



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE À 1/50 000

LE BLANC

LE BLANC

par

P. BARRIER, C. GAGNAISON

La carte géologique à 1/50 000
LE BLANC est recouverte
par la coupure CHÂTELLERAULT (N° 132)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Châtelleraut	PreUILly- sur-Claise	Mézières- en-Brenne
Vouneuil- sur-Vienne	LE BLANC	Saint-Gaultier
Chauvigny	La Trimouille	Belâbre

BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
LE BLANC À 1/50 000**

par

P. BARRIER, C. GAGNAISON

**avec la collaboration de
J. DESPRIÉ, D. GIOT, J. LORENZ, P. MAGET**

2005

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

- *pour la carte* : BARRIER P., GAGNAISON C., GIOT D. (2005) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Le Blanc (568). Orléans : BRGM. Notice explicative par : Barrier P., Gagnaison C., avec la collaboration de Desprié J., Giot D., Lorenz J., Maget P. (2005), 145 p.

- *pour la notice* : BARRIER P., GAGNAISON C., avec la collaboration de DESPRIÉ J., GIOT D., LORENZ J., MAGET P. (2005) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Le Blanc (568). Orléans : BRGM, 145 p. Carte géologique par Barrier P., Gagnaison C., Giot D. (2005).

© BRGM, 2005. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1568-3

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ - ABSTRACT	6
INTRODUCTION	9
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	9
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL</i>	13
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	22
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	24
DESCRIPTION DES TERRAINS	25
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	25
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	28
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	68
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES</i>	69
ÉVOLUTION TECTONIQUE	82
<i>DÉFORMATIONS CASSANTES</i>	
<i>DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE</i>	82
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	87
<i>ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE PALÉOZOÏQUE</i>	88
<i>ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE MÉSOZOÏQUE ET CÉNOZOÏQUE</i>	89
<i>GÉODYNAMIQUE RÉCENTE</i>	91
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	89
<i>OCCUPATION DES SOLS</i>	98
<i>LES SOLS</i>	100
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	103
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	105
<i>RISQUES NATURELS</i>	112
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES, GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	116
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	123
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	123
<i>SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	129
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	129
<i>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES</i>	130
AUTEURS	145

LISTE DES FIGURES

Pages

Fig. 1 - Situation géographique de la feuille Le Blanc	10
Fig. 2 - Le réseau hydrographique, l'altimétrie et les principales villes de la feuille Le Blanc (d'après Cam <i>et al.</i> , 1991, modifié)	11
Fig. 3 - Les grandes régions naturelles et l'emprise du parc régional de la Brenne sur la carte Le Blanc	12
Fig. 4 - Cadre géologique régional de la feuille Le Blanc	14
Fig. 5 - Cadre structural des terrains cristallophylliens et magmatiques de la Marche	16
Fig. 6 - Image du substratum du Bassin parisien sous la couverture mésozoïque (d'après C.C. Weber, 1972, modifiée)	17
Fig. 7 - Carte morphologique de la cuvette de Brenne	20
Fig. 8 - Les formations de l'Oxfordien moyen et supérieur de la vallée de la Creuse, à l'aval du Blanc	hors texte
Fig. 9 - Structures en volutes nommées « <i>Mamalia</i> » dans l'Oxfordien supérieur des vallées de l'Anglin et de la Gartempe	34
Fig. 10 - Diagrammes des proportions en argile prélevées en e6-g1A (k : kaolinite ; S : smectite ; I : illite)	52
Fig. 11 - Séquence de type crue-décruée dans la formation détritique de Brenne	54
Fig. 12 - Coupe de la Formation de Brenne dans la carrière de la Bordellerie	56
Fig. 13 - Coupe dans les alluvions anciennes (Fx) de Vicq-sur-Gartempe	64
Fig. 14 - Le Jurassique supérieur du Berry et du Nord-Ouest de la Bourgogne (Nièvre)	hors texte
Fig. 15 - Figures de slumping dans les calcaires blancs fins oxfordiens (j5c) de Mont-la-Chapelle, en rive droite de la Creuse	74
Fig. 16 - Contact entre le Turonien moyen (c2b) et les altérites du Tertiaire de Brenne (Ae1-5) à Pémilla, Yzeures-sur-Creuse	76
Fig. 17 - Carte du toit du substratum de la formation tertiaire de Brenne. Noter les effondrements en pieds de failles	78

	Pages
Fig. 18 - Carte isopaque de la Formation de Brenne (e6-g1). Les variations d'épaisseur sont notables d'un compartiment faillé à l'autre	80
Fig. 19 - Rosace de fracturation dans les calcaires bathoniens de la rive gauche de la Creuse, au Blanc (21 mesures)	86
Fig. 20 - Réseau hydrographique intégral de la feuille Le Blanc et buttes témoins	hors texte
Fig. 21 - La rivière souterraine de la Roche Noire à Méridgy (d'après C. et J. Lorenz, 1984)	96
Fig. 22 - Piézométrie de la nappe des sables du Cénomaniens (1994) (BRGM, 1995, rapport n° R 38582)	108
Fig. 23 - Piézométrie des nappes du Jurassique et du Crétacé (Département de la Vienne : BRGM, 1992, rapport n° 78 SGN 285 AQI ; Département de l'Indre : carte SRAE, 1987)	110
Fig. 24 - Nappe du Dogger : variations de la teneur en nitrates au captage du Blanc (BSS : 05688X0003) entre 1990 et 2003, comparé à la pluviométrie (station météo de Pellevoisin)	111
Fig. 25 - Les crues de la Creuse depuis 1845	114
Fig. 26 - La zone inondable de la ville du Blanc	115
Fig. 27 - Les matériaux utiles du Parc naturel régional de la Brenne	hors texte
Fig. 28 - Le potentiel argileux du Parc naturel régional de la Brenne (d'après Guillemot <i>et al.</i> , 2000)	118
Fig. 29 - Carte de localisation des principales exploitations de sarcophages (d'après C. Lorenz, 1995)	120

RÉSUMÉ

La feuille Le Blanc est située au Sud-Ouest du bassin de Paris, aux confins de l'Indre, de l'Indre-et-Loire et de la Vienne, près de la bordure de ce bassin intra-cratonique. Elle ne présente que des terrains sédimentaires.

Le socle est visible plus au Sud-Est, sur la feuille voisine Bélâbre (591), où il est surtout constitué de terrains cristallophylliens. Il s'agit de roches métamorphiques d'âge paléozoïque inférieur issues, soit de roches originellement sédimentaires (paradérivées) : micaschistes, gneiss et migmatite, soit de roches originelles magmatiques (orthodérivées) : leptynite, orthogneiss et amphibolites. Ce socle contient aussi un des sept plutons du plateau d'Aigurande (Granite de Saint-Benoît-du-Sault). Ce granite n'est pas daté, mais il peut être comparé aux massifs proches de Crevan et de Crozan, datés aux alentours de 312 Ma. Son évolution géodynamique est polyphasée (quatre phases principales paléozoïques) suivies de plusieurs phases de bombement et de fracturation au Jurassique et au Tertiaire.

Les plus anciens dépôts sédimentaires visibles sur la feuille Le Blanc datent du Bathonien. La transgression liasique sur le socle et les dépôts du Dogger inférieur ne sont visibles que plus au Sud, sur les feuilles La Trimouille (591) et Bélâbre (592). Au Bathonien, la sédimentation est de type plate-forme carbonatée, essentiellement de faciès oolitique et bioclastique. La sédimentation est ensuite interrompue du Callovien à l'Oxfordien inférieur-moyen (lacune), avant de reprendre à l'Oxfordien supérieur dans un contexte régressif avec des calcaires fossilifères, des calcaires à chailles, des calcaires à polypiers et des calcaires à mollusques bivalves. Les derniers terrains jurassiques connus sur la feuille Le Blanc sont d'âge oxfordien terminal. Les derniers dépôts jurassiques (kimméridgiens, tithoniens) ont probablement été altérés et érodés au cours de la longue période d'émersion qui s'est installée dans la région entre la fin du Jurassique et le Crétacé supérieur.

Les dépôts du Crétacé supérieur sont transgressifs et discordants sur le Jurassique. Il s'agit de sables glauconieux, de marnes et de calcaires du Cénomaniens, de tuffeaux turoniens et d'argiles à spongiaires du Sénonien.

Après le retrait de la mer crétacée, la région est de nouveau soumise à l'altération et à l'érosion. Elle le restera durant toute la période du Crétacé terminal à l'Éocène. Les altérites qui en résultent sont essentiellement argileuses.

Les dépôts tertiaires sont strictement continentaux, de milieu terrestre, fluviatile et lacustre. Il s'agit de la formation lacustre de Brenne datée de l'Éocène supérieur à l'Oligocène inférieur, de la formation rupélienne lacustre, des épandages des plateaux mio-plio-quaternaires, des formations alluviales et colluviales.

Le lever de la carte a également permis de faire le point sur les activités humaines depuis les premières traces d'occupation au Paléoli-

thique inférieur, jusqu'à l'exploitation des richesses du sous-sol, avec en particulier le kaolin. Des éléments géotechniques, des données sur les risques naturels et sur les ressources en eau permettent une approche généraliste de la géologie de l'environnement de la région. Enfin, les eaux thermales et le Parc naturel de la Brenne donnent à la région un bon potentiel « géotouristique » pour visiter des sites classiques permettant une meilleure approche environnementale et patrimoniale du territoire.

ABSTRACT

The Le Blanc map sheet is located at the southwest of the Paris Basin, on the borders of the Indre, the Indre et Loire and the Vienne, close to the edge of this basin intra-cratonic. It presents only sedimentary grounds.

The base is visible in South-East more, on the near sheet of Bêlâbre where it especially consists of grounds cristallophyllians. They are metamorphic rocks of lower paleozoic age, exits is originally sedimentary rocks (paraderived): micaschists, gneiss and compound gneiss, is magmatic original rocks (orthoderived): leptynite, orthogneiss and amphibolites. This base contains also one of the seven plutons of the plate of Aigurande (granite of Saint-Benoit-of-Sault). This granite is not dated, but it can be compared with others examples like the granite of Crevan and of Crozan, dated in the neighbourhoods of 312 My. Its geodynamic evolution polyphased (four paleozoic principal phases) is followed several phases of convexity and fracturing during Jurassic to the Tertiary.

The oldest visible sedimentary deposits on the sheet of Le Blanc date from Bathonian. The liasic transgression on the base and the deposits of the lower Dogger are visible only more in the South, on the sheets of La Trimouille and Bêlâbre. In Bathonian, the sedimentation corresponds to a carbonated platform type, mainly any oolitic and bioclastic facies. Sedimentation is then stopped of Callovian to Oxfordian inferior-middle (gap and hardground) before beginning again in higher Oxfordian with fossiliferous limestones, limestones with flint, limestones with corals and limestones with shells in a regressive context. The last Jurassic grounds known on the sheet of Le Blanc are dated of the final age oxfordian. Last Jurassic deposits (kimmeridgians - tithonians ?) were probably eroded during the long period of emergence which settled in the area between the end of Jurassic and the upper Cretaceous.

The deposits of the higher Cretaceous are transgressive and unmatched over the Jurassic one. They are glauconitic sands, marls and limestones of Cenomanien, fine limestones turonians and clays with sponges of Senonian.

After the withdrawal of the cretaceous sea, the area is again subjected to deterioration and erosion. It will remain it during all the period

of the final Cretaceous in the Eocene. The alteritics deposits which result from it are clays.

The tertiary deposits are strictly continental, of terrestrial environment, fluvial and lake. It acts of the lake Formation of Brenne of the higher Eocene to the Oligocene inferior, of the lake formation rupe-
lian, spreadings of the mio-plio-quadernary plates, the alluvial formations and colluviums.

The rising of the chart also made it possible to give a progress report on the human activities since the first traces of occupation of the Paleolithic inferior, until the exploitation of the richnesses of the basement with in particular the kaolin. Elements geotechnics, data on the natural risks and the water resources allow an approach general practitioner of the geology of the environment of the area. Lastly, the thermal springs and the Natural Park of the Brenne give to the area a good potential « geotouristic » to visit traditional sites allowing a better environmental and patrimonial approach territory.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le territoire couvert par la feuille Le Blanc (55 000 hectares) est localisé à proximité de la bordure sud-ouest du Bassin parisien. À l'Est il appartient au Bas-Berry, à l'Ouest au Poitou et au Nord à la Touraine. Administrativement, il dépend des départements de l'Indre (pour 40 %) et de l'Indre-et-Loire (pour 12 %) en Région Centre et du département de la Vienne (pour 48 %) en Région Poitou-Charente (fig. 1).

Il montre une morphologie relativement homogène de plateau dont les seuls reliefs marqués correspondent aux incisions des vallées. Le plateau s'élève à une altitude comprise entre 110 m et 130 m. Seules quelques rares buttes le dominent avec une altitude moyenne de 140 à 150 m (152 m aux Bordonneries près de Lureuil, point culminant de la feuille Le Blanc) (fig. 2).

Les vallées de la Creuse, de l'Anglin et de la Gartempe entaillent le plateau sur près de 40 m de dénivelé. Le point le plus bas (57 m) se trouve dans la vallée de la Creuse, en limite nord de la carte.

Les versants sont le plus souvent en pente douce sur la moitié Nord de la feuille alors qu'au Sud, ils forment des falaises et livrent un paysage beaucoup plus attractif (falaises d'Angles-sur-l'Anglin, de la Dame de Rives, du Roc de la Dube-sur-l'Anglin, de la Roche à Gué sur la Gartempe ou du Bois des Roches, près de Fontgombault sur la Creuse).

Si le relief est peu marqué sur la feuille Le Blanc, il n'en est pas de même du couvert végétal qui est plutôt changeant, en accord avec les variations de nature de la roche. Cela confère au paysage une agréable diversité.

Au Sud-Est, entre les vallées de la Gartempe et du Suin, le plateau calcaire jurassique est sub-affleurant et les cultures céréalières abondent. La rareté des sols et l'influence du karst limitent localement la culture. Il apparaît alors un paysage de cause comme à Pouligny-Saint-Pierre ou à Fontgombault.

Le rebord des vallées qui entaillent les plateaux calcaires est surtout couvert de forêts de chênes, même si autrefois les coteaux étaient plutôt réservés à la culture de la vigne, comme en témoignent plusieurs toponymes (les Vignes, les Tailles dans la région du Blanc) ou à celle de la truffe.

Dans le quart Nord-Est de la feuille, entre la vallée du Suin et la vallée de la Claise, le paysage est totalement différent. Ce secteur, qui appartient à la « Touraine de l'Indre », se positionne sur un substrat crétacé recouvert d'épais sédiments tertiaires argileux et sableux. En

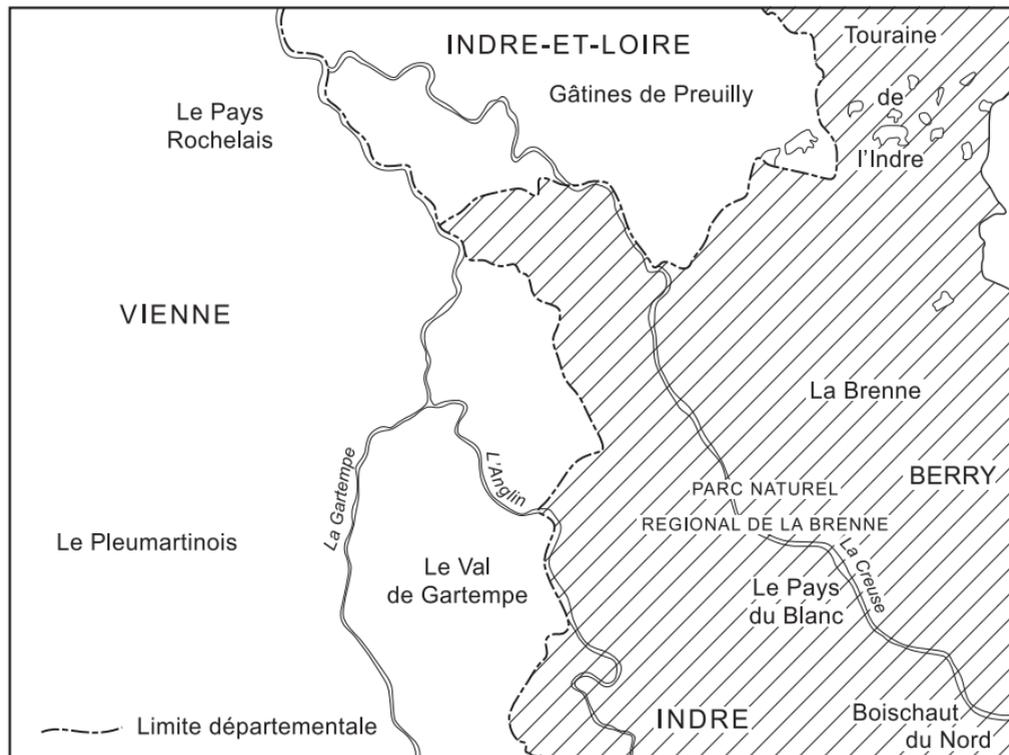


Fig. 3 - Les grandes régions naturelles et l'emprise du parc régional de la Brenne sur la feuille Le Blanc

légère dépression (entre 90 et 100 m d'altitude en moyenne) par rapport aux plateaux, il est aussi occupé par de nombreux étangs. Situés dans le prolongement naturel de la Brenne, ces étangs ont un exutoire orienté principalement sur la vallée de la Claise (Étang Pothier, Étang de la Planche, le Grand Étang), les autres se déversent dans le Grand Vicq (Étang Neuf, Étang Perrière) ou dans le ruisseau de Lureuil et dans le Suin.

À l'Ouest de la vallée de la Gartempe, ainsi qu'à sa confluence avec la Creuse, le paysage est encore différent avec une altitude en moyenne, de 130 à 140 m, plus élevée. Le substrat tertiaire, essentiellement argileux, conditionne un couvert végétal beaucoup plus dense. Les bois sont nombreux avec plusieurs forêts anciennes de belle étendue (forêt de la Roche près de la Roche-Posay, Forêt de Pleumartin, Bois du Chillou à l'Ouest de Saint-Pierre-de-Maillé).

En dehors des bois, la dimension du parcellaire est plutôt réduite et tend même au bocage dans le Sud-Ouest de la feuille, dans les environs de la Puye. Au Nord de Pleumartin la concentration en étangs de petites tailles est remarquable.

Le réseau hydrographique est à rattacher en grande partie au bassin versant de la Creuse. Seul, l'Auzon dans le Sud-Ouest de la carte concerne le bassin de la Vienne.

L'habitat est essentiellement constitué de bourgs et hameaux dispersés et de fermes isolées, hormis dans les vallées où il est nettement plus dense (Pailler et Guillon, 1972).

L'activité humaine est pour l'essentielle agricole (culture céréalière et fourragère, élevage, production laitière, exploitation forestière, pisciculture). La région de Pouligny-Saint-Pierre produit un fromage de chèvre d'appellation d'origine contrôlée (Guillemot et Rey, 2002).

L'artisanat et les activités touristiques et muséologiques connaissent un nouvel élan avec le Parc naturel régional de la Brenne (fig. 3) et l'Écomusée du Blanc dans la partie est de la feuille et dans la partie ouest, avec les circuits touristiques organisés dans la mouvance du Futuroscope de Poitiers. Au Nord, la station thermale de la Roche-Posay est également un lieu de cure très fréquenté. Les activités industrielles et de service sont concentrées dans les principales villes (Le Blanc, Tournon-Saint-Martin, la Roche-Posay et Pleumartin).

