, *E. perinflatum*, *Ebrayiceras* sp., *Oxycerites nivernensis*, *O. fallax*, *O. limosus*, *Morphoceras macrescens*, *Procerites schloenbachi*, *P. tmetolobus*, *P. fullonicus*, *P. subprocerus*, *Siemiradzka procerus*, *S. torrensi*, *S. aurigera*, *Parkinsonia pachypleura*, *P. gr. schloenbachi*, *P. eimensis*, *P. dorni*, *P. subtilis*, *Cadomites (Cadomites) exstinctus*, *C. deslongchampsii*, *C. rectolobatus*, *Planisphinctes acurvatus*, *Oecotraustes bomfordi*, *O. decipiens* ; brachiopodes térébratulidés *Ferrythyris ferryi*, *F. pouillyensis*, *Millythyris millyensis*, *Rocheithyris curvata*, *Morrisithyris phillipsi*, *Stiphrothyris helena*, *S. garantiana*, *Sphaeroidothyris daultigensis* ; rhynchonellidés *Sphenorhynchia glaronensis*, *Acanthothyris spinosa*, *Rhynchonelloidella* cf. *proxima*, *Formosarhynchia* aff. *formosa*, *Rhactorhynchia* cf. *regalis* ; et Zeilléridés *Aulacothyris* cf. *mandelslohi*, *A. cf. meriani* (association (1) équivalente à l'association de brachiopodes à *Rhynchonelloidella thurmanelloïda* de J.-P. Garcia *et al.*, 1996) ;

– base de la Zone à Aurigerus : ammonites *Polysphinctites secundus*, *Oxycerites* cf. *limosus*, *O. fallax*, *Paraecotraustes* aff. *formosus*, *Procerites* sp., *P. (Siemiradzka)* sp., *Wagnericeras* sp., *Micromphalites* sp., *Sphaeroptychius* sp. ; brachiopodes rhynchonellidés *Rhynchonelloidella thurmanelloïda* (espèce marqueur de l'association basale décrite par J.-P. Garcia *et al.*, 1996, dans le Nivernais), *Sphaenorhynchia matisconensis* ; Zeilléridés *Aulacothyris* sp., *Ferrythyris* sp., *Septaliphoria* sp., *Goniothyris* sp., *Millithyris* sp. À cette liste, il faut rajouter *Strigoceras dorsocavatum*, récemment découvert par E. Vincent *et al.*, 1988.

Ces trois biozones ne sont pas nécessairement documentées ou présentes dans tous les affleurements ; seule la Sous-zone à Macrescens, nettement la plus fossilifère, est systématiquement reconnue dans tous les sites observés sur le périmètre de la feuille. Localement, par exemple dans la coupe à l'Ouest de Saint-Benin-d'Azy, d'après J.-H. Delance *et al.* (1979) et nos propres observations, la première biozone rapportée au Bathonien basal (Sous-zone à Convergens) n'est pas représentée. De même, seuls quelques affleurements présentent des faunes rapportées à la Zone à Aurigerus, par exemple au Nord de Saint-Benin-d'Azy (x = 680,500 ; y = 2 223,900) et à l'Est de Saint-Sulpice (x = 677,800 ; y = 2 229,100).

Au total, cette série apparaît condensée et comporte des lacunes (notamment de la Sous-zone à Convergens, à l'extrême base du Bathonien inférieur). Soulignons ici que Zany *et al.* (1995) ont conclu, sur l'étude détaillée de la conservation et des corrélations des horizons biostratigraphiques sur un transect Loire – Morvan, à l'existence d'une paléotopographie bien structurée à la limite Bajocien – Bathonien. La plus ou moins grande distribution géographique des niveaux repères en direction de l'Est est, de plus, en phase avec les épisodes eustatiques reconnus dans la région et en Normandie (Rioult *et al.*, 1991). Cette organisation des dépôts est également à mettre en parallèle avec les observations biostratigraphiques qui concernent le Toarcien supérieur vu précédemment.

**j3b. Calcaires, calcaires argileux et marnes (Bathonien inférieur à moyen).** Au-dessus des calcaires argileux à oolites ferrugineuses se développe une puissante série marno-calcaire blanchâtre, d'aspect très monotone, sans niveau repère identifiable. La série (fig. 13), puissante d'environ 70 m, forme des talus très bien exposés dans l'Ouest de la feuille, propices aux cultures céréalières (dans les Amognes notamment).

Se débitant en bancs pluridécimétriques de calcaire micritique plus ou moins argileux, à interbancs marneux et donnant des roches gélives, cette série est le plus souvent peu fossilifère. Seuls, certains niveaux ont livré des ammonites et autres mollusques (nautilus, moules, pinnes, pholadomyes, gastéropodes (*cf.* Velates), brachiopodes. En lame mince, ces faciès bioturbés à texture wackestone/packstone, se composent d'éléments figurés fins et très bien triés : fréquents pellets, spicules de spongiaires, foraminifères benthiques de milieux envasés profonds (*Flabellamina althoffi*, *Verneulinoides mauritii*, *Ammobaculites coprolithiformis*, *Lenticulina* sp., *Verneulina* sp., *Glomospira* sp., *Ophthalmidium* sp., *Valvulinidae*, *Nodosariidae*, *Textulariidae*), associés à des formes planctoniques (radiolaires Spumellaires, formes pélagiques de lamellibranches à test fin et de crinoïdes). Ces faciès « hémipélagiques » à dominance carbonatée sont attribués à des environnements circalittoraux.

La faune d'ammonites, peu abondante, apporte des éléments de datation : – à la base, les niveaux ont livré : *Parkinsonia wurtttembergica*, *Bullatimorphites* sp., des *Perisphinctidae*, qui caractériseraient le sommet du Bathonien inférieur (Zone à Aurigerus) ou la base du Bathonien moyen (Zone à Progracilis) ;

– au sommet de cette unité, dans la coupe au Sud-Ouest de Sainte-Marie (x = 682,900 ; y = 2 234,950), la faune d'ammonites renferme des Tullitidés, dont *Tulites subcontractus* et *Morrisiceras morrisi* (fossiles indices des zones à Subcontractus et Morrisi du Bathonien moyen). On trouve également en complément *Oxycerites* sp., *Gracilisphinctes* sp., *Oecotraustes* sp., ainsi que des *Perisphinctidae*.



j3c. **Calcaires bioclastiques, marnes à brachiopodes, marnes blanches (Bathonien supérieur).** La série rapportée au Bathonien supérieur marque un net renouvellement avec le passage à des faciès beaucoup plus contrastés et riches en faune : calcaires bioclastiques à brachiopodes, marnes blanches, calcarénites à grosses oolites ; les calcaires à brachiopodes forment un ressaut morphologique couronnant les marno-calcaires monotones du Bathonien moyen. Restreint à la moitié occidentale de la feuille, le Bathonien supérieur se présente sous forme d'affleurements discontinus, limités aux horizons carbonatés, disparaissant latéralement sous les argiles d'altération à chailles.

Dans le Nivernais (voir les cartes Nevers [Delance *et al.*, 1988] et Prémery [Lablanche et Delfour, 1998]), cette série se subdivise en trois ensembles distincts (fig. 13) : deux ensembles calcaires bioclastiques encadrant une épaisse assise marneuse pauvre en faune. Sur le plan cartographique, les deux premiers termes ont été rassemblés dans l'unité j3c, et séparés du terme oolitique le plus supérieur rapporté à l'unité j3c (1).

L'unité cartographique basale du Bathonien supérieur débute par un premier ensemble (environ 10 m), composé de marnes ocre-jaune à brun qui passent progressivement vers le haut à des calcaires argileux riches en brachiopodes, puis, au sommet, à des bancs indurés de biocalcarénite fine (environ 5 m), à stratifications entrecroisées. Cette unité vient surmonter abruptement les marno-calcaires du Bathonien moyen et présente souvent à son sommet une surface perforée (affleurement du Sud-Est de Nolay, x = 675,100 ; y = 2 235,650). Localement, comme au Nord de la Motte (x = 678,900 ; y = 2 230,100), un fin horizon carbonaté (faisceau de fins bancs cumulant 1 m d'épaisseur), enrichi en oolites ferrugineuses et lithoclastes carbonatés et à ammonites, vient s'intercaler entre les faciès plus marneux basaux et les faciès calcaires ; cet horizon est interprété comme la surface d'inondation maximale de la séquence formée par cet ensemble.

En lame mince, les calcaires argileux sont des biomicrites à texture wackestone, riches en petits foraminifères benthiques profonds similaires à ceux du Bathonien moyen (*Flabellamina althoffi*, *Verneuilioides mauritii*, *Ammobaculites coprolithiformis*, *Lenticulina* sp., *Nubeculinella* sp., *Discorbidae*, *Valvulinidae*, *Nodosariidae*), que l'on retrouve associés à des formes planctoniques : formes pélagiques de lamellibranches à test fin et de crinoïdes. Les calcaires bioclastiques du sommet de l'unité, à texture packstone, ont une faune plus diversifiée : petits foraminifères benthiques identiques à ceux décrits dans les marnes, grands foraminifères benthiques (*Trocholina gigantea* et *T. cf. palastiniensis*), fragments de macrofaune : bryozoaires, lamellibranches, gastéropodes, brachiopodes, tubes d'annélides, crinoïdes pentacrines, échinidés.

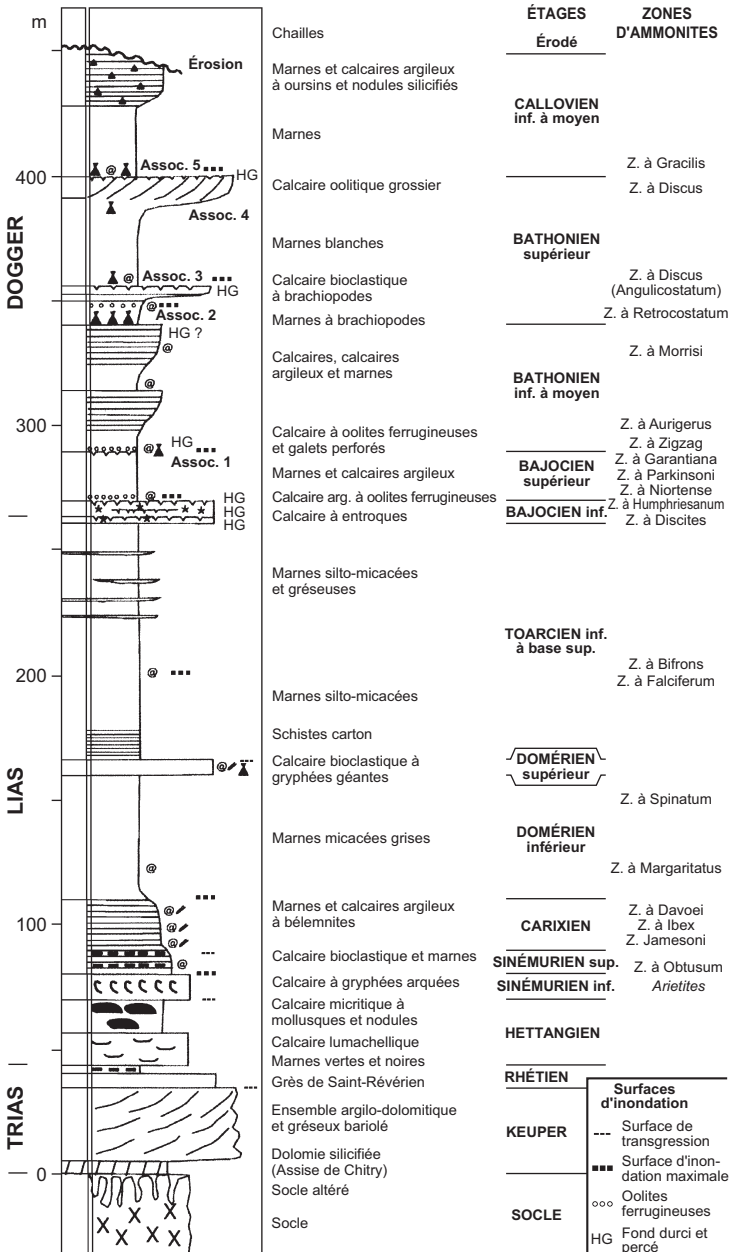


Fig. 13 - Log synthétique de la couverture mésozoïque exposée sur la feuille de Saint-Saulge

Les niveaux plus argileux de la base de l'unité forment un horizon repère ; ils ont livré une association de petites rhynchonelles et térébratules, riche en individus et rapportée à l'association de brachiopodes (2) similaire à celle décrite par J.-P. Garcia *et al.* (1996), à *Rhynchonelloidella nivernensis* (et *Eudesia cardium*) et à laquelle ici s'ajoutent *Pseudowathonithyris inflata*, *Aulacothyris* sp. et *Acantothyris* sp.

Dans la coupe de la tranchée du bois d'Azy ( $x = 681,800$  ;  $y = 2\,223,750$ ), publiée par J.-H. Delance *et al.* (1979), les niveaux les plus supérieurs ont livré une riche macrofaune d'ammonites (*Oxycerites subinflexus*, *O. gr. oppeli*, *Clydoniceras* cf. *discus*, *C. legayi*, *Protohcticoceras retrocostatum*, *Paraecotraustes waageni variabilis*, *Homeoplanulites* gr. *pseudoannularis*, *H. ybbsensis*, *H. bugesiacus*, *Bomburites suevicum*, *Cadomites* [*Polyplectites*] *claramontanus*), de brachiopodes térébratulidés (*Cererithyris fleischeri*, *C.* cf. *arkelli*, *Pseudowatonithyris inflata*, *Pseudotubithyris globata*, « *Terebratula* » *movelierensis*), de Zeilléridés (*Ornithella* [*Digonella*] *digona*, *O.* [*Obovothyris*] *obovata*, *Eudesia cardium*, *Flabellothyris flabellum*), de Rhynchonellidés (*Rhynchonelloidella* aff. *smithi*, *Parvirhynchia* ? *phaseolina*, « *Rhynchonella* » sp.). Pour ces auteurs, l'association indique le passage entre les zones à *Retrocostatum* et *Discus*.

Les niveaux carbonatés ont livré une association d'ammonites (*Hcticoceras retrocostatum*, *Paraecotraustes maubeugi*, *Perisphinctes* sp., *Bullatimorphites bullatus*, *Oxycerites* sp., *Gracilisphinctes* sp.) qui indique la Zone à *Retrocostatum* (Bathonien supérieur, partie inférieure).

Dans la coupe de Mauvron ( $x = 668,450$  ;  $y = 2\,235,600$ ), associée à de fréquents oursins (*Collyrites* sp., *Nucleolites* sp.) et des rhynchonelles, on trouve l'ammonite *Clydoniceras discus*, espèce indice de la Zone à *Discus* du Bathonien terminal ; cette espèce indice a été aussi retrouvée, près de Nolay ( $x = 675,100$  ;  $y = 2\,235,650$ ), au sommet des niveaux carbonatés, associée à *Delecticeras* sp. et *Bullatimorphites* sp. Au sommet du banc, l'association de brachiopodes se renouvelle, remplacée par l'association de brachiopodes (3) similaire à l'association à *Ornithella* (*Digonella*) *digona* et *R. curviviarians*, décrite par J.-P. Garcia *et al.* (1996), qui, ici, comprend en plus *Cererithyris* cf. *nutiensis* ; cette association appartient encore au Bathonien supérieur.

Le second ensemble, beaucoup plus monotone, se compose de marnes blanchâtres (20 à 30 m) de plus en plus carbonatées vers le haut, qui se terminent par un horizon biomicritique durci et perforé (coupe de Sichamps, SG01-132). Cette série marno-calcaire, organisée en séquences pluri-décimétriques, peu visible à l'affleurement, détermine un talus mou.

Pauvre en macrofaune, un échantillon de ces marnes, pris dans la tranchée de la route, au Nord de Prunevaux (x = 675,000 ; y = 2 234,800), a fourni, par lavage, une très riche association de petits foraminifères benthiques profonds : abondantes *Spirillines*, *Nodosaria regularis*, *Lenticulina münsteri*, *Eoguttulina liassica*, *Frondicularia lignaria*, *Lingulina dentaliniformis*, *L. nodosaria*, *Discorbis scutuliformis*, *D. parapsis*, *Planularia pseudocrepidula*, *Ophthalmidium carinatum*, *Textularia agglutinans*, *Verneuilinoides mauritii*, *Trochammina globigeriniformis*, indicateurs d'un paléoenvironnement circalittoral.

L'âge de ces marnes est contraint par l'âge des niveaux encadrants, tous deux datés de la Zone à Discus (sommet du Bathonien supérieur).

j3c (1). **Calcaires oolitique et bioclastique blanc (Bathonien supérieur)**. L'assise marno-calcaire de l'unité précédente est surmontée par un ensemble principalement carbonaté, puissant d'une dizaine de mètres seulement, qui détermine un ressaut morphologique, particulièrement bien exprimé dans le quart nord-ouest de la feuille (région de Nolay : Prunevaux, Orbec, ...).

L'ensemble débute par un horizon marneux qui s'enrichit très rapidement en carbonate et passe à des biomicrites à débris de macrofaune : échinides, bryozoaires, lamellibranches et de fins lithoclastes carbonatés roulés, associés à des proto-oolites.

Les niveaux les plus sommitaux (quelques mètres seulement) se composent de calcaire blanc à texture packstone/grainstone, à stratifications entrecroisées, riche en bioclastes grossiers (nombreux débris roulés d'échinides, plus accessoirement de bryozoaires, brachiopodes, lamellibranches) et en oolites carbonatées, plus ou moins micritisées. Cet ensemble apparaît nettement aminci par rapport à la feuille Prémery (20 à 25 m) ; il est perforé à son toit, sous les marnes de l'unité sus-jacente.

Sur le périmètre de la carte, pourtant riche en faune brisée, cette unité n'a pas livré de macrofaune d'intérêt stratigraphique. J.-P. Garcia *et al.* (1996) rapportent la présence, à la base de cette unité, de l'association de brachiopodes (4), à *Goniorhynchia maxima* et *Eudesia multicostata*. L'unité est classiquement rattachée au Bathonien supérieur (Ebray, 1858 ; Grossouvre (de), 1894) et, plus précisément, sur la feuille voisine Prémery, à la Zone à Discus (Lablanche et Delfour, 1998).

j4a. **Formation de la Pierre de Nevers : marnes et calcaires argileux à oursins (Callovien inférieur)**. Cette unité affleure principalement à la bordure occidentale de la feuille, en sommet de plateau où elle apparaît le plus souvent entaillée par les faciès à chailles post-

jurassiques sur lesquelles se sont développées de vastes forêts. À cause de ces mauvaises conditions d'affleurement, les faciès qui composent cette unité sont souvent difficiles à observer.

Dans l'Ouest de la feuille, au-dessus des oocalcarénites bathoniennes, l'unité débute par des marnes blanches ; plusieurs affleurements : Sichamps, au Sud-Ouest de Prémery ( $x = 670,800$  ;  $y = 2\,240,250$ ), Prunevaux, près de Nolay ( $x = 675,00$  ;  $y = 2\,234,300$ ), le coteau dominant l'étang de Germenay ( $x = 670,600$  ;  $y = 2\,235,500$ ), et Chassy, dans le coin sud-ouest de la feuille ( $x = 671,600$  ;  $y = 2\,220,500$ ), ont livré de grandes térébratules allongées (*Ornithella* [*Digonella*] *marcoui*, rapportées à l'association de brachiopodes [5]), de fréquents oursins (*Collyrites elliptica*), des bivalves fousseurs (pholadomyes) et de rares ammonites (*Macrocephalites gracilis*). Près de Mauvron ( $x = 668,800$  ;  $y = 2\,235,500$ ), les termes supérieurs de la série sont exposés, montrant que les marnes passent progressivement à des calcaires micritiques blancs (Pierre de Nevers), à accidents siliceux et à fréquents oursins (*Collyrites elliptica*) ; on relève la présence de surfaces durcies ; en lame mince, ces faciès fins, à texture wackestone, présentent une association de fins bioclastes de mollusques, de brachiopodes, de bryozoaires, d'échinides et des foraminifères (*Epistomina mosquensis*, *Flabellamina althorffi*, *Ophthalmidium* sp. et *Chablaisia chablaisiensis*). Dans la coupe de Mauvron, marnes et calcaires affichent près de 40 m d'épaisseur, sous les chailles sommitales.

La faune d'ammonite récoltée indique la Zone à Gracilis du Callovien inférieur.

À l'Est de Saint-Benin d'Azy, dans une butte boisée, à la faveur de travaux routiers, J.-H. Delance *et al.* (1979) ont décrit et publié une coupe (tranchée du bois d'Azy :  $x = 682,900$  ;  $y = 2\,223,300$ ) qui intercepte une série équivalente. L'affleurement montre le passage d'une série marneuse ocre-jaune à blanchâtre (6 m) dépourvue de macrofaune, à une assise carbonatée fossilifère (11 m), directement surmontée par les altérites à chailles.

La série marneuse basale est entrecoupée de fins lits de calcaire blanc à texture mudstone et renferme notamment une faune planctonique (foraminifères indéterminés, radiolaires : Spumellaires et Nacellaires, formes pélagiques de lamellibranches à coquille fine) associée à des spicules de spongiaires et des débris d'échinides.

L'assise carbonatée sus-jacente débute par des calcaires à terriers à passées oolitiques et micrograveleuses. Les bivalves fousseurs (*Pholadomya*, *Pleuromya*, *Ceratomya*) constituent l'essentiel de la macrofaune récoltée dans ces niveaux.

Les niveaux les plus sommitaux se composent de faciès grenus, de texture packstone à grainstone, entrecoupés de marnes brunes. En lame mince, les faciès carbonatés ont montré une riche association composée de débris de brachiopodes, de bryozoaires, de spongiaires, de crinoïdes et de gastéropodes, parfois oolitisés, d'intraclastes, associés à de rares foraminifères : *Valvulina* sp., *Chablaisia chablaisiensis*. Ces niveaux ont aussi livré une riche macrofaune (Delance *et al.*, 1979) : abondants brachiopodes (*Ornithella* [*Digonella*] *marcoui*, *O. (D.) cf. divionensis*, *Rugitela cf. emarginata*, *Dictyothyris smithi smithi*, *Dorsoplicathyris gr. dorsoplicata*, *Rhynchonelloidella gremifera*), plus rares ammonites (*Macrocephalites macrocephalus*, *M. compressus*, *M. cf. herweyi*), échinides (*Collyrites elliptica*, *Nucleolites clunicularis*, *Hyboclypeus gibberulus*), fréquents crinoïdes (*Isocrinus* sp. proche de *I. pendulus* et *Angulocrinus* sp. proche de *A. simplex*), bryozoaires variés, serpules, restes de spongiaires, bivalves (ostréidés à formes plates et plissées, pectinidés).

Les données chronostratigraphiques tirées des associations de brachiopode et d'ammonite ont conduit leurs auteurs à dater la série à faciès grenu de la partie inférieure de la Zone à Gracilis, peut-être même du sommet de la Sous-zone à Koenigi (Callovien inférieur).

(j4c-5). *Marnes ocre-jaune bioclastiques, à pisolites de fer et glauconie (Callovien supérieur à Oxfordien moyen). Cette unité n'affleure pas sur la feuille*, ayant été seulement interceptée en sondage à la tarière (sondage 150) au Nord-Ouest de Sauvage (x = 668,800 ; y = 2 230,975). Les faciès, reconnus sur moins de 2 m, se composent de marnes à pisolites et bioclastes ferrugineux, associés à des grains de glauconie.

Par leur position stratigraphique et leur caractère remarquable, ils ont été corrélés avec les niveaux condensés et lenticulaires à oolites ferrugineuses rapportés à l'intervalle Callovien supérieur – Oxfordien moyen, et connus sur la feuille voisine Nevers (Delance *et al.*, 1988).

Notons que leur composition peut être à l'origine de l'alumine et du fer entrant en partie dans la composition des altérites bauxitiques et ferrugineuses qui sont très souvent associées aux argiles à chailles des plateaux et buttes du Nivernais.

**j5. Calcaires et marnes à spongiaires (Oxfordien moyen à supérieur).** Cette unité n'affleure que très marginalement dans le coin sud-ouest de la feuille, au Nord de Forge, en prolongation des affleurements connus sur la feuille Nevers. Les dépôts étant très mal exposés sous les calcaires lacustres tertiaires et les sables du Bourbonnais, nous empruntons la description proposée par les auteurs de la feuille Nevers (Delance *et al.*, 1988). Venant au-dessus de l'oolite ferrugineuse, l'unité se compose de

calcaire argileux et de marnes à spongiaires et bivalves fousseurs (Pholadomyes), parfois glauconieux ; une riche association d'ammonites récoltée sur la feuille Nevers, ont permis, à ces auteurs, d'attribuer aux dépôts un âge compris entre l'Oxfordien moyen (Zone à Transversarium) et la partie inférieure de l'Oxfordien supérieur (Zone à Bifurcatus).

### Crétacé

Les dépôts marins du Crétacé affleurent au Nord-Ouest du département de la Nièvre, en bord de Loire, formant une bande exposée à Cosne-sur-Loire et qui est recouverte au-delà par le Cénozoïque, en direction du centre du bassin de Paris. Érodés vers le Sud-Est, peu de témoins attestent de leur extension plus méridionale, sauf quelques faciès résiduels, souvent silicifiés, retrouvés en sommet de buttes, sur le Jurassique.

**Re. Argiles limoneuses d'altération développées aux dépens des formations marneuses du Lias (Crétacé inférieur ?).** Principalement reconnue sur le flanc oriental du horst de Saint-Saulge et à sa terminaison sud, une couverture limono-argileuse de couleur claire vient localement recouvrir et masquer les terrains marneux du Lias. Ces faciès, identifiés précocement (carte Nevers à 1/80 000), ont le plus souvent été considérés comme des limons provenant de la décalcification en place du Lias.

Plusieurs sondages à la tarière ont traversé ces faciès argileux et leur substratum marneux ou marno-calcaire, daté du Sinémurien au Toarcien :

– sondages n° 23 du Gros Chatenay (x = 693,075 ; y = 2 226,050), n° 35 de Grand Champ (x = 694,625 ; y = 2 228,025), dans les marnes du Sinémurien ;

– sondage n° 25 de Tintury (x = 694,150 ; y = 2 223,050), n° 61 la Varenne (x = 685,300 ; y = 2 233,500), n° 64 le Buisson Bas (x = 684,650 ; y = 2 231,825), dans les marno-calcaires du Carixien ;

– sondages n° 19 des Echeneaux (x = 690,350 ; y = 2 233,650), n° 26 du bois de Fleury (x = 694,625 ; y = 2 221,000), n° 38 bis du Gros Reugny (x = 691,275 ; y = 2 221,400), n° 42 les Maurouées (x = 690,950 ; y = 2 239,700), n° 55 des Grands Faux (x = 691,775 ; y = 2 239,725), pour le Domérien inférieur ;

– sondages n° 47 de Giverdy (x = 684,000 ; y = 2 233,725), n° 48 de Montpillard (x = 689,800 ; y = 2 236,900), n° 49 de Briotte (x = 691,800 ; y = 2 237,150), pour le Toarcien.

En forage, la couverture limoneuse beige clair ne dépasse souvent pas 5 m d'épaisseur, et présente un passage progressif avec les marnes du substratum liasique. L'évolution verticale observée se marque par une

décarbonatation et une décoloration des faciès du substratum : ainsi, les faciès marneux sous-jacents, de couleur sombre (gris à noirâtre) sont progressivement, remplacés par des argilites non carbonatées, de couleur claire (blanchâtre, verdâtre, ocre-jaune), très plastiques, à fréquents granules ferrugineux (surtout vers le sommet). La décarbonatation des faciès limoneux d'altération explique qu'ils ont été autrefois exploités (surtout ceux du Toarcien, en particulier, au Sud de Sury et à Sury) pour la fabrication de terres cuites.

Quatre échantillons du forage du bois de Fleury (n° 26, voir plus haut) ont été analysés en DRX sur roche totale et fraction argileuse afin de caractériser plus précisément le profil d'altération. Ce sondage a traversé :

- une argile ocre-jaune à blanchâtre, à sable quartzeux et rares dragées de quartz sur 1,5 m ;
- une argile blanchâtre à ocre, de plus en plus blanche vers le bas, de 1,5 à 7,5 m de profondeur ;
- une argile blanchâtre à lamines silto-micacées, jusqu'à 9,5 m ;
- des marnes silto-micacées, d'abord grises de 9,5 à 10,5 m, puis gris bleuté, avec de rares petits lits de calcaire silteux noir, jusqu'à 13,5 m ;
- enfin des marnes à lamines silto-micacées gris-bleu, jusqu'à 19,5 m.

Les analyses DRX montrent un enrichissement en kaolinite, goëthite et en quartz, vers le haut, au détriment des vermiculites et interstratifiés ; la calcite n'apparaît que vers 10 m de profondeur et en pied de sondage. Dans la fraction argileuse, la proportion de kaolinite s'enrichit vers le haut, passant de 2/3 des argiles, dans la roche mère, à 3/4, au sommet du sondage.

Ces altérites ont été, le plus généralement, considérées comme d'âge récent (limons attribués au Quaternaire sur le 1/80 000 de la feuille Nevers et sur la carte Prémery à 1/50 000, limons d'âge pliocène sur la feuille Corbigny à 1/50 000). Elles témoignent d'un processus de décarbonatation qui s'apparente à celui enregistré par les calcaires du Dogger et du Malm, dans l'Ouest de la feuille, et qui serait, au moins pour partie, daté du Crétacé inférieur (*cf.* discussion de l'âge proposé ci-dessous). Il est fort probable également que les profils d'altération sur Lias aient été tronqués au sommet par l'érosion liée à la transgression des conglomérats albiens, ou les différentes érosions du Cénozoïque.

**Rj. Argiles d'altération à chailles (silicites), développées sur les calcaires du Dogger et du Malm (Crétacé inférieur ?).** Les argiles à chailles, appelées argiles à silexites sur certaines feuilles voisines, présentent une large répartition régionale en Nivernais, exposées en couronnement des buttes maintenant largement occupées par des forêts et bois, en raison de leur caractère peu propice aux cultures. Le plus souvent,



comme Menot *et al.* (1998) le soulignent dans la notice de la carte La Charité-sur-Loire, ces faciès sont installés sur le Callovien ou l'Oxfordien, mais on les trouve aussi, sur la feuille Saint-Saulge, en couronnement du Bathonien supérieur et dans l'Ouest de la feuille Decize sur le Bajocien.

Ces chailles, très différentes des silex de la craie, se composent de blocs pluricentimétriques à pluridécimétriques anguleux ou en miches de calcaire fortement silicifié, dont, en lame mince, on peut souvent retrouver le faciès précurseur (ancienne micrite à foraminifères planctoniques et spicules d'éponge ou biocalcarénite). De nombreux oursins silicifiés (*Collyrites elliptica*), de plus rares ammonites et d'autres mollusques silicifiés, accompagnent ces faciès qui apparaissent emballés dans des argiles silteuses à dominante kaolinitique et de couleur ocre à rougeâtre. Les coupes, permettant l'observation de ces profils d'altération, sont plutôt rares, les chailles étant généralement colluvionnées (faciès CRj) dans les champs labourés, au pied des buttes couvertes de forêts. Un tel profil, recoupé par la tranchée de la route, est exposé, au-dessus du Callovien, dans la tranchée du bois de Billy, à l'Est de Saint-Benin-d'Azy ( $x = 683,525$  ;  $y = 2\,223,200$ ), où l'on observe plus de 10 m d'accumulation de blocs silicifiés (parmi lesquels on reconnaît des calcaires à spicules de spongiaires du Callovien) emballés dans une matrice argilo-silteuse ocre-jaune.

Une autre coupe levée, en montant le profil, dans le bois Devant à 3 km au Nord-Ouest de Saint-Benin-des-Bois (entre  $x = 679,280$  ;  $y = 2\,236,800$  et  $x = 679,110$  ;  $y = 2\,237,440$ ) expose au-dessus des calcaires du Bathonien supérieur :

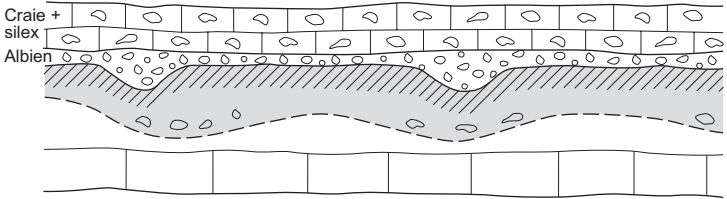
– entre 405 et 410 m d'altitude, la base du profil d'altérites à chailles, à matrice argileuse ocre, avec des chailles souvent en miches de taille inférieure à 40 cm, granuleuses (fines calcarénites silicifiées), de teinte grise, parfois rayées (zonées), très peu, à non altérées. Elles présentent un faciès similaire aux silicites grises et zonées étudiées par J.-M. Baele (2003) dans le Bassin de Mons ;

– vers 420 m, la matrice reste identique, et les chailles sont comparables aux précédentes, mais un peu plus oxydées (beiges à liseré ocre en surface) ;

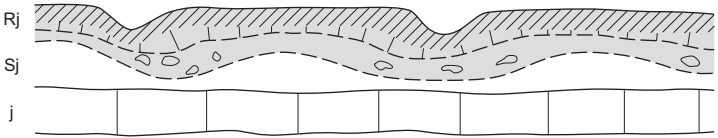
– vers 425 m et jusqu'au sommet de la butte, la matrice est identique, et les chailles apparaissent encore plus oxydées, franchement ocre, avec en surface des petits golfes de corrosion centimétriques où l'oxydation pénètre (poudre rouille) ; d'autres sont rouge brique, rutilantes ou à bandes roses. Des graviers d'oxyhydroxydes de fer, irréguliers et émoussés, inférieurs à 5 cm, accompagnent les chailles, souvent recouvertes par un enduit noir ;

– au sommet de la butte, affleure très mal une argile silteuse verdâtre, qui peut être assimilée à une relique de dépôts albiens fins (hypothèse restant à confirmer).

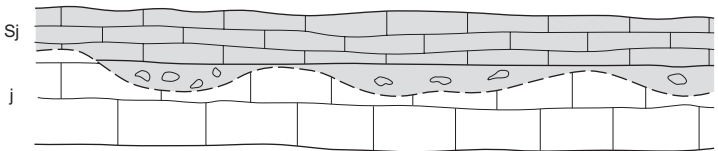
Nouvelle altération au Paléogène = nouveau profil



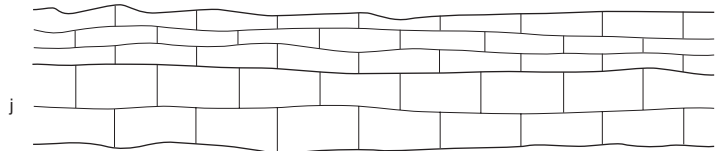
Transgression crétacée = Albien + craie à silex



Oxydation + altération (argilisation, bauxitisation) = Rj + Fe



Silicification massive, laissant des reliques calcaires en base de profil (âge inconnu) = silicites



Dépôt de calcaires jurassiques

**Fig. 14 - Évolution des paléaltérations de la région après le Jurassique : silicification des calcaires jurassiques, altération lessivante au Crétacé inférieur, transgression albiennne, dépôt de la craie, altération donnant les RS, puis silicification donnant les silcrètes**

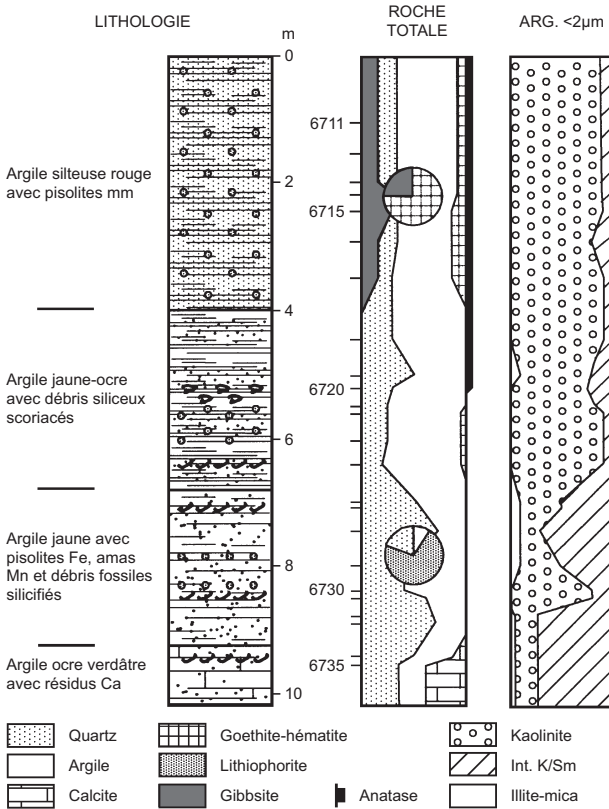
Ce profil apparaît épais (environ 20 à 25 m de puissance), très évolué au sommet ; il s'est probablement développé sur des calcaires intensément silicifiés à l'origine, par des processus d'épigénie siliceuse.

Une autre coupe levée en montant dans le bois de Bona (entre  $x = 680,660$  ;  $y = 2\,231,615$  et  $x = 679,950$  ;  $y = 2\,232,350$ ) montre la même évolution, avec, au-dessus des calcaires perforés du Bathonien supérieur, à la base du profil, les premières chailles grises granuleuses < 30 cm, dont certaines recèlent encore des reliques calcaires beiges au cœur. Là aussi, la matrice reste ocre, et s'enrichit en graviers d'oxyhydroxydes de fer, et les chailles sont de plus en plus altérées et oxydées vers le haut. Le sommet de la butte, exposé immédiatement à l'Ouest, culmine à 437 m d'altitude, et la base du profil en place se situe probablement aux alentours de 400 m, ce qui donne une épaisseur d'environ 35 à 40 m. Les derniers bancs de calcaire affleurent vers 375 m. La zone intermédiaire entre 375 et 400 m est ici couverte d'altérites à chailles remaniées sur le versant, masquant peut-être une faille. Les chailles y sont cassées, de plus petite taille (inférieures à 10 cm) et sont alignées selon des plans frustes, subparallèles à la pente.

Ces altérites suggèrent plusieurs types de processus : silicification du substratum jurassique, décarbonatation, lessivage et altération/oxydation des chailles, ce qui implique que leurs conditions de genèse sont complexes et probablement polyphasées (fig. 14).

L'épigénie siliceuse, qui a formé les chailles à partir des calcaires jurassiques, est probablement comparable à celle ayant généré les silicites du Bassin de Mons (Baele, 2003) en milieu côtier, dans un contexte géochimique particulier (progression d'un front redox dans les sédiments). En l'absence d'une étude approfondie qui viendrait conforter ou non cette hypothèse, on peut néanmoins envisager deux périodes favorables à ce processus : soit lors de l'émersion fini-tithonienne, soit au Crétacé inférieur, à l'aube du long épisode continental enregistré régionalement et lié au bombement lithosphérique accompagnant l'épaulement du rift de Gascogne.

La décarbonatation des marnes et calcaires et l'altération/oxydation des chailles ont eu lieu ultérieurement à cette première silicification (fig. 14). En raison de la longue et récurrente histoire continentale de la région, depuis au moins le début du Crétacé, il est difficile de faire la part de chacun des processus qui se sont enchaînés, plusieurs épisodes d'altération (au début du Crétacé, au Paléogène : pendant la période rapportée au « Sidérolitique ») étant enregistrés, chacun se superposant aux précédents. Notons que les gisements de minerai de fer « sidérolithique » (Grossouvre (de), 1886) qui ont, par le passé, donné lieu à des exploitations destinées à la métallurgie du fer, sont associés à ces faciès. Ils se présentent sous forme de poches au sein des argiles à chailles, et ont été retrouvées tant à leur sommet (« mine



**Fig. 15 - Lithologie et minéralogie du sondage à la tarière S2 (Grands Bois de Sauvage, Beaumont-la-Ferrière)**

La coupe montre, de la base au sommet, des minéraux de plus en plus lessivés en cations et silice : interstratifiés kaolinite-smectite, kaolinite, puis gibbsite. C'est une paragenèse caractéristique de profils d'altération lessivés. Minéraux en % pondéral (d'après M. Thiry *et al.*, 2005).

chaude » = débris de cuirasse latéritique), qu'à leur base, près du contact avec le substratum carbonaté (« mine froide »). Nombres de minières sont encore visibles dans les bois de Mousseaux, les Grands Bois de Sauvage, la forêt des Amognes, la forêt de Guérigny, etc. Régionalement, ces faciès présentent une grande extension, puisque, sur le périmètre des feuilles La Charité-sur-Loire (Menot *et al.*, 1998) et Prémery (Lablanche et Delfour, 1998), ces auteurs signalent la présence de ces poches rubéfiées dans les argiles à chailles, observées au sommet des buttes.

Des formations rouges bauxitiques (pouvant contenir jusqu'à 15 % de gibbsite ont également été découvertes associées à ces altérites, lors des levers, et à la limite entre les feuilles Prémery et La Charité-sur-Loire. Elles ont été étudiées dans les bois de Sauvage au Nord-Ouest immédiat de la feuille Saint-Saulge, et sont décrites en détail par M. Thiry *et al.* (2005) (fig. 15).

Du fait que le minerai de fer et les argiles à chailles étaient supposés recouvrir les calcaires lacustres éo-oligocènes et être repris en clastes dans les Sables et argiles du Bourbonnais, ceux-ci ont longtemps été attribués au Mio-Pliocène, déjà dans les travaux des auteurs des feuilles à 1/80 000, mais aussi dans les travaux plus récents issus des levers à 1/50 000 (feuilles La Charité-sur-Loire et Prémery).

Cependant, cette attribution stratigraphique s'avère démentie par les observations réalisées au cours des levers de la présente feuille :

1) Sur plusieurs buttes, les argiles à chailles très évoluées et à poches de minerai de fer sont couronnées par des cailloutis à dragées de quartz, des argiles verdâtres plus ou moins silteuses ou sableuses, des sables fins assez propres ocre à beige (dans le coin sud-ouest de la feuille), et, localement, par des conglomérats à galets (à façonnement marin et traces en coup d'angle) de chailles oxydées à cœur, associés aux mêmes dragées de quartz ou à des lentilles sableuses ou des blocs de grès roux (*cf. infra*) ;

2) Parmi certaines de ces buttes, les conglomérats sont eux-mêmes recouverts par des argiles comportant des silex résiduels et/ou des oursins silicifiés qui ont été datés de plusieurs étages du Crétacé supérieur (*cf. infra*, déterminations des oursins par T. Saucède et des foraminifères dans les poudres des cavités des silex résiduels par C. Bourdillon).

Les conglomérats à galets de chailles et dragées de quartz sont attribués à l'Albien, connu régionalement par des blocs de grès résiduels (Lablanche *et al.*, 1998) également retrouvés sur la feuille Saint-Saulge. Le fait qu'ils remanient les petits graviers d'oxyhydroxydes de fer et les chailles très oxydées des altérites sous-jacentes implique nécessairement l'antériorité de ces dernières. Nous détenons là un argument majeur pour dater ces profils

d'altération d'un intervalle stratigraphique antérieur à l'Albien et postérieur au Tithonien, dernier étage du Jurassique présentant régionalement des dépôts marins. En conséquence, les argiles à chailles du Nivernais peuvent être attribuées au Crétacé inférieur, sans toutefois pouvoir préciser plus finement leur âge (fig. 14).

Contrairement à d'autres régions comme la Lorraine (Théveniaut *et al.*, 2002), l'Ardenne (Yans, 2003), le Fossé du Cher, les coupes du Lembron (Thiry *et al.*, 2006), les cuirasses et minerais de fer « sidérolithiques » du Nivernais, et surtout les formations rouges à gibbsite, n'ont jamais pu être datés par paléomagnétisme (probablement à cause de phénomènes de retrait-gonflement dus aux importantes teneurs en argile). Sur la feuille Saint-Saulge et les alentours, leur étroite relation avec les argiles à chailles permet de les attribuer au Crétacé inférieur, les rendant ainsi corrélatives des bauxites du Sud de la France (Thiry *et al.*, 2005).

**n6C-c5. Conglomérats à galets et graviers de chailles oxydées, dragées de quartz et oursins silicifiés résiduels (du bois de Grond) (Albien à Campanien).** Le bois de Grond constitue une butte remarquable, localisée dans le coin sud-est de la carte, au Nord de Tintury (x = 695,225 ; y = 2 274,050). Culminant à 311 m d'altitude, ce relief domine les terrains liasiques environnants aux formes plus émoussées. Armée par les marnes du Domérien, la butte est coiffée par un cailloutis de galets et graviers (diamètre compris entre quelques cm et 20 cm), pour partie roulé et transporté (traces de chocs en coup d'angle à la surface de certains clastes) et de composition polygénique : schistes métamorphiques silicifiés, galets de quartz, grès du Permien, chailles de couleur ocre-jaune, rougeâtre et brune, grès silicifiés qui indiquent une alimentation mixte depuis le socle jusqu'aux altérites du Crétacé inférieur.

Au sommet, un oursin silicifié (rapporté à un *Micraster*, similaire à ceux du Sénonien) a été trouvé lors des levés de cette feuille (échantillon AB10). L'ensemble est recouvert par des blocs de brèche à silex crétacés (*cf. infra*), plus ou moins tombés par gravité dans le versant, et présentant des illuviations et coiffes très nettes sur les silex. Ces blocs coiffant la butte du bois de Grond s'apparentent donc au faciès de silcrètes pédogénétiques décrits par M. Thiry (1981, 1999).

Pour les auteurs de la feuille Nevers à 1/80 000, ces dépôts, qui forment un jalon parmi d'autres, trouvent leur source dans un ancien fleuve originaire du Haut-Nivernais que l'on peut suivre vers le Nord-Ouest. Ces auteurs attribuent ces faciès au « Ludien » (Priabonien), à un épisode post-dépôt des Marnes et calcaires lacustres du Nivernais. Sur des éditions plus anciennes, ces dépôts étaient attribués au Sparnacien. Les résidus de Crétacé supérieur marin, coiffant cette butte et découverts au cours des levés de la présente

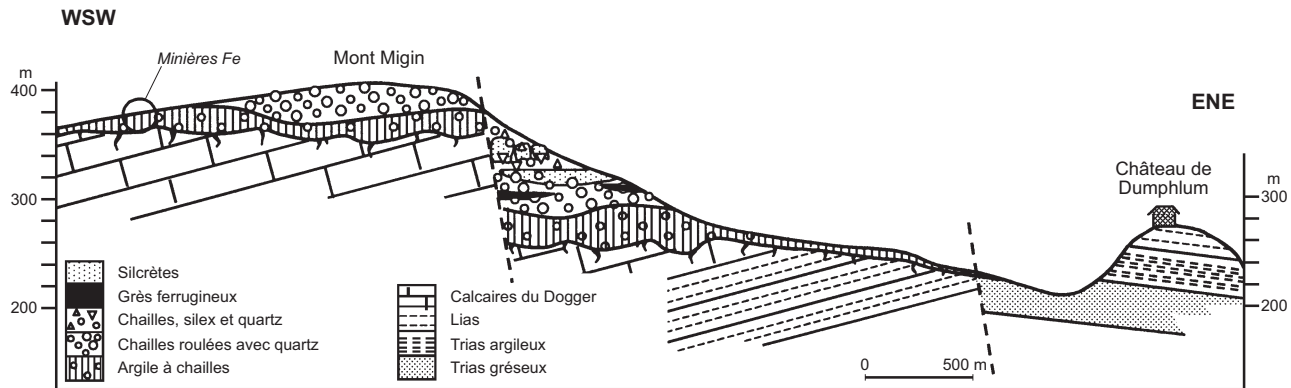
feuille, permettent désormais d'attribuer les conglomérats de la butte de Grond à la transgression albienne. Les silcrètes sommitaux résultent de l'altération et la silicification des dépôts marins du Turonien au Campanien.

**Rn6L. Limon noir glauconieux résiduel (Albien résiduel).** Très localement, au Nord-Est de la feuille, entre Pourcelanges et le Grand Rigny, dans la forêt domaniale de Prémery, au sommet de la butte vers 335 m ( $x = 673,570$  ;  $y = 2\,239,230$ ), un limon finement sableux noir, à points de glauconie et nombreux graviers d'oxyhydroxydes de fer recouvre les argiles ocre à chailles inférieures à 70 cm, épaisses, très évoluées et associées à ces mêmes graviers et pisolites. Il semble également exister d'anciennes minières dans ces bois. Notons que sur les feuilles voisines, de la glauconie, de façon accessoire, et des sables quartzeux, le plus souvent (Lucotte, 1978), ont été trouvés au sommet des formations à chailles suggérant l'existence d'anciennes poches sédimentaires ayant piégé des dépôts attribués à l'Albien (ou Albo-Cénomaniens ?).