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

La feuille Le Blanc se trouve sur la bordure méridionale du Bassin parisien (Mégnyen, 1980) près du Seuil du Poitou qui se situe plus à l'Ouest. Toutes les roches affleurantes sont sédimentaires, même si le contact avec le socle cristallophyllien et magmatique du Massif central ne se trouve qu'à quelques dizaines de kilomètres au Sud-Est, sur la feuille voisine Bélâbre (Barrier et Bourcier, 2000) ou à Saint-Sulpice-

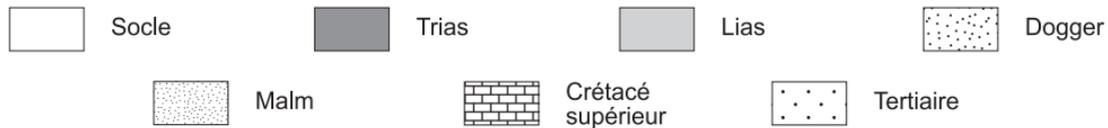
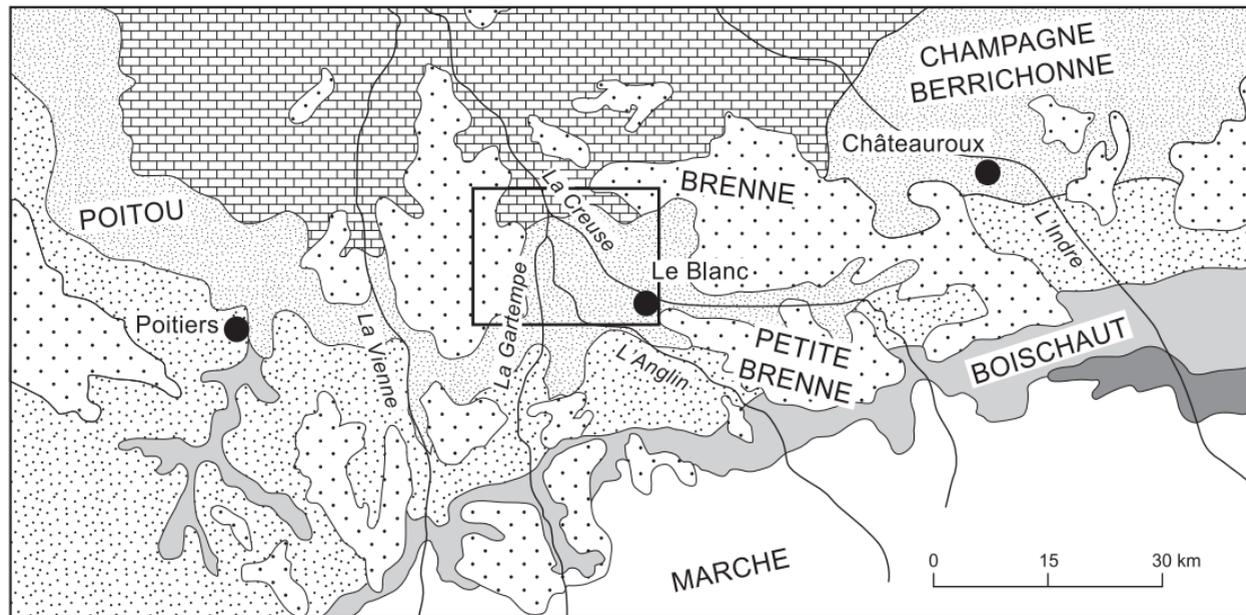


Fig. 4 - Cadre géologique régional de la feuille Le Blanc

et al., 1988). Cette feuille montre en effet le contact entre les roches du socle du plateau d'Aigurande (Lerouge, 1987 ; Quénardel *et al.*, 1991), extrémité septentrionale de la Marche, et les terrains sédimentaires mésozoïques du bloc armoricain de N. Debeglia et S. Debrand-Passard (1980) (fig. 4).

La chaîne hercynienne

Le socle du plateau d'Aigurande est constitué d'un cortège de terrains métamorphiques (micaschistes, gneiss, migmatites) organisés en nappes de charriage superposées. Cet empilement montre un dispositif de nappes à métamorphisme inverse (Delorme et Emberger, 1949). Il s'inscrit dans un vaste antiforme allongé sur 100 km, orienté E-W.

Les quatre unités reconnues (fig. 5) sont, de bas en haut (Quénardel *et al.*, 1991) :

- l'unité de Fougères-Culan, considérée comme « autochtone relatif », est constituée d'anciens sédiments métamorphisés représentés par des micaschistes, des gneiss à deux micas et grenat. Elle est traversée par des leucogranites intrusifs ;
- l'unité d'Éguzon est composée de gneiss amygdalaires, de gneiss, de micaschistes feldspathiques, issus d'anciens sédiments métamorphisés, d'orthogneiss et d'amphibolites ;
- l'unité de Gargilisse–Dun-le-Paestel est en grande partie formée de gneiss grossiers ;
- l'unité du Pin, du Frûlon et de Chénier est migmatitique. La migmatitisation est plus poussée vers l'Ouest alors qu'au Nord-Est les migmatites montrent une foliation.

Les tectoniques tangentielles responsables de l'empilement de ces différentes unités sont d'âge dévonien et carbonifère. Les leucogranites qui recourent l'unité de Fougères—Culan se sont mis en place au Westphalien.

Les roches qui constituent le substratum des séries mésozoïques et cénozoïques de la feuille Bélâbre (Barrier et Bourcier, 2000) appartiennent surtout à l'unité des migmatites du Pin, du Frûlon et de Chénier. En ce qui concerne la feuille Le Blanc, seules les données géophysiques renseignent sur la nature et la position du socle. Ainsi, d'après C.C. Weber (1972) le substratum serait surtout représenté par un ensemble briovérien et paléozoïque inférieur. Le contact avec les migmatites ou avec un granite s'effectuerait au droit du Blanc sur une direction NE-SW et une roche basique serait présente dans le coin nord-ouest de la feuille (fig. 6). Toujours d'après C.C. Weber (1972), le toit du socle anté-mésozoïque se situerait vers - 625 m de profondeur dans la région du Blanc et vers - 875 m au Nord de la feuille. À une dizaine de kilomètres au Nord de la feuille, le sondage pétrolier (SNPA) de Boussay 1 a reconnu le socle à une profondeur de 942,50 m. Il s'agit de terrains schisteux rapportés au Briovérien (Rasplus *et al.*, 1978).

À l'aube du Mésozoïque

À la suite de l'orogénèse hercynienne, la région a été soumise à d'intenses phénomènes d'altération et d'érosion. Ils sont responsables de

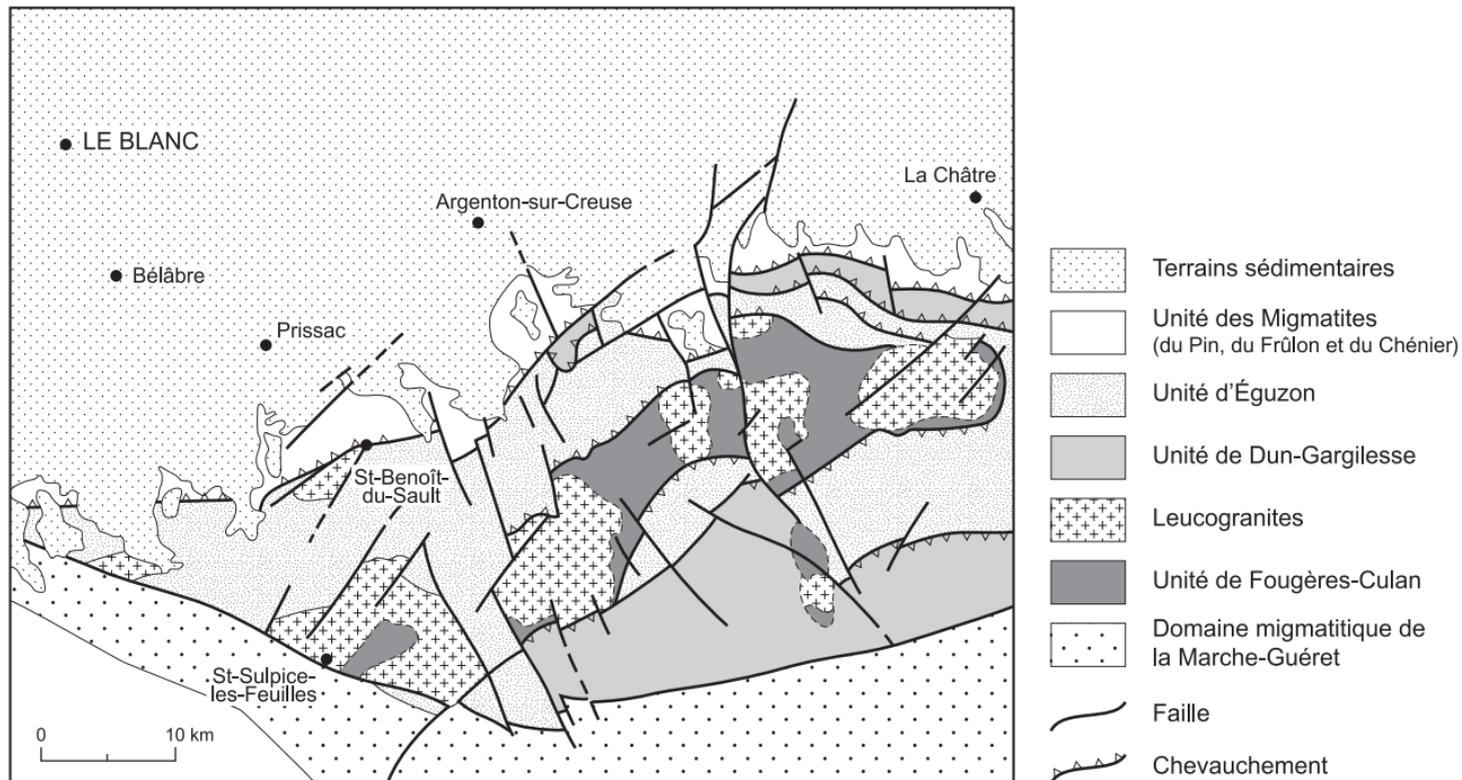


Fig. 5 - Cadre structural des terrains cristallophylliens et magmatiques de la Marche

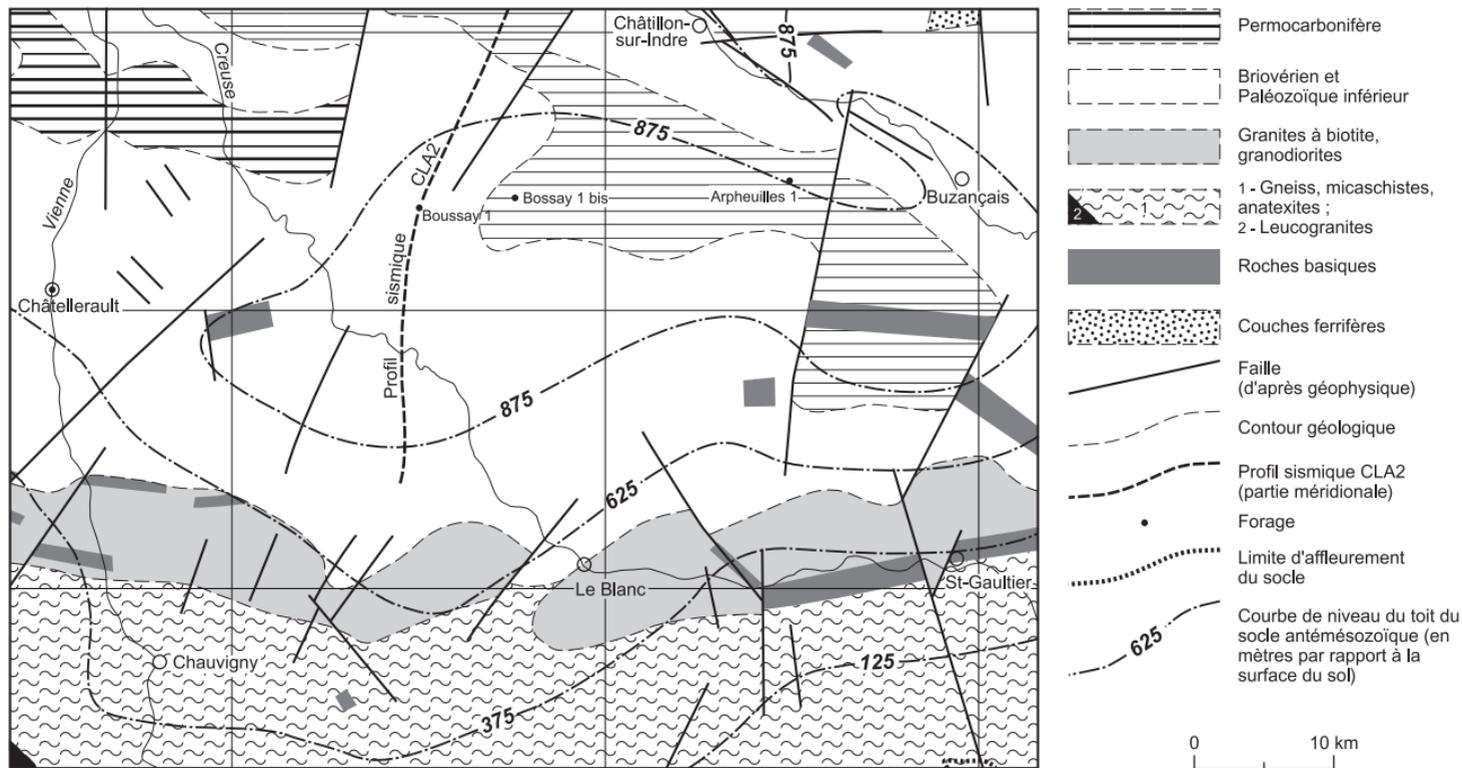


Fig. 6 - Image du substratum du Bassin parisien sous la couverture mésozoïque

(d'après C.-C. Weber, 1972 modifiée)

l'abrasion progressive des paysages montagneux qui précèdent la transgression mésozoïque. Les dépôts clastiques du Permien et du Trias correspondent aux produits de démantèlement de la chaîne hercynienne.

Sur la bordure de la Marche la plus proche (feuille Bêlâbre), les dépôts permo-triasiques sont absents à l'affleurement. Le Trias affleure largement dans le Sud du Berry, mais sa limite d'extension vers l'Ouest se situe dans la région de La Châtre (Lorenz, 1992).

Le Permien a toutefois été reconnu en sondage dans le bassin d'Arpheuilles, au Sud d'une ligne Châtillon-sur-Indre-Buzançais. Le sondage le plus proche de la limite nord de la feuille (15 km, à Bossay 1) a traversé 152 m d'argile et grès rouge attribués au Saxonien (Rasplus *et al.*, 1978).

Les deux sondages de Boussay 1 et Bossay 1, auraient traversé plus de 200 m de Trias (Rasplus *et al.*, 1978). Il est constitué de grès et d'argiles rouges à la base, des carbonates puis des grès et argiles vertes et rouges. Ce « Trias », non daté, pourrait tout aussi bien correspondre à l'Infralias reconnu plus au Sud sur la feuille Bêlâbre et sur une bonne partie de la bordure nord du Massif central (Lefavrais et Lorenz, 1990).

En effet, au Sud-Est, sur la feuille Bêlâbre (Barrier et Bourcier, 2000) les dépôts de l'Hettangien au Sinémurien inférieur sont essentiellement terrigènes, sableux et argileux, de milieu de plaine d'inondation deltaïque, ouverte au Nord-Est sur la mer et alimentée au Sud par des cours d'eau issus du Massif central. Cette période connaît des déformations synsédimentaires au contact avec le substratum cristallophyllien des Marches. Elles sont responsables, entre autres, des venues hydrothermales minéralisantes des gisements stratiformes de barytine (Albouy *et al.*, 1993), fer et manganèse de Chaillac et Dunet (Ziserman, 1980).

Au Sinémurien, la mer progresse encore vers l'Ouest et les dépôts sont plus franchement marins avec présence de céphalopodes. Des calcaires bioclastiques sinémuriens, puis des marnes du Lotharingien au Toarcien moyen, transgressent largement les dépôts infraliasiques et marquent un maximum d'inondation marine. Le Toarcien supérieur et le début de l'Aalénien s'inscrivent dans un cortège régressif où peu à peu, les conditions marines favorables à la vie se dégradent au profit d'une sédimentation argileuse lagunaire qui s'installe au Bajocien moyen à supérieur.

Le Lias n'affleure pas sur la feuille Le Blanc, mais une comparaison est toutefois possible entre le Lias de la feuille Bêlâbre et celui du sondage de Bossay 1 sur la feuille Preuilly-sur-Claise.

Passé la série détritique de base qui est attribuée sur le sondage plutôt au Trias qu'au Lias, le reste de l'évolution liasique est tout à fait comparable, mais avec un développement argileux plus important et des faciès calcaires pélagiques à céphalopodes plus développés. Manifestement le milieu est plus ouvert au Nord.

La plate-forme carbonatée jurassique

Le Bajocien supérieur marque un nouveau cortège transgressif. Une sédimentation de plate-forme carbonatée se met en place avec des dépôts de calcaires bioclastiques, surmontés par des calcaires massifs à entroques et oïdes, avec localement des dolomies. Cette plate-forme, qui prolonge vers le Sud-Ouest le haut-fond berrichon au Bajocien, montre de brusques passages latéraux de faciès avec des brèches intraformationnelles et des pseudomorphoses de gypse transformé en calcite (Lorenz, 1989). Ces anomalies sédimentologiques sont probablement à mettre en relation avec l'instabilité tectonique (Lablanche *et al.*, 1991) responsable à cette époque de la flexure de la forêt de Châteauroux (Lorenz et Lorenz, 1982) et de l'anticlinal synsédimentaire du Bridonet, près d'Argenton-sur-Creuse (Lorenz et Lorenz, 1983).

La sédimentation de plate-forme carbonatée se poursuit pendant le Bathonien. Au Bathonien inférieur et moyen une légère tendance transgressive amène des dépôts de calcaires oolitiques et bioclastiques dans la région de Bélâbre. Ils ont été également reconnus sur le sondage de Bossay 1.

Le Bathonien moyen-supérieur (?) connaît une période régressive avec le développement de calcaires à voiles algaires indiquant un milieu calme. Le Bathonien supérieur est de nouveau plus franchement marin avec des calcaires oolitiques et bioclastiques à brachiopodes. Ils représentent les premières roches jurassiques à l'affleurement sur la feuille Le Blanc.

Les roches de la fin du Jurassique moyen et le début du Jurassique supérieur sont absentes dans la région. Il s'agit d'une lacune de dépôt couvrant le Callovien et l'Oxfordien inférieur (Lorenz, 1992).

En revanche, l'Oxfordien moyen et supérieur sont bien représentés sur la feuille Le Blanc. Les faciès sont marins ouverts avec des calcaires à chailles, à bivalves, gastéropodes, échinides et brachiopodes et des calcaires de milieu récifal. À l'aval du Blanc, la vallée de la Creuse offre la coupe la plus représentative des formations sédimentaires du Jurassique supérieur. Les strates sont exposées pratiquement en continu, des plus anciennes vers les plus récentes en descendant la rivière.

Les rives de la Creuse comptent en effet six formations. Elles sont toutes attribuées à l'étage oxfordien, et plus précisément de l'Oxfordien moyen et supérieur. Elles arment la plus grande partie du plateau calcaire sur lequel la Grande Brenne est implantée.

La plus ancienne formation oxfordienne correspond aux « Calcaires silicifiés de Muant » ; elle fait suite aux Calcaires de Ruffec et à la lacune de dépôt dont il a déjà été question plus haut. Les autres sont respectivement nommées « Dalle à silex », « Calcaire du Breuil », « Calcaire marneux à coraux », « Calcaire récifal de Pouligny » et « Calcaire à mollusques ».

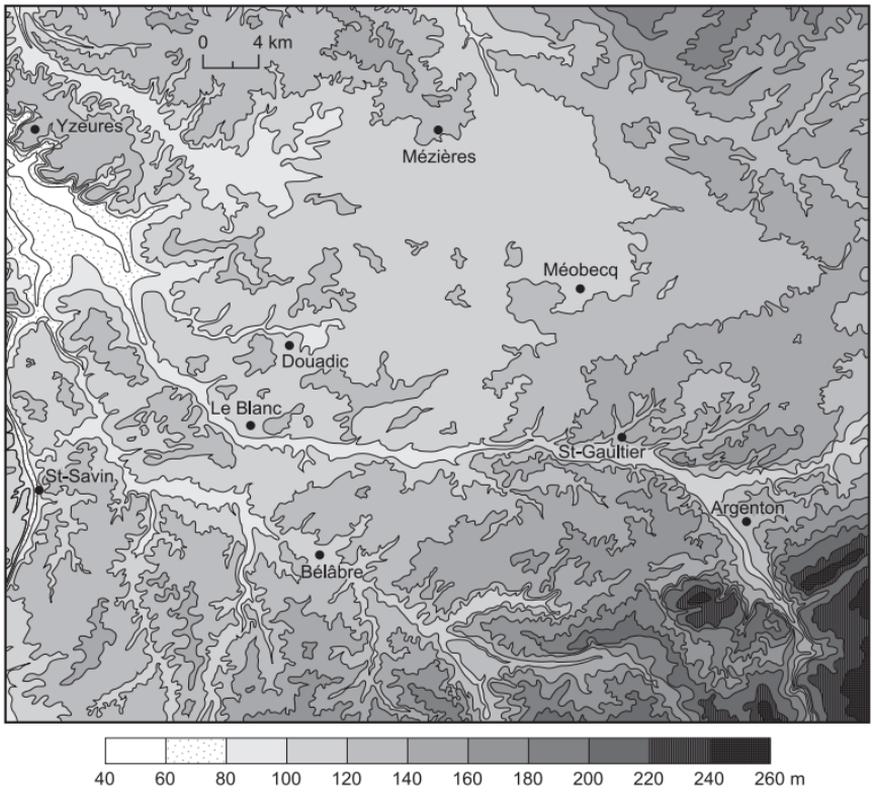


Fig. 7 - Carte morphologique de la cuvette de Brenne

La régression fini-jurassique

La mer semble se retirer de la région dès la fin de l'Oxfordien. Le Kimméridgien inférieur n'est d'ailleurs pas présent, contrairement à la proche région de Châteauroux où il est représenté par les « Calcaires de Levroux » et par le « Calcaire de Buzançais » (Debrand-Passard, 1982 ; Bernard, 1987).

Dans son retrait, la mer laisse derrière elle un plateau carbonaté sur lequel se développe un karst, de la fin du Jurassique au Crétacé inférieur.

La transgression albo-cénomaniennne et la mer de la craie

Vers la fin du Crétacé inférieur, aux alentours de 100 Ma, la mer venue du Sud-Est gagne à nouveau du terrain, mais elle atteint bien difficilement le Berry. Au Cénomaniennne, elle s'étend beaucoup plus largement et recouvre à nouveau le Sud du Berry avec des dépôts de sables verts à glauconie (Sables et grès de Vierzon) et des argiles noires à huîtres *Exogyra columba minor* (Marnes à ostracées), suivis par une inondation brutale qui amène le dépôt des tuffeaux turonien et sénonien de mer ouverte et profonde à céphalopodes (Rasplus, 1987).

Les derniers terrains crétacés marins berrichons sont d'âge campanien (Lorenz, 1992). Ils n'ont pas été reconnus sur la feuille Le blanc.

L'érosion et l'altération paléocène

Après le retrait de la mer du Crétacé supérieur, un régime continental s'installe de nouveau sur la région. Elle n'y reviendra plus. Dès lors, et jusqu'à l'Éocène inférieur, le paysage est soumis à l'érosion, à l'altération et à la pédogenèse. Par endroits, se développent de puissants profils d'altération avec altérite argileuse et horizons de pisolites de fer (Klein, 1962) ou d'argile à silex et spongiaires silicifiés (Pomerol et Riveline-Bauer, 1967 ; Gagnaison, 2000). Ailleurs, c'est la sédimentation fluviale qui prédomine notamment à l'Yprésien (Godard *et al.*, 1994).

La cuvette de la Brenne

Au cours de l'Éocène moyen des déformations tectoniques entraînent le soulèvement de la bordure nord du Massif central et le basculement de blocs dans le Sud du Bassin parisien (Debrand-Passard *et al.*, 1995). Cela conduit à la formation de la cuvette de la Brenne, limitée au Nord par le rejeu de « l'Accident sud du bassin de Paris ». Cette dépression tectonique, qui s'inscrit dans le Bas-Berry et se prolonge en Poitou et en Touraine (fig. 7) (feuilles à 1/50 000 Bélâbre, Le Blanc, Saint-Gaultier, Velles, Argenton-sur-Creuse, Preuilley-sur-Claise, la Trimouille), se remplit d'argiles, de sables, et de conglomérats formant le « Sidérolithique de transport » des auteurs (Vatan, 1948 ; Klein, 1961, 1962 ; Steinberg, 1970 ; Rasplus, 1982 ; Gagnaison, 2002). Ces dépôts fluviaux contiennent des horizons de sols ferralitiques et sont globalement surmontés par une cuirasse assez résistante à l'érosion pour donner les légendaires « boutons » de Brenne. Des silcrètes pédologiques affectent également ces dépôts terrigènes (Thiry, 1988).

À l'Éocène terminal et à l'Oligocène, la région connaît une période à sédimentation marno-calcaire lacustre. Ces dépôts sont conservés en témoins résiduels au-dessus des sédiments sidérolitiques ou dans des fossés d'origine tectonique (la Bussière). Le plus souvent ces calcaires sont affectés en leur sommet par une altération pédogénétique d'argiles à meulière que F. Ménéillet (1985) place dans le Plio-Quaternaire.

La mer miocène ne parvient pas à occuper la région. Elle reste au Nord de l'anticlinal de Ligeuil-Ciran, près de Loches (Barrier et Goddÿn, 1998).

Au Miocène supérieur et au Pliocène les points hauts sont soumis à une forte altération pédogénétique (Argiles à meulière) alors qu'ailleurs, des fleuves descendus du Massif central (paléo-Creuse, paléo-Anglin) répandent à nouveau des alluvions sur les plateaux et dans la cuvette de Brenne déjà comblée (Macaire, 1985). Ce n'est qu'au Plio-Pléistocène, que ces cours d'eau trouvent leur place pour creuser les vallées actuelles et donner les systèmes des terrasses emboîtées de l'Anglin et de la Creuse (Macaire, 1984). C'est aussi l'époque du premier témoignage humain, dès 1 Ma, avec la cabane paléolithique de Lavaud, près d'Éguzon (Despriée, 1990).

TRAVAUX ANTÉRIEURS

La feuille Le Blanc est couverte par plusieurs cartes géologiques anciennes aux échelles :

- 1/320 000, feuille n° 18 : Bourges, première édition par Lemoine, Jodot avec la collaboration de Denizot, Chaput, Dareste de la Chavanne, Lecointre et Le Vilain (1935) ;
- 1/80 000, feuille 132 : Châtelleraut, première édition par Rolland et Jacquot (1887).

La première édition à 1/80 000 s'appuie sur des cartes plus anciennes dont certaines sont inédites :

- la carte géologique générale de France par Dufrénoy et Élie de Beaumont (1842) ;
- la carte géologique agronomique du département de la Vienne par Touzé de Longuemar (1866) ;
- la carte géologique du Département de l'Indre par Carnot (inédite).

Il existe également une carte gravimétrique à 1/80 000, feuille n° 132 : Châtelleraut. Elle est épuisée. Le lever à 1/50 000 de la carte des sols de la Région Centre (IGN-INRA-Chambre d'Agriculture de l'Indre, 1991) constituait le seul document disponible à cette échelle.

Un couvert végétal relativement dense, le manque d'affleurements et la pauvreté en fossiles, ont depuis longtemps freiné les investigations géologiques. Seules les vallées de la Creuse et de l'Anglin ont un peu attiré les géologues. Pour les travaux anciens, il faut citer ceux d'Archiac, de Longuemar, Douvillé, de Grossouvre et Rolland sur lesquels se sont appuyés les premiers levés de la carte géologique à 1/80 000 (1887).

Le Jurassique moyen et supérieur, malgré l'extrême rareté des ammonites, se trouve cependant moins délaissé que le Tertiaire. Le Dogger a fait l'objet d'études stratigraphiques détaillées entre les vallées de l'Anglin et de la Creuse par G. Gardet (1957), B. Bourgueuil (1962), J.-C. Fischer (1964) et surtout J. et C. Lorenz dans le cadre du lever des feuilles voisines (Quenardel *et al.*, 1998 ; Rasplus *et al.*, 1989). Plusieurs coupes détaillées sont publiées dans la thèse de J. Lorenz (1992). Les travaux de J.-P. Mourier et Y. Almeras (1986) constituent un apport stratigraphique et paléontologique important pour ce secteur, même si la stratigraphie retenue par ces auteurs pour le Dogger et la base du Malm n'est pas celle adoptée lors de l'élaboration de cette carte. Le découpage stratigraphique utilisé étant celui établi par J. Lorenz (1992) légèrement revu par J.-P. Bassoulet et J. Lorenz (1995) et précisé pour le Malm par Boullier *et al.* (2001). Ce choix nous a paru plus approprié, même s'il rend difficile les corrélations de détail avec la carte La Trimouille. Le Malm a surtout été étudié entre les vallées de l'Indre (Beauvais, 1972) et de la Loire qui sont bien connues grâce à la présence de nombreuses ammonites (Debrand-Passard, 1982 ; Boullier, 1984). Il en va de même dans le Poitou (Cariou, 1980 ; Cariou *et al.*, 1997). En revanche, dans le périmètre de la feuille Le Blanc, la rareté des affleurements et la pauvreté en fossile (en particulier l'absence d'ammonite) ont rendu délicate la datation précise des terrains. La dernière tentative, menée dans le cadre du lever de la carte Le Blanc, est fondée sur la biozonation des brachiopodes (Boullier *et al.*, 2001). Elle a permis d'affiner le découpage stratigraphique et les corrélations avec les autres coupes du Sud-Ouest du Bassin parisien (Menot, 1980 ; Debrand-Passard, 1982 ; Bernard, 1987).

Les travaux concernant le Crétacé sont surtout anciens et se rapportent à la stratigraphie (Welsch, 1909 ; Lecointre, 1947), ou la géométrie du toit du Crétacé (Lecointre, 1933). Les travaux de Riveline-Bauer (1966), Yvard (1981) concernent essentiellement la révision de la stratigraphie du Turonien régional, ceux de J. Louail (1979) présentent la transgression crétacée au Sud du Massif armoricain, avec une attention particulière portée sur le Cénomaniens, et ceux P. Auxerré *et al.* (1982) illustrent les spongiaires des formations argilo-siliceuses sénoniennes.

La formation continentale de Brenne a fait l'objet de plusieurs études entre 1960 et 1980 avec en particulier les sondages menés par le CEA pour la recherche de l'uranium. Les travaux de L. Rasplus (1967, 1968, 1978, 1982), M. Steinberg (1967), C. Klein (1975), J.-P. Donadieu (1976), J.-C. Yvard (1976) et J.-J. Chateaufneuf (1977), ont largement contribué à préciser la géométrie, le mode de dépôt et la stratigraphie de l'Éocène de Brenne. Les résultats de ces études ont été abondamment utilisés dans le cadre du lever du Tertiaire des feuilles voisines. Seule la feuille Bélâbre (Barrier et Bourcier, 2000) a bénéficié des sondages géologiques nouveaux pour préciser le découpage stratigraphique et révéler la nature et la géométrie des formations altéritiques de base. La cartographie s'en trouve plus détaillée que sur les cartes voisines sur lesquelles le Tertiaire reste le plus souvent indifférencié. C'est ce nou-

veau découpage, encore précisé par M. Mateu (2001) et C. Gagnaison (2002), qui a été utilisé pour le lever de la carte Le Blanc. Cet effort de détail, en partie dû au grand nombre de sondages nouveaux réalisés et à la révision des sondages existants, entraîne inévitablement des difficultés de corrélation en limite de carte.

Les autres terrains tertiaires de la feuille Le Blanc ont été peu étudiés à l'exception de plusieurs travaux stratigraphiques ponctuels sur les calcaires lacustres oligocènes (Denizot, 1947 ; Jodot, 1948 ; Lecointre et Waterlot, 1948) dans le cadre de la deuxième édition de la carte géologique de France à 1/80 000 ou du lever des feuilles Poitiers et Châtellerault à 1/50 000 (Gardet, 1951). J.-C. Yvard (1976) fait le point sur la stratigraphie des calcaires lacustres du Sud-Ouest du Bassin parisien.

Les formations alluviales pliocènes et quaternaires de la région ont essentiellement été étudiées par J.-J. Macaire (1984), à l'occasion de sa thèse et du lever des cartes voisines. J. Ducloux (1963) avait toutefois apporté une contribution intéressante aux formations alluviales de la Creuse et aux sols qui en dérivent, en aval du Blanc.

Les études qui traitent des déformations tectoniques régionales sont nombreuses. G. Lerouge et J.-M. Quenardel (1985) en présentent une synthèse claire où les événements tectoniques majeurs sont exposés du Carbonifère au Plio-Quaternaire. P. Freytet *et al.* (1986) insistent plutôt sur le *continuum* de déformation enregistré depuis le Mésozoïque et correspondant à des rejeux des anciens accidents paléozoïques du socle. Les effets de cette activité tectonique synsédimentaire ont d'ailleurs été décrits à plusieurs reprises : pour le Lias et le Dogger par J.-P. Mourier et J. Gabilly (1985) et Barrier *et al.* (1998), pour le Dogger par C. Lorenz et J. Lorenz (1982 et 1983) et pour le Tertiaire par Bourcier *et al.* (1998).

Plusieurs autres travaux concernent plus particulièrement la tectonique cassante de la feuille Le Blanc (Patte, 1964 ; Bourgueil et Cariou, 1966 ; Lorenz, 1979).

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Pour le Jurassique, le lever de la feuille Le Blanc a bénéficié de travaux originaux et de coupes stratigraphiques réalisées depuis plusieurs années par J. et C. Lorenz, ici mais aussi sur les feuilles voisines. Le travail a été poursuivi sur le terrain à l'occasion de stages au BRGM et dans le cadre de l'obtention des diplômes de l'Institut Géologique Albert-de-Lapparent (Mémoire d'aptitude à la géologie et Mémoire d'ingénieur géologue) par O. Guilloumy (1998) et C. Gagnaison (2000, 2002). Il a été complété par l'inventaire des sondages existants à la Banque de données du Sous-Sol (BSS) du BRGM sous le contrôle de D. Giot et par une étude géomorphologique et micro-structurale détaillée (Gagnaison, 2002).

Les zones non affleurantes, restées vierges d'informations de subsurface, ont fait l'objet de 50 sondages à la tarière mécanique. Il s'agissait

pour l'essentiel, de reconnaître la succession des terrains tertiaires qui n'auraient pu être détaillés et cartographiés avec précision sans ces sondages. Les campagnes de sondages ont été suivies par D. Giot, P. Barrier, C. Gagnaison et M. Mateu.

Un regard particulier a été porté sur la stratigraphie du Malm avec les brachiopodes qui ont été déterminés par A. Boullier, mais aussi sur les paléoenvironnements de dépôt avec les oursins déterminés par H. Soudet, les mollusques par P. Barrier, les crinoïdes et les coraux par C. Gagnaison. De nombreuses lames minces ont aussi été réalisées pour préciser les microfaciès (P. Barrier) et étudier les microfaunes (J. Lorenz). Un découpage séquentiel a ainsi pu être proposé et comparé avec celui dernièrement proposé par F. Guillocheau *et al.* (2002).

Les sondages géologiques qui ont pénétré à plusieurs reprises le Crétacé, sous la couverture tertiaire ont permis de récolter des observations inédites. Le contenu nanopaléontologique des échantillons a été étudié pour le plancton à dinoflagellés, pour les spores et les pollens (D. Fauconnier). Les macrofossiles crétacés trouvés sur le terrain ont été déterminés par C. Gagnaison.

Les sédiments tertiaires ont également fait l'objet de plusieurs types d'analyses :

- les argiles ont été étudiées aux rayons-x pour définir leur composition minéralogique (T. Ngyuen, C. Gagnaison) ; des tests sur les pollens ont aussi été effectués sans résultats (D. Fauconnier) ;
- la composition minéralogique de plusieurs sables a été analysée ; elle a été couplée d'une recherche de minéraux montdoriens (P. Jézéquel).

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Aucun sondage profond n'a été effectué sur le périmètre de cette feuille. Les sondages réalisés au niveau de la couverture sédimentaire restent dans le Malm, le Crétacé ou le Tertiaire. Les faciès sédimentaires rencontrés sont semblables à ceux connus à l'affleurement (cf. les données de sondages, en annexe).

Le socle

Les données de subsurface régionales permettent de se faire une idée assez précise sur la profondeur et la nature du socle. Elles sont de deux ordres (fig. 6) :

- géophysique, il s'agit des travaux de C.C. Weber (1972) avec la publication dans sa thèse de la « carte hypogéologique de la base du Mésozoïque » ;
- de sondages pétroliers (SNPA) réalisés sur la feuille voisine Preuilley-sur-Claise.

Les données géophysiques

La carte de C.C. Weber (1972) place le contact entre les granites à biotites et granodiorites de type Argenton-le-Château-Thouars et le Briovérien-Paléozoïque inférieur au Sud de la feuille. Le contact serait d'ailleurs interrompu à l'Ouest du Blanc par une faille profonde de direction NE-SW. Au Nord de ce contact le substratum serait presque totalement représenté par le Briovérien et le Paléozoïque inférieur, à l'exception d'un filon de roche basique de direction WSW-ENE, à l'angle nord-ouest de la carte. Un autre filon de roche basique est aussi dessiné dans les roches grenues, sur le bord ouest de la carte (fig. 7).

D'après C.C. Weber (1972) le contact entre la base du Mésozoïque et le socle se situerait entre - 625 m de profondeur au Sud de la carte, et - 875 m au Nord.

Le profil géophysique CLA 2 passe par le sondage de Boussay 1 (voir en marge de la carte). Il donne une bonne image du dispositif en horst et blocs basculés de pente synthétique inscrit dans le socle. La pente sédimentaire est alors vers le Sud. Les déformations et les anomalies sédimentaires associées sont notables jusque dans le Lias moyen. Le faisceau de failles situé entre Vicq-sur-Gartempe et Tournon-Saint-Pierre (voir en marge de la carte) est lui, bien marqué sur toute l'épaisseur de la colonne sédimentaire. Il dessine d'abord un dispositif en bloc basculé antithétique à pente nord, qui s'estompe au Permo-Trias avant de devenir synthétique à pente nord. Les derniers jeux sur ces failles montrent une inversion tectonique : c'est le compartiment situé au Sud de la faille qui se trouve soulevé, conformément aux données cartographiques de surface.

Les sondages pétroliers

Ils ont été réalisés en 1964 par la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine (SNPA), à moins d'une dizaine de kilomètres de la bordure nord de la feuille Le Blanc. Il s'agit des sondages de Boussay 1 (IN.BOU.1 ; 542.6.1 ; x : 490,122 ; y : 208,968 ; z : 126,8) et de Bossay 1-1bis (IN.BOS 1.1bis ; 542.8.1 ; x : 497,962 ; y : 209,297 ; z : 135,10).

Le sondage de Boussay 1 touche le socle vers 942 m de profondeur. Il s'agit de « schistes verts et noirs, argileux, sériciteux à la partie supérieure, parfois silteux ou finement gréseux, à filonnets de quartz laiteux ou lie-de-vin et pyrite ». De forte inclinaison, ces schistes pourraient être rapportés au Briovérien, bien que leur faciès paraisse très voisin de celui des schistes ordoviciens de la région d'Angers (Rasplus *et al.*, 1978 ; Rasplus *et al.*, 1989). En accord avec les travaux de C.C. Weber (1972) ces schistes constitueraient le prolongement oriental du Briovérien du Thouarsais (fig. 6).

Les cotes du toit des formations rencontrées sont indiquées dans le tableau ci-dessous.