**Rn6S. Sables glauconieux résiduels à dragées de quartz (Albien résiduel).** Localement, au sommet des buttes coiffées par les argiles à chailles et de ce fait vouées aux bois et forêts, peuvent exister quelques dragées de quartz inférieures à 2 cm, très souvent blanches, parfois roses, rougies ou ocre, et/ou des sables quartzeux bien roulés, mais altérés, la plupart du temps ocre à rougeâtres, mais pouvant contenir encore de rares grains glauconieux. Souvent, également, les graviers d'oxyhydroxydes de fer, émoussés, leur sont associés et peuvent être localement nombreux. On trouve de tels dépôts albiens résiduels (attribution par analogie de faciès) :

- au sommet des bois Moreau, entre Cervenon et Nolay, de 365 à 385 m d'altitude : des dragées de quartz et graviers d'oxyhydroxydes de fer et pisolites au-dessus des Argiles à chailles épaisses et évoluées ;
- au sommet de la butte la plus haute de la feuille, entre 425 m au Nord, 440 m au Sud et 400 m à l'Ouest, dans les bois des Lacs, le Bois de Vastrasse, jusqu'à la Herse : des dragées de quartz et sables quartzeux, aux grains bien émoussés, au-dessus des Argiles à chailles épaisses et évoluées et en dessous des silex résiduels et oursins silicifiés du Crétacé supérieur ; la paléosurface jalonnée par ces reliques crétacées est ici basculée vers l'Ouest et plus légèrement vers le Nord, et peut-être faillée à l'Est ;
- dans le bois de Billy, sur le flanc oriental du Mont Migin : des sables à dragées de quartz, sont altérés et souvent silicifiés, lenticulaires au sein des conglomérats à galets de chailles oxydées (*cf. infra*).

**Rn6C. Conglomérats à galets et graviers de chailles oxydées, dragées de quartz et oursins (Albien résiduel).** Entre Billy-Chevannes et Saint-Benin-d'Azy, les buttes jumelles, séparées par la D 978 du bois de Billy (sur les flancs est du Mont Migin) et du bois des Mêliers,



**Fig. 16 - Coupe géologique de la butte du Mont Migin à l'Est de Saint-Benin-d'Azy**

Dans cette coupe se superposent, sur près de 80 m d'épaisseur, des argiles à chaillies *in situ*, formées par décalcification des calcaires jurassiques silicifiés, des formations à chaillies roulées mêlées à des quartz détritiques, enfin des silex et des oursins issus de la décalcification de la craie crétacée. Des ferruginisations et des silicifications affectent ces altérites (d'après M. Thiry *et al.*, 2005).



sont coiffées par un conglomérat à galets de chailles ferruginisées à cœur, de taille inférieure à 10-15 cm, associés à des passées de quartz de 1 à 10 mm de diamètre.

L'examen microscopique y révèle des grains ronds et des grains fortement corrodés. De nombreux grains sont composites, comme les grains de quartzite métamorphique, mais aussi des quartz fibreux en plumes et des barytines silicifiées qui, à l'évidence, proviennent des silicifications associées aux formations triasiques qui affleurent sur les horsts de Saint-Saulge et Decize (Thiry *et al.*, 2005). Des grès ferrugineux, à grains de quartz millimétriques et dépourvus d'éléments de chailles et de silex sont associés aux niveaux à chailles roulées. Le ciment des grès est essentiellement formé d'hématite, et des faciès concrétionnés s'y individualisent localement. Ces conglomérats présentent des faciès comparables à ceux de la butte de Grond, peut-être mieux roulés, moins proximaux (avec moins d'éléments de socle). Ces conglomérats recouvrent les argiles à chailles et sont recouverts par des silex résiduels et oursins silicifiés du Crétacé supérieur et des silcrètes pédogénétiques éocènes : il y a là deux profils d'altération superposés (fig. 16, *cf. infra*). Ces formations semblent avoir été piégées dans les dièdres des failles, probablement lors des phases tectoniques pyrénéo-alpines.

**Rn6G. Grès massifs ferrugineux (Albien résiduel).** Déjà en 1998 (notice de la feuille Prémery), G. Lablanche et J. Delfour signalaient la présence de blocs erratiques de grès fins, d'affinité marine, que ces auteurs proposaient de rattacher aux sables albiens connus plus à l'Ouest, notamment sur la feuille Cosne-sur-Loire. G. Lucotte (1978) avait auparavant rapporté, au sommet des argiles, à chailles la présence de sables qu'il rattachait à l'Albien sur des critères sédimentologiques (nature et morphoscopie des grains).

Sur le périmètre de la feuille Saint-Saulge, de tels faciès ont été ponctuellement retrouvés : en lentilles dans les conglomérats à galets de chailles ferruginisées des bois de Billy (*cf. supra*) et en blocs isolés (< 1 m<sup>3</sup>), à l'Est du Montat, au Nord de Bona, entre Aglan et la source de l'Ixeure (x = 683,210 ; y = 2 230,860).

Ces grès ferruginisés sont attribués à l'Albien : 1) par analogie de faciès avec les dépôts de même âge connus régionalement ; 2) parce que, sur l'emprise de la feuille Saint-Saulge, ils sont associés aux conglomérats à galets de chailles oxydées et dragées de quartz, qui sont scellées par des silex résiduels et/ou des oursins silicifiés datés du Crétacé supérieur (Cénomaniens à Campanien, *cf. infra*).

## CÉNOZOÏQUE

### Tertiaire

**Rcs ?.** **Altérites de Crétacé supérieur : sables fins à moyens résiduels.** Des sables fins silto-argileux à limons finement sableux ocre, accompagnés de pisolites et graviers d'oxyhydroxydes de fer, affleurent au Sud-Ouest de la feuille, au-dessus des argiles à chailles. Aucun indice n'a permis de préciser leur âge, si ce n'est l'oursin silicifié de Chabrolat, d'âge coniacien – santorien qui a été trouvé dans une tranchée temporaire peu profonde au sein de ces sablons ( $x = 670,210$  ;  $y = 2\ 221,380$ ). En l'absence de forages de reconnaissance ou de recherches plus approfondies, on ne peut qu'émettre l'hypothèse qu'il s'agit probablement de Crétacé supérieur altéré dont le faciès originel était finement sableux et silteux (tuffeaux ?).

**Rs.** **Altérites à silex crétacés (Paléocène – Éocène).** Les altérites à silex crétacés sont bien moins développées en épaisseur et en extension dans le Nivernais qu'au Nord-Ouest ou au Sud du bassin de Paris (Quesnel, 1997 ; Thiry et Simon-Coinçon, 1996) ou même dans les côtes chalonnaises ou mâconnaises (Collenot, 1876 ; Martin, 1876 ; Rat, 1968). À notre connaissance, mis à part quelques silex résiduels d'âge turonien moyen récoltés au Nord de la feuille Prémery (Lablanche et Delfour, 1998), elles étaient passées totalement inaperçues jusqu'ici dans le Nivernais, en général, et sur la feuille Saint-Saulge, en particulier. Ces silex résiduels et oursins silicifiés crétacés ont ici été récoltés dans les bois, au sommet des buttes, en prospectant systématiquement les chablis. Le nombre de trouvailles effectuées incite à penser que d'autres occurrences de ces résidus à silex existent probablement dans les bois et forêts du Nivernais et n'attendent qu'à être découverts.

Les silex sont généralement gris, rarement ocre, de taille inférieure à 30 cm, entiers et irréguliers à rognonneux, parfois cassés quand ils sont imbriqués dans les silcrètes pédogénétiques éocènes. La matrice est argileuse et ocre, comparable à celle des argiles à chailles (dominée par la kaolinite). Les silex de ces altérites paléogènes sont beaucoup moins altérés (« cachalonisés ») que les chailles des altérites d'âge crétacé inférieur sous-jacentes, mais peuvent avoir des cortex d'altération (poudreuse) blanchâtre, de 0,5 à 2 cm d'épaisseur.

Certains de ces silex renferment des cavités avec de la poudre fine et siliceuse, claire, dans laquelle des spicules d'éponge, des foraminifères silicifiés et des radiolaires sont encore présents. L'étude des foraminifères dégagés a permis de donner un âge à nombre d'échantillons (déterminations par C. Bourdillon). Toutefois, peu de ces silex sont creux ; de nombreux semblent avoir eu des cavités secondairement silicifiées en masse. Certains

silex ont donc été étudiés en lame mince afin d'y chercher les foraminifères marqueurs.

En lame mince, ces faciès de silex se composent d'une biomicrite, à texture wackestone, à spicules de spongiaires, échinides et microfaune planctonique : radiolaires spumellaires et surtout foraminifères. Quelques foraminifères benthiques sont aussi présents, mais peu nombreux. Ces faciès originellement « crayeux » indiquent un environnement de dépôt circalittoral à épibathyal et un âge qui peut être beaucoup plus jeune que le Turonien moyen, initialement trouvé sur la feuille Prémery. D'autre part, plusieurs oursins silicifiés ont également été trouvés lors des levés de cette feuille et ont été déterminés par T. Saucède.

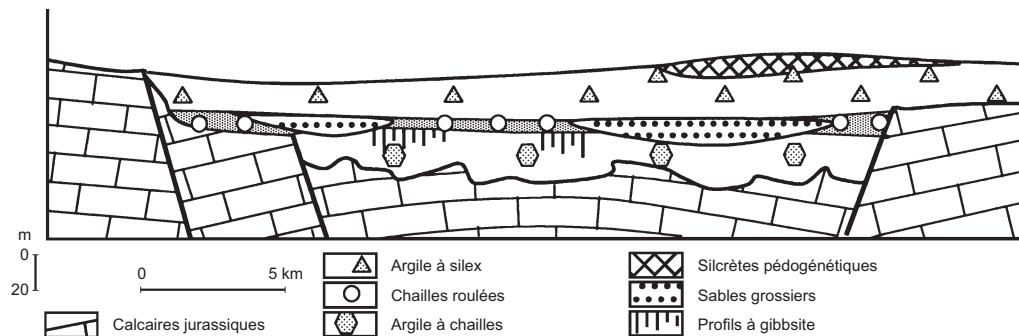
Au sommet de la butte des Mêliers (fig. 16), dans le bois de Billy, à l'Est de Saint-Benin-d'Azy ( $x = 683,800$  ;  $y = 2\,223,750$ ), les argiles à chailles sont coiffées par un silcrète qui contient un silex à foraminifères planctoniques, d'âge turonien à coniacien.

Un deuxième bloc de silex, colluvionné en surface de champ, à l'Est des Mousseaux ( $x = 682,900$  ;  $y = 2\,221,200$ ) a aussi montré une même origine, avec des foraminifères planctoniques (*Whiteinella* sp., très rares sections douteuses de *Marginotruncana* sp. ou bien *Helvetoglobotruncana* sp.) et des formes benthiques (*Textulariidae*) daté du Turonien sur critères négatifs (étude sur lame mince).

Un troisième bloc de silex, pris dans un silcrète, a été retrouvé, non en place, glissé dans le versant, en contrebas de la butte de Grond ( $x = 695,650$  ;  $y = 2\,274,250$ ). Étudié en lame mince, il a livré quelques débris de mollusques et quelques foraminifères planctoniques : *Hedbergella* sp., *Whiteinella* sp. (fréquente), *Dicarinella* sp., *Marginotruncana marginata* (Reuss), *Falsotruncana* sp., et des *Heterolicidae*, donnant un âge turonien supérieur à coniacien.

Dans le bois Gobillot ( $x = 679720$  ;  $y = 2\,234860$ ), au niveau de poches de RS, un autre silex présentant une cavité avec poudre a livré des foraminifères planctoniques : *Bolivinooides culverensis* BARR, *Eouvigerina hispida* CUSHMAN et *Gavelinella pseudoexcolata* KALININ, donnant un âge campanien inférieur. Sur le même affleurement et plus bas (petit talus de 2 m de hauteur), se trouvait un oursin silicifié (*Holaster subglobus*) du Cénomaniens supérieur.

Les autres silex à cortex poudreux ne présentaient pas une microfaune suffisamment bien préservée pour donner un âge.



**Fig. 17 - Schéma des relations stratigraphiques entre les différentes paléoaérites et formations résiduelles du Sud-Est du bassin de Paris (Nivernais)**

Les formations à chailles roulées à la base des formations à silex montrent que les argiles à chailles se sont formées avant la transgression albienne (d'après M. Thiry *et al.*, 2006)

Un dernier oursin silicifié a été prélevé à Chabrolat ( $x = 670,210$  ;  $y = 2\,221,380$ ), au Sud-Ouest de la feuille, au sein de sables fin à moyens beiges ; il s'agit d'un *Echinocorys (vulgaris ?)* d'âge coniacien à santonien.

Les altérites à silex affleurent très mal sur Saint-Saulge, leur épaisseur est métrique à plurimétrique, leur extension probablement assez localisée. Elles ont été conservées sans doute grâce à de grandes poches karstiques, mais aussi souvent piégées dans des dièdres de failles ou encore préservées dans les silcrètes. Des tranchées permettraient de mieux cerner leur géométrie et étudier leur nature plus précisément.

La présence de ces altérites à silex en Nivernais implique néanmoins que les argiles à chailles sont antérieures et ont été submergées par la mer de la craie, au Crétacé supérieur, mer dont les dépôts ont été à leur tour profondément altérés pendant le Paléogène et finalement conservés à l'état de lambeaux résiduels à la faveur de leur silicification ultérieure (fig. 17 ; Thiry *et al.*, 2006). Dans cette hypothèse, même si plusieurs épisodes d'altération ont pu superposer leurs effets, la formation des argiles à chailles est imputable, en premier lieu, aux processus d'érosion et altération mis en place au cours du Crétacé inférieur, suite à l'émersion fini-jurassique.

**e3-4. Silcrète pédogénétique (grès, conglomérats et brèches albiens à plus récent, silicifiés, avec structures typiques des silcrètes éocènes) (Éocène inférieur à moyen).**

**e3-4/Rn6C. Silcrète pédogénétique développée sur les conglomérats albiens (Éocène inférieur à moyen).**

**e3-4/Rs. Silcrète pédogénétique développée sur les altérites à silex du Crétacé supérieur (Éocène inférieur à moyen).**

**e3-4/Rn6C-Rs. Silcrète pédogénétique développée sur les conglomérats albiens et les altérites à silex crétacées (Éocène inférieur à moyen).**

Dans les bois de Billy et des Mèliers (fig. 16 ; Thiry *et al.*, 2005), coiffant les altérites à silex et les conglomérats à galets de chailles, grains et dragées de quartz, des silcrètes pédologiques sont bien développées et forment des lentilles de 0,5 à 3 m d'épaisseur.

Les silcrètes présentent des faciès variés. On y distingue des grès quartzite lustrés, presque entièrement dépourvus d'éléments de chailles ou de silex. Ces grès sont des silcrètes pédologiques avec nombreuses illuviations siliceuses, riches en oxydes de titane. Des silcrètes columnaires, à grains de quartz arrondis et corrodés flottant dans une matrice siliceuse à illuviations

emboîtées, forment des dalles métriques. Des dragées de quartz sont souvent accumulées dans les fentes illuviées des corps columnaires du silcrète. D'autres faciès silicifiés sont formés de brèches de chailles souvent fortement altérées et ferruginisées, ou encore de brèches de silex éclatés, ou d'un mélange de chailles et de silex. Localement, des formations à chailles ferruginisées ou non surmontent topographiquement les silcrètes, mais il s'agit alors très probablement de produits remaniés au contact de failles. On retrouve de tels silcrètes à éléments de silex au sommet de la butte de Grond et dans le Bois de Vastrasse, à proximité de la Croix de Charolles, ainsi qu'à Arriault.

On retrouve là une succession de faciès et d'événements géodynamiques comparable à celle décrite dans la butte de Sainte-Colombe-des-Bois (fig. 16 ; Thiry *et al.*, 2006) :

- 1) altérites à chailles auxquelles sont associés des gisements de fer sidérolithique et des formations rouges à gibbsite ;
- 2) remaniement des argiles à chailles, attesté par les chailles roulées, associées à des sables quartzeux grossiers originaires du Trias et du socle ;
- 3) dépôt de craie à silex au Crétacé supérieur ;
- 4) altération de la craie après retrait de la mer après le Campanien inférieur, voire le Maastrichtien (ce dernier s'est peut-être déposé sans silex, donc sans témoin ultérieurs potentiels) ;
- 5) localement, remaniements superficiels des altérites lors de la décharge détritique de l'Éocène inférieur, avec individualisation de lentilles où prédominent chailles et silex et lentilles mieux triées, sableuses ;
- 6) silicification pédogénétique à l'Éocène moyen-supérieur ;
- 7) tectonique néogène à actuelle et érosion avec mise en relief des topographies armées par les silicifications.

La relative rareté des altérites à silex du Nivernais, comparée aux couvertures d'argiles à silex en Puisaye et Sénonais, doit être discutée (Thiry *et al.*, 2005) : soit les faciès crayeux de cette bordure méridionale du bassin étaient pauvres en silex, soit l'essentiel des altérites à silex a été érodé, tout en préservant les altérites à chailles. La position des altérites à silex contre des escarpements de failles, comme à Saint-Benin-d'Azy et Sainte-Colombe, ou dans le fossé de la Loire, comme à Tracy, semble indiquer que ces gisements d'altérites à silex résultent d'un décapage qui a précédé leur silicification. On est ainsi amené à considérer ces formations à silex comme les témoins proximaux de la décharge de l'Éocène inférieur qui a nourri les conglomérats à silex des plateaux crayeux du Sénonais et de la vallée du Loing. N'auraient été préservées que les altérites à silex silicifiées, actuellement mises à l'affleurement par inversion de relief lors des érosions ultérieures.

**e5. Formation des Marnes et calcaires lacustres de Sauvage : marnes et calcaires blancs (Lutétien).** À l'approche de la Loire, de nombreux petits compartiments effondrés ont enregistré le dépôt de marnes et calcaires attribués à plusieurs épisodes lacustres qui s'inscrivent entre le Lutétien (Marnes et calcaires lacustres de la vallée de la Nièvre sur la feuille La Charité-sur-Loire, Calcaire lacustre de Magny sur Cosne-sur-Loire, Marnes et calcaires lacustres de Sauvage dans le coin sud-ouest de Prémary,...), le Priabonien – Rupélien (Calcaire de Briare, Calcaire lacustre de Gien sur Cosne-sur-Loire, Marnes et calcaires lacustres du Nivernais sur Nevers, Calcaire lacustre du Nivernais sur la carte Nevers à 1/80 000,...) et même Miocène inférieur (Aquitaniens de la feuille Saint-Pierre à 1/80 000). Si les anciens auteurs ont souvent daté ces faciès sur la base de leur faune de gastéropodes et de leur macrofaune mammalienne, à l'occasion des travaux plus récents de lever des feuilles à 1/50 000, les déterminations paléontologiques se sont plus largement appuyées sur les charophytes ; la compilation des données publiées montrent plusieurs contradictions quant à l'âge des séries, si l'on compare les cartes voisines.

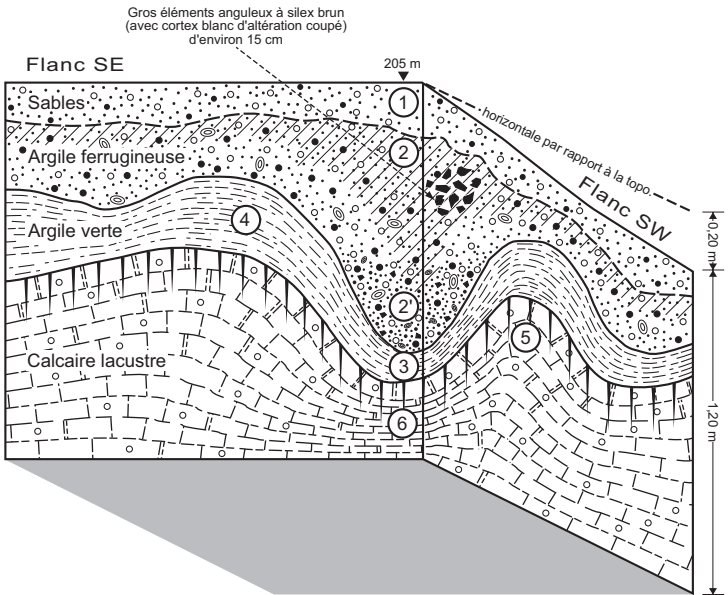
Sur la feuille Saint-Saulge, seuls deux petits bassins lacustres ont été reconnus à la bordure occidentale de la feuille. Le premier, localisé dans le coin nord-ouest de la feuille, sur la bordure orientale de la vallée de la Nièvre, à la limite des quatre feuilles La Charité-sur-Loire, Prémary, Nevers et Saint-Saulge, est très mal exposé sur Saint-Saulge, largement couvert de silexites colluvionnées depuis la forêt domaniale des Grands Bois de Sauvage.

Initialement considérés comme Priabonien à Rupélien, Menot *et al.* (1997) ont pu dater les dépôts marno-carbonatés du Lutétien à partir de charophytes récoltées dans une ancienne marnière à l'Est du Château-Sauvage, sur la feuille voisine.

**e7-g. Formation des Marnes et calcaires lacustres du Nivernais : marnes vertes et calcaires blancs (Priabonien à Rupélien).** Le second affleurement de dépôts lacustres, connu dans le coin sud-ouest de la feuille Saint-Saulge, correspond au panneau effondré de Forge, où la Formation des Marnes et calcaires du Nivernais vient recouvrir l'Oxfordien et apparaît coiffée par la Formation des Sables et argiles du Bourbonnais.

Le profil reconstitué à partir des 2 sondages à la tarière n° 153 (x = 668,650 ; y = 2 220,650) et n° 156 (x = 688,950 ; y = 2 220,650) a montré, de haut en bas :

- 3 m de sable quartzueux grossier, à clastes de silex à la base ;
- 1,50 m d'argile sableuse ;



**Fig. 18 - Coupe géologique dans une poche d'altérites argileuses à pisolites prise entre les Sables du Bourbonnais et les calcaires lacustres de l'Éocène supérieur à Oligocène**

(les faciès numérotés ① à ⑥ sont décrits dans le texte)



- une poche d'épaisseur métrique à granules pisolithiques ferrifères, à rares cherts et matrice argileuse rouille ; ces faciès peuvent localement être remaniés à la base des sables argileux ;
- environ 2 m de calcaire micritique blanc et de marnes ocre-jaune, meulièrement à son sommet ;
- plus de 8 m de marnes beiges à verdâtres à nodules calcaires ;
- le substratum jurassique, recoupé latéralement (en sondage, au stade de Forge), pourrait être attribué à l'Oxfordien.

Seuls les termes marno-carbonatés qui coiffent le Jurassique, appartiennent à la Formation des Marnes et calcaires lacustres du Nivernais ; les termes les plus sommitaux sont rapportés à la Formation des Sables et argiles du Bourbonnais.

Une autre coupe de fondation de maison ( $x = 668,760$  ;  $y = 2\,220,650$ ) a permis un examen plus détaillé des altérites à pisolites se situant en poches entre les sables sommitaux et les formations lacustres (fig. 18). De haut en bas se succèdent :

- (1) sur 10 à 20 cm, un sable silteux fin à grossier non trié, brun foncé, à grains inférieurs à 1 mm de quartz blancs, roses, beiges, et de feldspath blanc, anguleux à émoussés (peu roulés), à graviers et grains très oxydés et altérés, mais anguleux, de silex et chailles inférieurs à 5 cm dispersés, se chargeant progressivement vers la base en pisolites de fer, et devenant plus ocre et argileux ;
- (2) et (2') sur 60 à 80 cm, une altérite argileuse en poche, ocre à noire à tâches beiges, à pisolites et nodules d'oxyhydroxydes de fer, le contact avec les sables sus-jacents étant érosif. On y note une cimentation (2) progressive par les oxyhydroxydes de fer vers le haut, tandis que vers le bas (2'), l'argile est plus tendre, collante et claire. Les pisolites inférieurs à 5 mm de diamètre sont accompagnés de nodules d'oxyhydroxydes de fer, arrondis à biscornus, de diamètre atteignant 2 à 3 cm, brun foncé à noir-violet et à cassure ocre-brun. Au plus profond, la poche fait 80 cm, le matériau induré y occupant les 60 cm sommitaux ;
- (3) et (4) sur 10 à 30 cm, une argile plastique verte (4) avec localement (sous la grosse poche d'altérite sus-jacente) des mouches et taches noires à violettes (3), devenant blanches en profondeur, vers le contact avec le calcaire lacustre. Aucun grain de sable ou débris ligneux n'y a été décelé ; il s'agit probablement de la base du profil d'altération établi sur le calcaire ;
- (5) sur 20 à 50 cm, le calcaire lacustre fissuré, blanchâtre, altéré (ameubli, un peu marneux) présentant des traces d'oxydation, et de l'argile ocre tapissant les fissures ;

(6) à la base, la roche mère du substratum local : un calcaire lacustre de teinte crème, à pâte fine, sans bioclaste ni fossile visible. Aucune meulière n'y a été décelée, ni oogone de characée.

Cette coupe expose un profil d'altération assez évolué et complexe, formé pour partie aux dépens des calcaires et marnes lacustres. Les pisolites et les nodules d'oxyhydroxydes de fer sont probablement remaniés depuis les formations sidérolithiques surplombant localement cette zone, peut-être à la faveur du jeu d'une faille ? Postérieurement, les Sables et argiles du Bourbonnais sont venus raviner ces dépôts à pisolites. Enfin, le profil d'altération s'est développé sous couverture, aux dépens de ces matériaux, impliquant les processus suivants : dissolution des dépôts lacustres, soutirage, évolution des minéraux argileux et cimentation.