Formations	Position du toit des formations (par rapport au niveau du sol)	Position du toit des formations (par rapport au niveau du sol)
Séno-Turonien	0 m	129 m
Cénomanién	93 m	36 m
Oxfordien	149 m	- 19 m
Oxfordien 2	444 m	- 314 m
Dogger	466 m	- 336 m
Lias supérieur	552 m	- 422 m
Lias moyen	618 m	- 488 m
Lias inférieur	648 m	- 518 m
Paléozoïque	942 m	- 812 m

Le sondage de Bossay 1 n'a pas touché le socle, malgré une pénétration jusqu'à 1090 m, mais il montre la présence de ruptures franches (bord de fossé).

Carbonifère

Il n'a pas été rencontré dans les sondages de Boussay 1 et Bossay 1, mais il a été reconnu sur plus de 400 m dans le forage d'Arpheuilles, sur la feuille voisine Buzançais (543). Il s'agit du remplissage d'un bassin entaillé dans le socle. Les terrains les plus profonds rencontrés sont grossiers avec des « conglomérats à éléments de quartz et de schistes plus ou moins métamorphiques à ciment gréseux gris-vert, avec quelques passées de silts et d'argilites gris ou brun-rouge ». Vers le haut cette série passe progressivement à une série houillère classique dont la flore (*Pecopteris cyathea*, *P. cyathea lepidorachis*, *Annularia stellata*, *Sphenophyllum* cf. *longifolium*), récoltée dans une carotte entre 1585 et 1590 m, livre un âge compris entre la partie supérieure du Stéphanien moyen et le Stéphanien supérieur (Rasplus *et al.*, 1989).

Permien

Il est présent dans le sondage de Bossay 1, entre 1090 et 938 m. Il s'agit de dépôts détritiques formés d'argiles silteuses et de grès rouge-brun attribués, sans arguments paléontologiques, au Permien inférieur (Saxonien).

Trias - Lias inférieur

Les sondages de Boussay 1 et de Bossay 1 traversent une série détritico d'un peu plus de 250 m d'épaisseur. Reposant sur le socle (Boussay 1) ou sur le Permien (Bossay 1). Cette série continentale est constituée de sables, de grès argileux blancs rosés, de passées d'argiles rouge brique, avec quelques intercalations de lits de dolomie vers le sommet. Elle n'a pas été datée sur des bases paléontologiques. Rattachée au Trias, elle pourrait tout aussi bien représenter une bonne partie

de l'Infralias, dont les mêmes faciès ont été datés à l'affleurement plus au Sud par J.-J. Chateauneuf *in* Ziserman (1980) et P. Barrier et S. Bourcier (2000).

À Boussay 1, en fond de puits, les 50 premiers mètres de la série détritico-argileuse contiennent des tufs volcaniques intercalés dans les grès et les argiles rouges. Le rapport géométrique avec les grès et l'âge de la roche volcanique demeurent inconnus (Rasplus *et al.*, 1978).

Lias moyen et supérieur

Il débute avec des marnes grises et des calcaires pyriteux gris verdâtre, des dolomies riches en fossiles néritiques. Le Domérien a été caractérisé au sommet à Bossay 1. La série liasique se poursuit avec des argiles et des marnes à *Dactyloceras braunianus* d'âge toarcien inférieur à Bossay 1 (646 m). Des marnes et des argiles grises à passées de calcaire argileux clôturent le Lias moyen-supérieur dont l'épaisseur totale dépasse légèrement 90 m à Bossay 1 (Rasplus *et al.*, 1978).

Dogger

Le Dogger est non affleurant sur la feuille Le Blanc. Il est surtout constitué de dolomies et de calcaires oolitiques et bioclastiques comparables aux roches du même âge décrites à l'affleurement sur la feuille Bélâbre (Bourcier, 1996, 1998 ; Barrier *et al.*, 1999). L'épaisseur totale du Dogger sur le forage de Bossay 1 est de près de 90 m.

TERRAINS AFFLEURANTS

JURASSIQUE

Dogger

Le Dogger affleurant arme le rebord des plateaux de l'extrémité sud-est de la carte où il est partiellement couvert de colluvions. Il est surtout visible en falaise dans les vallées de la Creuse au Blanc, et de l'Anglin à Méridon. Il s'agit de dépôts strictement carbonatés ayant fait l'objet de petites exploitations artisanales pour la pierre à bâtir. Ce sont des carrières ouvertes à flanc de coteaux, comme celles situées à proximité des deux viaducs du Blanc (coteaux du Moulin et coteaux de la Villerie) ou celles des falaises situées au Sud de Méridon (falaise des Rues). Toutes ces carrières sont aujourd'hui abandonnées, mais plusieurs d'entre elles montrent encore des affleurements intéressants.

j3. Calcaires à gros oïdes, onchoïdes et à entroques (Bathonien supérieur - Callovien inférieur ?) (35 à 40 m). Ces calcaires représentent le troisième et dernier niveau de l'unité j3s de la feuille Bélâbre (Barrier et Bourcier, 2000). Ils sont connus en littérature sous le nom de « Calcaire de Ruffec » (Lorenz, 1989).

Les plus beaux affleurements se situent tout le long de la falaise du Moulin (x : 502 000 ; y : 182 000) au Blanc. Ces coteaux montrent en continu, si l'on fait abstraction de l'abondante végétation, une falaise

naturelle ponctuée de nombreuses petites carrières. Probablement très anciennes, ces carrières ont connu un regain d'activité au 19^e siècle lors de la construction du viaduc. D'autres falaises, également exploitées en carrières, sont également visibles au pied du viaduc de la Villerie à l'Est du Blanc (x : 503 600 ; y : 182 700), le long de la route de Poitiers et dans les coteaux du Château du Blanc sur la rive gauche de la Creuse. Dans la vallée de l'Anglin, les falaises de la grotte de la Roche Noire (x : 492 770 ; y : 181 870) et les falaises des Rues (x : 492 000 ; y : 182 000) sont tout aussi intéressantes.

Ces calcaires reposent en continuité stratigraphique sur les calcaires fins des Ages (deuxième unité de j3s de la feuille Bêlâbre). Le faciès le plus répandu est un calcaire de texture grainstone-rudstone à oïdes et bioclastes roulés. Des paraséquences décimétriques à métriques y sont visibles. Elles débutent au-dessus d'une surface d'érosion suivie d'un rudstone à oïdes et crinoïdes à granoclassement positif et galets intraformationnels de calcaire à oïdes à la base. En montant dans la séquence, les rudstones passent à des grainstones à oïdes puis progressivement à des packstone-wackestone. Cette séquence exprime clairement une chute d'énergie associée à un envasement progressif. Les bioclastes sont nombreux et difficiles à déterminer car très roulés. Il s'agit de bivalves, de coraux (*Anabacia orbulites*), de crinoïdes (*Apiocrinus* sp.), de bryozoaires et de brachiopodes (rares) térébratules et rhynchonelles. Les ammonites sont absentes. En lame mince, les trocholines sont parfois abondantes. Il s'agit d'un dépôt de forte énergie où tous les organismes sont remobilisés et roulés. De ce fait, il est difficile d'attribuer une paléo-profondeur à ces dépôts qui, sans montrer de critères d'émersion, semblent se mettre en place sous une tranche d'eau compatible avec la lithification précoce des carbonates et la présence de variations d'intensité de courants (tempêtes ?).

En passage latéral avec ce faciès grossier, d'autres faciès plus fins ont été inventoriés. Il s'agit de packstone à petites oolites, de wackestone-packstone finement bioclastique en petits bancs. Les textures boundstone à touffes de coraux *Calamophyllia radiata* sont aussi localement représentées.

Ces calcaires contenant *Atascella occitanica* sont rapportés aux niveaux terminaux du Bathonien supérieur (Bassoulet et Lorenz, 1995). Ils ont été distingués sur la carte La Trimouille sous le nom de « faciès graveleux à trocholines » et attribués également au Bathonien terminal (Mourier, 1980, 1983).

Les anciens auteurs de la carte géologique à 1/80 000 attribuaient les derniers faciès oolitiques de « l'Oolite supérieure » (Calcaire de Ruffec de J. Lorenz, 1989) au Callovien. L'association de foraminifères benthiques présente dans le Calcaire de Ruffec ne permet pas d'écarter un âge callovien inférieur pour cette formation (Bassoulet et Lorenz, 1995).

Ces calcaires s'achèvent vers le haut par une surface d'arrêt de sédimentation, visible dans les anciennes carrières du viaduc (x : 501 800 ;

y : 182 700). Cette surface est recouverte en concordance par l'Oxfordien moyen-terminal (Boullier *et al.*, 2001).

Ainsi, depuis les travaux de J. Lorenz (1989), précisés par J.-P. Bassoulet et J. Lorenz (1995) et A. Boullier *et al.* (2001), il est reconnu que tout ou une partie du Callovien et l'Oxfordien inférieur à moyen, correspondent dans la région à une période de lacune par érosion ou de non-dépôt. Elle a également été reconnue entre les vallées du Cher et de l'Indre entre le Bathonien moyen et l'Oxfordien supérieur (Debrand-Passard *et al.*, 1974).

Malm

À l'aval du Blanc, les falaises de la rive droite de la vallée de la Creuse offrent la coupe la plus représentative des roches du Jurassique supérieur. Les strates sont exposées pratiquement en continu, des plus anciennes vers les plus récentes en descendant la rivière.

Les faciès oxfordiens rencontrés sur les rives de la Creuse se succèdent en six formations distinctes (Boullier *et al.*, 2001) (fig. 8, hors texte). Deux d'entre elles ont fait l'objet d'un regroupement pour des raisons purement cartographiques : il s'agit des Calcaires marneux à coraux et du Calcaire récifal de Pouligny.

Les terrains du Malm arment aussi la plus grande partie du plateau calcaire sur lequel la Grande Brenne est implantée. Ce plateau se développe également à l'Ouest de la vallée de la Creuse où les calcaires du Jurassique supérieur affleurent largement jusqu'à la Gartempe.

j5a. Calcaires silicifiés (Oxfordien moyen) (10 m). La plus ancienne formation oxfordienne correspond aux « Calcaires silicifiés de Muant » définis par Boullier *et al.* (2001). Il s'agit de la « Nappe inférieure de silex noirs » des auteurs de la carte à 1/80 000 de Châtellerault. Elle fait suite aux Calcaires de Ruffec et à la lacune de dépôt du Bathonien supérieur–Callovien–Oxfordien inférieur, dont il a déjà été question. Elle repose sur les Calcaires de Ruffec par l'intermédiaire d'une surface d'arrêt de sédimentation visible dans les anciennes carrières du viaduc du Blanc (x : 501 750 ; y : 182 800) sur la rive droite de la Creuse. B. Bourgueuil et É. Cariou (1966) décrivent au contraire un passage continu des calcaires à ooïdes aux calcaires silicifiés par l'intermédiaire d'un calcaire gris à huîtres et à fragments de brachiopodes. Ce contact est visible dans la tranchée de chemin de fer de la Liotière, à l'entrée du Blanc par la route de Poitiers. Les affleurements les plus significatifs pour représenter cette formation se trouvent sur la rive droite de la Creuse, à la sortie du Blanc, le long de la D950, juste avant le carrefour de la route de Muant (x : 501, 500 ; y : 183 600). D'autres affleurements sont accessibles dans les falaises de l'Anglin, au Sud de Méridy. Ceux de l'entrée du gouffre de la Poirelle sont particulièrement spectaculaires.

La roche est un calcaire bioclastique, de texture wackestone, et de couleur jaunâtre à gris clair. Il est disposé en une série de petits bancs

décimétriques alternant assez régulièrement avec des bancs de chailles brunes stratiformes. Au gouffre de la Poirelle, le calcaire silicifié apparaît après 9 m de calcaire fin (Debrand-Passard *et al.*, 1982). Un autre gouffre, au Sud du village de la Puye, montre les calcaires silicifiés sur quelques mètres à la faveur d'une faille ENE-WSW.

Les fossiles rencontrés, tant dans les calcaires que dans les chailles, sont surtout à l'état de moules internes et externes. Un test de calcite recristallisé est parfois conservé. La faune est riche et diversifiée avec des mollusques (pleurotomes, *Trichytes*, *Pecten* spp.), des crinoïdes, des échinides (*Glypticus hieroglyphicus*, *Hemicidaris crenularis*), des brachiopodes (*Galliennithyris galliennei*, *G. maltonensis*, *Ornithella buculenta*, *O. censoriensis*, *Rhynchonella* aff. *pectunculoides*), des bryozoaires, des polychètes serpulidés et des hexacoralliaires solitaires.

L'assemblage faunique évoque un milieu circalittoral supérieur où alternent des périodes de fond meuble envasé propice aux fousseurs et des périodes de fond durci (firmground et hardground) expliquant la présence d'oursins marcheurs et de faune de substrat dur.

Cette formation ne montre pas d'ammonites, mais la faune de brachiopodes qu'elle contient permet de la situer dans l'Oxfordien moyen (Boullier *et al.*, 2001). Elle représente ainsi un équivalent latéral de la partie supérieure des Calcaires noduleux de Bourges (Debrand-Passard, 1982) et se situe dans la zone à Plicatilis de Cariou *et al.* (1997).

j5b. Dalle à silex (Oxfordien moyen) (20 m). Cette formation presque exclusivement constituée de silex, est nommée « Nappe supérieure à silex noirs » par les auteurs de la carte à 1/80 000 Châtellerault. Elle affleure particulièrement bien dans la région de Mont-la-Chapelle (x : 501 000 ; y : 183 800), dans les anciennes carrières du viaduc du Blanc sur la rive droite de la Creuse (x : 501 800 ; y : 183 200), dans les anciennes carrières au Sud de Busserais sur les deux rives de la Gartempe (x : 486 300 ; y : 182 300) et dans la même région à proximité de la Michetterie (x : 486 300 ; y : 183 000) et au lieu-dit les Terlus (x : 485 500 ; y : 184 200).

Elle est en passage continu et progressif avec les calcaires silicifiés sous-jacents. Elle est constituée de bancs massifs, d'épaisseur métrique, de silex bruns séparés par de petits bancs centimétriques à décimétriques de calcaire beige bioclastique. La puissance des bancs siliceux augmente en montant dans la série. La texture initiale des carbonates est de type wackestone-packstone, riches en spicules de spongiaires.

La faune rencontrée est riche et diversifiée. Elle est très proche de celle contenue dans les calcaires silicifiés en particulier pour les brachiopodes. Les autres fossiles sont des oursins (*Pseudodiadema* sp., *Gymnocidaris* sp., *Hessotiarra* sp., *Paracidaris florigemina*, *Glypticus hieroglyphicus*), des crinoïdes (*Apiocrinus* sp.), des bivalves (*Pecten* spp., *Trichites* sp., *Lopha gregarea*) et des gastéropodes indéterminés dont des pleurotomes.

La faune indique également un environnement circalittoral supérieur, probablement un peu plus profond que celui des calcaires silicifiés, d'après la communauté d'échinides déterminés. Les oursins renseignent aussi sur la prédominance des fonds durs (aucun oursin fouisseur n'a été récolté) ce qui implique un faible taux de sédimentation et probablement des arrêts de sédimentation.

Cette formation ne contient pas d'ammonites. Les brachiopodes recueillis à l'occasion du lever de la carte ont toutefois permis de dater précisément (Boullier *et al.*, 2001). La Dalle à silex se développe du sommet de la zone à Plicatilis jusqu'à la moitié inférieure de la zone à Traversarium. Ainsi, la Dalle à silex représente la partie inférieure des Calcaires et marnes à spongiaires des régions d'Issoudun et de Bourges (Debrand-Passard, 1982), c'est-à-dire les Calcaires de Prunier caractérisés par le développement de biohermes à spongiaires (Debrand-Passard *et al.*, 1974). Sur la feuille voisine Saint-Gaultier (Rasplus *et al.*, 1989), à l'Ouest de la feuille, il est signalé un passage progressif vers le haut de biopelmicrites à spicules de spongiaires à la « Nappe à silex » des anciens auteurs.

js5c. Calcaires blancs fins (Oxfordien moyen-supérieur) (10 à 30 m). Ces calcaires sont également connus sous le nom de formation du « Calcaire du Breuil » (Boullier *et al.*, 2001) ; ils représentent aussi « l'Argovien » des anciens auteurs ou encore le « Rauracien inférieur » de B. Bourgueil et É. Cariou (1966), désormais considérés comme des faciès. Cette formation de 10 m d'épaisseur dans la vallée de la Creuse est exploitée en carrière souterraine dans la localité type du Breuil (sur la rive gauche de la Creuse, à 6 km à l'aval du Blanc) où sa puissance atteint 30 m. Les calcaires ne sont toutefois là exploités que sur 16 m d'épaisseur. Ils sont également visibles dans la vallée de la Creuse à Saint-Aigny et à Mont-la-Chapelle, dans les vallées de l'Anglin du Nord de Méridy à Angles-sur-l'Anglin et de la Gartempe au Sud-Est de Saint-Pierre-de-Maillé.

Son passage avec la formation précédente s'effectue avec la disparition progressive des silex et l'arrivée de bancs réguliers de calcaire tendre, blanc homogène à grains fins, de consistance crayeuse. Ce calcaire est le plus souvent de texture micro-grainstone à pelletoides (95 % d'intraclastes très bien classés). Localement, plusieurs bancs plus micritiques, de texture wackestone-packstone sont également présents. La stratification est le plus souvent peu nette, surtout à la base où les calcaires contiennent quelques passées noduleuses de calcaire cristallin brun. Les derniers mètres sont mieux stratifiés, plus résistants et un peu plus bioclastiques.

La faune est relativement pauvre, à l'exception de certains bancs des carrières du Breuil où les brachiopodes sont abondants (*Juralina bauhini*, *Terebratula albinea*, *Torquirhynchia* aff. *pectunculoides*, *Zeillerina douvillei*) associés à des mollusques bivalves (*Pecten* sp., *Pycnodonta* sp., *Spondylus* sp., Trigoniidés), gastéropodes indéterminés, coraux solitaires, rostrés de bélemnites, des oursins (*Rhabdocidaris*

sp.), des crinoïdes (*Apiocrinus* sp.) et des restes de crocodiles (*Machimosaurus* sp.).

La faune indique un environnement circalittoral de fond meuble à grains fins carbonatés, de faible énergie.

Par ailleurs, ces calcaires montrent en de nombreux points, des « déformations » en volutes. Elles sont matérialisées par des bancs de calcaire d'allure replissée visibles sur plusieurs centaines de mètres de long. C'est le cas à Mont-la-Chapelle, sur les falaises de bord de Creuse (x : 501 000 ; y : 183 700) et sous la place du village maintenant recouverte de goudron, mais aussi à Sauzelle, entre la Bussière et Saint-Pierre-de-Maillé (x : 484 950 ; y : 185 100), au Château d'Angles-sur-l'Anglin, au Roc-du-Sorcier (x : 488 250 ; y : 190 330), au Roc-de-la-Dube (x : 492 650 ; y : 167 870). Les replis ont fait l'objet de mesures systématiques de cylindrages (fig. 9) montrant des axes plutôt orientés E-W, N-S, NW-SE mais avec un déversement presque toujours dirigé vers le Nord (Gagnaison, 2000).

Ces structures sont connues sous le nom de « *Problematica* » (Debrand-Passard, 1982). G. Gardet et J. Lessertisseur qui les ont décrites entre Saint-Pierre-de-Maillé et la Bussière en 1956, avaient alors émis plusieurs hypothèses sur leur origine :

- un phénomène physico-chimique dû à l'érosion ;
- une forme de végétal inconnu ;
- une colonie de coraux stratiformes ;
- une colonie d'algue ensevelie par de la boue.

Celle qui a été retenue lors du lever de la carte est bien différente, puisque les volutes ont été interprétées comme des indices d'instabilité syngédimentaires, probablement liées à une activité sismique oxfordienne (Gagnaison, 2000 ; Boullier *et al.*, 2001). Il s'agirait donc d'une restructuration par liquéfaction d'un sédiment non encore lithifié, semblable à celles signalées dans l'Oxfordien supérieur des anciennes carrières du Château de Bourges (Barrier *et al.*, 1997) et nommées « *Mamilia* ». Les structures ainsi formées retracent plus le cheminement de l'eau dans la masse sédimentaire, que de véritables déformations avec déplacement (slumping), même si celui-ci n'est pas à exclure pour certaines des structures (Mont-la-Chapelle). Les figures principales sont aussi souvent associées à des déformations liées à la tixotropie et à l'échappement de fluides (Angles-sur-l'Anglin, Saint-Pierre-de-Maillé).

En ce qui concerne l'âge du Calcaire blanc du Breuil, pour les auteurs de la carte de France à 1/80 000, il représentait un intervalle compris entre l'« Argovien » et la base du « Rauracien ». Il a par la suite été intégré au « Rauracien inférieur » par B. Bourgueil et É. Cariou (1967). L'étude des brachiopodes dernièrement réalisée (Boullier *et al.*, 2001) permet d'attribuer le Calcaire du Breuil à l'intervalle de temps compris entre l'Oxfordien moyen (sommet de la zone à *Transversarium*) et l'Oxfordien supérieur (zone à *Bimammatum*,

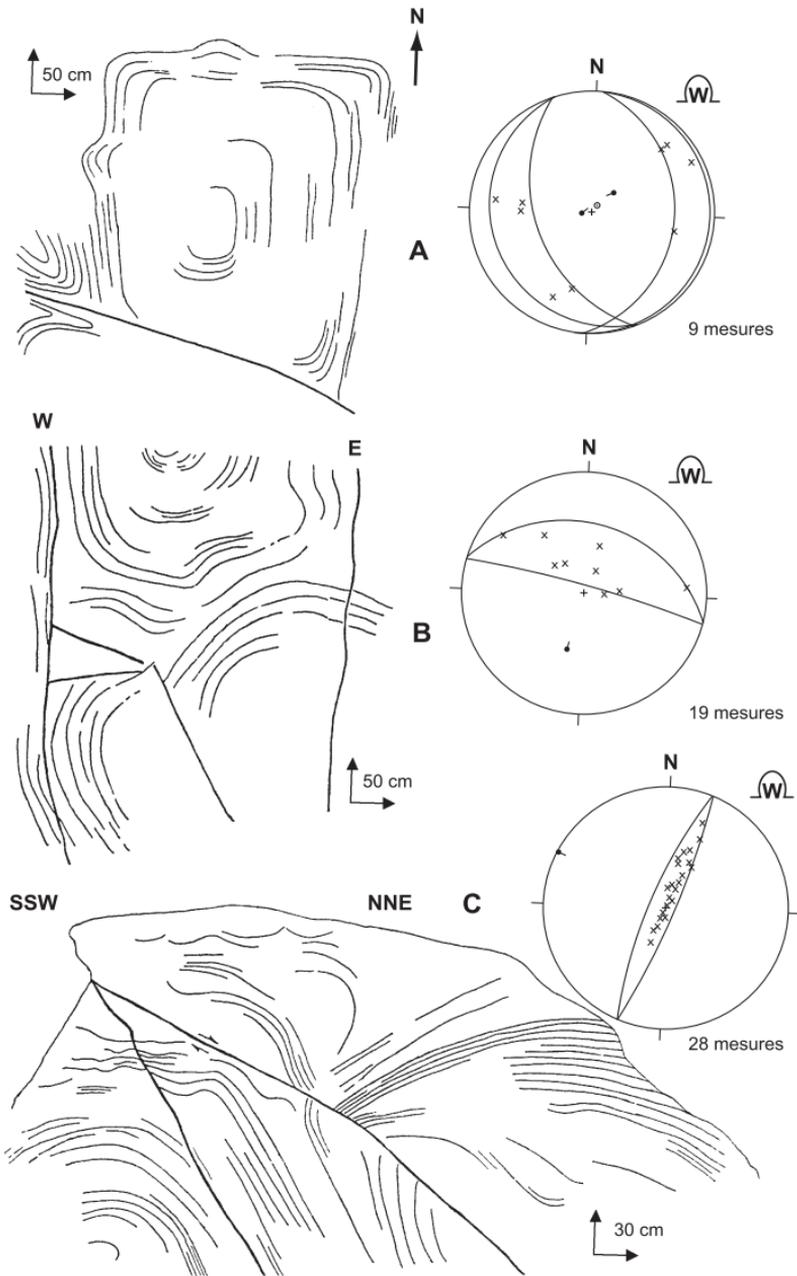


Fig. 9 - Structures en volutes nommées « Mamilia » dans l'Oxfordien supérieur des vallées de l'Anglin et de la Gartempe

A : Angles-sur-Anglin (Château)

B : Angles-sur-Anglin (Roc du Sorcier)

C : Saint-Pierre-de-Maillé

sous-zone à Berrense). La zone à *Bifurcatus* n'a pas été mise en évidence dans ce secteur (cf. fig. 8).

j5d. Calcaires marneux à coraux et calcaires récifaux (Oxfordien supérieur) (35 à 45 m). Cet ensemble lithostratigraphique à coraux, appelé « Rauracien » par les anciens auteurs, débute dans la vallée de la Creuse par 2 à 3 m de calcaires marneux. Ce calcaire tendre est fort peu affleurant à l'exception de petites carrières ouvertes sur le plateau dominant la route de Muant (x : 501 600 ; y : 183 900) et près du Blanc, à Sauzelles. Il s'agit de calcaires beiges finement stratifiés et partiellement silicifiés à intercalations marneuses jaunâtres. De texture wackestone, ils recèlent des coraux en forme de coupelles (*Microsole-nidès*), formant de minces colonies stratiformes. Quelques coraux en colonies verticales jointives sont également visibles vers le sommet. Ces calcaires ont livré une riche faune de brachiopodes (*Septaliphoria* sp., *Acanthorhynchia* sp., *Terebratula* aff. *nutans*, *Terebratula* sp., *Dictyothyris kurri*) associées à des oursins (*Rhabdocidaris* sp.) et à des crinoïdes.

Au-dessus, les calcaires récifaux sont massifs. Ils constituent les plus beaux escarpements rocheux des vallées de la Creuse (Château de Rochefort, les Roches, le Coteau de Saint-Julien), de l'Anglin à l'aval de Mérigny (Roc de la Dube, la Dame de Rives, Rocher Saint-Berthomé) jusqu'à la confluence de la Gartempe (Roc à Midi, Douce). Ils forment aussi l'ossature du causse de Pouligny-Saint-Pierre. Ailleurs, sur les plateaux, entre la Creuse et la Gartempe, la roche est très présente mais dans les champs sous forme de blocs ou de pierres volantes.

Il s'agit le plus souvent de calcaires grisâtres de texture variable : boundstone, floatstone et rudstone. D'apparence massive, ils sont grossièrement stratifiés et présentent localement des bancs clinostatifiés métriques rappelant des pentes sédimentaires de talus récifal. Le calcaire est d'ailleurs riche en polypiers coloniaux. Ces derniers sont branchus (*Calamophylliopsis flabellum*), en gerbe, en cierge, en boules, lamellaires ou méandriformes. Ils sont presque toujours recristallisés en sparite et partiellement silicifiés. Les coraux sont associés à des algues solénoportes, des bryozoaires et des crinoïdes (*Apiocrinus* sp., *Pentacrinus* sp., *Balanocrinus subteres*) et sont le plus souvent roulés et bioérodés. Les mollusques sont parfois aussi très abondants avec des bivalves (pectinidés dont *Chlamys nattheimensis*, ostréidés, *Lima* sp., *Diceras* cf. *arietinum*, *Trigonia* sp., *Pterocardia buvignieri*, *Cardium corallinum*, *Ceromya excentrica*), des gastéropodes (*Nerinea nodosa*, *Cossmannia tuberculosa*, *Natica* sp.), des céphalopodes bélemnoïdes (*Hibolites hastatus*) et des crustacés décapodes. Une faune relativement abondante d'échinides a également été récoltée (détermination H. Soudet) avec *Glypticus hieroglyphicus*, *Rhabdocidaris orbinyanum*, *Hemicidaris crenularis* et *Paracidaris* cf. *florigemma*. Les brachiopodes sont rares dans les calcaires récifaux : on peut mentionner la présence de quelques térébratules de petites tailles, de zeille-ries et de *Disculina* cf. *tenuicosta*.

Cette faune caractérise un milieu récifal ouvert où alternent les substrats rocheux, les fonds graveleux et les vasières périrécifales en milieu infralittoral.

Plusieurs passages latéraux de faciès ont été décelés (Gagnaison, 2000), avec en particulier des marnes blanches à coraux et rostrés de bélemnites au Château de Rochefort (x : 498 500 ; y : 184 750) et aux Brousses (x : 488 200 ; y : 184 750), avec des calcaires de texture grainstone oolitiques à coraux, *Nerinea* sp., et oursins *Rhabdocidaris* sp., au Nord de Fontgombault, avec des calcaires bioclastiques à chailles brunes stratiformes à la Michetterie (x : 486 150 ; y : 183 500), avec des calcaires à algues *Solenopora* sp. à Angles-sur-l'Anglin (Gardet, 1950) et avec des calcaires de texture wackestone-packstone à tiges de crinoïdes en connexion visibles dans le souterrain de Pérajoux (x : 484 900 ; y : 184 400) et dans les grottes du Bois des Roches (x : 498 050 ; y : 186 100).

La base des calcaires récifaux est également affectée par les structures complexes en volutes et replis déjà évoquées pour les Calcaires du Breuil (j5c). Elles sont particulièrement bien développées dans la région de Saint-Pierre-de-Maillé où un « slump » est également visible dans une petite carrière abandonnée (x : 485 100 ; y : 187 950) et au Roc de la Dube.

Dans tous les cas, les calcaires affectés présentent une texture grainstone à micro-grainstone à pellets et peloïdes, ooïdes et oolites. Les grains sont toujours bien classés et sans contacts inter-granulaires, ce qui traduit une cimentation précoce. Il ne semble pas qu'en ces lieux le calcaire récifal puisse être séparé de j5c par les calcaires marneux à coraux.

L'ensemble calcaire marneux à coraux et calcaires récifaux correspond au « Rauracien » supérieur des anciens auteurs. La faune de brachiopode du calcaire marneux correspond à la zone à *Bimammatum* p.p. de l'Oxfordien supérieur. La présence du brachiopode *Disculina* cf. *tenuicosta* dans les calcaires récifaux permet de le rattacher au milieu de la zone à *Bimammatum*, jusqu'au milieu de la zone à *Planula*. De ce fait, l'ensemble récifal correspond à une grande partie des Calcaires de Bourges (Boullier *et al.*, 2001).

j5e. Calcaires à mollusques (Oxfordien supérieur) (25 m). Ils affleurent sur les rives de la vallée de la Creuse entre Preuilly-la-Ville et Tournon-Saint-Martin où ils ont été décrits par B. Bourgueil et É. Cariou (1967). Ils sont aussi particulièrement bien exposés dans les anciennes carrières de Preuilly-la-Ville (x : 495 000 ; y : 189 200), du bois Guerle (x : 497 300 ; y : 187 200) et dans le gouffre de Fontgombault (x : 497 500 ; y : 187 150). Ils sont également bien visibles dans les vallées de l'Anglin et de la Gartempe, au niveau d'Angle-sur-l'Anglin et de Saint-Pierre-de-Maillé, mais aussi sur les plateaux car ils sont peu recouverts par les formations tertiaires.

Les Calcaires à mollusques se détachent nettement du corps récifal massif précédent par l'apparition de petits bancs décimétriques blan-

châtres. Ils se poursuivent par une succession de bancs bien marqués où alternent des couches métriques, plutôt de texture packstone et grainstone, et des couches décimétriques de texture wackestone. Les calcaires grenus sont à ooïdes, oolites, foraminifères benthiques porcelanés et hyalins, pralines d'algues rouges, débris de coquilles de mollusques roulés (*Diceras* sp., *Pterocardia buvignieri*, *Nerinea* sp.) et galets de polypiers. Les calcaires à matrice abondante contiennent quelques grains (oolites, peltoïdes, galets mous, des ostracodes et des foraminifères miliolidés et textularidés). Des mudstones à ostracodes, spicules de spongiaires et foraminifères miliolidés sont fréquents, en alternance avec des packstones à ooïdes, ostracodes et foraminifères. Ils sont aussi riches en algues vertes et miliolidés (Angles-sur-l'Anglin) avec des textures grainstone. Plusieurs bancs montrent une association à *Nerinea* sp., *Diceras* sp., *Cardium corallinum* caractéristique d'un environnement péricéfale. D'autres, très envasés, contiennent exclusivement des gastéropodes *Procerithium russience*, indiquant des épisodes à salinité variable de milieu restreint. Des structures sédimentaires de tempête et des indices microfaciologiques de cimentation précoce de milieu sub-émergent ont également été repérés vers le sommet de la série (Gagnaison, 2000).

L'empilement des différents faciès observés traduit une réduction progressive de la tranche d'eau. Le milieu est infralittoral supérieur, montrant des périodes de forte énergie (tempêtes, déstabilisation de sédiment), et des périodes de calme relatif en domaine abrité, voir restreint et sub-émergent.

Aucune faune de brachiopode n'a été repérée dans les calcaires à mollusques. Les faciès rencontrés correspondent à un milieu de dépôt trop superficiel. Ces calcaires n'ont donc pas fait l'objet d'une révision biostratigraphique récente. Attribués au « Rauracien » supérieur par les anciens auteurs, ils pourraient représenter les équivalents latéraux des Calcaires lités supérieurs de la Champagne berrichonne (= Calcaires de Montierchaume, in Debrand-Passard, 1982). Dans ce cas, ils représentent vraisemblablement l'extrême sommet de l'Oxfordien.

Les Calcaires à mollusques correspondent aux dernières couches connues attribuées au Malm et donc au Jurassique sur la feuille Le Blanc. Il ne s'agit certainement pas des derniers dépôts enregistrés dans la région avant le retrait de la mer de la fin du Jurassique, même s'il s'agit de faciès sub-émergents. D'ailleurs, dans les régions voisines de Châteauroux, Issoudun et Bourges, les dépôts marins sont attestés au moins jusqu'au Kimméridgien inférieur avec les Calcaires de Buzançais (Debrand-Passard, 1982). Il est plutôt probable que les dernières roches jurassiques, kimméridgiennes et tithoniennes, ont été altérées et érodées au cours de la longue période d'émersion qui s'est installée dans la région entre la fin du Jurassique et le Crétacé supérieur. Des paléoaltérations du Crétacé inférieur ont du reste été reconnues dans le Nord du Massif central et dans d'autres régions du bassin de Paris (Quesnel *et al.*, 2003).

CRÉTACÉ

Le Crétacé est transgressif et discordant sur plusieurs niveaux calcaires du Jurassique (j5d ; j5e) et occupe parfois même des cavités karstiques développées dans ces mêmes calcaires. Le calcaire jurassique est aussi parfois altéré sous le Crétacé, montrant localement un développement de *Microcodium*, comme au Nord-Est de Lureuil.

Des altérites siliceuses ont également été décrites en cette position sur la feuille Bélâbre (Barrier et Bourcier, 2000).

Les dépôts crétacés sont aussi, souvent érodés par le ravinement de la surface basale de la formation tertiaire de Brenne.

Cénomaniens

Les premiers dépôts marins sont vraisemblablement d'âge cénomanien. Mais, étant donné la rareté des documents paléontologiques, la faible puissance des dépôts et la rareté des affleurements, il est délicat de distinguer, comme en Touraine ou sur le sondage de Loudun dans la Vienne (Durand *et al.*, 1976), les parties inférieures et supérieures de l'étage. Grâce aux sondages effectués dans le cadre du lever de la carte, la stratigraphie du Cénomaniens a tout de même pu être précisée.

L'épaisseur globale du Cénomaniens de la feuille Le Blanc est inférieure (50 m) à celle du Cénomaniens de la feuille Châtellerault (67 m), qui est aussi de faciès beaucoup plus marneux. La différence d'épaisseur est encore plus grande sur la feuille Preuilley-sur-Claise où le sondage de Bossay 1-1bis traverse 92 m de Cénomaniens marno-sableux. Ces différences d'épaisseur et de faciès pourraient s'expliquer par une transgression cénomaniens sur une surface au relief inégal.

L'observation du contact entre les dépôts du Cénomaniens et les calcaires jurassiques est plutôt rare. Il est bien visible à l'Ouest de Saint-Pierre-de-Maillé où des marno-calcaires reposent en « on lap » les calcaires à coraux de l'Oxfordien (x : 484 300 ; y : 187 800). Il est aussi visible à l'Est de Vicq-sur-Gartempe, au lieu-dit « Lavaud » et à la Bussière. Sur la feuille Châtellerault, le sondage 541-7-9 touche le contact avec les calcaires du Kimméridgien inférieur ; ce contact est érosif et il est marqué par des gravillons de quartz.

Les limites méridionales d'extension des dépôts sont aussi difficiles à cerner. Toutefois, sur la feuille Bélâbre, un sondage a livré plusieurs mètres d'argiles kaoliniques qui pourraient bien correspondre aux dépôts connus les plus méridionaux correspondant à cet étage (Barrier et Bourcier, 2000).

c1a. Sables et marnes glauconieuses (Cénomaniens inférieur) (10 m). Pour le Cénomaniens c1a, deux aires de dépôt peuvent être distinguées sur la feuille : l'une située à l'Est de la vallée de la Creuse, surtout représentée par des sables glauconieux et des marnes kaoliniques glauconieuses, l'autre étant située à l'Ouest, avec une série plus carbonatée et plus marine.

Au Sud-Est, seuls des plaquages résiduels sont conservés sur le plateau jurassique privé de la couverture du Tertiaire de Brenne. Cette unité est également préservée à la faveur de failles le long de la vallée de la Creuse, aux Roches. L'une de ces failles de direction N-S avait été décrite par E. Patte (1964). Les sables argileux orangés au contact de la faille sont redressés à 50 degrés.

À la Josière, près de Pouligny, des argiles cénomaniennes (c1a) seraient conservées sous le Tertiaire de Brenne dans un réseau karstique du plateau jurassique. Plusieurs mètres d'argiles sableuses grises auraient été traversées par un sondage pour la recherche du kaolin (comm. orale). D'après G. Le Villain, (1931), un puits creusé à la Puye a montré un calcaire jurassique fissuré (j5d) ; les fissures étant remplies par des marnes cénomaniennes à *Ostrea columba*, *O. minor* et *O. media*.

Dans le Nord-Est de la feuille, sur la rive droite de la Creuse, les premiers dépôts cénomaniens sont plutôt sablo-argileux, glauconieux et micacés. Les seuls fossiles conservés dans ces sables verts sont des fragments d'huîtres exogyres. De plus en plus argileux vers le haut, ils montrent aussi des bancs de grès et de calcaires argileux, glauconieux à bryozoaires. Au-dessus, les argiles sont encore sableuses et glauconieuses. Elles contiennent une faune d'ostroïdés avec *Rhynchostreon suborbiculatum*, *Exogyra flabellata*, *Alectryonia carinata*.

Les échantillons d'argile analysés sur le sondage S8/00 (x : 497 009 ; y : 193 015) donnent une composition argileuse à 92 % de smectite et 8 % d'illite, ce qui est très proche de celle obtenue dans les mêmes niveaux sur le sondage S 17/00 (x : 497 325 ; y : 191 475), avec 94 % de smectite, 5 % d'illite et 1 % de kaolinite.

L'environnement de dépôt des sables et des argiles est incontestablement marin infralittoral de milieu envasé (fond de baie ?).

A. De Grossouvre (1885) décrit le Cénomaniens de la vallée de la Creuse en ces termes : « à la base des sables plus ou moins argileux ou plus ou moins secs, avec gisements subordonnés de grès lustrés et comme fossiles : *Ostrea columba*, *O. carinata*, *Catopygus columbarius*, *Anorthopygus suborbicularis*, et à la partie supérieure des sables argileux plus ou moins glauconieux et calcaireux avec ostracées et quelques ammonites ». Il indique aussi que la composition du Cénomaniens de la vallée de la Creuse est à peu près la même que celle de la vallée de l'Indre.