Aucune structure de type latéritique n'a été décelée. Cette évolution, à partir d'un matériel allochtone déjà riche en fer et au contact de formations calcaires créant une barrière de pH, a seulement induit une cimentation secondaire par la goëthite.

On ne peut dater précisément ce processus, tout au plus peut-on affirmer qu'il est postérieur au dépôt des calcaires lacustres et des sables sus-jacents, ces derniers ayant remanié le premier dépôt à pisolites. La meulièrement des calcaires lacustres est probablement contemporaine de cette altération.

Si aucune faune ou flore n'a été collectée sur le périmètre de la carte, plus au Sud, sur la feuille Decize, la série a montré la présence d'une faune de gastéropodes (à Limnées et Planorbes) et des oogones de characées, que les anciens auteurs (feuilles Nevers et Saint-Pierre à 1/80 000) attribuaient au « Ludien » (maintenant rebaptisé en Priabonien). D'après L. Clozier *et al.*, (1983), à l'exemple de l'âge « stampien » reconnu à certains de ces faciès dans le Berry, il n'est pas impossible que la série lacustre du Nivernais se prolonge jusqu'au Rupélien.

## Plio-Quaternaire

**FL. Formation des Sables et argiles du Bourbonnais : sables grossiers, sables argileux et argiles sableuses.** La Formation des Sables et argiles du Bourbonnais n'est que très marginalement exposée sur la feuille Saint-Saulge, dans le coin sud-est de la feuille, à Forge, où elle vient, à la faveur d'un bloc effondré, recouvrir les marnes et calcaires lacustres du Nivernais. Les dépôts, principalement sableux, très quartzeux, de grain moyen à grossier et à fragments de silice, ne cumulent pas plus de 5 m d'épaisseur.

Ces dépôts fluviatiles, à minéraux volcaniques originaires du Mont-Dore, et inféodés au fossé d'effondrement de la Loire, sont classiquement attribués au Plio-Quaternaire (Clozier *et al.*, 1983 : feuille Sancoins), s'étant mis en place dans l'intervalle compris entre 3,2 Ma et 2,25 Ma, c'est-à-dire au Villafranchien (Delance *et al.*, 1988 : feuille Nevers).

### Quaternaire

**CRj. Colluvions de versants, alimentées par les argiles à chailles.** Les colluvions des faciès d'argiles à chailles, qui viennent couronner les reliefs dans la moitié occidentale de la feuille, ont été figurées sur la carte. Trouvées en champ, en contrebas des forêts, elles viennent souvent recouvrir le haut des pentes et masquer le substratum constitué par les calcaires et marnes du Bathonien moyen à supérieur et du Callovien. Souvent superficiels (moins de 0,50 m d'épaisseur), ces faciès remanient les blocs de calcaires jurassiques silicifiés. Leur mise en place est récente, liée aux reliefs actuels qu'elles viennent mouler (Quaternaire).

### Formations alluviales et dépôts associés

Sur le périmètre de la feuille Saint-Saulge, le réseau hydrographique s'écoule, en partie, vers l'Ouest, en direction de la Nièvre, qui se jette à l'Est de Nevers dans la Loire, et pour une autre partie, vers le Sud, directement en direction de la Loire ou de son affluent l'Aron, à l'Est de Decize. Le réseau le plus occidental draine principalement les reliefs armés par les calcaires et marnes du Jurassique moyen et leur couverture d'argile à silixites ; le réseau oriental, draine les reliefs du horst de Saint-Saulge et ses bordures liasiques effondrées. Le caractère très amont du secteur, par rapport à la Loire, explique la difficulté de distinguer l'étagement des terrasses alluviales sur un critère purement altimétrique. En conséquence, on a distingué trois niveaux d'alluvions.

**Fx. Terrasses alluviales anciennes : galets et graviers à chailles.** Ont été rapportés à cette unité les dépôts localisés sur le flanc occidental du ruisseau de Tramboulin, au Sud-Est de Tintury, et formant une terrasse perchée à 240 m d'altitude, soit plus d'une dizaine de mètres au-dessus du lit actuel du cours d'eau. Dans ce secteur, armé par les terrains liasiques, pauvre en silixites, il est probable que les galets et graviers siliceux (clastes de roches silicifiées, roulés, de taille inférieure à 15 cm, et de couleur ocre-jaune à rougeâtre), qui composent ces dépôts, soient remaniés de la butte du bois de Grond, localisée en amont de la rivière, seule source potentielle.

**F-C. Alluvions et colluvions des fonds de vallons et bas de versants.** Dans les parties amont du réseau hydrographique, les fonds de

vallons et les bas de versants associés sont occupés par des alluvions et des colluvions, étroitement imbriquées et difficiles à séparer. Ces dépôts, peu épais (de l'ordre du mètre) et recouverts d'un sol et de pâturages, ont été peu étudiés. Composés d'une fraction fine colluvionnée, ces dépôts remanient principalement des clastes de silicites glissés sur pente et plus accessoirement des blocs arrachés au substratum carbonaté jurassique.

**Fy-z. Alluvions subactuelles à actuelles des rivières : galets, graviers, sables, limons.** Les dépôts alluviaux les plus récents (actuels à subactuels) occupent le lit mineur, exceptionnellement noyé lors des crues, des rivières. Ces dépôts, peu épais, à matériel mixte depuis des limons (dépôts d'inondation) jusqu'à des galets, ont été peu étudiés. Alimentés par le transport de la rivière et aussi depuis les berges par du matériel colluvionné sur les pentes, ces dépôts peuvent être intercalés de lentilles argileuses.

## CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

### *PALÉOZOÏQUE*

Sans qu'il soit possible de tracer de limites cartographiques, deux types de granite ont été distingués dans le horst de Saint-Saulge. Le milieu du horst est occupé par des granites qui s'apparentent à ceux de Planchez et de Gien-sur-Cure (Delfour *et al.*, 1995) ou de Lormes à biotite seule, ainsi qu'au microgranite de Picampoix (Delfour et Guerrot, 1997), appartenant à l'association subalcaline magnésio-potassique/calco-alcaline (fig. 5).

Au Nord et au Sud du horst, s'étendent des granites dont les biotites sont celles de l'association alumino-potassique de type Guéret et présentée par le granite de Lormes à deux micas ou à deux micas et cordiérite (Delfour *et al.*, 1997).

Les granites du horst apparaissent donc comme le prolongement des intrusions du batholite des Settons ou de celles rencontrées dans les sondages du Bazois (Ménager, 1983). Les quelques datations isotopiques Rb/Sr effectuées sur les biotites des granites du batholite par Y. Vialette (1965) et recalculées avec la constante  $\lambda(87\text{Rb}) = 1,42.10^{-11} \text{ an}^{-1}$  indiquent au moins deux périodes d'intrusions :

- Tournaisien – Viséen inférieur pour le granitoïde de Gien-sur-Cure, daté  $345 \pm 7 \text{ Ma}$  (Vialette, 1961 ; Despois *et al.*, 1963), dont un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial = 0.718 est cité par J.-P. Supply (1985) ;
- Viséen supérieur pour le granite de Lormes, daté  $332 \pm 7 \text{ Ma}$  et donc contemporain du volcanisme rhyodacitique des tufs anthracifères.

Le granite de Gien-sur-Cure présente des contours irréguliers avec les formations volcano-sédimentaires du faisceau du Morvan qu'il conserve en enclaves plus ou moins vastes. La texture granophyrique largement répandue et l'existence de microgranite de même âge (Delfour et Guerrot, 1997) témoignent du caractère allochtone de l'intrusion et de sa mise en place à faible profondeur.

Le granite de Lormes recoupe la série métamorphique de Chastellux et partage avec elle un caractère peralumineux, exprimé dans le rapport  $A/CNK = 1$  à  $1,3$  pour le granite et  $= 1$  à  $1,9$  pour les gneiss et anatexites.

Une troisième génération du Viséen – Namurien est représentée par l'intrusion dans la série métamorphique de Chastellux et dans le granite des Settons du granite peralumineux de la Pierre-qui-Vire, daté  $327 \pm 5$  Ma (Supply, 1985), et dont le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial  $= 0.7110 \pm 15$  (Duthou *et al.*, 1984) dénote l'origine sialique.

Intrusifs dans les deux générations de granites du horst, les filons de granophyre peralumineux ( $A/CNK = 1$  à  $1,4$ ) présentent des compositions chimiques proches de celles des leucogranites de type Pierre-qui-Vire (Delfour *et al.*, 1997).

Ce caractère peralumineux se retrouve dans la répartition des échantillons de gneiss, de granites et de granophyres dans le champ alumino-caféémique du diagramme A vs B (fig. 3), plaidant en faveur de magmas issus de la fusion du substratum gneissique dont les matériaux initiaux étaient de nature pélitique et grauwackeuse pour la série Chastellux. La même hypothèse est suggérée par la position du granite porphyroïde et du granophyre dans le champ des roches acides des domaines de collision continentale (fig. 19).

Si les granophyres témoignent de la persistance d'une activité magmatique ayant les mêmes sources que les leucogranites, on ne peut trancher entre une phase finale liée à ce type d'intrusions et les termes subvolcaniques du magmatisme stéphano-permien de Blismes – Montreuillon (Carpéna *et al.*, 1984) ou même à un épisode post-namurien et anté-stéphanien pendant lequel s'ouvrent des fractures subméridiennes et où s'installent des filons de microgranites à deux micas (Delfour et Guerrot, 1997 ; Delfour *et al.*, 1997).

Les filons de lamprophyres peuvent appartenir à la dernière période d'activité magmatique et plus particulièrement aux termes basiques (shoshonitiques) du volcanisme stéphano-permien bien exprimé dans le socle voisin du Morvan, dans la caldeira de Blismes – Montreuillon (Carpéna *et al.*, 1984).

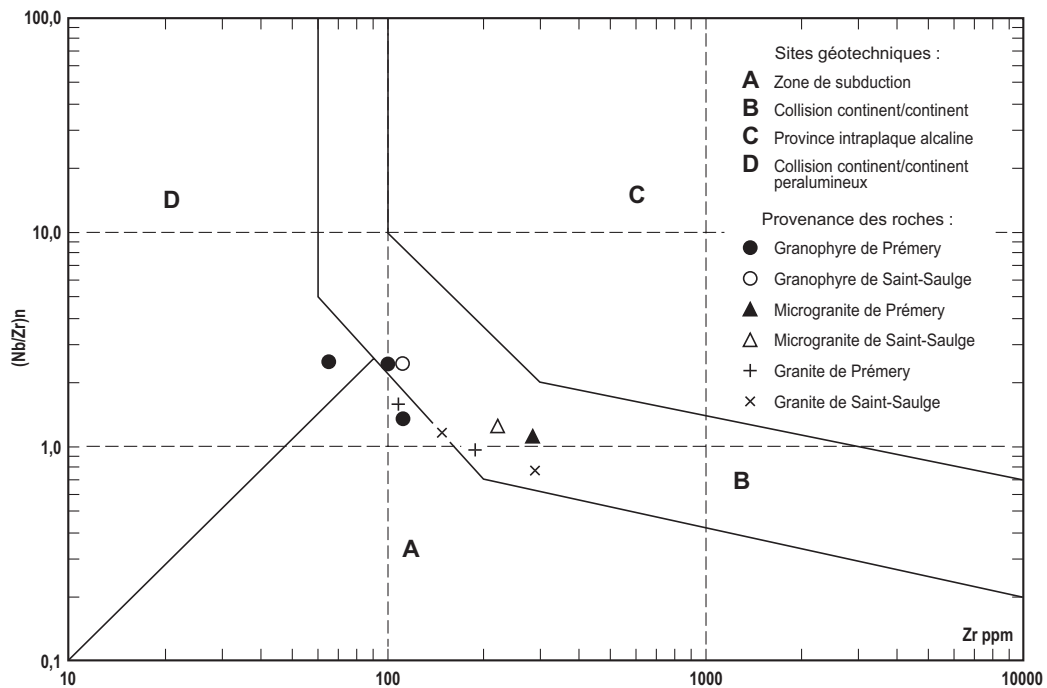


Fig. 19 - Discrimination géotectonique à l'aide du diagramme Zr vs. (Nb/Zr)<sub>n</sub> (Thiéblemont, Tegye, 1994) des roches magmatiques intermédiaires et acides (SiO<sub>2</sub> > 55 %) du horst de Saint-Saulge

## MÉSOZOÏQUE ET CÉNOZOÏQUE

À partir du Mésozoïque, avec l'individualisation du bassin de Paris, la région couverte par la feuille Saint-Saulge enregistre d'abord une intense altération et des dépôts continentaux au début du Trias, puis, à partir du Rhétien, une sédimentation marine de plate-forme intracratonique qui va se poursuivre jusqu'à la fin du Crétacé, malgré plusieurs lacunes de dépôt (dont celle, importante, de la base du Crétacé inférieur). Au Cénozoïque, la sédimentation marine, limitée au cœur du bassin de Paris, n'atteint pas le secteur nivernais, qui enregistre principalement plusieurs épisodes de continentalisation responsables de la genèse d'altérites, silcrètes pédogénétiques, et aussi du dépôt de calcaires lacustres lors de la phase distensive Éocène supérieur – Oligocène.

Localisée à la bordure sud-est du bassin de Paris et à la bordure ouest du Morvan, la feuille Saint-Saulge a été décapée de ses terrains les plus récents, ce qui explique que la stratigraphie des terrains mésozoïques de couverture exposés ne couvre, pour l'essentiel, que l'intervalle compris entre le Trias supérieur et le Callovien moyen. Celle des terrains cénozoïques est encore plus lacunaire, limitée à l'enregistrement de l'intervalle Éocène moyen – Oligocène et accessoirement Pliocène supérieur, dans le sillon de la Loire et de ses principaux affluents.

Au Mésozoïque, à l'échelle du bassin de Paris, neuf cycles stratigraphiques transgressifs/régressifs majeurs ont été identifiés (Robin *et al.*, 2000). Sur la feuille Saint-Saulge, en raison des hiatus et surtout des lacunes d'érosion, seuls cinq de ces cycles sont identifiables et seuls les trois premiers sont bien exprimés :

- le cycle Carnien *p.p.* – Toarcien ;
- le cycle Aalénien – Bathonien inférieur ;
- le cycle Bathonien moyen – Oxfordien, incomplet à son sommet sur la feuille Saint-Saulge ;
- après une lacune du cycle Oxfordien supérieur – Aptien, le cycle Albien – Cénomaniens est exprimé sur Saint-Saulge mais seulement connu par ses faciès d'altération et des oursins résiduels ;
- l'intervalle Turonien – Sénonien, non contraint en terme de cycle, est attesté par la présence de silex et d'oursins résiduels (Turonien à Campanien inférieur), conservés dans les altérites et les silcrètes ou encore remaniés dans les dépôts continentaux cénozoïques.

La continentalisation de la région, au Cénozoïque, ne permet plus d'appréhender l'organisation séquentielle des dépôts ; on reconnaît cependant :

- après une lacune d'une grande partie du Paléogène, liée à la continentalisation du secteur, l'intervalle Bartonien terminal – Oligocène terminal est principalement exprimé par des dépôts lacustres ;
- le Pliocène atteste de la mise en place d'une sédimentation continentale limitée au graben de la Loire et de ses principaux affluents (Tourenq, 1989).

Initiée par l'ouverture de la Téthys ligure (Robin *et al.*, 2000), qui crée un régime subsident dans le bassin de Paris, la transgression triasique n'atteint la région nivernaise qu'au Trias supérieur, inondant progressivement, en plusieurs étapes, les contreforts du Morvan. Le premier épisode transgressif remanie les altérites installées sur le socle de Saint-Saulge et dépose, en contexte paralique (Bois *et al.*, 1980), la dolomie de base, souvent secondairement silicifiée (Assise de Chitry) et enrichie en minéralisations. Le second épisode transgressif triasique vient plus largement ennoyer la région, installant des faciès marneux de plaine côtière (Marnes bariolées), puis les grès du Rhétien (Grès de Saint-Révérien) dans lesquels ont pu être relevées localement (sur la feuille Prémery : Lablanche et Delfour, 1998) les premières faunes marines (fins lamellibranches).

Le caractère marin des dépôts s'affirme à l'Hettangien, qui marque l'installation pérenne de la mer ouverte. En Nivernais, on reconnaît la séquence classique de l'Hettangien : calcaires lumachelliques entrecoupés d'horizons marneux à la base (Lumachelle), relayés par des calcaires micritiques à faune de petits mollusques (faciès Foie de veau). Sur la feuille, l'absence de faune indice (notamment d'ammonite) ne permet pas de dater précisément les dépôts qui se terminent généralement par une surface durcie (Le Calvez *et al.*, 1969). Le rapide épaissement des dépôts hettangiens (Le Calvez *et al.*, 1969), à la bordure occidentale du Morvan, en direction de l'Ouest, indique une accélération de l'accommodation au passage Trias – Lias.

Au Sinémurien inférieur, les calcaires à gryphées arquées (*Gryphaea arcuata*) traduisent une homogénéisation des faciès marins (installation d'une plate-forme carbonatée), qui viennent complètement ennoyer le socle du Morvan. Les dépôts lotharingiens (Sinémurien supérieur), plus marneux, plutôt condensés et à ammonites phosphatées, marquent un nouveau maximum d'inondation et une inflexion vers des dépôts plus ouverts à dominante marneuse.

Une nouvelle séquence de dépôt débute avec les calcaires argileux du Carixien (représenté par ses trois zones d'ammonites), riches en ammonites, et se poursuit avec le dépôt des marnes micacées domériennes (Domérien inférieur). Ces faciès et leur enchaînement attestent d'un approfondissement progressif des dépôts alors que les calcaires à gryphées géantes (Domérien supérieur à Toarcien basal, voir G. Lablanche *et al.*,



1997) du sommet de la séquence, marquent une chute relative du niveau marin et une diminution de l'accommodation.

Au Toarcien, un nouvel approfondissement s'opère, accompagné d'une forte subsidence, qui se marque par le dépôt de marnes (maximum d'inondation à la base du Toarcien moyen, dans la Zone à Bifrons) de plate-forme externe, à faciès « offshore », qui forment une puissante série (près de 100 m d'épaisseur). Aucun affleurement ni sondage n'a pu vérifier, sur la feuille, la présence des schistes carton, qui existeraient sous forme d'un horizon condensé (Lablanche *et al.*, 1997). Cette unité s'enrichit progressivement vers le haut en terrigène et aussi, localement, en oolites ferrugineuses. Sur la feuille, les termes les plus élevés du Toarcien n'ont pas été retrouvés (Perraudin, 1971), suggérant une lacune d'érosion anté-Dogger (plutôt qu'un non-dépôt), liée au grand événement géodynamique qui souligne la coupure Lias/Dogger et que certains attribuent à la phase de « rifting » téthysien (Durlet *et al.*, 1997), d'autres, au bombement pré-rift de la mer du Nord (Robin *et al.*, 2000).

Avec le Dogger, la sédimentation carbonatée de plate-forme reprend ses droits. Alors que l'Aalénien semble absent (Perraudin, 1971), la série débute par le dépôt des calcaires à entroques du Bajocien inférieur qui viennent abruptement surmonter les marnes du Toarcien. Ces dépôts carbonatés sont coiffés par un horizon condensé à oolites ferrugineuses et riche en ammonites, qui marque l'approfondissement du milieu. Venant au-dessus, les marnes et calcaires argileux du Bajocien supérieur sont témoins de l'ennoiement de la plate-forme bourguignonne. Épaisse de 20 m, au Sud de la feuille Saint-Saulge, cette unité marno-calcaire tend à se pincer vers le Nord, sur la feuille Prémery (Lablanche et Delfour, 1998), où elle se résume à un horizon condensé. Cette série se raccorde vers l'Ouest au « sillon marneux » de la Loire (Perraudin, 1971 ; Zany *et al.*, 1995).

Au passage Bajocien supérieur – Bathonien inférieur, l'approfondissement du milieu marin (Zany *et al.*, 1995) se marque, sur la feuille, par un second niveau condensé à oolites ferrugineuses, très riche en ammonites, alors que plus à l'Ouest, dans le sillon de la Loire, la sédimentation marneuse s'épanouit. Très rapidement, mais cependant progressivement, pendant l'intervalle Bathonien inférieur à moyen, les faciès marneux sont relayés par des calcaires plus ou moins argileux, à faciès de plate-forme externe, à pholadomyes et autres mollusques, mais aussi pauvres en ammonites.

Au cours du Bathonien supérieur, la sédimentation affiche un caractère moins monotone, plus rythmé (empilement de deux séquences à base argileuse et sommet carbonaté), ce qui permet de distinguer deux corps carbonatés calcarénitiques, le premier bioclastique, le second franchement

oolitique et plus grossier, entrecoupés d'un horizon marneux très puissant. Ces deux corps constituent des prolongements occidentaux, en domaine plus distal, des faciès de l'Oolithe blanche de Bourgogne.

Avec le Callovien (inférieur à moyen) la plate-forme bourguignonne atteint son extension maximale (Delance *et al.*, 1979 ; Garcia *et al.*, 1996) et les dépôts carbonatés (calcaires argileux de la Pierre de Nevers) viennent prograder sur les faciès plus externes du sillon de la Loire.

Malgré le caractère très lacunaire de nos informations concernant le Malm, dû au manque d'affleurement et aussi à sa profonde altération post-jurassique, il est probable que la lacune du sommet du Callovien qui se prolonge jusqu'à l'Oxfordien est ici enregistrée et que la sédimentation marine n'a repris qu'à l'Oxfordien moyen. Il reste incontestable que la série marine fini-jurassique s'est déposée pendant cette période, pour preuve les témoins silicifiés des dépôts oxfordo-tithoniens retrouvés dans les chailles qui coiffent les reliefs jurassiques.

L'émersion fini-jurassique, liée à la déformation néo-cimmérienne (Robin *et al.*, 2000), se prolonge pendant une grande partie du Crétacé inférieur et s'accompagne d'une intense altération du bâti jurassique.

La reconquête marine de cette région ne s'opère probablement pas avant l'Albien, mettant en place une sédimentation terrigène, qui remanie une partie des altérites antérieures. Les formations crayeuses cénomaniennes à campaniennes, dont seuls quelques témoins à oursins silicifiés et silex à planctoniques subsistent, marquent le dernier épisode marin crétacé enregistré.

L'émersion fini-crétacée, en relation avec la collision pyrénéo-alpine (Wyns, 1991 ; Quesnel, 1997), soumet la série mésozoïque à une profonde altération, qui se surimpose à celle de l'épisode crétacé inférieur (Thiry *et al.*, 2005).

### *PALÉOALTÉRATIONS SUCCESSIVES*

Les formations d'altération rencontrées en Nivernais permettent de définir au moins cinq phases d'altération successives ayant affecté le Sud-Est du bassin de Paris.

L'ouverture de la Téthys est probablement précédée par des bombements lithosphériques sur lesquels le socle hercynien a été profondément altéré (Wyns *et al.*, 2003), donnant des arènes lessivées classiques, et aussi des altérites particulières (albitisation : Schmitt, 1986). Le Morvan et le bâti

hercynien de Saint-Saulge n'ont pas fait exception. La surface d'altération triasique y est jalonnée par des altérites épaisses et évoluées et des albitisations du socle hercynien.

L'émergence fini-jurassique, liée à la déformation néo-cimmérienne (Robin *et al.*, 2000), se prolonge pendant une grande partie du Crétacé inférieur. Elle serait due au bombement accompagnant l'épaulement nord du rift de Gascogne (Wyns, 1999 ; Wyns *et al.*, 2003) et s'accompagne d'une intense altération du bâti jurassique, dont témoignent les argiles à chailles, les gisements de fer sidérolithique et des formations rouges à bauxite étudiées à proximité immédiate (Thiry *et al.*, 2005). Un puissant manteau d'argiles à chailles s'est formé après le retrait de la mer au Tithonien par altération des formations jurassiques silicifiées. Localement, cette altération a conduit à la formation de véritables profils bauxitiques à gibbsite, avec pisolites, nodules, larges illuviations, etc. C'est à cette phase d'altération qu'il faut vraisemblablement rattacher les gisements de fer sidérolithique et les croûtes et pisolites de fer accumulés au contact du substratum calcaire (Grossouvre (de), 1886). En l'absence d'indice de sédiments crétacés inférieurs dans ce secteur, cette phase d'altération s'est probablement poursuivie pendant toute la durée du Crétacé inférieur.