Les sables glauconieux sont assimilés aux « Sables de Vierzon » et les marnes étaient jusque-là classiquement attribuées au Cénomaniens, sans distinction (Rasplus *et al.*, 1989).

Le sondage S1 (x : 498 710 ; y : 196 071) qui a traversé 22 m de Cénomaniens (dont au moins 8 m de c1a) au Nord-Ouest de Lureuil, a permis de préciser la stratigraphie. La microflore (pollens de conifères et d'angiospermes) et le microplancton à dinoflagellés rencontrés sur les échantillons prélevés à la base du sondage ont montré les mêmes assemblages paléontologiques, mais avec quelques variations de fré-

quence des espèces. L'assemblage permet de dater ces niveaux du Cénomanién inférieur (détermination D. Fauconnier).

Les pollens rencontrés appartiennent aux conifères *Classopolis* (cheirolepidacées), *Parvisaccites radiatus*, *Klausipollenites* sp., cupressacées, aux angiospermes (*Atlantopollis* sp., *Psilatricolpites* sp.)

Les spores sont de schizeacées (*Cicatricosisporites dorogensis*, *C. venustus*, *Plicatella tricornitata*), de cyathéacées (*Cyathidites australis*), de gleicheniacées (*Gleicheniidites senonicus*). Le microplancton à dinoflagellés montre les espèces suivantes : *Epelidosphaeridium spinosa*, *Pervosphaeridium truncatum*, *Florentinia radiculata*, *Sepispinula ancorifera*, *Cyclonephelium distinctum*, *Oligosphaeridium complex*, *Surculosphaeridium longifurcatum*, *Spiniferites ramosus*, *Coronifera oceanica*, *Achomosphaera ramulifera*, *Dinopterygium cladoides*, *Subtilisphaera* sp., *Sepispinula ancorifera*, *Palaeohystrichophora infusorioides*, *Tanyosphaeridium variecalamus*.

À l'Ouest de la feuille, dans la vallée de la Gartempe, les sables et les marnes glauconieuses sont plus réduits, au détriment des carbonates sablo-glauconieux. La coupe de Saint-Pierre-de-Maillé (x : 484 500 ; y : 187 700) montre en discordance sur le Jurassique : 0,5 m de marnes sableuses surmontées par 2,6 m de calcaire sablo-glauconieux fossilifères. Au-dessus, la série se poursuit par des marnes sablo-glauconieuses, peu visibles, avant de passer au faciès du c1b.

Les calcaires étudiés pour leur contenu paléontologique sont riches en foraminifères (*Orbitolina conica*, *Thomasinella punica*, *Arenobulimina brevicona*, *A. preslii*, *Ataxophragmium variabilis*, *Dictyopsella kiliani*, *Lenticulina* sp., *Palmula elliptica*, *Hedbergella delrioensis*, *Trocholina* cf. *floridiana*, *Globorotalites michelinianus*, milliolidés) associés à de rares ostracodes, à des bryozoaires (*Corymbopora menardi*, *Meliceratites cenomana*, *Truncatulipora subpinnata*, *Spiropora* sp. et *Smitipora* sp.), à des tubes de polychètes serpulidés et à des débris de mollusques. Les derniers bancs calcaires sont plus riches en bivalves (*Exogyra columba*, *Trigonia* sp.).

Cette faune caractérise un milieu circalittoral supérieur de mer ouverte. L'âge livré par l'association de foraminifères est clairement cénomanién moyen, ce qui contraste avec les données fournies par le micro-plancton.

c1b. Calcaires bioclastiques glauconieux et marnes (Cénomanién moyen-supérieur) (40 m). Ces calcaires à intercalations marneuses affleurent peu, ils sont le plus souvent masqués par des formations superficielles. Ils ont surtout été reconnus à partir de pierres volantes, fréquentes à proximité des anciennes extractions. Un affleurement est toutefois visible à la Petite Pinsonnerie (x : 484 200 ; y : 187 500). Des concentrations de pierres volantes fossilifères sont bien visibles autour des Hameaux des Guyots, de la Papelotière, du Champfouché et des Rabauds. Dans ce secteur, un sondage a traversé la partie supérieure de c1b, plus tendre. Elle est constituée d'une alternance de bancs de marne gris verdâtre glauconieuse et de bancs de calcaires glauconieux à *Exogyra columba*.

Les calcaires montrent plusieurs faciès, sans qu'il soit vraiment possible de les organiser sur une coupe verticale.

Le faciès le plus répandu à la base est un calcaire bioclastique glauconieux. De texture packstone, il contient du quartz, de la glauconie et des bioclastes (50 %) surtout représentés par des bryozoaires, des fragments d'ostréidés mais aussi des pectinidés, des brachiopodes, des serpules et des foraminifères benthiques. Les macrofossiles présents dans le calcaire sont : *Exogyra columba minor*, *Neithea quinquecostata* et *Corax pristodontus*.

Un autre faciès, également plutôt présent à la base est un grès bioclastique à ciment calcaire. Il a été décrit dans un gouffre à l'Est de la Puye par G. Le Villain (1931) (Sud-Est de la ferme de la Fonderie) où il contient *Terebratulla menardi*.

Le dernier faciès rencontré est aussi probablement le plus haut dans la série. Il est surtout visible sous forme de pierres volantes près du hameau de Lavaud, de la Quervalière et de la Bergerie. Il s'agit d'un calcaire à macrofaune *in situ* (bivalves avec les deux valves en connexion). De texture wackestone-packstone à *Hedbergella* sp., il est peu glauconieux et bien moins riche en éléments détritiques que les faciès précédents. La faune est bien conservée avec des bivalves (*Exogyra columba minor*, *Neithea quinquecostata*, *Trigonia crenulata*, *Pycnodonta biauriculata*, *Glycymeris requieniana*, *Lima composita*, *Cuculea* sp.), des gastéropodes (*Pterotrochus* sp.), des brachiopodes (*Dereta pectita*, *Cylothyrus compressa*), des échinides (*Diplopodia variolare*, *Epiaster crassissimus*), des ophiuridés et des céphalopodes (*Pseudocnoceras largilliertertianum*, *Eucalycoceras* sp., *Acanthoceras rhotomagensis*).

Cette faune de substrat sablo-vaseux appartient à un milieu circalittoral inférieur de mer ouverte. C'est l'assemblage de faune cénomaniennne de milieu marin le plus profond rencontré dans la région.

La faune rencontrée dans ces différents faciès de c1b a été attribuée au Cénomanienn moyen-supérieur.

Dans la partie marneuse de c1b, juste sous la surface de ravinement tertiaire, l'aspect des dépôts change. Les marnes sont remplacées par des argiles kaoliniques, massives, sans bancs apparents et à rares huîtres. Elles contiennent des nodules de pyrite et localement des gypses diagénétiques limpides en baguettes radiaires de plusieurs centimètres de long (anciennes carrières de la Duranderie). Il s'agit d'altérites. Ces argiles sont exploitées pour le kaolin depuis plusieurs dizaines d'années dans la région de Tournon-Saint-Martin (la Blinerie ; la Duranderie), Lureuil (Pazeraux ; la Bordelerie) et Martizay (les Hautes Maisons). L'épaisseur de ces altérites dépasse rarement 3 à 4 m.

Turonien

Les dépôts turoniens de la feuille Le Blanc ont fait l'objet du découpage stratigraphique classique reconnu en Touraine (Alcaydé, 1980)

déjà utilisé par Médioni *et al.* (1974) sur la feuille Châtellerault, par Rasplus *et al.* (1978) sur la feuille Preuilley-sur-Claise et par J.-C. Yvard (1981). Ce découpage, basé à la fois sur la lithologie et sur la faune permet de subdiviser le Turonien en trois parties : le Tuffeau blanc à *Inoceramus* (c2a); le Tuffeau blanc micacé (c2b) et le Tuffeau jaune (c2c). L'épaisseur totale du Turonien atteint environ 80 m sur la feuille Le Blanc, comme sur celle de Preuilley-sur-Claise (79 m), contre 100 m dans la région classique de la vallée du Cher.

c2a. Tuffeau blanc à *Inoceramus* (Turonien inférieur) (30 m). Le Tuffeau blanc à *Inoceramus* affleure au NNW de la feuille. Il est soit en contact faillé contre le Cénomaniens, soit en passage progressif sans discontinuité. Il est visible à l'Est de la ville de Pleumartin, autour des villages de Champagne, et au niveau des hameaux de Napres et de Confluent près d'Yzeures-sur-Creuse. L'affleurement des anciennes carrières de Montebœuf (x : 489 300 ; y : 195 400) est particulièrement représentatif du faciès.

Il s'agit d'un calcaire crayeux grisâtre tendre, sablo-micacé et glauconieux. De texture wackestone, il se présente en bancs épais, d'un à deux mètres, sans stratifications internes visibles. Les bancs sont parfois séparés par un interbanc plus tendre, argileux. Quelques plages microscopiques de silicifications sont visibles dans le calcaire qui est par ailleurs très fracturé.

Les calcaires montrent une texture packstone avec en abondance des spicules, des squelettes de spongiaires siliceux, des ostracodes et quelques foraminifères (*Lenticulina* sp., *Hedbergella* sp.). Il existe aussi des spiculites. Les macro-fossiles présents sont des moules internes et externes d'*Inoceramus labiatus* et des oursins *Micraster* sp. Cette faune indique un milieu marin envasé du circalittoral inférieur.

c2b. Tuffeau blanc micacé (Turonien moyen) (20 m). Le Tuffeau blanc micacé est visible au Nord de la feuille ; soit en contact faillé contre le Turonien inférieur, soit en contact stratigraphique. Le passage de l'un à l'autre est alors très progressif, surtout marqué par un enrichissement en bioclastes. Les plus beaux affleurements se trouvent autour de la Roche-Posay et à l'Ouest d'Yzeures-sur-Creuse, à l'entrée des carrières souterraines de Pémilla (x : 489 860 ; y : 199 370) et des carrières voisines du Bignoux.

Il s'agit d'un calcaire crayeux tendre, micacé de texture mudstone à fins débris de bryozoaires et de bivalves. Des concrétions siliceuses branchues sont visibles dans la partie supérieure, elles sont toutefois moins développées que sur la feuille voisine Preuilley-sur-Claise. La macrofaune est plus fréquente et plus diversifiée que dans c2a avec : des bryozoaires (*Reticrisina obliqua*, *Spiropora verticillata*), des bivalves (*Inoceramus labiatus*, *Exogyra colomba minor*, *Amphidonte haliotideum*, *Neithea* sp., *Myoconcha cretacea*), des gastéropodes (*Pterondonta inflata*, *Pterotrochus brongniartianus*), un échinide (*Micraster michelini*) et des céphalopodes nautiloïdes et ammonoïdes

(*Parammamites* cf. *polymorphum*, *Lewisiceras peramplum*, *Collignoniceras woolgari*).

La faune est généralement trouvée en place avec des lamellibranches aux valves en connexion, mais plusieurs bancs, en particulier au toit de la formation, montrent des accumulations de faunes désarticulées attestant de l'action de courants. Le milieu est envasé et reste dans le circalittoral inférieur, assez proche de c2a. Le sondage S21 (x : 481 255 ; y : 198 069) a livré un contact entre le Tuffeau blanc et le Tertiaire de Brenne. En dessous du contact avec le Tertiaire, le tuffeau est altéré sur 1,5 m et remplacé par une argile noire micacée, puis par une argile verte. Cette altérite a tout de même livré un assemblage de pollens et de microplancton d'âge turonien (détermination D. Fauconnier). Les pollens sont représentés par : *Atlantopolis microreticulatus*, *A. reticulatus*, *A. verrucosus*, *Extrapollis bohemicus* et *Osclopollis aequalis* et le microplancton à dinoflagellés par : *Florentinia laciniata*, *Pervosphaeridium truncatum*, *Spiniferites ramosus*, *Cyclonephelium distinctum*, *Achomosphaera ramulifera* et *Exochosphaeridium phragmites*. Elle a également montré dans l'argile verte une forte proportion de débris échinodermiques (80 %), avec des échinides des genres *Cidaris* sp. et *Micraster* sp., mais aussi des ophiuridés et des asterides (*Arthraster cristatus*, *Comptonia* sp. et *Comptoniaster* sp.).

c2c. Tuffeau jaune (Turonien supérieur) (20 m). Le Tuffeau jaune n'affleure pratiquement pas sur la feuille Le Blanc. Son extension est limitée à l'extrémité nord-ouest de la feuille. Il a été reconnu en pierres volantes autour de la Navelière (au Sud de Coussay-les-Bois) et au Nord-Est d'Yzeures-sur-Creuse.

Il s'agit d'un calcaire glauconieux jaunâtre crayeux, fin et tendre, riche en macrofaune et à rares quartz très fins. Ce calcaire montre des intercalations marneuses également fossilifères, riches en *Amphiodonte haliotideum* aux valves en connexion. Les calcaires sont de texture mudstone à spicules de spongiaires. Des faciès plus grossiers sont également visibles, il s'agit de grainstone à débris de bryozoaires sablo-glauconieux. Ces faciès sont moins développés que sur la feuille voisine Preuilley-sur-Claise où le Tuffeau jaune est aussi mieux visible à l'affleurement.

P. Auxerré *et al.* (1982) décrivent dans le Tuffeau jaune une faune diversifiée avec : des bryozoaires, des bivalves (*Amphiodonte haliotideum*, *Modiolus ligeriensis*, *Neithea quinquecostata*, *Trigonia scabra*, *Cuculea ligeriensis*, *C. beaumonti*), des gastéropodes (*Perotrochus* sp., *P. inflata*), des échinides (*Catopyrus obtusus*, *Hemiaster similis*, *H. tessardi turoniensis*), des céphalopodes (*Cymatoceras fleuriausianum*, *Mammites* sp.), des crustacés décapodes (*Protocalianassa archieri*).

La faune rencontrée dans le Tuffeau jaune marque toujours un milieu envasé du circalittoral supérieur, mais avec des périodes marquées par l'influence des courants sur le fond, responsables entre autres, des accumulations biogènes à bryozoaires.

Le Tuffeau jaune est aussi fortement altéré sous la surface de ravinement tertiaire. Il est dans ce cas argilisé (Argile à silex) ou sableux (Sables fins argileux et glauconieux de la feuille Preuilley-sur-Claise).

c3-4. Argiles à spongiaires (Coniacien-Santonien) (3 à 5 m). Les Argiles à spongiaires n'ont été rencontrées qu'en un point de la feuille Le Blanc, au lieu-dit Laveau (x : 476 700 ; y : 199 250) en continuité sur le Turonien supérieur. Elles représentent la totalité des dépôts sénoniens de la feuille. Il s'agit de terrains résiduels conservés sous la surface de ravinement du Tertiaire de Brenne (œ6-g1) qui atteint 20 m d'épaisseur au Nord de la feuille Preuilley-sur-Claise. Les sables et conglomérats situés à la base du Tertiaire remanient d'ailleurs fréquemment des éléments sénoniens, en particulier des spongiaires silicifiés et des galets de spongolites.

Ces argiles sont blanches, riches en spicules monaxones de spongiaires. Elles contiennent des spongolites blanches à grisâtres et des spongiaires silicifiés bien conservés et des brachiopodes.

Ce faciès est identique à celui qui est exploité pour les argiles au Sud de Paulmy, sur la feuille Preuilley-sur-Claise. Il s'agit essentiellement de kaolinite et montmorillonite en proportion variable suivant les niveaux. Les argiles constituent des bancs de 0,5 m d'épaisseur et contiennent des silex à cortex blanc non usés. Les bancs d'argiles alternent avec des bancs de silice pulvérulente (spongolites).

La faune contenue dans les argiles est riche et diversifiée avec : des spongiaires (*Siphonia pyriformis*, *Jerea clavata*, *Spongodiscus radiatus*, *Chenedopora fungiformis*, *Phymatella trilobata*, *Tubulospongia dendroïdea*), des bivalves (*Spondylus spinosus*, *S. truncatus*, *Plagiostoma* sp., *Neithea gibbosa*, *Lima dujardini*, *Ostrea plicifera*, *Inoceramus* sp.), des brachiopodes (*Cyclothyris vespertilio*, *Terebratulina echinulata*), des échinides (cidaridés, *Echinocorys* sp., *Micraster coranguinum*) (Auxerré *et al.*, 1982).

Ces argiles, connues également sous le nom d'Argiles de Langeais ou de la Rouchouze où elles ont été exploitées pour la poterie, sont diversement interprétées. On les a longtemps prises pour des altérites provenant de la décalcification des formations turoniennes sous-jacentes et confondues avec les Argiles à silex. Depuis les travaux de L. Rasplus (1978) et les levés de la feuille Preuilley-sur-Claise (Rasplus *et al.*, 1978) il n'y a plus de doute. Il ne s'agit pas d'altérites, mais bien d'un dépôt sédimentaire marin. Ces derniers auteurs interprètent le faciès des Argiles à spongiaires en terme de dépôt marin côtier réalisé en bordure de la mer sénonienne pendant que se déposait la Craie de Villedieu (Coniacien-Santonien) en domaine marin plus ouvert, au Nord. Il faut toutefois remarquer que la faune contenue dans les Argiles à spongiaires ne correspond pas du tout à une association côtière de faible profondeur d'eau, mais plutôt à un milieu circalittoral inférieur (100-150 m).

Compte tenu de la présence en grand nombre de spongiaires silicifiés sur des placages sableux résiduels du Tertiaire de Brenne, au Sud

de la feuille Le Blanc (Muant, les Auzannes), on peut penser que ces Argiles à spongiaires s'étendaient beaucoup plus loin vers le Sud, avant d'être érodées au Tertiaire.

TERTIAIRE

Les terrains tertiaires de la feuille Le Blanc sont strictement continentaux. Ils sont constitués de deux grands types de terrains : des altérites *in situ* et des dépôts.

- **Les altérites se sont développées *in situ***, d'âge non identifié, elles sont antérieures à la Formation de Brenne. Elles montrent un profil d'altération développé tant sur substrat jurassique que crétacé.

- **Les dépôts correspondent à des formations fluviales, lacustres, et de pente.** Ils sont subdivisés en cinq ensembles : la formation continentale de Brenne, la formation lacustre rupélienne, les épandages sableux des plateaux mio-plio-quaternaires, les formations alluviales et les formations colluviales.

Altérites d'âge non identifié, antérieures aux dépôts de la Formation de Brenne

A1. Argiles à silex (Paléocène-Éocène) (5 m). Elles sont uniquement présentes sur la rive gauche de la Creuse, dans le coin nord-ouest de la feuille, au Nord de la Roche-Posay et à l'Ouest dans les localités du Bois-Charleau, les Brandes-de-l'Hospice et les Barraux.

Elles représentent un faciès d'altération des tuffeaux (c2b) et des Argiles à spongiaires (c2c) situés sous le Tertiaire de Brenne (e6).

Il s'agit d'argiles plastiques (smectites) verdâtres, silteuses et légèrement litées. Le litage est donné par les silex que contiennent ces argiles. Ils sont en rognons ou plus ou moins branchus et sont zonés de couleur interne grise à marron clair, alors que le cortex est beige clair. Ils contiennent des fantômes de bioclastes parmi lesquels il est possible de reconnaître des foraminifères, des bryozoaires et des mollusques. Des intraclastes de type oôides sont aussi visibles.

A2. Tuffeau crétacé (c2a), décalcifié et silicifié (Paléocène-Éocène) (8 m). Cet autre faciès altéritique est visible à l'Est de Lavaud sur 3,5 m de haut (x : 484 600 ; y : 190 700) et il a été rencontré sur plus de 8 m au fond du sondage n° 22 (x : 482 865 ; y : 192 77).

Cette altérite est implantée sur le Tuffeau blanc du Turonien inférieur. Le calcaire est décalcifié, de teinte jaunâtre à orangée, et partiellement silicifié. Des fantômes de bivalves et des spicules de spongiaires sont encore bien visibles. Ils sont pris dans un ciment de calcédoine microgranulaire.

Il est intéressant de souligner le caractère ponctuel de l'altération ; dans les deux cas ils sont situés à proximité d'une faille affectant le Turonien.

Ailleurs, en plusieurs points visibles à l'affleurement (Champagne, la Serenne, la Châtaigneraie et Montis) le Tuffeau blanc est plus légèrement altéré. Il prend une teinte rouge sur 3 à 4 m de haut et montre des traces de paléo-racines. Le microfaciès montre des tubules enveloppés d'oxydes de fer et des pisolites vadoses. Il s'agit d'un paléosol dont l'âge reste à déterminer, en l'absence de couverture sédimentaire.

Ab. Argiles kaoliniques noires (c1a et c1b) (Paléocène-Éocène) (0 à 4 m). Ces argiles sont exploitées pour le kaolin depuis plusieurs dizaines d'années dans la région de Tournon-Saint-Martin (la Blinerie ; la Duranderie), Lureuil (Pazeraux ; la Bordellerie) et Martizay (les Hautes Maisons). Il s'agit d'argiles kaoliniques noires, massives, sans stratification apparente.

Elles contiennent des nodules de pyrite, quelques rares fragments d'exogyres et localement des gypses diagénétiques limpides en baguettes radiaires de plusieurs centimètres de long (anciennes carrières de la Duranderie).

Il s'agit d'un faciès d'altération réalisé au toit des calcaires bioclastiques glauconieux et des marnes cénomaniennes (c1b). Il est scellé par la surface de ravinement du Tertiaire de Brenne (e6-g1).

Ces argiles kaoliniques montrent des variations d'épaisseur notables sous la couverture tertiaire. Elles peuvent être totalement absentes du contact avec le Céno manien ou se développer sur plus de 4 m, comme sur le sondage S1 (x : 498 710 ; y : 196 071), ou encore dans la carrière de la Bordellerie. Le sondage S21, à l'Ouest de la Roche-Posay n'a plus traversé que 0,2 m d'argile noire kaolinique au contact du Céno manien (c2b) et des Sables tertiaires de Brenne (e6-g1).

Dépôts fluviatiles, lacustres et de pente

Formation continentale de Brenne

Sur la feuille Le Blanc, comme sur la feuille Bélâbre (Barrier et Bourcier, 2000), la « Formation de Brenne » montre deux séries distinctes superposées :

- à la base, une série à altérites et sol *in situ* affleure sur les points hauts. Elle est surtout déplacée par colluvionnement dans les creux morphologiques ;
- au-dessus, vient une série lacustre (Aufrère, 1935), puis détritique argilo-sableuse et conglomératique, surtout développée dans les points bas.

Compte tenu des mauvaises conditions d'affleurement, ces deux séries n'ont pu être décrites et cartographiées qu'à l'aide des nouveaux sondages réalisés pour le lever de la carte ou réalisés dans le cadre du mémoire de C. Gagnaison (2002) sur le Tertiaire de Brenne. Les détails lithologiques et géométriques obtenus sont comparables à ceux de la carte Bélâbre. En revanche, ils contrastent avec ceux des autres

cartes voisines moins documentées. Il en résulte des problèmes de raccords en certains points, principalement en limite de feuille.

La série altéritique à pisolites de fer, se trouve souvent intercalée entre le substratum et la série détritique. Bien que ces altérites ne soient pas datées, on ne peut pas exclure l'hypothèse qu'elles aient commencé à se développer dès le Crétacé terminal, mais surtout pendant le Paléocène et une partie de l'Éocène inférieur. Sur les points hauts de l'Est de la carte, peu recouverts par la série détritique, les altérites et les sols d'affinité latéritique à pisolites de fer, sont peu ou pas déplacés. Là, leur mise en place pourrait représenter tout ou simplement une partie de l'Éocène. Les points bas peuvent aussi comporter des altérites ; en moindre épaisseur, elles résultent d'un colluvionnement alimenté par les zones hautes pendant l'Éocène inférieur à moyen.

La série détritique s'accumule dans les points bas et montre surtout des argilolites et des argiles plus ou moins sableuses, des sables, des grès et des conglomérats.

Des horizons pédogénétiques rougeâtres à pisolites de fer se trouvent à plusieurs niveaux de cette série détritique, et notamment au toit. Ces horizons se situent en dehors des points hauts du substratum ; ils ne font pas partie de cette série altéritique. Dans l'unité détritique, ils arrivent parfois à atteindre des concentrations qui rappellent les véritables cuirasses ferrallitiques.

La Formation de Brenne, avec sa série altéritique et sa série détritique représente le faciès « Sidérolitique » des différentes éditions de la carte à 1/80 000. Elle correspond à la « Série de Brenne » de M. Steinberg (1967, 1970).

En Brenne, cette formation a fourni des pollens appartenant à plusieurs associations floristiques (J.-J. Chateauneuf pour le CEA), allant de l'Auverisien au Ludien, montrant ainsi le diachronisme des apports clastiques. Ces derniers sont d'ailleurs bien connus, en terme d'épaisseur et de faciès, grâce aux sondages CEA en Brenne. Des cailloutis à galets de quartz et de silex à patine noire ont été reconnus en sondages mais aussi en surface (au Nord de Tournon-Saint-Martin) dans le cadre du lever de la carte.

Certains d'entre eux, notamment ceux situés à la base de la série détritique, pourraient correspondre aux sédiments laissés par le « fleuve yprésien » de Godard *et al.* (1994). Localement, le substratum calcaire de la série détritique se trouve karstifié et silicifié, avec formation de silexites et de silcrètes pédogénétiques, comme celles rencontrées sur la feuille Bélâbre à Prissac. Elles sont appelées silicifications « présidérolitiques » par C. Klein (1962).

Le toit des calcaires jurassiques est aussi parfois (Sud-Ouest du Blanc) induré sur quelques mètres, rappelant les calcrètes décrites par Giot *et al.* (2001) à l'Ouest de Bourges.

Des silicifications pédogénétiques ont également été décrites au toit de la série détritique. Elles seraient plutôt d'âge éocène moyen-supérieur pour M. Thiry (1988).

Près d'Argenton-sur-Creuse, le « Calcaire lacustre des Prunes », inclut dans le Sidérolitique des auteurs, a livré une faune de vertébrés du Lutétien moyen (M. Brunet et Y. Jehenne, *in* S. Debrand-Passard *et al.*, 1982). La faune de vertébrés fossiles à Fonliasmes (Sud-Est de Poitiers) indique plutôt un âge bartonien inférieur, âge étendu à l'ensemble de la Formation des Sables et grès de Brenne par M. Brunet et J. Gabilly (1981).

La Formation des Marnes et calcaires de Lureuil présente sur cette feuille et sur celle de Saint-Gaultier est attribuée au Bartonien (Rasplus *et al.*, 1989). Elle se situe à l'intérieur de la série détritique de Brenne, sous le dernier corps sableux. D'autres dépôts lacustres sont cette fois positionnés au-dessus de la série de Brenne. Il s'agit des Calcaires lacustres de la Bussière et de Pleumartin surtout présents à l'Est de la feuille. Autrefois attribués au Bartonien (Jodot, 1948), puis au Sannoisien (Klein, 1962), sur la base d'une faune de mollusques continentaux, ces calcaires semblent maintenant plutôt datés de l'Oligocène moyen (Rey, *in* Rasplus, 1978).

Sur la feuille Le Blanc, la formation argilo-détritique de Brenne affleure mal. À l'Est de la Creuse, elle est épaisse et en grande partie recouverte de prairies, d'étangs (Petite-Brenne) et de bois. Par contre plusieurs carrières permettent des observations en continu (Gagnaison, 2000). À l'Ouest de la Creuse, d'épaisseur réduite, ou au Nord de Pleumartin, où elle est beaucoup plus épaisse, elle est encore plus difficile à observer, faute de carrières.

Comme sur la feuille Bêlâbre, la reconnaissance de la Formation de Brenne a nécessité la réalisation de nombreux sondages permettant de définir ces faciès mal connus dans la région, d'en établir le découpage séquentiel et de proposer des corrélations. Ce travail, débuté par S. Bourcier *et al.* (1998) a été poursuivi par C. Gagnaison (2002). Ces travaux, associés aux rares données de sondages existants (Banque des données du Sous-Sol du BRGM) et aux observations de terrains, constituent la base de la construction cartographique du Tertiaire de cette feuille.

L'organisation spatiale des dépôts de la formation tertiaire de la Petite Brenne s'est révélée hétérogène : parfois grossière dès la base, avec une évolution granodécroissante, elle peut tout aussi bien débiter par des argiles surmontées par des sables à classement granocroissant (Gagnaison, 2000). Elle contient des grès consolidés : « grison » ou « roc » des habitants, souvent situés en position sommitale. Ces petits reliefs, appelés « boutons », sont bien mieux développés sur les feuilles La Trimouille ou Bêlâbre, que sur la feuille Le Blanc où ils sont presque inexistantes. Des grès peuvent aussi se trouver au milieu de la formation.

Les sondages font apparaître des variations brutales, tant en terme d'épaisseur (plus du simple au double), qu'en terme de passage latéral de faciès en particulier, de part et d'autre de la vallée de la Creuse,

mais aussi à l'Ouest de la Gartempe, entre le Nord et le Sud de la carte. Les anciens auteurs avaient du reste déjà noté ce fait, A. de Grossouvre (1886) écrivait : « l'épaisseur des Grès de Brenne varie très rapidement d'un point à un autre, de sorte que l'on voit souvent le calcaire jurassique remonter à la surface et constituer des îlots calcaires au milieu de la Formation sidérolitique ». Ces variations semblent intimement calquées sur le réseau de failles qui affecte le Jurassique et le Crétacé (Gagnaison, 2000).

Grâce aux sondages et aux carrières en activité dans le Nord-Est de la feuille, plusieurs faciès ont pu être caractérisés et cartographiés :

Ae1-5. Altérites, argiles rouges à pisolites de fer, argiles sableuses marbrées (altérites remobilisées) (Paléocène à Éocène inférieur - moyen) (0 à 10 m). Ces faciès appartiennent à la série altéritique. Ils n'affleurent pas à flanc de vallée car ils sont presque toujours masqués par le colluvionnement de la série détritique située au-dessus. Les meilleures observations peuvent se faire sur la rive gauche de la Gartempe (la Bussière) au Sud-Ouest de la feuille, ou très ponctuellement sur les plateaux, dans les champs cultivés, où il reste quelques lambeaux résiduels préservés directement sur le substratum jurassique (les Auzannes).

De part et d'autre de la faille de Vicq-sur-Gartempe, elles se présentent aussi en placages d'argiles rouges finement silteuses sur le Tuffeau blanc.

Ailleurs, ces altérites ont surtout été décrites à travers les sondages.

Elles dérivent du substratum calcaire et marneux, transformé, silicifié ou argilisé. Les argiles de décarbonatation sont colorées, rougeâtres à orangées. Elles contiennent des noyaux de calcaire encore relativement bien conservés et pénètrent souvent dans des poches de dissolutions, métriques à plurimétriques. Elles sont souvent sableuses montrant ainsi un déplacement sur la pente.

Les argiles sont parfois très enrichies en minéraux de fer pisolitique. Elles sont alors rouges, riches en limonite. Ces pisolites, sont de taille millimétrique à pluri-centimétrique et sont essentiellement en goethite.

Dans le Nord de la feuille, le sondage S3/00 (x : 494 063 ; y : 200 325) a traversé 5 m d'argiles panachées, rouges, orangées et verdâtres à pisolites de fer, sous la série détritique du Tertiaire de Brenne. Ce faciès d'altération se développe là dans le toit du tuffeau c2b. L'analyse de ces argiles donne 99 % de smectite et 1 % d'illite. Sur la feuille Bélâbre, ces mêmes argiles ont livré des teneurs différentes avec 60 à 80 % de kaolinite.

À l'Est de Pleumartin, le sondage S25/99 (x : 482 815 ; y : 194 036) a traversé 5 m d'argiles panachées orangées à verdâtres à pisolites de fer, situés à la base des dépôts détritiques de la Formation de Brenne.

Ces faciès correspondent probablement au faciès **eB** de Pongautron décrit sur la feuille Argenton-sur-Creuse et aux argiles à pisolites fer-

rugineux **eBF** de la feuille Saint-Gaultier. Ce dernier faciès est bien développé en Brenne où ces argiles ont été autrefois exploitées pour le fer. Dans ce cas, elles contenaient 50 à 60 % de fer et des amas de pisolites ferrugineux de forte taille appelés « calots ».

En Brenne, entre Mézières-en-Brenne, Rosnay et Martisay, des argiles organiques intercalées dans les argiles à pisolites de fer, ont donné une riche flore de cachet très chaud à palmées, myricacées, juglandacées, cyrillacées, nycassées, araliacées, symplocacées. Ces deux dernières familles ont livré deux espèces d'âge lutétien. Entre Rosnay et la Gabrière, des argiles noires situées sous des conglomérats auraient même donné un âge cuisien supérieur grâce à des pollens indiquant une flore très chaude et très humide.

e4-6P. Poudingues à galets de quartz et chailles à patine noire (Yprésien à Bartonien) (0 à 2 m). Les poudingues sont rarement observés à l'affleurement. Les galets sont le plus souvent repérés dans les champs. Les sondages effectués dans le cadre du lever de la carte permettent toutefois de les situer précisément sur la carte Le Blanc. Contrairement aux conglomérats décrits sur la feuille Bêlâbre, reconnus dans toute l'épaisseur de la Série de Brenne et surtout au toit, ceux de la feuille Le Blanc sont présents uniquement à la base de la série détritique et ils sont beaucoup moins épais.

L'affleurement le plus significatif est encore visible dans les anciennes carrières de la Duranderie (x : 496 650 ; y : 197 300). Le poudingue érode le Cénomaniens altéré en kaolin massif. Il s'agit d'un mélange de graviers et de galets (3 à 8 cm de diamètre), de quartz laiteux et de chailles à patine noire et brune. Des fragments de spongiaires sénoniens silicifiés et des débris de bois carbonés ou silicifiés sont fréquents. La matrice est composée de sable grossier et d'argile kaolinique. Les chailles noires présentent des traces de chocs en coup d'ongle, une stratification oblique et des séquences à granoclassement positif caractérisent, en milieu continental, un régime torrentiel. Les chailles noires montrent les caractéristiques des chailles bajociennes présentes plus au Sud (feuille Bêlâbre). Les chailles brunes proviennent de la dalle à silex de l'Oxfordien. Le degré d'usure du quartz est plus important ; leur provenance est probablement à rechercher plus loin sur la bordure nord du Massif central.

Ces poudingues à galets et graviers de quartz sont également connus sur les feuilles voisines Saint-Gaultier (**eBQ**), Argenton-sur-Creuse (**eB3**) où ils sont plutôt rencontrés à la base de la formation, comme en plusieurs points de la feuille Bêlâbre (Sud de Liglet, Ouest de Prissac). Des argiles noires, associées à ces poudingues de base ont été datées de l'Yprésien (Cuisien supérieur) grâce à un ensemble palynologique très chaud (Chateaufort, 1977). Daté en cette position, à la base de la Formation de Brenne, ces conglomérats peuvent être comparés à ceux décrits par Godard *et al.* (1994) retrouvés jusqu'en Vendée. Pour ces auteurs ils matérialisent le tracé d'un grand fleuve yprésien provenant du Massif central et dont l'exutoire en mer se situerait au niveau de Montaigu. Il est

cependant probable que la mise en place des faciès à galets s'est reproduite à plusieurs reprises, de l'Éocène inférieur au Bartonien inclus (Rasplus *et al.*, 1989), ce qui est confirmé sur la feuille Bêlâbre par la présence de ces mêmes galets au toit de la Formation de Brenne.

e6. Marnes blanches et calcaires lacustres (Bartonien) (0 à 15 m). Ces faciès carbonatés sont essentiellement présents dans le Nord-Est de la feuille où ils affleurent mal dans les champs labourés. Il s'agit de marnes blanches à verdâtres tendres et de rognons calcaires plus ou moins pulvérulents. Ils étaient autrefois exploités pour l'amendement des terres acides mais aujourd'hui, ces marnières sont comblées. Ces carbonates ont toutefois été traversés en sondage, en particulier par le sondage S6/00 (x : 502 375 ; y : 194 813) sous 28,5 m de dépôts sablo-argileux de la Formation de Brenne. Ils apparaissent sous la forme d'une alternance de bancs de marnes blanc verdâtre, d'épaisseur de 1 à 3 m, et de bancs de calcaires blancs lithographiques ou bréchiques décimétriques. Les marnes ont une composition de 91 % de smectite et 9 % d'illite. Les sondages ont montré que ces faciès lacustres existent sous forme d'une lentille plus ou moins continue, intercalée plutôt dans la partie inférieure de la série détritique de la Brenne occidentale. Elle témoigne d'un régime lacustre à périodes d'assèchement temporaire marquées par des brèches palustres. J.-P. Donnadiou (1976) a proposé une représentation cartographique de ce domaine lacustre allongé sur une direction ENE-WSW.

Des niveaux calcaires lacustres à *Hydrobia pyramidalis* ont été autrefois signalés, dans la région de Mézières-en-Brenne, dans la même position stratigraphique et attribués au Bartonien (Rasplus *et al.*, 1989).

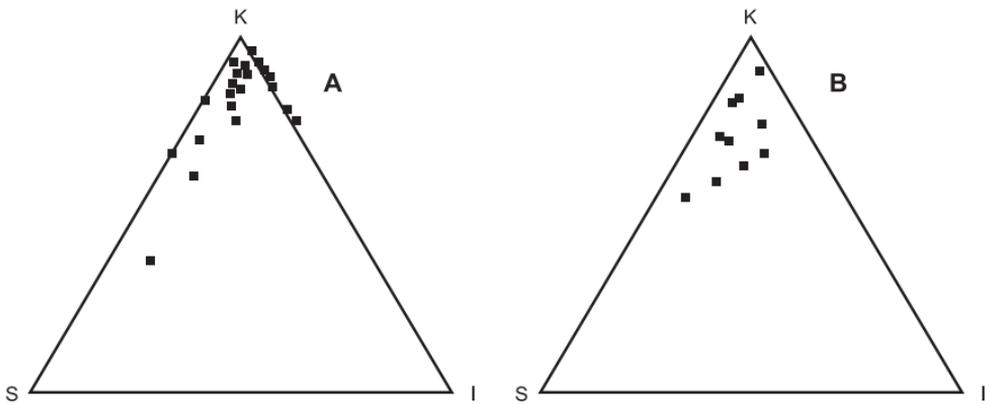
e6-g1A. Argiles, argiles sableuses (Bartonien à Rupélien inférieur) (0 à 30 m). Ces faciès argileux sont surtout présents sur la rive gauche de la Gartempe, au Nord de Pleumartin, où ils occupent les versants des vallées. Ils affleurent mal et ils ont surtout été reconnus en sondage. Au Nord-Est de la carte, ils recouvrent aussi la plus grande partie des plateaux et sont surtout visibles en carrières (la Bordellerie, Pazereux, la Blinerie).

Les argiles reposent la plupart du temps sur la série altéritique (A1) ou directement sur le substratum jurassique (j5e) et crétacé (c1a, c1b, c2b).

Elles constituent très souvent le premier terme de la série détritique de Brenne, ce qui a été confirmé par les sondages réalisés. Mais ce n'est pas systématique, car localement, c'est le terme sableux (e6-g1S) qui se trouve à la base, directement sur le substrat jurassique ou crétacé. C'est le cas à plusieurs reprises sur la rive droite de la Creuse.

Des argiles sont aussi parfois contenues, en bancs métriques à plurimétriques, dans le second terme sableux de la série détritique de Brenne (e6-g1S). Dans ce cas, elles ont été intégrées à la formation détritique.