La mer ne revint envahir le Nivernais qu'à l'Albien. Il faut imputer à cette transgression les niveaux de chailles roulées et les grès à grains de quartz grossiers reconnus sous les formations à silex. Les dépôts marins du Crétacé supérieur sont attestés par des oursins silicifiés ou des silex résiduels datés du Cénomaniens, du Turonien, du Coniacien, du Santonien ; les plus jeunes connus actuellement consistent en des silex résiduels datés du Campanien inférieur.

Une troisième phase d'altération lessivante est à l'origine de la formation des argiles à silex. Cette phase d'altération s'est développée dès l'exondation de la région au Campanien moyen, voire au Maastrichtien et s'est vraisemblablement poursuivie jusqu'au début du Tertiaire. Les calcaires jurassiques continuaient aussi à être altérés là où la couverture crétacée faisait défaut ou avait déjà été altérée et/ou érodée.

L'empreinte paléogène est marquée par les silicifications qui affectent les paléoaltérites à silexites (argiles à chailles, grès, argiles à silex,...) formant des dalles siliceuses qui, actuellement, couronnent les reliefs (Thiry *et al.*, 2005). Ces silicifications présentent les caractères micromorphologiques et géochimiques des silicifications de l'Éocène moyen-supérieur interstratifiées dans la série tertiaire sur les marges du bassin et sont, de ce fait, rapportées à cette période.

Enfin au Néogène, en ambiance érosive intense, probablement liée à la surrection du bâti structural au front de l'orogène alpin, les dépôts lacustres de l'Éocène supérieur sont altérés, mais sur des profils bien moins importants que tous leurs prédécesseurs.

## FRACTURATION

Le socle du Bassin parisien est découpé par des grandes structures décrochantes (faille Bray – Vittel, faille Seine – Sennely et faille de Sancerre) qui définissent trois grands blocs tectoniques (Héritier et Villemin, 1971 ; Autran et Guillot, 1974 ; Robin, 1997) :

- 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. Cette faille s'infléchit vers le Nord-Ouest et rejoint la faille du Pays de Bray ; au Sud, elle relaye le grand décrochement senestre du Sillon houiller.

Le Nivernais se situe sur le bloc bourguignon et recouvre une zone découpée en étroites lanières Nord-Sud, comprise entre le fossé de la Loire, à l'Ouest, et le socle cristallin, à l'Est. Il occupe donc une situation clé entre les blocs de Paris et arveno-vosgien.

Sur le territoire de la feuille, les failles peuvent être déduites du réseau hydrographique et, dans quelques cas, de la cartographie géologique ou de l'observation directe (ex. : granophyre et calcaire sinémurien vers le Berle).

### *LE HORST DE SAINT-SAULGE*

Le horst paléozoïque de Saint-Saulge est limité à l'Est et à l'Ouest par des grandes failles orientées N160°E. Ces failles normales mettent en contact les granites et les granophyres du Carbonifère avec les dépôts gréseux et arkosiques triaso-liasiques, ou même comme à l'Est de Saint-Saulge, avec les calcaires sinémuriens.

Sur la bordure occidentale, les failles subméridiennes sont très localement accompagnées de filons de quartz de basse température (Sud-Ouest de Rouy, Nord de Saint-Franchy).

À la terminaison sud du horst, la direction peut s'infléchir vers NW-SE dans plusieurs failles coulissantes senestres, où les déplacements horizontaux ne dépassent pas quelques centaines de mètres.

Les failles subméridiennes limitant le horst subissent des rejets dextres au passage des failles orientées N60-70°E. Les rejets horizontaux atteignent quelques centaines de mètres à la traversée des terrains mésozoïques. Dans le domaine cristallin, les rejets déduits de la cartographie, sont plus irréguliers, à la fois dans le sens et l'amplitude des déplacements horizontaux.

### LA COUVERTURE MÉSOZOÏQUE

L'une des structures majeures de la partie méridionale du bassin de Paris, traverse la feuille Saint-Saulge : faille Saint-Martin de Bossenay – Saint-Saulge, faille N-S, parallèle à la faille de Sancerre présente plus à l'Ouest et reconnue sur plus de 200 km (de Nogent-sur-Seine au horst de la Machine – Decize). Cette structure, qui affecte le socle du bassin de Paris, a une histoire qui remonte probablement à plus de 360 Ma et qui participe à l'organisation de la distribution des dépôts sédimentaires depuis le Stéphanien jusqu'à la fin du Lias et à la structuration de cette partie du bassin au Cénozoïque.

Son orientation subméridienne est cependant peu apparente sur le territoire de la feuille Saint-Saulge car perturbée par le développement de systèmes de failles conjuguées NNE-SSW et NNW-SSE et dont les rejeux multiples, probablement au cours du Tertiaire, contribuent à compliquer le schéma structural.

À la suite de S. Debrand-Passard et Y. Gros (1980) et F. Bergerat (1984), il est aisé de reconnaître l'effet de la compression éocène, dite pyrénéenne, dans le développement de ce réseau de failles conjuguées NNW-SSE dextres et NNE-SSW senestres, dont un des dièdres vient poinçonner la faille bordière occidentale du horst de Saint-Saulge, puis la distension oligocène qui reprend en faille normale l'ensemble des discontinuités existantes suivant une direction E-W. Cet événement tectonique majeur à l'échelle régionale est responsable de l'individualisation du fossé de la Loire (Debrand-Passard *et al.*, 1992) et du développement de blocs basculés sur le territoire de la présente carte. Ainsi, cette distension structure les terrains en une série de blocs basculés de part et d'autre du horst de Saint-Saulge.

La bordure orientale du horst reste bien délimitée par la faille originelle N-S, non perturbée par les déformations ultérieures.

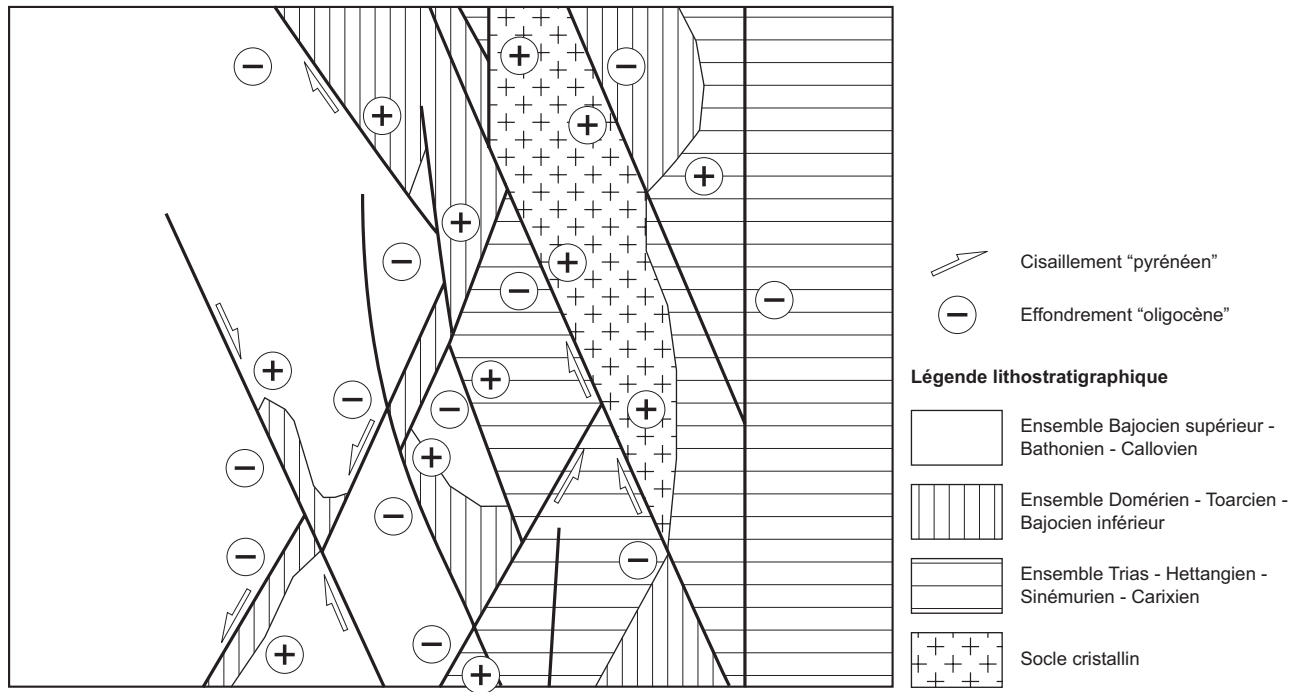


Fig. 20 - Schéma illustrant le jeu relatif des 3 familles de fractures reconnues sur la carte Saint-Saulge

## LES PRINCIPALES DIRECTIONS TECTONIQUES

Trois familles de fractures sont individualisées sur cette feuille (fig. 20) :

– failles de direction N-S : représentées par la faille majeure de Saint-Martin-de-Bossenay – Saint-Saulge, expression d'une faille crustale majeure dont l'existence et l'évolution a contraint l'évolution du bassin de Paris, elles ne sont que peu représentées sur la feuille Saint-Saulge ;

– failles de direction NNW-SSE : représentées par les failles bordières occidentales et orientales du horst de Saint-Saulge, la faille de Saint-Benin-des-Bois, la faille de Saint-Sulpice et la faille de Montigny-aux-Amognes ; elles constituent, avec les failles NNE-SSW, des systèmes de failles conjuguées décrochantes (cisaillements horizontaux) dont l'un des plus beaux exemples est représenté par les dièdres des failles précitées. Ces structures sont apparues probablement à l'Éocène supérieur, en réponse à la mise sous contrainte de l'ensemble de la plaque nord-européenne, lors de la convergence entre l'Europe occidentale et l'Ibérie lors de l'orogénèse pyrénéenne ;

– failles de direction NNE-SSW : représentées par les failles de Frasnay-Reugny, de Billy-Chevannes et de Saint-Benin-d'Azy ; elles constituent, avec la famille de faille précédente, le système de failles conjuguées décrochantes dont les dièdres contribuent à structurer l'ensemble des plateaux du Nivernais en damiers losangiques.

Sollicités ultérieurement à l'Oligocène par une distension majeure et contemporaine de l'ouverture des rifts ouest-européens, ces failles rejoignent en effondrement vers l'Est, à l'Ouest du horst, et contribuent à l'apparition progressive de terrains de plus en plus récents de l'Est vers l'Ouest.

## SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

### OROGENÈSE VARISQUE

Pour A. Autran et P.-L. Guillot (1974), A. Autran *et al.* (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 qui s'étend en Europe occidentale de la Péninsule ibérique à la Bohême et dont l'évolution tectono-métamorphique et magmatique a été la plus complexe et couvre la totalité de l'ère paléozoïque, soit de 550 Ma à 245 Ma (Odin et Odin, 1990).

S'appuyant sur de nombreuses données paléomagnétiques et paléoclimatiques, il est possible de reconstituer la dérive des continents depuis la fin du Protérozoïque. Ainsi du début de l'Ordovicien (480 Ma) jusqu'au début du Carbonifère supérieur (310 Ma), le domaine du Nord-Est

du Massif central migre des environs du Pôle sud pour atteindre la zone équatoriale (Scotese, 2004).

La convergence des continents de Gondwana, au Sud, et de Laurussia (ou Nord-européen), au Nord, et les fermetures successives de l'océan Massif central (ou Médio-européen), puis de l'océan Rhéique par subduction sous la ligne de micro-continent comprenant le bloc Armorica, sont les hypothèses communément admises pour expliquer l'évolution géodynamique de l'orogène varisque ou hercynienne (Bard *et al.*, 1980 ; Matte, 1986 ; Ledru *et al.*, 1989 ; Robardet *et al.*, 1994 ; Faure *et al.*, 1997 ; Leloix, 1998). En fonction des données structurales, métamorphiques et magmatiques acquises dans les domaines varisques français, M. Faure *et al.* (2004) proposent les étapes suivantes dans l'édification de l'orogène durant le Paléozoïque :

– du Cambrien au Silurien inférieur (540-430 Ma), la fragmentation et l'amincissement de la marge passive nord du Gondwana ouvre des rifts à fond océanique. L'ensemble des micro-continent, comprenant le bloc Armorica, se détache de la marge gondwanienne et dérive vers le Nord, accompagnant l'ouverture de l'océan Médio-européen (ou Massif central ou ligérien) ;

– du Silurien moyen au Silurien supérieur (430-410 Ma), l'océan Médio-européen se ferme par subduction vers le Nord de la marge gondwanienne sous l'Armorica. Les séries volcano-sédimentaires (d'origine océanique et continentale) cambro-ordoviciennes sont enfouies et subissent un métamorphisme HP-MT ;

– au Dévonien inférieur et moyen (410-380 Ma), succèdent un métamorphisme rétrograde MP-HT, l'exhumation (tectonique) et la formation des nappes : Unité Inférieure des Gneiss (métapélites en partie migmatisées, métagrauwackes, métagranites) et Unité Supérieure des Gneiss para-dérivés contenant des complexes leptyno-amphiboliques ortho-dérivés et des fragments de croûte océanique. Au Dévonien moyen, le bloc Armorica est à nouveau soudé à la marge nord gondwanienne ;

– au Dévonien supérieur (380-360 Ma), durant le Frasnien et le Famennien, la subduction vers le Sud de la croûte de l'océan Rhéique, sous la nouvelle marge gondwanienne, provoque le volcanisme calco-alcalin d'arc du Morvan et des Vosges. Des distensions ouvrent localement des bassins d'arrière-arc (rift de la Brévenne) ;

– à la fin du Famennien et au Tournaisien (Carbonifère inférieur) (360-350 Ma), la collision du Gondwana (incluant l'Armorica) avec le continent Nord-européen (Laurussia) ferme l'océan Rhéique ainsi que les bassins d'arrière-arc. Une première venue de granodiorites et monzogranites calco-alcalins et sub-alcalins magnésio-potassiques, datés 345-340 Ma, recoupe les séries métamorphiques et les terrains dévono-dinantiens ;

– dans le Nord du Massif central, le volcanisme acide et aérien du Viséen supérieur (335-325 Ma) et les intrusions de granites alumino-potassiques



(330 Ma) et de leucogranites peralumineux (327 Ma) sont contrôlés selon une direction d'étirement NW-SE due à l'effondrement syn-orogénique de la partie interne de la chaîne. Les zones externes sud et nord restent soumises à un régime de compression qui se traduit par la formation de plis couchés et de chevauchements ;

– à partir du Stéphanien (305-295 Ma), l'effondrement généralisé de la chaîne est lié à une extension NNE-SSW qui contrôle tectoniquement l'ouverture des bassins houillers intra-montagneux, soit en demi-graben limité par des failles normales ou encore des failles normales avec décrochement longitudinal, soit en « pull-apart » contrôlés par des décrochements. Étirement NE-SW et raccourcissements NW-SE et vertical caractérisent le régime d'extension du Massif central. Les grands accidents subméridiens, tels le Sillon houiller ou la faille d'Argentat, sont interprétés comme des failles de transfert qui permettent d'accommoder les variations régionales des taux d'extension.

## ÉVÈNEMENTS MÉSOZOÏQUES

### **Trias (245-205 Ma)**

Sur la feuille Saint-Saulge, les premiers dépôts sédimentaires sont attribués au Trias supérieur ; ils sont représentés par l'Assise de Chitry. Cette formation est le témoin des prémisses de la transgression d'Est en Ouest de la Mer Germanique triasique sur un continent déjà bien pénéplané. La transgression marine, qui ne s'exprime réellement qu'à partir du Rhétien sur cette partie du bassin (Grès de Saint-Revérien), préserve des dépôts continentaux dont la structure est fortement contrôlée par des failles N-S telles les failles de Sennely, plus à l'Ouest, et de Saint-Martin-de-Bossenay – Saint-Saulge, plus au Nord. Ces dépôts de grès constituent des réservoirs poreux, cibles principales de l'exploration pétrolière dans la partie centrale du bassin de Paris (Perrodon et Zabeck, 1990).

### **Jurassique (205-135 Ma)**

Durant le Lias, la faille de Saint-Saulge constitue toujours l'une des structures majeures qui contrôle l'organisation des dépôts sédimentaires. Elle délimite, avec la faille de la Loire, une gouttière subsidente dès l'Hettangien, puis un bloc subsident au Sinémurien et devient inactive sur la paléogéographie dès le Pliensbachien (Robin, 1997).

Les périodes du Trias et du Lias correspondent bien aux périodes pré-rift et syn-rift téthysiennes reconnues sur tout le pourtour du Massif central (Blès *et al.*, 1989 ; Bonijoly et Lefavrais-Raymond, 1987 ; Martin et Bergerat, 1996).

La localisation du bloc situé à l'Est de la faille de Saint-Saulge en position haute, à la limite entre un domaine continental et un domaine marin confiné, riche en sulfates, est une situation particulière qui a été très tôt soulignée et remarquée comme l'un des éléments majeurs contraignant la localisation des minéralisations de basse température (barytine, fluorine ; Lhégu et Touray, 1980) sur le pourtour du Morvan (Lefavrais *et al.*, 1965 ; Le Calvez *et al.*, 1969), que ce soit en position stratiforme (Chaillac, Chitry) ou filonienne (Maine et Voltenne-Joseph, 1974) au Lias.

À partir du Pliensbachien, la rupture continentale du rift ligure est consommée ; le moteur de la subsidence change. D'une subsidence dont le moteur est essentiellement tectonique et qui a fortement contribué au réchauffement de la croûte, se substitue progressivement une subsidence thermique liée à son refroidissement. Cette transition se marque par une homogénéisation des environnements de dépôts et des paléogéographies moins différenciées :

- au Toarcien, submersion de tout le Morvan et uniformisation des conditions de dépôt ;
- au Dogger, installation de plates-formes carbonatées ;
- au Malm, subsidence particulièrement homogène à l'échelle du bassin de Paris, ce premier grand cycle sédimentaire se termine par un premier comblement du bassin.

### **Crétacé (135-65 Ma)**

Au Crétacé inférieur, le bombement lithosphérique lié à l'épaulement nord du rift de Gascogne (Wyns *et al.*, 2003) est accompagné d'une érosion importante et de profils d'altérations très épais et évolués, dans un contexte climatique probablement riche en CO<sub>2</sub>. Au Crétacé supérieur, quelques formations résiduelles témoignent de la reprise de la sédimentation (l'inondation maximum est située au Cénomaniens). Ces formations indiquent clairement l'existence de dépôts marins symptomatiques de la mer de la craie, qui ont été par la suite érodées et/ou altérées lors de la continentalisation de cette portion du bassin de Paris, dès la fin du Crétacé.

### **Paléocène – Éocène (65-34 Ma)**

À l'Éocène, les effets des mouvements orogéniques pyrénéens (Bergerat et Geysant, 1980) s'observent jusque sur la feuille Saint-Saulge. Les fractures, qui lacèrent le plateau carbonaté du Nivernais, sont attribuables à cet épisode de collision entre la France et l'Espagne. Un réseau de failles décrochantes conjuguées se développe et contribue à structurer le plateau

en un damier de panneaux losangiques. Cette structure s'observe à toutes les échelles, depuis les petites fractures sur les affleurements jusqu'aux failles d'importance cartographique.

### **Oligocène (34-23,5 Ma)**

Tous les auteurs s'accordent à décrire un événement tectonique majeur à l'Oligocène, qui va modeler pratiquement définitivement le paysage actuel ; c'est la distension oligocène, épisode tectonique responsable du développement des grands rifts nord-européens que sont la Bresse, les Limagnes et la plaine d'Alsace, pour ne citer que les structures présentes sur le territoire métropolitain (Bergerat et Geysant, 1980). Associé à un amincissement crustal majeur, cet épisode est responsable de la remontée du Moho au droit d'Avallon (-22 km) et du horst de Saint-Saulge (-28 km).

À l'échelle de la feuille Saint-Saulge, la structure globale de la carte résulte de cet épisode. Il réactive les anciennes failles préexistantes, et contribue, par l'individualisation de blocs basculés, à la préservation de terrains de plus en plus jeunes de part et d'autre du môle morvandiau.

### **Miocène (23,5-5,3 Ma)**

Cette période est dominée par la poursuite de la continentalisation du bassin de Paris. L'événement géodynamique majeur à cette période, c'est le blocage de la subduction au niveau des Alpes internes et le passage à un régime de collision entre la plaque africaine (promontoire italien) et la plaque indo-européenne. Cependant, son expression est minime dans les pays d'avant-chaîne comme le bassin de Paris, et seules quelques déformations mineures (fractures d'échelle métrique) peuvent être attribuées à cet épisode tectonique (Bergerat, 1984).

### **Plio-Quaternaire (5,3-0)**

Toujours dominée par un contexte de collision, la déformation de la plaque ouest-européenne est caractérisée par des déformations de type compressive décrochante ou extensive. La feuille Saint-Saulge est située sur un bloc particulièrement protégé des déformations. Comme sur la presque totalité du bassin de Paris, la sismicité y est particulièrement faible, voir inexistante (Lambert, 2004).

## LES APPORTS DU LEVÉ DE LA FEUILLE SAINT-SAULGE À 1/50 000

### *DOMAINE PALÉOZOÏQUE*

Contrairement à la carte géologique à 1/80 000, où le socle cristallin était peu différencié, le levé du horst de Saint-Saulge a permis de montrer un plus grand développement du soubassement granitique dans lequel les granophyres sont disposés en filons subverticaux, plus ou moins épais et d'orientation subméridienne. Les quelques analyses chimiques réalisées sur les roches et les minéraux ont révélé (avec les données de la feuille Prémery), d'une part, la diversité des granites dont la répartition géographique rappelle celle du socle granitique voisin du Morvan et, d'autre part, la nature leucogranitique des granophyres. Les observations de détail ont permis de situer chronologiquement les filons verticaux de lamprophyre qui recoupent le granite et les filons de granophyre.

### *DOMAINE MÉSOZOÏQUE*

La distribution géographique et les contours des terrains sédimentaires horizontaux, couvrant le socle paléozoïque et constitué de silicifié (assise de Chitry-les-Mines) et d'arkose et grès (Trias – Lias), ont pu être tracés avec plus de détails.

Si les grands ensembles du Trias – Lias – Dogger étaient reconnus dans la précédente édition de la carte à 1/80 000, les récents levés ont permis de préciser les faciès et, plus particulièrement, de subdiviser le Pliensbachien en trois unités cartographiques, le Bajocien supérieur en deux unités et le Bathonien supérieur en deux unités. En complément, la région cartographiée est apparue beaucoup plus découpée par la tectonique cassante qu'il n'y semblait à priori ; une partie du travail de terrain a consisté à reconnaître les failles et à contraindre leur jeu, aidé en cela par plusieurs niveaux marqueurs, peu épais et au faciès très caractéristique (le Calcaire à gryphées géantes finidomérien, le niveau à oolites ferrugineuses du passage Bajocien supérieur – Bathonien inférieur, les deux niveaux calcarénitiques du Bathonien supérieur).

La découverte de plusieurs silex résiduels et oursins silicifiés du Crétacé supérieur au cours des levés de cette feuille, et surtout leurs relations stratigraphiques avec les altérites à chailles et les gisements de fer sidérolithique, ont permis de démontrer pour la première fois que l'âge de ces altérites était crétacé inférieur et non paléogène, voire néogène, comme cela est rapporté sur les notices de certaines des feuilles voisines. Le remaniement dans le conglomérat de base de la transgression albienne des chailles très oxydées et des pisolites et amas ferrugineux, accompagnés d'éléments du

socle et du Trias, atteste de l'antériorité de ces altérites à l'Albien. La superposition de ces dernières aux derniers niveaux jurassiques implique donc un âge crétacé inférieur, qui toutefois ne peut être précisé en l'absence d'enregistrement stratigraphique suffisamment fin.

## **GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT**

### *OCCUPATION DU SOL*

La civilisation gallo-romaine a laissé des vestiges, principalement des voies romaines reliant les villes dont certaines présentent encore des vestiges importants (site de Compierre sur la feuille voisine Prémery).

La période du Bas Moyen-Âge a laissé peu de traces dans un pays parcouru et ravagé par les nombreux envahisseurs. Ce n'est qu'à partir du XI<sup>e</sup> siècle que l'habitat se stabilise autour des paroisses et de leurs églises. Pendant longtemps la seule richesse est le bois, l'agriculture et l'élevage se développant peu sur ces terres pauvres.

De nos jours, l'agriculture mécanisée et l'élevage, comme l'exploitation planifiée et fortement mécanisée du bois, nécessitent peu de main d'oeuvre. La région, d'abord dépeuplée, s'adapte doucement au tourisme vert et aux sports nautiques sur les plans d'eau.

### *RESSOURCES EN EAU*

#### **Cadre géographique et géologique**

La feuille Saint-Saulge est entièrement située dans le bassin de la Loire. Elle est couverte par les bassins de trois affluents de la Loire qui sont, d'Est en Ouest, c'est-à-dire de l'amont vers l'aval de la Loire :

- l'Aron ;
- l'Ixeure ;
- la Nièvre.

Ces trois cours d'eau s'écoulent vers le Sud ou le Sud-Ouest (la Loire, située au Sud de la feuille, s'approche de son coin sud-ouest à seulement 2 km).

L'ensemble de la feuille occupe une zone assez vallonnée, constituée de formations sédimentaires mésozoïques (et très accessoirement cénozoïques) découpées par de grandes failles essentiellement Nord-Sud. Au centre de la feuille, ces grandes failles font apparaître un horst de socle cristallin, le horst

de Saint-Saulge. Indépendamment de ces structures, les principaux cours d'eau de la feuille coulent dans des vallées où ils ont déposé des alluvions argileuses ou sableuses.

Les points les plus bas de la feuille sont situés dans les parties aval des vallées de l'Ixeure et de la Nièvre, soit à environ 200 m d'altitude. Le point le plus élevé de la feuille est à 444 m d'altitude, sur des argiles à chailles recouvrant des formations du Dogger, dans la moitié ouest de la feuille.

Les réservoirs aquifères présents sur la feuille sont peu étendus et, en général, peu productifs du fait :

- de la nature assez marneuse de la série mézozoïque ;
- du compartimentage par les grandes failles N-S (ou NNW-SSE) ;
- de l'érosion qui a découpé les assises en unités topographiques indépendantes reposant sur leur substratum marneux.

## Climatologie et hydrologie

### Climatologie

Les précipitations sur la feuille Saint-Saulge peuvent être évaluées par trois postes pluviométriques situés à son voisinage : Prémery, Saint-Révérien et La Collancelle. Sur la période 1951-1980, les hauteurs moyennes annuelles ont été de :

- 909,80 mm à Prémery ;
- 878,90 mm à Saint-Révérien ;
- 870,70 mm à La Collancelle.

Des données fournies par ces trois postes, on peut conclure que les précipitations moyennes annuelles sur la feuille sont comprises en 870 et 910 mm.

Nom de la station de mesures	Surface du BV (km <sup>2</sup> )	Période de mesure	Q moyen annuel en m <sup>3</sup> /s (en l/s/km <sup>2</sup> )	Q moyen mensuel le plus faible de l'année en m <sup>3</sup> /s (en l/s/km <sup>2</sup> )	Rapport du Q mensuel le plus faible sur le Q annuel
Nièvre à Poiseux	224	1969-1994 (26 ans)	2,40 (10,7)	0,519 (août) (2,32)	0,22
Ixeure à la Fermeté	115	1968-1994 (27 ans)	1,28 (11,1)	0,207 (août) (1,80)	0,16
Andarge à Diennes-Aubigny	67	1969-1994 (26 ans)	0,737 (11,0)	0,085 (août) (1,27)	0,12
Canne à Montigny-sur-Canne	178	1968-1994 (27 ans)	2,05 (11,5)	0,229 (août) (1,29)	0,11

**Tableau 2 - Stations de jaugeage sur cours d'eau concernant la feuille Saint-Saulge.**

La répartition saisonnière est la même sur ces trois postes. Elle est de type océanique atténué, c'est-à-dire que les quatre saisons sont également arrosées. On note seulement deux minimums, l'un en avril et l'autre en juillet. La saison la plus arrosée est l'hiver.

Il n'y a pas de station complète de la météorologie nationale sur la feuille. Les températures moyennes annuelles (période 1951-1980) peuvent être évaluées par les deux stations encadrantes : Nevers (Marzy), située à 176 m d'altitude et localisée à 10 km seulement du coin sud-ouest de la feuille, et Château-Chinon, à 598 m d'altitude et localisée à 25 km à l'Est de la feuille ; elles sont de :

- 10,3 °C à Nevers (Marzy) ;
- 9,1 °C à Château-Chinon.

La station de Château-Chinon n'est pas réellement représentative du fait de son altitude élevée (598 m), alors que l'altitude moyenne de la feuille peut être globalement estimée à 280 m. On peut alors prendre raisonnablement comme température moyenne annuelle sur la feuille, la valeur de 10 °C.

## Hydrologie

Quatre stations de jaugeage de cours d'eau existent sur la feuille ou à ses abords. Les bassins versants qu'elles contrôlent s'étendent en partie, voire en totalité, sur la feuille, et leurs données sont donc représentatives de la feuille pour ce qui est de l'hydrologie. Ces quatre stations sont, d'Ouest en Est :

- la Nièvre à Poiseux ;
- l'Ixere à la Fermeté ;
- l'Andarge à Diennes-Aubigny ;
- la Canne à Montigny-sur-Canne.

Ces quatre stations sont gérées par la Direction Régionale de l'ENvironnement (DIREN) de Bourgogne. Le tableau 2, ci-dessous, donne les principales caractéristiques de leur régime, à savoir :

- la surface du bassin versant (BV) ;
- la période de calcul des moyennes ;
- le débit moyen annuel ;
- le débit moyen mensuel le plus faible de l'année ;
- la valeur du rapport du débit moyen mensuel le plus faible de l'année sur le débit moyen annuel, rapport qui permet d'avoir une idée globale de l'importance des ressources aquifères vidangeables de l'ensemble du bassin versant considéré (plus le rapport est élevé, plus ces réserves sont importantes).

Les valeurs de débit moyen annuel sont assez voisines et conformes à ce que laissent prévoir les valeurs locales moyennes de hauteur annuelle de précipitation et de température annuelle.

Le rapport dont on vient de faire état est le plus élevé sur la Nièvre, c'est-à-dire aussi que les débits d'étiage, y sont les plus élevés. En effet, c'est sur ce bassin versant que l'on rencontre les plus grandes surfaces occupées par le Dogger, qui, bien qu'étant largement marneux sur la feuille, contient les niveaux aquifères calcaires les plus étendus sur la feuille. Sur les autres bassins, notamment ceux de l'Andarge et de la Canne, les marnes du Lias et du Trias occupent des surfaces plus importantes, donnant des valeurs du rapport faibles ( $< 0,15$ ) significatives de bassins versants essentiellement marneux.

### **Ressources en eau du socle**

Le socle, sur la feuille Saint-Saulge, occupe une surface réduite, qui se limite au horst de Saint-Saulge lui-même ; il est constitué de granite.

Comme pour toutes les zones de socle, les ressources en eau sont essentiellement liées aux altérations de surface ou de faible profondeur, qui développent des produits à porosité d'interstices, et aux zones de fractures, jusqu'à des profondeurs qui peuvent être importantes. Ces fractures, en général en charge, jouent le rôle de drains pour les eaux contenues dans les altérites. Les ressources sont peu liées à la nature lithologique des formations.

### **Ressources des altérites**

L'altération des roches du socle granitique donne naissance à un manteau d'altérites de nature sableuse (arène) présentant une épaisseur très variable (de 0 à plusieurs mètres) – mais difficile à évaluer en l'absence d'investigations spécifiques (géophysique) – et une porosité d'interstices non négligeable (quelques % pour ce qui est de la porosité efficace). Les nappes contenues dans ces altérites sont cependant peu productives du fait des perméabilités jamais importantes. Elles donnent naissance à des sources nombreuses mais de faible débit, et les surfaces piézométriques sont peu profondes. Les eaux contenues dans ces altérites sont peu minéralisées et neutres ou légèrement acides.

Trois captages AEP exploitent cette ressource sur la commune de Saint-Saulge :

- 522-3X-0004 : captage par drains de la source de la Fontaine Argent ;
- 522-3X-0005 : captage par drains de la source de l'Étang Bouteille ;
- 522-3X-0007 : captage de la source de la Detorbe.



## Ressources profondes ou liées aux fractures

Du fait de l'absence de forages profonds dans ces zones, les données se rapportant aux ressources profondes du socle manquent totalement sur cette feuille. On peut simplement signaler, qu'en d'autres régions de socle, certains forages en roches massives granitiques ou gneissiques ont donné des débits de quelques m<sup>3</sup>/h à quelques dizaines de m<sup>3</sup>/h. On peut signaler aussi que des exploitations minières par galeries en zone de granite (par exemple en Vendée) nécessitent souvent des exhaures à des débits non négligeables.

Il est donc raisonnable de penser que les zones de socle profond du horst de Saint-Saulge renferment aussi des ressources non négligeables mais, *comme en toute zone de socle, leur mise en évidence nécessite une prospection préliminaire fine par méthodes géophysiques ou détection des gaz du sol afin de repérer les fractures susceptibles de fournir des débits importants.*

## Ressources en eau des formations mésozoïques

La couverture sédimentaire mésozoïque est composée de formations lithologiquement variées (argile, marne, grès, roches carbonatées). Elle couvre essentiellement l'intervalle Trias à Bathonien. Très localement, sur la feuille, on trouve quelques lambeaux de formations cénozoïques en position de petits fossés tectoniques ; compte tenu de leurs très faibles surfaces d'affleurement, leurs ressources en eau ne seront pas étudiées dans cette notice.

Les formations perméables, susceptibles de contenir des ressources en eau souterraine, sont, de bas en haut :

- les grès et, éventuellement, les dolomies du Trias souvent silicifiées, formations qui reposent directement sur le socle ;
- quelques niveaux calcaires dans le Lias, notamment le calcaire à gryphées du Sinémurien, plus accessoirement le calcaire à gryphées géantes du Domérien supérieur, le Lias étant par ailleurs essentiellement marneux ;
- les niveaux calcaires du Dogger.

Au contact du socle, la formation dite « Assise de Chitry » ou « silicifié » constitue l'aquifère le plus productif de la bordure ouest du Morvan. Cet aquifère n'est pas exploité sur la feuille Saint-Saulge, mais sur la feuille voisine de Château-Chinon, comme à Chatillon-en-Bazois, où il est exploité par puits qui coiffent deux sources sortant de cet aquifère et en charge sous les alluvions de l'Aron :

- puits de la source des Grandes Guiennes (n° BSS : 523-5X-0005) ;
- puits de la source des Mingots (n° BSS : 523-5X-0004).

Il est également exploité plus au Nord par forage, à Montceaux-le-Comte, sur la feuille Corbigny (forage F2 ; n° BSS : 496-1X-0090).

Un forage récent l'a recoupé à Chevannes-Changy, sur la feuille Prémery.

Sur la feuille Saint-Saulge, la formation du « silicifié » affleure sur le horst mais semble seulement liée aux grandes failles. Cette formation est aussi présente en profondeur à l'Est comme à l'Ouest du horst, ainsi que le montrent les forages de prospection minière réalisés sur la feuille dans les années 1960 ou 1970. D'ailleurs, à la traversée de cette assise, certains comptes rendus de ces forages font état de pertes de circulation, indice de la bonne perméabilité de ce niveau.

Cette formation du « silicifié » constitue, là où elle existe, le seul aquifère réellement productif de cette partie du département de la Nièvre, *malheureusement son eau est très chargée naturellement en fluor et en arsenic, au point que celle-ci ne répond plus aux nouvelles normes de qualité des eaux d'AEP*. Ainsi, par exemple, aux deux captages de Châtillon-en-Bazois, les teneurs mesurées dans l'eau ont été les suivantes (Jauffret, 2005) :

- fluor : de 1 480 à 2 900 µg/l (25 analyses entre 1988 et 2003) ;
- arsenic : de 17 à 27 µg/l (3 analyses entre 1988 et 2003).

Au-dessus du « silicifié », les assises du Trias, puis du Lias, sont essentiellement marneuses, mais plusieurs niveaux, du fait de leur lithologie, sont susceptibles de contenir des ressources en eau souterraine ; il s'agit :

- des « grès de Saint-Révérien » d'âge rhétien. Ils affleurent assez peu mais sont recoupés dans les forages de prospection minière, déjà mentionnés, où ils peuvent atteindre 2 à 6 m de puissance. Ainsi, au forage 522-3X-0001, à Saint-Franchy, ils ont été recoupés entre 167,50 et 173,20 m de profondeur ;
- des calcaires, souvent marneux, des niveaux inférieurs du Lias (Hettangien et Sinémurien inférieur). Ceux-ci ont été recoupés entre 127,50 et 166,50 m de profondeur dans le forage de Saint-Franchy. Des pertes de circulation ont été signalées en différents niveaux de cet ensemble lors de la foration d'autres sondages de prospection minière sur la feuille ; ces faciès calcaires peuvent être karstifiés (voir plus bas) ;
- du calcaire à gryphées géantes du Lias (Domérien supérieur), qui semble suffisamment massif et fissuré pour être aquifère. Le forage de Saint-Franchy l'a recoupé de 44,80 à 48,80 m de profondeur.

Ces différentes assises donnent naissance à des sources, mais, sur la feuille, aucune n'est captée pour l'AEP.

Un forage de recherche d'eau à Crux-la-Ville (n° BSS : 522-4X-0002) a recoupé cette série depuis le calcaire à gryphées géantes du Domérien en surface jusqu'à la base du Trias à 155 m de profondeur ; le niveau statique s'établissait à 26,30 m de profondeur, et un pompage d'essai d'une durée de 10 h, au débit de 400 l/h, a entraîné un rabattement de 40 m, ce qui témoigne d'une ressource insignifiante sur ce site.

Au-dessus du Lias, le Dogger est le seul ensemble géologique, sur la feuille Saint-Saulge, qui contient des niveaux aquifères suffisamment étendus. Cependant, ces niveaux aquifères, constitués de calcaires, sont peu épais car le Dogger du Sud du département de la Nièvre est à dominance marno-calcaire. Ils donnent cependant naissance à des sources à débits non négligeables et captées pour l'AEP, comme celles citées ci-dessous :

- 522-1X-0001 : fontaine des Fées à Poiseux, grotte karstique (Bathonien supérieur à Callovien) ;
- 522-1X-0002 : fontaine de Geai, à Nolay (Bathonien) ;
- 522-1X-0003 : fontaine des Gominiaux, à Sichamps (Bathonien) ;
- 522-1X-0005 : 2 puits à l'aval de la fontaine des Fées, à Poiseux ;
- 522-2X-0001 : captage des Gobets par puits, à Nolay (Bathonien supérieur probable) ;
- 522-2X-0002 : source de l'Abbaye, à Nolay ;
- 522-3X-0006 : source de l'Ixeure, à Bona (Bajocien) ;
- 522-3X-0008 : source de la Nièvre, à Saint-Benin-des-Bois (Bajocien inférieur) ;
- 522-5X-0002 : source de la fontaine Sonnante, à Sauvigny-les-Bois (Callovien) ;
- 522-6X-0001 : puits sur la source des Trailles, à Saint-Benin-d'Azy (Bajocien).

La plupart de ces points d'eau sortent à travers les formations superficielles (argiles à chailles qui recouvrent les plateaux du Nivernais sur de grandes surfaces) ; aussi, les attributions stratigraphiques des réservoirs alimentant ces points d'eau sont parfois peu assurées.

### **Karstification des niveaux calcaires**

L'inventaire des phénomènes karstiques du département de la Nièvre (Chabert et Couturaud, 1986), ainsi que les levés géologiques récents de la feuille Saint-Saulge, ont montré que les niveaux calcaires sont très souvent karstifiés, non seulement ceux du Dogger mais aussi ceux, pourtant peu épais, situés au sein du Lias marneux. Les deux gouffres de Rouy, dans les

calcaires sinémuriens (voir plus bas) ainsi que les pertes de la Gouinerie, dans les calcaires hettangiens à Jailly, en sont des exemples concrets.

Par ailleurs, dans les zones d’affleurement du Dogger, celui-ci – comme c’est le cas habituel dans le Nivernais – est surmonté d’une couverture d’argiles à chailles de plusieurs mètres d’épaisseur. Ceci donne naissance à des phénomènes caractéristiques des plateaux nivernais, à savoir, des effondrements karstiques dans les niveaux calcaires enfouis qui se transmettent jusqu’à la surface où ils provoquent des dolines profondes, voire des gouffres, dans la couverture d’argiles à chailles. Ces creux en formation argileuse peuvent dépasser 6 m de profondeur et sont fréquents dans certains secteurs, comme, par exemple :

- aux environs de Nolay : les dolines des Cercliers et des Bois Brûlés ;
- aux environs de Saint-Sulpice : le Trou de Fosse Meule (profondeur 20 m avant comblement partiel, pour un diamètre de 22 m), l’abîme du bois de Combat (gouffre de 5 m de profondeur) ;
- aux environs de Saint-Benin-d’Azy : le gouffre du bois Moreau, en cloche, de 5 m de profondeur ;
- aux environs de Bona : l’abîme des Vaux de Lichy (gouffre de 6 m de profondeur).

De tels effondrements peuvent se produire actuellement, ce qui témoigne de l’évolution actuelle du karst sous-jacent. Ces cuvettes en formations superficielles, surmontant des calcaires karstifiés, constituent souvent aussi des pertes pour des ruisseaux.

Des gouffres francs en formations calcaires s’observent également. Ainsi, par exemple, les deux gouffres de Rouy, qui s’ouvrent dans les calcaires sinémuriens du Lias : ils atteignent chacun 5 à 6 m de profondeur ; un ruisseau coule au fond du premier, le deuxième s’était formé durant l’hiver 1983-1984 et a été comblé peu après.

Des réseaux pénétrables associés à des sources sont bien connus sur la feuille, comme par exemple :

- près de Bona, la source de la Maie aux Loups, qui sort d’une galerie karstique (remontée sur 516 m) affectant le calcaire du Bathonien supérieur ;
- à Poiseux, la grotte des Fées, que l’on peut pénétrer sur une dizaine de mètres ; la source de la grotte des Fées sort en contrebas de cette grotte au milieu de prés ;
- à Saint-Benin-des-Bois, le ruisseau souterrain du Fourvieux, découvert au fond d’un puits fermier de 8,50 m de profondeur et dont la galerie, dans le calcaire du Bathonien inférieur, a été parcourue sur 520 m.

Plusieurs sources karstiques sont connues dans les calcaires du Dogger, même si elles ne sont pas toujours associées à des galeries pénétrables ; à titre d'exemples on peut citer :

- la source de Germenay, temporaire et sortant des calcaires du Bathonien supérieur, à Poiseux ;
- la source du Geai, à Nolay, sortant des calcaires du Bathonien supérieur ; elle est captée pour l'AEP ; en crue, son débit est très important ;
- la source de l'Xeure sortant des calcaires bajociens à Bona ; elle est captée pour l'AEP et montre souvent de la turbidité en hautes eaux.

La plupart des sources captées sortant du Dogger de la feuille sont de nature karstique.

### **Ressources en eau des alluvions**

Sur la feuille Saint-Saulge le réseau hydrographique n'est pas très développé car très amont ; les cours d'eau étant proches de leur source, ceux-ci sont peu importants et leurs alluvions récentes (Fy-z), par conséquent, peu développées ; il en résulte qu'ils n'offrent qu'un faible potentiel en ressource en eau souterraine, d'autant plus, que les alluvions sont, au moins localement, plutôt de nature argileuse.

C'est dans la vallée de la Nièvre d'Arzembouy, dans la partie nord-ouest de la feuille, que les alluvions récentes ont leur plus grand développement. Un forage de recherche d'eau les a traversées sur la feuille Prémery, à environ 1 500 m seulement du bord nord de la feuille Saint-Saulge. Il s'agit du forage de la Tuilerie, profond de 4,80 m, situé sur la commune de Prémery (n° BSS : 495-5X-0005). La coupe de cet ouvrage, de haut en bas, depuis la surface, est la suivante :

- terre végétale : 0,00 à 0,50 m ;
- argile brune : 0,50 à 1,00 m ;
- argile jaunâtre : 1,00 à 2,80 m ;
- argile jaunâtre à beige avec des blocs calcaires : 2,80 à 4,80 m.

On constate que les alluvions y sont essentiellement argileuses et qu'elles sont vraisemblablement peu épaisses puisque le dernier niveau recoupé par le forage, de 2,80 à 4,80 m, comporte déjà des blocs calcaires qui annoncent le substratum.

## *SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES*

### **Matériaux de carrière**

Les anciennes carrières exploitées essentiellement pour les matériaux d'empierrement et de construction locale sont fréquentes dans les filons de microgranite ou de granophyre.

L'ancienne carrière ouverte dans les calcaires sinémuriens du bois de Saint-Pierre témoigne d'une exploitation relativement importante.

En 1993, 90 000 tonnes de granulats ont été extraits de la carrière de microgranites et granophyres du bois du Bourras, destinés à la voirie et à la SNCF. Cette carrière est fermée depuis cette période.

Depuis 1993, les granophyres du bois de Rouy sont exploités pour granulats avec une production moyenne de 140 000 t/an, essentiellement utilisés pour la voirie.

Les faciès limoneux issus de l'altération des unités marneuses liasiques, et complètement décarbonatés, ont été autrefois exploités pour la fabrication de terres cuites (notamment ceux du Toarcien, en particulier au Sud de Sury et à Sury).

La présence de nombreux sites à fours à chaux, maintenant abandonnés et largement ruinés, témoigne de la production ancienne de chaux, utilisée localement, dans la construction. Ces sites, dispersés sur la carte, ont largement utilisés les ressources locales : calcaires du Sinémurien, calcaires du Domérien supérieur (le Fourneau, près de Briotte), calcaires à entroques du Bajocien inférieur. Ces calcaires et aussi les calcaires oolitiques du Bathonien supérieur, dont on retrouve de nombreuses anciennes carrières maintenant abandonnées, ont aussi largement servi à la construction (bâtiments, murets) et à l'empierrement.

## *GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

### **Minéralisations de la base du Mésozoïque**

Tous les indices minéraux relevés dans le horst de Saint-Saulge, ou à proximité, sont en relation avec les phénomènes de silicification qui ont affecté les premières couches du Mésozoïque (Burnol et Lhégu, 1957), représentées ici par des arkoses et des grès attribués au Keuper.

Cette silicification est accompagnée de venues fluoro-barytiques et, parfois, de minéralisations sulfurées.

Les deux indices répertoriés (Méloux, 1982) sont encaissés dans une brèche siliceuse à éléments rouges de grès et d'arkose et ciment vert. Celui de Saint-Martin est à fluorine et barytine, celui du Tronsec contient un peu de galène.

Quelques autres indices, toujours sans intérêt économique, ont été notés au cours du levé géologique :

- à 1 km au Sud de Saint-Martin, où les grès arkosiques silicifiés contiennent un peu de fluorine et barytine ;
- dans le bois des Badières, les arkoses partiellement silicifiées et tectonisées sont parcourues de veinules de quartz et de barytine rose ;
- en bordure orientale du lambeau du bois des Badières, les grès ocre contiennent de l'hématite caverneuse (chapeau de fer ?) ;
- le filon de quartz, situé à 500 m à l'Est du hameau des Badières, présente un peu de barytine.

Les indices minéralisés fluoro-barytiques identifiés sur la feuille Saint-Saulge, correspondent à l'extrémité la plus occidentale d'une accumulation de fluorine, dont le maximum de concentration est localisé près d'Avallon, et de barytine près d'Egreuil, au Sud de Corbiny (Nigon, 1988). Sur cette bordure du Morvan, la minéralisation est toujours portée par l'Assise de Chitry. La minéralisation principale est parfois accompagnée de galène et de blende, parfois assez abondante et, accessoirement, de pyrite et de chalcopyrite.

Les quatre gîtes principaux identifiés au cours des explorations menés par le BRGM dans les années 60 (Lhégu, 1966) sont ceux de Pierre-Perthuis, Pontaubert, Marigny-sur-Yonne, et Egreuil ; ils représentent des réserves de plus de 5 Mt de fluorine titrant 35 % et plus. Il s'agit certainement d'un des plus importants gisements de fluorine d'Europe occidentale.

L'origine de ces minéralisations a longtemps été discutée (origine profonde « *per ascensum* », superficielle « *per descensum* » ou de bassin type Mississippi Valley). Les derniers travaux menés en la matière semblent privilégier une hypothèse mixte où les fluides de bassin (chargés en métaux et métalloïdes et provenant des eaux connées des argiles du Trias) percolent au travers du socle au Lias (combinaison de la pression due à la charge lithostatique et de la tectonique), acquièrent leur température (plus de 100 °C) pour émerger aux exutoires (failles et/ou formations réservoirs et/ou milieux évaporitiques sulfatés) et précipiter (Nigon, 1988).

L'âge liasique de ces minéralisations semble attesté par les nombreuses datations réalisées sur adulaire dans des minéralisations de même type et réparties à divers endroits du Massif central (Baubron *et al.*, 1980).

Il s'agit là d'une des dernières phases métallogéniques reconnue en France comme étant responsable de concentrations de métaux et métalloïdes suffisamment importantes pour aboutir à la constitution de gisements exploitables.

Une ancienne activité sidérurgique a existé jusqu'au début du XX<sup>e</sup> siècle, exploitant les faciès oolitiques (oolithe ferrugineuse) du Toarcien (région de Lurcy-le-Bourg ; Ebray, 1858) et du Bajocien – Bathonien et les poches de minerai de fer « sidérolitique » (Grossouvre (de), 1886) situées au sein des argiles d'altération à chailles, développées sur les calcaires du Dogger et du Malm. De nombreuses minières, encore visibles en forêt des Amognes, de Prémery, de Guérigny et dans les bois de Sauvage (voir supra), témoignent de cette activité ancienne, dont Guérigny fut un centre historique (on y fabriquait les ancres de la marine royale).

Signalons aussi la présence de scories métallurgiques, au Nord de la Thionnerie, dont l'origine n'est pas connue.

## **DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE**

### *ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES*

#### **Dans les terrains paléozoïques**

Le premier parcours, limité à la partie nord du horst de Saint-Saulge, permet d'observer les principaux faciès paléozoïques.

1 - En arrivant de Prémery par la D38, prendre la route de Saint-Franchy. Dans la montée, le talus Est entaille un granite gris-rose à phénocristaux de feldspath potassique atteignant 1 ~ 2 cm ; la roche contient, en outre, du quartz, de l'oligoclase plus ou moins zoné, de la biotite brune et quelques cristaux de hornblende.

2 - Continuer vers le Nord par la D145. En face de la route menant aux Badières, une voie forestière entaille le granite recoupé par un filon de granophyre, puis, vers le haut, des alternances horizontales d'arkoses plus ou moins silicifiées se débitant en plaquettes.

3 - Revenir à la D38, prendre la direction de Saint-Saulge. Parmi les nombreuses anciennes carrières ouvertes sur le côté nord de la route, se remarque une grande carrière située après le carrefour de la D145. Dans celle-ci, le granite, un peu porphyroïde et altéré, est recoupé par un filon de granophyre rose, finement porphyrique (quartz et feldspath de 1-2 mm). Le filon subvertical et orienté N10°E est puissant d'environ 35 m.



4 - Poursuivre en direction de Saint-Saulge et prendre vers le Sud la D181 menant à Saint-Martin. La D202, allant à Jailly, entaille sur la gauche les couches d'arkoses diversement silicifiées du Keuper.

5 - Par Jailly, accéder au plateau couvert par le bois communal de Saint-Saulge. Un sentier permet d'atteindre à travers bois la Pierre du Sacrifice, une large dalle de « silicifié » ou Assise de Chitry-les-Mines.

6 - Revenir à Jailly et par la D202 rejoindre la D958 pour prendre la direction de Saint-Saulge. Après être passé devant la carrière de granulats de Bourras (granophyre), prendre à droite la petite route menant à l'étang du Moulin Neuf. Le déversoir entaille un granophyre rose à petits phénocristaux de quartz et de feldspath (feldspath potassique et oligoclase). La biotite est partiellement chloritisée et la muscovite présente.

### **Dans le Trias – Lias, autour du horst de Saint-Saulge**

Le second parcours, localisé à la terminaison sud du horst de Saint-Saulge, permettra d'observer les principaux faciès typiques du Trias supérieur et du Lias. L'itinéraire débute près de Cizely, à la bordure sud-est de la feuille.

1 - Depuis Cizely, emprunter la D204 qui conduit à Saint-Benin-d'Azy et s'arrêter au pied de la côte, au Sud-Ouest de la ferme de la Louagerie. On y verra les faciès de marnes bariolées du Trias, intercalés de petits bancs de calcaire micritique et de grès.

2 - Revenir en arrière vers Cizely et suivre la route nord, vers Nanteuil. Rejoindre la D978, tourner vers l'Est et s'arrêter pour observer la coupe exposée dans la tranchée de la route. La calcarénite gris-bleu, à gryphées du Sinémurien, y est exposée. Des gryphées peuvent être récoltées, en surface, dans les champs autour.

3 - Suivre la D978 et se diriger vers Rouy. À la sortie nord de Rouy, s'arrêter au carrefour avec le hameau de la Ducroterie. Une assez bonne coupe de l'Hettangien (fig. 10) est exposée dans la tranchée de la route, en rive orientale. Elle débute par les faciès les plus supérieurs du Trias, vus en fossé, vers le Sud. La série exposée en talus illustre bien l'organisation des faciès lumachelliques de l'Hettangien.

4 - Depuis Rouy, suivre la D132 en direction de Méas et continuer vers le Sud en direction de Fleury. À la limite de la carte, les champs exposés à l'Ouest du bois de Fleury recourent les terrains du Carixien. En surface de champs on pourra y trouver des rostrés de bélemnites et des fragments d'ammonites.

5 - Retourner vers Rouy et emprunter la D34, en direction de Frasnay-Reugny. Le calcaire à gryphées géantes du Domérien supérieur est exposé dans le talus du virage de la route qui traverse le bois des Coppes.

6 - Dans cette région, les terrains marneux du Domérien inférieur et du Toarcien, ne sont pas directement visibles à l’affleurement, toujours masqués par des altérites et couverts de prairies ou de forêts. Seules les formes de relief générées par ces faciès vulnérables à l’érosion, sont observables : par exemple dans la butte de Montpillard et celle de Crux-la-ville, qui, constituées de Toarcien marneux, sont coiffées par la dalle résistante du Calcaire à entroques du Bajocien inférieur.

### **Dans le Dogger des Amognes**

Un troisième parcours permettra de reconnaître les faciès du Dogger (sommets du Toarcien au Callovien inférieur-moyen). Le parcours débute à Saint-Benin-d’Azy, au Sud-Ouest de la feuille et se termine au Nord-Est de la feuille, dans la région sud de Prémery.

1 - Depuis Saint-Benin-d’Azy, emprunter la D172, puis la D9, vers le Sud, en direction de Beaumont-Sardolles. Au Sud et en contrebas de Montgoublin, on pourra récolter, des ammonites (dont *Hildoceras bifrons* et des *Harpoceras*) en plein champ, près du ruisseau, dans les faciès marneux du Toarcien (passage Toarcien inférieur à moyen).

2 - Revenir vers Saint-Benin-d’Azy. Dans le périmètre de l’ancienne gare (autorisation de pénétrer à solliciter), les faciès du Calcaire à entroques sont exposés dans une petite falaise (fig. 11). Dans la région de Méard et de Saint-Sulpice, plusieurs anciennes carrières permettent aussi d’observer les faciès caractéristiques de cette unité.

3 - Quitter Saint-Benin-d’Azy en direction de Nevers (D978). Emprunter, vers le Sud-Est, la route de Saint-Péraville, puis du château de Cigogne. Le niveau condensé très remarquable à oolites ferrugineuses (Bajocien terminal à Bathonien inférieur) et très riche en ammonites et brachiopodes est exposé en plein champ entre la ferme du Petit Cigogne et de Cigogne. Plusieurs autres gisements sont exposés sur la feuille ; pour les retrouver, il suffira de se reporter aux contours cartographiés de cette unité très fossilifère. À la sortie est de Bona (D958), la coupe occasionnée par un virage redressé, permet de voir l’horizon à oolites ferrugineuses (en fait plusieurs niveaux empilés ; fig. 12) qui sépare les séries marno-calcaires du Bajocien supérieur et du Bathonien inférieur.

4 - Les faciès calcaires du Bathonien inférieur à moyen, propices aux cultures, sont bien exposés en champ, à l'Ouest de Bona. On pourra les reconnaître en empruntant la D958, de part et d'autre du bois de Feuillouse.

5 - En se rendant dans la région de Nolay, dans le coin nord-ouest de la feuille, on pourra reconnaître plusieurs coupes qui exposent les faciès du Bathonien supérieur. La première coupe, faite au départ de Nolay et en direction du château de Prunevaux permet d'observer successivement : au-dessus du cimetière, les calcaires bioclastiques basaux, puis dans la montée, les marnes blanches intermédiaires (en talus), puis le calcaire oolitique sommital, juste avant Prunevaux. Une seconde coupe présente la partie haute de cette même succession. Depuis Nolay, prendre vers le Sud la D148 (avec, en talus, les faciès calcaires du Bathonien inférieur à moyen). Au carrefour avec la route d'Arriault, dans le virage au-dessus de la ferme les Soucis, on reconnaîtra, en talus, les faciès marneux intermédiaires. Au sommet du relief, le calcaire oolitique est exposé dans le bois de Luppy (il existe même une ancienne carrière).

6 - Le Callovien est très mal exposé sur la feuille de Saint-Saulge, souvent couvert de bois et profondément altéré sous les argiles à chailles. On pourra cependant en reconnaître les faciès, à l'Est de Saint-Benin-d'Azy, dans la coupe offerte par la tranchée routière (D978) du bois des Mérats (coupe publiée par J.-H. Delance *et al.*, 1979). La pierre de Nevers est aussi observable sur l'aire de repos de la Faisanderie (entre Forge et Saint-Benin-d'Azy), sur la D978.

### BIBLIOGRAPHIE

- AUBERT M., CORNET J., NAUDY H., ROQUES M., SANSELME H., WEBER C. (1970) - Apports de l'aéromagnétisme de haute sensibilité à la connaissance du socle du Morvan. *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> série, sect. II, n° 2, 5 fig., 4 pl., p. 13-23.
- AUTRAN A. (1980) - Évolution structurale du Protérozoïque aux distensions post-hercyniennes. *In* « Évolutions géologiques de la France ». *Mémoire 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 ». Coll. intern. CNRS, Rennes, n° 243, p. 221-226.
- AUTRAN A., CASTAING C., DEBEGLIA N., GUILLEN A., WEBER C. (1986) - Nouvelles contraintes géophysiques et géodynamiques pour l'interprétation de l'anomalie magnétique du bassin de Paris : hypothèse d'un rift paléozoïque refermé au Carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. II, n° 1, p. 125-141.

- BAELE J.-M. (2003) - Genèses de la silicite et de la microbialite turoniennes de Saint-Denis (bord occidental du Bassin de Mons - Belgique). Faculté Polytechnique de Mons.
- BARD J.-P., BURG J.-P., MATTE PH., RIBEIRO A. (1980) - La Chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. In « Géologie de l'Europe ». *Mémoire BRGM*, n° 108, p. 233-246.
- BAUBRON J.-C., JEBRAK M., JOANNES C., LHEGU J., TOURAY J.-C., ZISERMAN A. (1980) - Nouvelles datations K/Ar sur les filons à quartz et fluorine du Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 290, n° 14, p. 951-953.
- BEBIEN J. (1970) - Étude pétrographique et géochimique des formations volcaniques dévono-dinantiennes de l'extrémité sud-ouest du faisceau synclinal du Morvan (Massif central français). Thèse Doct. 3<sup>e</sup> cycle, univ. Nancy, 110 p., 53 fig., 14 tabl.
- BECQ-GIRAUDON J.-F., VAN DER DRIESSCHE J. (1994) - Dépôts périglaciaires dans le Stéphano-Autunien du Massif central : témoin de l'effondrement gravitaire d'un haut plateau hercynien. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 318, II, p. 675-682.
- BERGERAT F. (1984) - La fracturation nivernaise : influences bourguignonne et centralienne sur la structuration du Nivernais. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, vol. 31, n° 4, p. 27-31.
- BERGERAT F., GEYSSANT J. (1980) - La fracturation tertiaire de l'Europe du Nord : résultat de la collision Afrique - Europe. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 290, (D), p. 1551-1524.
- BERTAUX J. (1982) - Origine métamorphique des grenats des volcanites acides d'âge viséen supérieur dans le Nord-Est du Massif central français. *Bull. Minéralogie*, 105, p. 212-222.
- BITRI A., BALLEVRE M., BRUN J.-P., CHANTRAINE J., GAPAIS D., GUENOC P. *et al.* (2003) - Imagerie sismique de la zone de collision hercynienne dans le Sud-Est du Massif armoricain (projet Armor 2/programme Géofrance 3D). *C.R. Géoscience* 335, n° 13, p. 969-979.
- 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.
- BONJOLY D., CASTAING C. (1984) - Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif central français en régime compressif. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. CIII, p. 187-199.
- 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 Doct. 3<sup>e</sup> cycle, univ. Dijon, 284 p., 22 pl. h.-t.

- BOIS M., COUREL L., COUSTAU R. (1980) - Des lagunes paraliques à la base de la transgression mésozoïque : cas de la dolomie de base de la bordure du Morvan. *Bull. C.R. Expl. Elf-Aquitaine*, 4, p. 81-97.
- BOWN P.R., COOPER M.K.E., LORD A.R. (1988) - A calcareous Nannofossil Biozonation Scheme for the early to mid Mesozoic. *Newsl. Stratigr.*, 20, (2), p. 91-114.
- BRIAND B., PIBOULE M. (1979) - Les métabasites de la série de Marvejols (Massif central) : témoins d'un magmatisme tholéiitique d'arrière d'arc cambro-ordovicien ?. *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> série, sect. I, n° 2, p. 131-171.
- BRIAND B., PIBOULE M., BOUCHARDON J.-L. (1988) - Diversité géochimique des métabasites des groupes leptyno-amphiboliques du Rouergue et de Marvejols (Massif central). Origine et implications. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. IV, n° 3, p. 489-498.
- BURG J.-P., VAN DER DRIESSCHE J., BRUN J.-P. (1994) - Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: Mode and structural consequences. *Géol. France*, n° 3, p. 33-51.
- BURNOL L., LHÉGU J. (1957) - Chitry-les-Mines (Nièvre). Rapport d'ensemble. Rapport BRGM A 1273.
- CALVEZ J.-Y., DELFOUR J., LEMIÈRE B., COCHERIE A. (1985) - Caractères magmatiques et âge du volcanisme de Chizeuil (Saône-et-Loire). Principaux résultats scientifiques et techniques du BRGM - 1985, Orléans, p. 79-80.
- CARPENA J., DOUBINGER J., GUÉRIN R., JUTEAU J., MONNIER M. (1984) - Le volcanisme acide de l'Ouest-Morvan dans son cadre géologique : caractérisation géochimique, structurale et chronologique de mise en place. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXVI, n° 5, p. 839-859.
- CARRAT H.-G. (1969a) - Le Morvan cristallin : étude pétrographique, géochimique et structurale, position de l'uranium. Thèse Doct. État, univ. Nancy, 3 vol., 379 p.
- CARRAT H.-G. (1969b) - Évolution de la granitisation et du volcanisme dans le Morvan. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), vol. XI, n° 4, p. 574-587.
- CHABANEL A. (1975) - Le paléovolcanisme acide et les microgranites de Montreuillon (NW-Morvan). Thèse Doct. 3<sup>e</sup> cycle, univ. Paris VI, 163 p.
- CHABERT C., COUTURAUD A. (1986) - La Nièvre des grottes et des rivières souterraines. La Camosine, Nevers.
- CHÈVREMONT P., GAGNY C., LA ROCHE (de) H., PUPIN J.-P., ROSSI P. (1988) - Représentation cartographique du plutonisme acide et du plutonisme intermédiaire à basique associé. Doc. BRGM, n° 152, 61 p.
- CHÈVREMONT P., RÉMOND C., MARTEAU P., CLOZIER L., THIÉBLEMONT D., JAUFFRET D., THÉVENOT J.-P. (1999) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Épinac (525). Orléans : BRGM. Carte géologique par Rémond C., Chèvremont P., Marteau P., Feys R., Clozier L.

- COCHET A. (1955) - La série cristallophyllienne et les granites de la partie nord-ouest du Morvan. *Trav. Lab. Géol. Minière, Fac. Sci. Clermont*, n° 2, p. 23-33.
- COLLENOT (1876) - Sur les argiles à silex de la côte chalonnoise. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), vol. IV, p. 656.
- COUREL L. (1970) - Trias et Rhétien de la bordure nord et est du massif central français. Modalités de la transgression mésozoïque. Thèse Doct. État, univ. Dijon, 3 vol.
- DEBON F., LE FORT P. (1983) - A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. r. Soc. Edin. Earth Sci.*, 73, p. 135-149.
- DEBON F., LE FORT P. (1988) - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations : principes, method, applications. *Bull. Minéral.*, 111, p. 493-510.
- 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.
- DEBRAND-PASSARD S., GROS Y. (1980) - La fracturation de la Champagne berrichonne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), vol. XXII, n° 4, p. 647-653.
- DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S., LIÉNARDT M.-J. et coll. (1984) - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mémoire BRGM*, n° 125 et 126, vol. 1, 615 p.
- DEBRAND-PASSARD S., GROS Y., LABLANCHE G., MENOT J.-C., et coll. CLOZIÈRE L., TOURENQ J. (1992) - Âge, genèse et évolution du fossé de la Loire : nouvelle approche stratigraphique, morphologique et structurale. *Bull. inf. géol. bassin Paris*, vol. 29, n° 4, p. 63-74.
- DELANCE J.-H., LAURIN B., MARCHAND D. (1979) - Observations sur la stratigraphie du Bathonien et du Callovien inférieur dans la région de Saint-Benin-d'Azy (Nièvre). *Bull. Sci. Bourg.*, t. 32, fasc. 2, p. 71-95.
- 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). *Géol. France*, n° 4, p. 49-77.
- DELFOUR J., ISNARD P., LÉCUYER E., LEMIERRE B., LHOTE F., MOINE B., PIBOULE M., PICOT P., PLOQUIN A., TÉGYEY M. (1984) - Étude du gîte de pyrite de Chizeuil (Saône-et-Loire) et de son environnement volcano-sédimentaire dévonien et dinantien. *Doc. BRGM*, n° 73, 37 p., 20 fig., 2 tabl., 3 ann. (232 p.), 5 pl. h.t.
- DELFOUR J., CLOZIER L., FEYS R., LABLANCHE G. (1993) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Lucenay-l'Évêque (524). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Delfour, L. Clozier, J. Cornet, R. Feys, G. Lablanche (1993), 100 p.

- DELFOUR J., GUERROT C. (1997) - Âge Viséen inférieur du microgranite de Picampoix (Nièvre). Contribution à l'étude du magmatisme carbonifère du Morvan. *Géol. France*, n° 2, p. 3-12.
- DELFOUR J., ALABOUVETTE B., CORNET J. (1997) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Corbigny (496). Orléans : BRGM. Carte géologique par J. Delfour, B. Alabouvette (1997).
- DONZEAU M., CHÈVREMONT P., MARTEAU P. (2001) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Paray-le-Monial (n° 600). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Donzeau, P. Chèvremont, P. Marteau, P.-J. Debriette, D. Jauffret, R. Mouterde, D. Thiéblemont, R. Wernli, R. Wyns (2001).
- DUFOUR E. (1985) - Granulite facies metamorphism and retrogressive evolution of the Monts du Lyonnais (Massif Central France). *Lithos*, n° 18, p. 97-113.
- DUFOUR E., LARDEAUX J.-M., COFFRANT D. (1985) - Eclogite et granulites dans les Monts du Lyonnais : une évolution métamorphique plurifaciale éohercynienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 300, série II, n° 4, p. 141-144.
- DURLET C., JACQUIN T., FLOQUET M. (1997) - Tectonique synsédimentaire distensive dans les calcaires aaléno-bajociens du Seuil de Bourgogne (France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 324, série IIa, p. 1001-1008.
- DURLET C., THIERRY J. (2000) - Modalités séquentielles de la transgression aaléno-bajocienne sur le Sud-Est du Bassin parisien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, n° 3, p. 327-339.
- DUTHOU J.-L., CANTAGREL J.-M., DIDIER J., VIALETTE Y. (1984) - Palaeozoic granitoids from the French Massif Central: age and origin studied by <sup>87</sup>Rb-<sup>87</sup>Sr system. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, 35, p. 131-144.
- EBRAY T. (1858) - Études géologiques sur le département de la Nièvre. Paris : Baillièrre, 372 p., 25 pl.
- FAURE M., BECQ-GIRAUDON J.-F. (1993) - Sur la succession des épisodes extensifs au cours du désépaississement carbonifère du Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 316, série II, p. 967-973.
- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.-Y. (1997) - L'évolution polycyclique de la Chaîne hercynienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 168, n° 6, p. 695-705.
- FAURE M., LEDRU, P., LARDEAUX J.-M., MATTE P. (2004) - Paleozoic orogenies in the French Massif Central. A cross section from Béziers to Lyon. 32nd International Geological Congress, Florence (Italy). Field trip guide book, vol. n° 2 - Pre-Congress B22, 44 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.

- GÉLARD J.-P. (1978) - La fracturation de la Bourgogne méridionale. Essai d'interprétation et implications tectoniques régionales. *Rev. Géographie phys. et Géol. dynam. Fr.*, (2), 20, n° 1, p. 5-28.
- GELY J.-P., LORENZ C. (1991) - Analyse séquentielle de l'Éocène et l'Oligocène du bassin de Paris. *Rev. Inst. fr. pétrole*, vol. 46, n° 6, p. 713-747.
- GODARD G. (1990) - Découverte d'éclotites, de péridotites à spinelle et d'amphibolites à anorthite, spinelle et corindon dans le Morvan. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 310, série II, p. 227-232.
- GROUPE FRANÇAIS D'ÉTUDE DU JURASSIQUE (1997) - Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles et distributions des invertébrés et microfossiles. Cariou E. & Hantzpergue P. (Coord.). *Bull. C.R. Explor. Prod.*, Mém. 17, 440 p.
- GROSSOUVRE (de) A. (1886) - Étude sur les gisements de fer du centre de la France. *Ann. Mines*, (8), t. 10, p. 311-418.
- GUÉRIN R., MONNIER M. (1984) - Relation entre histoire structurale et volcanisme dans le complexe acide stéphano-permien du Morvan occidental (Blismes - Montreuillon). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 299, série II, n° 1, p. 37-42.
- GUILLOCHEAU F., ROBIN C., ALLEMAND P., BOURQUIN S., BRAULT N., DROMART G., FRIEDENBERG R., GARCIA J.-P., GAULIER J.-M., GAUMET F., GROSDOY B., HANOT F., LE STRAT P., METTRAUX M., NALPAS T., PRIJAC C., RIGOLLET C., SERRANO O., VAIRON J., GRANDJEAN G. (2000) - Mesozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodynamica Acta*, 13, p. 198-246.
- JAUFFRET D. (2005) - L'arsenic, le plomb et le fluor dans les eaux des captages d'eau potable du département de la Nièvre. Répartition géographique et origine. Rapport BRGM RP-53925-FR.
- JOSEPH D. (1974) - Étude géologique et minéralogique des gisements de fluorine de Voltenne et Maine. Thèse Doct. 3<sup>e</sup> cycle, univ. Orléans, 81 p.
- LABLANCHE G., DELFOUR (1998) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Prémery (495). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Lablanche, J. Delfour (1998), 98 p.
- LABLANCHE G., LEFAVRAIS-RAYMOND A., DELANCE J.-H. (1997) - Le Domérien et le Toarcien basal au Nord du horst de Saint-Saulge (Nièvre). *Géol. France*, n° 2, p. 51-54.
- LAMBERT J. (2004) - Les séismes en France. Principaux épïcêtres depuis 1000 ans. Carte à l'échelle du 1/2 000 000. BRGM et Ministère de l'Écologie et du Développement Durable Édit.
- LA ROCHE (de) H., 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. *Réun. Ann. Sci. Terre*, Nancy, France, XXIV, 1, p. 5-121.



- LE CALVEZ Y., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1961) - Lias des sondages de la bordure du Morvan. In « Colloque sur le Lias français ». *Mémoire BRGM*, n° 4, p. 503-534.
- 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. 1-22.
- 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.
- 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.
- LHÉGU J. (1966) - Étude d'échantillons minéralisés de la bordure du Morvan. Étude BRGM n° M2574/239.
- LHÉGU J., SCOLARI G. (1965) - Hypothèse sur l'origine de la silice et de la fluorine de l'assise de base de la transgression secondaire de la bordure occidentale du Morvan. *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, fasc. 9, p. 305-307.
- LHÉGU J., TOURAY J.-C. (1980) - Les gisements français filoniens et stratiformes de fluorine et barytine. *Bull. C.R. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, Mém. 3 du 26<sup>e</sup> CGI, p. 279-334.
- 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. Géol. Dyn. et Géog. Phys.*, vol. 25, fasc. 1, p. 19-31.
- LELOIX C. (1998) - Arguments pour une évolution polycyclique de la Chaîne hercynienne. Structure des unités dévono-dinantiennes du Nord-Est du Massif central (Brévenne - Bourbonnais - Morvan). Thèse Doct. 3<sup>e</sup> cycle, univ. Orléans, 248 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, série II, n° 19, p. 1749-1752.
- LUCOTTE G. (1978) - Les « Argiles à chailles » de la région de Nevers et de la Charité-sur-Loire. D.E.A., univ. Dijon, 74 p.
- MARTIN J. (1876) - Sur les argiles à silex de la Côte Chalonnaise. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), t. IV, p. 653.

- MARTIN P., BERGERAT F. (1996) - Palaeo-stresses inferred from macro- and micro-fractures in the Balazuc-1 borehole (GPF programme). Contribution to the tectonic evolution of the Cévennes border of the SE basin of France. *Marine and Petroleum Geology*, vol. 13, n° 6, p. 671-684.
- MATTE P. (1986) - La Chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques. Modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. II, n° 1, p. 9-24.
- MATTE P., RESPAUT J.-P., MALUSKI H., LANCELOT J.-R., BRUNEL M. (1986) - La faille NW-SE du Pays de Bray, un décrochement ductile hercynien : déformation à 330 Ma d'un granite à 570 Ma dans le sondage Pays de Bray 201. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. II, n° 1, p. 69-77.
- MÉGNIE C. (1980a) - Synthèse géologique du bassin de Paris. *Mém. BRGM*, n° 101, 102, 103.
- MÉGNIE C. (1980b) - Tectonogenèse du bassin de Paris : étapes de l'évolution du bassin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXII, p. 669-680.
- MENAGER M.-T. (1983) - Expressions plutoniques et volcaniques du magmatisme acide du Bazois (Ouest Morvan). Pétrographie - Géochimie - Étude des altérations et des fluides - Comparaisons entre les formations à l'affleurement et sous couverture. Thèse Doct. 3<sup>e</sup> cycle, univ. P. et M. Curie, Paris 6, 262 p.
- MICHEL-LEVY Alb. (1908) - Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 12, t. XVII, 1907-1908, 297 p.
- MICHEL-LEVY 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, série II, n° 14, p. 601-604.
- MOUTERDE R. (1953) - Études sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et nord-est du Massif central français (thèse 1951). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 236, 460 p.
- NIGON P. (1988) - La fluorine stratiforme de la bordure ouest du Morvan : Géologie, géochimie et modélisation. Thèse Doct. 3<sup>e</sup> cycle, univ. Orléans, 252 p.
- 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 Doct. 3<sup>e</sup> cycle, univ. Orléans, 172 p.
- PERRODON A., ZABECK J. (1990) - Paris basin. In Leighton, M.W., Kolata, D.R., Oltz, D.F. & Eidel, J.J. (eds) : « Interior Cratonic Basins ». *Amer. Ass. Pet. Geol. Memoirs*, Boulder, p. 633-679.

- QUESNEL F. (1997) - Cartographie numérique en géologie de surface. Application aux altérites à silex de l'Ouest du bassin de Paris. Thèse Doct. Géologie, univ. Rouen, *Doc. BRGM*, n° 263, 268 p. et 160 p. d'annexes.
- RAT P. (1968) - Sur le comportement du futur seuil de Bourgogne au Crétacé. *Bull. Soc. géol. Fr.*, série 7, 10, p. 393-402.
- RAT P. (1972) - Bourgogne - Morvan. Édition « Les guides géologiques régionaux ». Masson et Cie, 174 p.
- RICOUR J. (1962) - Contribution à une révision du Trias français. *Mém. Serv. Carte géol.*, 471 p.
- RIOULT M., DUGUE O., JAN DU CHÊNE R., PONSOT C., FILY G., MORON J.-M., VAIL P.-R. (1991) - Outcrop sequence stratigraphy of the Anglo-Paris basin middle to upper Jurassic (Normandy, Maine, Dorset). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 15, p. 101-194.
- ROBARDET M., VERNIERS J., FEIST R., PARIS F. (1994) - Le Paléozoïque antévarisque de France. Contexte paléogéographique et géodynamique. *Géol. France*, n° 3, p. 3-31.
- ROBELIN C. (1981) - Le Dévono-Dinantien dans la région de Bourbon-Lancy (SW Morvan, Massif central français) : enchaînement des phénomènes sédimentaires et magmatiques. Thèse Doct. 3<sup>e</sup> cycle, univ. Dijon, 159 p.
- ROBIN C. (1997) - Mesure stratigraphique de la déformation : application à l'évolution jurassique du bassin de Paris. Thèse Doct., univ. Rennes 1 et *Mém. Géosciences-Rennes*, 77, 293 p.
- ROBIN C., GUILLOCHEAU F., ALLEMAND P., BOURQUIN S., DROMART G., GAULIER J.-M., PRIJAC C. (2000) - Échelles de temps et d'espace du contrôle tectonique d'un bassin flexural intracratonique : le bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 171, n° 2, p. 181-196.
- 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. 23-130.
- ROSSI P., CHÈVREMONT P. (1987) - Classification des associations magmatiques granitoïdes. *Géochronique*, n° 21, p. 14-18.
- SCANVIC J.Y., WEECKSTEEN G. (1980) - Carte des linéaments de la France d'après les images des satellites Landsat (1972 à 1976). *Doc. BRGM*, n° 14, 14 p.
- SCHMITT J.-M. (1986) - Albitisation triasique, hydrothermalisme jurassique et altération supergène récente : métallogénie des gisements uranifères du Rouergue. Thèse Doct. État, univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 243 p.
- SCOTESE C.-R. (2004) - Plate tectonic maps and Continental drift animations. Paleomap Project : [www.scotese.com](http://www.scotese.com)

- SOULE DE LAFONT D., LHÉGU J. (1980) - Les gisements stratiformes de fluorine du Morvan (Sud-Est du bassin de Paris, France). 26<sup>e</sup> Congrès géologique international, fasc. E2, 40 p.
- STUSSI J.-M., LA ROCHE (de) H. (1984) - Le magmatisme orogénique granitique de la Chaîne varisque française. Typologie et répartition spatiale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 298, série II, n° 2, p. 43-48.
- SUPPLY J.-P. (1985) - Géochronologie U-Pb des granites du Morvan et de leurs minéralisations uranifères associées. Thèse Doct. 3<sup>e</sup> cycle géologie, univ. Montpellier, 146 p.
- THÉVENIAUT H., WYNS R., QUESNEL F. (2002) - Étude paléomagnétique de la borne de fer. Journée du Partenariat de Recherche et Développement entre le BRGM et l'ANDRA, Orléans, France, 5 mars 2002. Programme et résumés, p. 63-65.
- THIÉBLEMONT D., TÉGYEY M. (1994) - Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 319, série II, p. 87-94.
- THIRY M. (1981) - Sédimentation continentale et altérations associées : calcitisations, ferruginisations et silicifications. Les Argiles plastiques du Sparnacien du bassin de Paris. Thèse Doct. État, Sciences, *Mém. Sci. Géol.*, 64, Strasbourg, 173 p.
- THIRY M. (1999) - Diversity of continental silicification features : examples from the Cenozoic deposits in the Paris Basin and neighbouring basement. In « Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related continental deposits », Thiry M. & Simon-Coinçon R. Editors, IAS Spec. Publ. 27, Blackwell Science, p. 87-127.
- THIRY M., SIMON-COINÇON R. (1996) - Tertiary silcretes in Southern Paris Basin. *Catena*, 26, p. 1-26.
- THIRY M., SIMON-COINÇON R., QUESNEL F., WYNS R. (2005) - Altération bauxitique associée aux argiles à chailles sur la bordure sud-est du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, vol. 176, n° 2, p. 199-214.
- THIRY M., QUESNEL F., YANS J., WYNS R., VERGARI A., THÉVENIAUT H., SIMON-COINÇON R., MOREAU M., GIOT D., DUPUIS C., BRUXELLES L., BARBARAND J., BAELE J.-M. (2006) - Continental France and Belgium during the Early Cretaceous: paleoweatherings and paleolandforms. *Bull. Soc. géol. Fr.*, vol. 177, n° 3, p. 155-175.
- THIRY-BASTIEN P. (2002) - Stratigraphie séquentielle des calcaires bajociens de l'Est de la France (Jura - bassin de Paris). Thèse univ. Claude Bernard, Lyon 1, 411 p.

- TOURENQ J. (1989) - Les Sables et argiles du Bourbonnais (Massif central, France). Une formation fluvio-lacustre d'âge pliocène supérieur. Étude minéralogique, sédimentologique et stratigraphique. Thèse Doct. État, univ. P. et M. Curie (Paris VI) et *Doc. BRGM*, n° 174, 333 p.
- 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. (1961) - Âge absolu du granite de Gien-sur-Cure (Nièvre) dans le Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 252, n° 25, série D, p. 4018-4019.
- VIALETTE Y. (1965) - Granitisation hercynienne dans le Massif central français. *Sciences de la Terre*, t. X, n° 3-4, p. 369-382.
- VIALETTE Y. (1973) - Âge des granites du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XV, n° 3-4, p. 260-270.
- VINCENT E., MARCHAND D., GAUTHIER H. (1988) - *Strigoceras dorsocavatum* (Quenstedt) (*Strigoceratidae*) : une espèce caractéristique du Bathonien inférieur. *Géobios*, n° 21, fasc. 6, p. 789-796.
- WEBER C. (1973) - Le socle antétriasique sous la partie sud du bassin de Paris. *Bull. BRGM*, série 2, sect. II, n° 3 et 4, p. 219-343.
- WEBER C. (1973) - Les granitoïdes du Sud du bassin de Paris : données hypogéologiques obtenues par la géophysique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XV, n° 3-4, p. 252-259.
- WYNS R. (1991) - Évolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géol. France*, 3, p. 11-42.
- WYNS R. (1999) - Contraintes géologiques et géomorphologiques à l'histoire de la mobilité verticale de la lithosphère continentale en Europe de l'Ouest depuis le Crétacé : relations avec la genèse des grabens et du volcanisme tertiaires. In Nehlig P., coord., Colloque « Volcanismes, sédimentations et tectoniques cénozoïques périalpins », Aurillac, sept. 1999, *Doc. BRGM*, n° 291, p. 46-47.
- WYNS R., QUESNEL F., SIMON-COINÇON R., GULLOCHEAU F., LACQUEMENT F. (2003) - Major weathering in France related to lithospheric deformation. *Géol. France*, 1, p. 79-87.
- YANS J. (2003) - Chronologie des sédiments kaoliniques à faciès wealdiens (Barrémien moyen - Albien supérieur ; Bassin de Mons) et de la saprolite polyphasée (Crétacé inférieur et Miocène inférieur) de la Haute-Lesse (Belgique). Implications géodynamiques et paléoclimatiques. Thèse Doct., Faculté Polytechnique de Mons & Université de Paris-Sud d'Orsay, 316 p.

ZANY D., MANGOLD C., MARCHAND D., TREHOUR M. (1995) - Biostratigraphie et stratigraphie séquentielle du Bajocien supérieur - Bathonien inférieur dans le Nivernais. *Géol. France*, n° 1, p. 47-61.

ZIEGLER P.-R. (1988) - Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. AAPG Memoir, 43, 198 p.

*DOCUMENTS CARTOGRAPHIQUES PARUS ET CONSULTÉS*

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

**Cartes géologiques de la France à 1/250 000 :**

- Feuille Chalon-sur-Saône (1987), par J.C. Chiron, R. Fleury, Y. Kerrien.
- Feuille Dijon (1989), par P. Rat *et al.*

**Cartes géologiques de la France à 1/80 000 :**

- Feuille Nevers : 2<sup>e</sup> édition (1894), par Grossouvre (de), Busquet et Launay (de).
- Feuille Château-Chinon : 1<sup>re</sup> édition (1888), par Aug. Michel-Lévy, Ch. Vélain et F. Delafond ; 2<sup>e</sup> édition (1937), par Alb. Michel-Lévy et 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.

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

- Feuille Avallon (1966), par O. Horon, C. Mégnien, A. Lefavrais-Raymond, F. Weber, J. Despois.
- Feuille Saulieu (1973), par S. Caillère, J.-F. Lorenz, F. Kraut.
- Feuille Château-Chinon (1986), par H.-G. Carrat, A. Lefavrais-Raymond.
- Feuille Autun (1991), par J. Arène, J. Delfour, R. Feys, L. Clozier, G. Lablanche.
- Feuille Lucenay-l'Évêque (1996), par J. Delfour, R. Feys, L. Clozier, G. Lablanche.
- Feuille Corbigny (1997), par J. Delfour et Alabouvette.
- Feuille Prémery (1998), par G. Lablanche, J. Delfour.

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

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

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

*DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES*

**Sur place dans le Morvan :**

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

**Laboratoires d’université :**

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

**Autres lieux d’information :**

- Société géologique de France, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris ;
- Muséum d’Histoire naturelle, Laboratoire de pétrographie, 61, rue Buffon, 75005 Paris ;
- BRGM, Service géologique régional Bourgogne, Parc Technologique, 27, rue de Broglie, 21100 Dijon (Banque de données du sous-sol [BSS]) ;
- BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

**Sites Internet :**

- SCOTSESE C.R. (2004) - PALEOMAP Project : [www.scotese.com](http://www.scotese.com)
- Société géologique de France : <http://www.sgfr.free>
- Géologie de la France de 1992 à 2003 : <http://geolfrance.brgm.fr/>
- Société géologique de France, son portail des sciences de la terre: <http://www.e-geologie.org/>
- Muséum national d’Histoire naturelle : <http://www.mnhn.fr>
- Bureau de Recherches Géologiques et Minières : [www.brgm.fr](http://www.brgm.fr)

**AUTEURS**

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

– Introduction, Conditions de formation des entités géologiques, Synthèse géodynamique régionale, Substances utiles, carrières, Gîtes et indices minéraux, Documentation complémentaire : J. ROGER, J. DELFOUR, D. BONIJOLY, F. QUESNEL ;

– Formations paléozoïques, Tectonique : J. DELFOUR ;

– Formations mésozoïques : J. ROGER, avec la collaboration de F. GAUDRY, D. MARCHAND, F. QUESNEL ;

– Formations cénozoïques et paléoaltérites : F. QUESNEL, J. ROGER ;

– Formations alluviales et dépôts quaternaires associés : J. ROGER ;

– Hydrogéologie : D. JAUFFRET.



## ANNEXES

### *ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES PLUTONIQUES ET FILONIENNES DU PALÉOZOÏQUE*

#### **Types pétrographiques et localisations**

##### **Granites**

- SG 84 (x = 688,525, y = 2 239,125) : Granite, Le Berle.
- SG 447 (x = 685,150, y = 2 237,800) : Granite, Saint-Franchy.

##### **Roches filoniennes**

- SG 7D (x = 688,300, y = 2 232,550) : Microgranite, carrière de granulats de Bourras.
- SG 484 (x = 686,950, y = 2 238,250) : Microgranite, Bois de Crux.
- SG 1 (x = 685,850, y = 2 237,400) : Granophyre, ancienne carrière, 1 km Sud-Est de Saint-Franchy.
- SG 7E (x = 688,300, y = 2 232,550) : Granophyre, carrière de granulats de Bourras.
- SG 29 (x = 686,500, y = 2 238,000) : Granophyre, Bois de Saint-Franchy.
- SG 101 (x = 689,300, y = 2 237,075) : Granophyre, Nord-Est de Pouzy.
- SG 235A (x = 688,500, y = 2 232,150) : Granophyre, Moulin Neuf.
- SG 393 (x = 688,400, y = 2 233,600) : Granophyre, Sud-Ouest de Saint-Saulge.
- SG 7F (x = 688,300, y = 2 232,550) : Lamprophyre, carrière de granulats de Bourras.

### *ANALYSES DE MINÉRAUX*

- SG 221 (x = 688,800, y = 2 231,950) : Biotite, granite, Moulin Neuf.
- SG 359 (x = 688,950, y = 2 228,200) : Biotite, granite, 1,8 km Sud-Est de Saxi-Bourdon.
- SG 447 (x = 685,150, y = 2 237,800) : Biotite et hornblende, granite, Saint-Franchy.
- SG 472B (x = 687,950, y = 2 240,450) : Biotite, microgranite, Bois de Crux.
- SG 484A (x = 686,950, y = 2 238,250) : Hornblende, microgranite, Bois de Crux.
- SG 76A (x = 687,300, y = 2 239,200) : Biotite, granophyre, Bois de Crux.
- SG 101 (x = 689,300, y = 2 237,075) : Biotite, granophyre, Nord-Est de Pouzy.

Ech.	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
SG 84	69,40	0,41	14,90	2,55	0,08	1,10	1,70	4,25	4,65	0,17	0,88	100,09
SG 447	61,40	0,75	17,35	4,45	0,09	2,25	2,90	4,20	4,95	0,24	1,35	99,93
SG 7D	68,20	0,47	14,69	3,26	0,07	1,37	1,59	3,05	4,30	0,16	1,94	99,10
SG 484	74,00	0,17	13,10	1,80	0,06	0,10	0,73	3,70	5,35	0,02	0,53	99,56
SG 1	76,20	0,11	12,26	1,46	0,03	0,10	0,35	3,09	4,82	0,06	0,73	99,21
SG 7E	76,20	0,13	11,86	1,44	0,04	0,24	0,36	3,00	4,87	0,06	0,78	98,98
SG 29	75,90	0,09	12,64	1,56	0,03	0,20	0,47	3,09	4,64	0,05	0,45	99,12
SG 101	72,00	0,29	15,10	1,50	0,03	0,46	0,41	3,12	4,59	0,17	1,32	98,99
SG 235A	77,00	0,08	11,70	1,20	0,02	0,01	0,11	3,50	4,95	0,02	0,78	99,37
SG 393	76,60	0,12	12,10	1,67	0,03	0,20	0,19	2,95	5,16	0,05	0,82	99,89
SG 7F	54,90	1,05	16,13	6,70	0,11	6,53	2,90	2,06	3,70	0,23	6,10	100,41

**Tableau 1a - Granite, microgranite, granophyre, lamprophyre (Viséen inférieur à Autunien) (majeurs en %).**

Éch.	V	Ni	Co	Sr	Rb	Ba	Zr	Y	Nb
SG 84	39	30	9	312	249	879	148	18,3	10,7
SG 447	78	40	13	427	226	1277	293	23,2	14,3
SG 484	5	29	2	59	246	250	222	39	17,2
SG 235A	5	21	2	26	291	51	111	38,4	17,1

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Th	Ta	U
SG 84	33,8	67,4	8,1	30,7	5,7	1,1	4,3	0,6	3,7	0,7	2	1,8	0,3	5,4	23,3	1,5	7
SG 447	61,2	111,1	12,8	46,9	8,8	1,5	6	0,8	4,8	0,9	2,7	2,2	0,3	10,1	28,4	1,6	8,6
SG 484	62,1	112,5	15,9	56,3	10,7	0,5	8,5	1,3	8,1	1,6	4,5	3,8	0,6	8,3	35,7	1,6	11,8
SG 235A	15,3	30,2	4,3	16,4	4,5	0,1	5,1	1	6,7	1,6	4,6	4,6	0,7	6,4	43,4	2,1	7

**Tableau 1b - Granite, microgranite, granophyre, lamprophyre (Viséen inférieur à Autunien) (traces en ppm).**

Les analyses de roches ont été effectuées au Département Analyses du BRGM (Orléans). Éléments majeurs : par fluorescence X ; éléments traces : par spectrométrie d'émission par plasma inductif ; Terres Rares : par spectrométrie de masse avec excitation par plasma inductif.

Les minéraux ont été analysés à la microsonde électronique du Département Analyses du BRGM (Orléans).

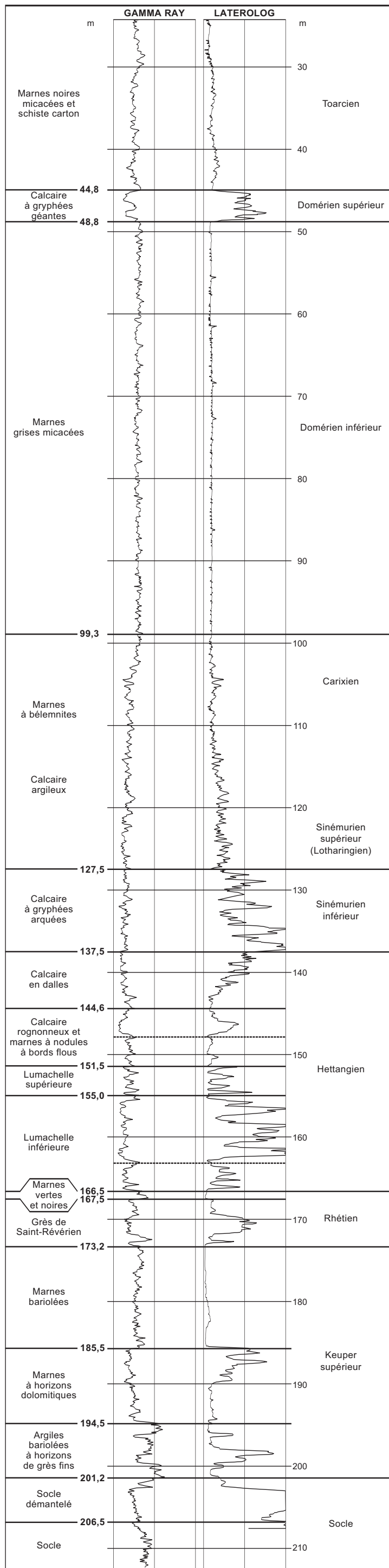


Fig. 9 - Log diagraphique et découpage lithostratigraphique du sondage de Saint-Franchy (SF2) localisé sur la bordure occidentale du horst de Saint-Saulge (d'après M. Bois, 1978)

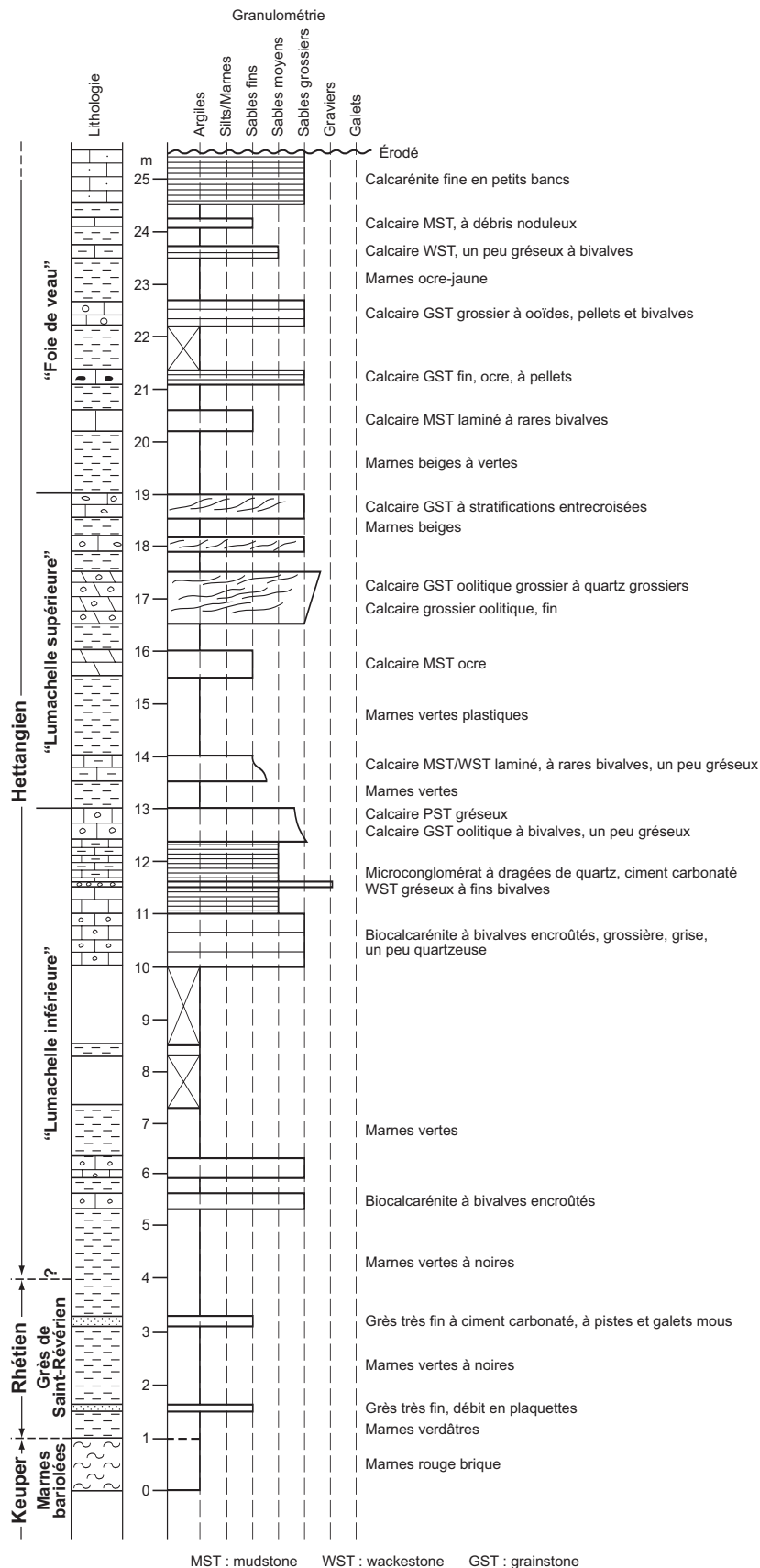


Fig. 10 - Coupe détaillée du Rhétien–Hettangien exposé en talus près de Rouy