Il s'agit d'argiles plastiques blanchâtres, grisâtres, beiges, verdâtres et ocre. Parfois, toutes ces teintes sont associées dans un même banc,



A : données de M. Steinberg (1961)
B : données obtenues dans le cadre du lever des feuilles Bêlâbre et Le Blanc

Fig. 10 - Diagrammes des proportions en argiles prélevées en e6-g1A
(K : kaolinite ; S : smectite ; I : illite)

mais le plus souvent elles se superposent sans logique apparente dans un empilement de bancs distincts. Elles contiennent une fraction sableuse et silteuse micacée plus ou moins importante et parfois des galets de quartz et de silex bruns. Localement, des passées consolidées de type argilolites sableuses, se rencontrent dans la masse des argiles.

Plusieurs auteurs se sont intéressés à la composition minéralogique de ces argiles (Steinberg, 1961 ; Rasplus *et al.*, 1976). Ils ont montré la prédominance de la kaolinite et des smectites, mais dans des proportions variables d'un échantillon à l'autre.

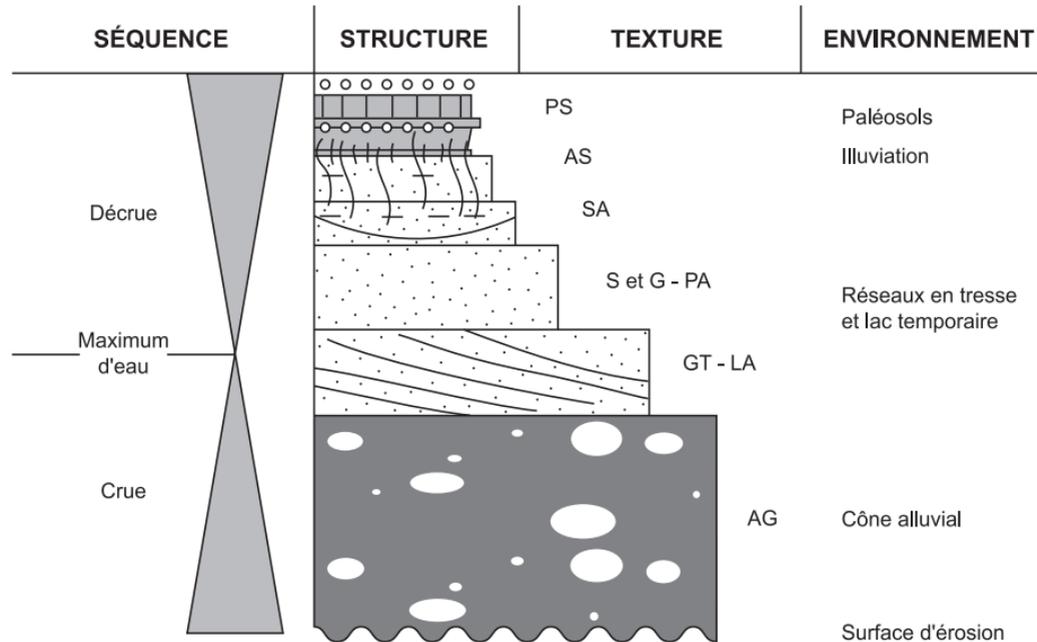
La minéralogie de ces argiles est presque toujours dominée par la kaolinite (50 à 90 %), les smectites variant de 10 à 50 %. Une faible proportion d'illites est aussi parfois rencontrée (0 à 10 %). Ces pourcentages sont conformes avec ceux rencontrés dans les argiles des sondages analysés de la feuille Bêlâbre (fig. 10).

Les argiles échantillonnées pour les analyses palynologiques se sont révélées pauvres en matière organique et stériles en pollens, mais dans le Sud-Est de Mézières-en-Brenne sur la feuille voisine Saint-Gaultier, les sondages du CEA étudiés par J.-J. Chateaufneuf, ont livré une riche flore de l'Auverisien contenue dans des argiles sableuses proches de la base. Au Nord de Migné, sur cette même feuille, la formation détritique se développe sur 88 m. À 27 m de profondeur, elle a livré une flore qui pourrait se situer entre le Ludien supérieur et la base de l'Oligocène. Cette association montre un rafraîchissement notable du climat, associé à un couvert végétal plus clairsemé.

e6-g1S. Sables, sables argileux (Bartonien à Rupélien inférieur) (5 à 10 m). Les faciès sableux se trouvent globalement au-dessus des faciès argileux précédents, mais lorsque les argiles sont épaisses, les sables sont réduits, et inversement. Ce dispositif démontre la contemporanéité, au moins des deux premiers tiers, des sables et des argiles de la formation détritique. Le passage de faciès des argiles aux sables est confirmé par le fait que l'on rencontre les sables en passées métriques à plurimétriques intercalées dans les argiles. Dans ce cas, il s'agit de lentilles d'extensions hectométriques à pluri-kilométriques, chenalisées dans les argiles. Lorsque localement, les sables sont présents dès la base de la série détritique, ils contiennent des intercalations argileuses métriques à plurimétriques, comme en plusieurs points de la rive droite de la Creuse.

Les sables sont fins à grossiers, à matrice argileuse plus ou moins abondante. Essentiellement à quartz et muscovite, ils contiennent aussi un cortège de minéraux lourds à tourmaline et zircons dominants, mais également à staurotide, andalousite et disthène.

Des chenaux à remplissage de type « barre de méandre » sont parfois bien visibles dans les carrières en exploitation de la région de Lureuil. Celle de la sablière au « bois de Lingé » (x : 503 500 ; y : 193 800) est à ce titre particulièrement significative.



PS : Paléosols ferrallitiques
 AG : Conglomérat à chailles noires
 GT : Grès et graviers

G : Grès
 S : Siltites
 SA : Sables et silts argileux

AS : Argiles sableuses et silteuses
 LA : Argiles, marnes et calcaires lacustres
 PA : Marnes et calcaires à traces de racines

Fig. 11 - Séquence-type de crue-décru dans la formation détritique de Brenne

Les carrières de la Bordellerie et du Pazereux près de Lureuil, montrent aussi des séquences élémentaires de dépôt de milieu alluvial aride, où se succèdent des termes de crue, de décrue et des paléosols. Les termes de crue sont particulièrement érosifs. Parfois chenalisés, ils sont constitués de sables grossiers à graviers plus ou moins imbriqués. Les termes de décrue sont plus fins à léger granoclassement positif et à lamines. Les sols correspondent à des argiles rouges à traces de racines blanchâtres ou rosées. Il arrive que les deux premiers termes sableux montrent une matrice argileuse abondante. Dans ce cas, il s'agit d'une illuviation secondaire, post dépôt, précédant l'installation du sol rouge. Ces séquences sont métriques à plurimétriques (fig. 11). Par exemple, la coupe réalisée par C. Gagnaison (2002) dans la carrière de la Bordellerie, fait apparaître une succession de 8 séquences élémentaires superposées avec paléosol conservé (fig. 12). Le sondage voisin S4/99 (x : 502 500 ; y : 193 600) montre, lui, une quinzaine de séquences pour un peu plus de 10 m de dépôt.

e6-g1G. Grès, grès argileux (Bartonien à Rupélien inférieur) (0 à 5 m). Les grès sont très peu représentés sur cette feuille par rapport aux fameux Grès de Brenne qui représentent sur la feuille Saint-Gaultier le corps sédimentaire principal de la formation et où il est dénommé « grison ».

Sur la feuille Le Blanc, les grès ne sont présents qu'au Nord-Est où ils affleurent au-dessus des sables, au sommet de la formation continentale de Brenne. Sur la feuille Bêlâbre, ils sont plutôt présents en intercalations entre deux bancs d'argiles, à la base de la formation.

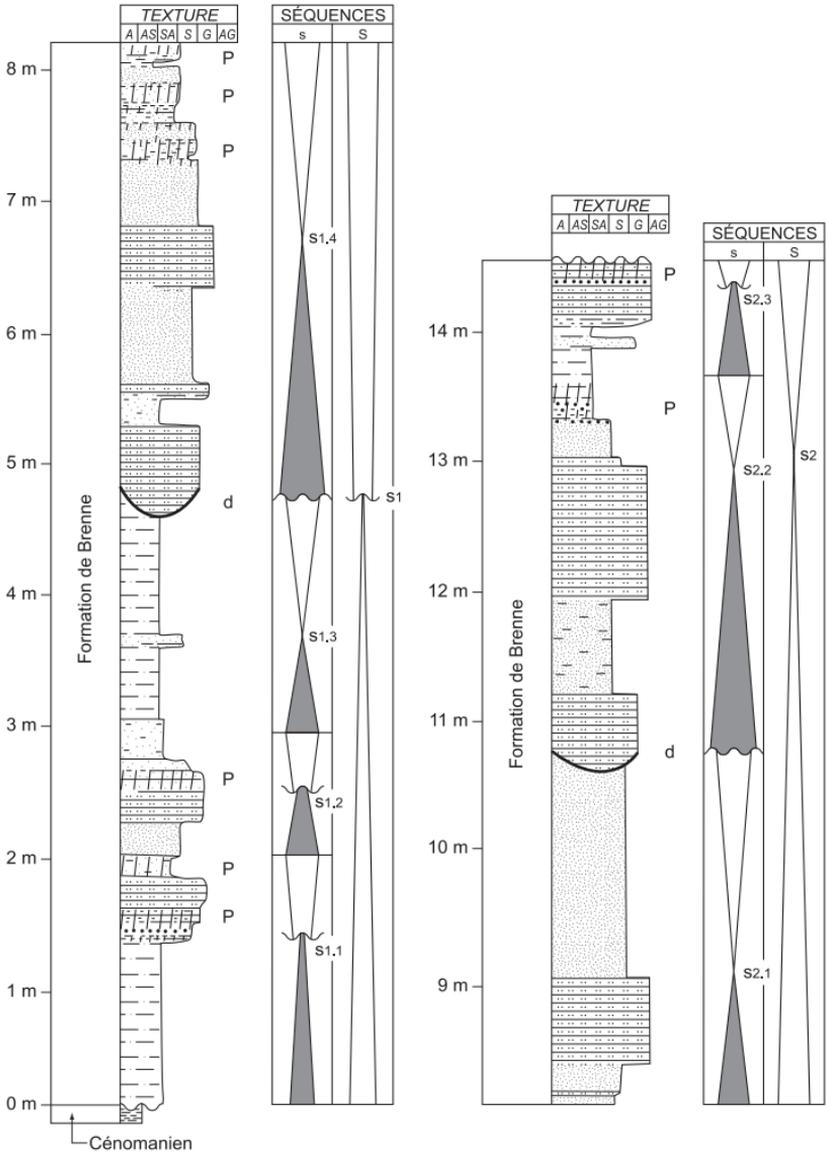
Ce sont des grès quartzeux et feldspathiques blancs, gris, rosâtres ou jaunes, à grains grossiers à moyens et à matrice argileuse (argilolite) plus ou moins importante, mais toujours présente. Ils contiennent localement des strates obliques et présentent presque toujours une base ravinante dans les sables argileux sous-jacents. À Lureuil, la carrière de la Bordellerie montre au sommet une succession de quatre bancs métriques de grès grossier intercalés dans des sables argileux. Les grès sont assez développés sur deux à trois mètres d'épaisseur dans la carrière de Pazereux. Ils présentent là des clinostrates progradantes de type « bas cône alluvial ». Ces grès sont toujours fracturés par des diaclases et des failles.

Sur les cartes voisines au Sud et à l'Est, le sommet des grès est ferruginisé et contient de nombreux pisolites centimétriques. Ces faciès n'ont pas été rencontrés sur cette feuille, alors qu'en Brenne, sur la feuille Saint-Gaultier, les cuirasses ferrugineuses rouges brique occupent presque systématiquement le sommet des « buttons » gréseux.

Formation lacustre rupélienne

Relations entre les formations lacustres et la formation continentale de Brenne

La chronologie et la sédimentation des calcaires lacustres du Sud-Ouest du Bassin parisien ont donné lieu à plus d'un siècle de contro-



S : Grande séquence
 s1.1 : Petite séquence
 A : Argile
 AS : Argile sableuse
 SA : Sable argileux
 S : Sable
 G : Gravier
 AG : Argile à galets
 d : Direction de chenal
 P : Paléosol à pisolites ferrugineux et traces de racines

Fig. 12 - Coupe de la formation de Brenne dans la carrière de la Bordellerie

verses dont un historique très précis peut être trouvé dans les travaux de J.-C. Yvard (1976).

Si J. Goguel (1938) voyait dans la distribution des dépôts, un possible passage latéral de faciès entre les dépôts lacustres à l'Ouest et le détritique de Brenne plutôt présent à l'Est. Il n'en est rien. Les sondages effectués dans le cadre du lever de la carte ont clairement montré leur superposition tant à l'Est qu'à l'Ouest de la Gartempe.

Les formations lacustres sont bien discordantes sur la formation continentale de Brenne. Elles sont postérieures et remanient les sables de la Formation de Brenne.

g1A. Argiles vertes et marnes blanches (Rupélien) (0 à 12 m).

Les argiles et les marnes, présentes à l'Ouest de la feuille, affleurent mal. Elles ont surtout été reconnues en sondages S13/99 (x : 481 178 ; y : 188 51), S21/99 (x : 481 255 ; y : 198 069), S25/99 (x : 482 815 ; y : 194 036). Elles occupent le rebord des plateaux sur la rive gauche de la Gartempe et de la Creuse, mais aussi les hauts de versant des vallées sèches situées au Nord de Pleumartin. Elles sont aussi présentes à l'arrière de la confluence de la Gartempe et de la Creuse et sur la rive droite de la Creuse au Nord d'Yzeures-sur-Creuse.

Les argiles vertes (8 à 9 m d'épaisseur en moyenne), situées à la base, reposent sur la formation continentale de Brenne. Les marnes situées au-dessus marquent le passage vertical avec les calcaires lacustres, bien qu'elles présentent localement des récurrences de bancs d'argiles vertes. L'affleurement le plus spectaculaire reste celui du moto-cross de la Puye (x : 477 250 ; y : 183 000).

Les argiles vertes, plastiques, sont principalement des smectites (80 %) avec 20 % de kaolinites. Elles contiennent localement des grains de quartz anguleux et limpides, de la taille des sables grossiers à la taille des silts, ainsi que des nodules pédogénétiques calcaires et des traces de racines à tubules calcaires attestant de la présence de paléosols. M. Steinberg (1967) a étudié en détail ces faciès dans la région de la Puye.

Les marnes blanches sont sableuses à grains de quartz sombres usés. Elles montrent des rognons de silex de couleur crème. Elles contiennent des poches d'argiles vertes et des amandes siliceuses blondes.

Aucun fossile n'a été rencontré dans ces dépôts argileux. Curieusement, ils n'ont livré ni pollen ni charophytes, malgré le caractère palustre très prononcé du dépôt. Ce fait était déjà signalé par J.-P. Mourier (1989) dans la notice de la carte La Trimouille. L'attribution au Rupélien est donc totalement arbitraire. Elle s'inscrit toutefois dans la logique stratigraphique du passage progressif avec les calcaires lacustres situés au-dessus.

g1C. Calcaires lacustres (Rupélien) (15 m). À l'exception du célèbre gisement fossilifère de l'ancien cimetière de la Bussière (x : 484 300 ; y : 183 200) (Jodot, 1947), les principaux affleurements de calcaires

lacustres se trouvent au Sud-Ouest de Pleumartin. Il s'agit des anciennes carrières de la Bouffonnerie (x : 476 087 ; y : 190 100) et des Petites Touches (x : 476 700 ; y : 189 900). L'ancienne carrière décrite par G. Le Villain (1931) au Château du Chillou, au Nord de la Puye, a aujourd'hui disparu. Elle exploitait les calcaires sur trois mètres d'épaisseur. L'extension des calcaires lacustres est surtout limitée à l'Ouest des vallées de la Gartempe et de la Creuse où ils ont été reconnus sur six sondages (S12/99 à S17/99). Seuls quelques témoins résiduels ont été rencontrés à l'Est de la vallée de la Creuse où, en l'absence des argiles vertes et marnes blanches (g₁A), ils sont directement discordants sur la formation continentale de Brenne (e₆-g₁S). Au Sud-Ouest (feuille La Trimouille) et à l'Ouest (feuilles Chauvigny et Vouneuil-sur-Vienne), les carbonates lacustres sont également bien développés. À l'échelle de 1/320 000 de la feuille Bourges, il apparaît clairement que ces carbonates remplissent une dépression NNW-ESE, entre les vallées de la Vienne à l'Ouest et de la Gartempe à l'Est. Cette cuvette a toutefois été largement transgressée à l'Ouest, puisque des témoins de calcaires lacustres ont été rencontrés en rive droite de la vallée de la Creuse.

Il s'agit de calcaires blanchâtres, massifs, à bancs de meulière strati-forme beige. Les calcaires contiennent aussi plusieurs petits bancs décimétriques de marnes jaunâtres. Les coupes levées dans les carrières des Petites Touches et de la Bouffonnerie (Gagnaison, 2000) montrent des paraséquences décimétriques de calcaire mudstone lacustres à ostracodes et oogones de characées, de calcaire wackestone palustre à pisolites vadose et traces de racines et de croûtes à *Microcodium*. Les faciès palustres sont les plus développés. Ces coupes reflètent des alternances de périodes d'inondations et d'assèchements, aboutissant à des sols faisant penser à un environnement de bordure de lac.

Un affleurement situé à l'Est de la vallée de la Creuse (x : 496 963 ; y : 195 500) est spectaculaire pour ses calcaires blancs à silex résinite brun ambré. Ils se présentent en petits bancs tendres pluricentimétriques et ils ont été reconnus sur 6 m d'épaisseur en sondage (S 9/00).

Les seules macrofaunes lacustres ont été rencontrées dans l'ancien cimetière de la Bussière où elles étaient contenues dans un calcaire blanc de texture mudstone, à traces de racines, oogones de characées, ostracodes et à meulière brune. L'association de gastéropodes pulmonés lacustres est riche : *Planorbis planulatus*, *P. mammertensis*, *Limnaea fusiformisi*, *L. convexa*, *Bitinia deschiensis*, *Nystia duchasteli*.

Suivant les auteurs, cette population de gastéropodes a donné un âge lutétien, bartonien, sannoisien et aquitainien (Jodot, 1947).

Révisée par la suite (Cavelier, 1968 ; Rey *in* Rasplus, 1978 ; Rasplus *et al.*, 1989), cette faune indiquerait plutôt maintenant un âge rupélien.

Altérite sur substrat d'âge rupélien

Ag1A.M. Argiles rouges à meulières (Mio-Pliocène) (1 à 8 m).
Les Argiles rouges à meulières occupent l'extrémité ouest de la feuille.

Comme ailleurs en Poitou, elles présentent la même répartition que celle des calcaires lacustres, au sommet et au détriment desquels elles se sont développées. Lorsque les argiles sont restées en place sur les calcaires dont elles représentent le produit d'altération, elles occupent une surface située vers 130 m d'altitude en moyenne. Ces altérites sont aussi souvent déplacées par fluage dans le fond des talwegs ou sur le versant des vallées (voir les argiles CAS).

Il s'agit d'argiles rouges à marron renfermant des blocs de meulières, plus ou moins disposées en bancs, et avec du sable. Les argiles sont rubéfiées, parfois tachées de noir ou de rouge foncé correspondant à des concentrations d'oxydes métalliques. Il faut noter l'absence de véritables pisolites de fer dans les argiles, contrairement à ce qui est indiqué par M. Steinberg (1970) et repris dans la notice de la feuille La Trimouille. Les meulières sont compactes et peu cavernueuses, de couleur marron dans la masse et à patine blanchâtre. J. Welsch (1905) signale une faune lacustre (*Planorbis pseudo-ammonius*, *P. planulatus*, *Limnea longiscata*, *Bithinia deschiensi*, *B. pusilla*) dans les meulières situées à l'Ouest de Saint-Pierre-de-Maillé. Sur la feuille Chauvigny (Jodot, 1947) signale également une faune lacustre dans ces meulières : *Vivipara soricinensis* et *Limnaea (Stagnicola) orelengo*. Elles ne font que confirmer le caractère lacustre du toit des calcaires et son âge oligocène.

L'âge de la mise en place des altérites siliceuses et de la rubéfaction est difficile à préciser. Il est post-rupélien, mais l'argilisation et la silicification ont pu commencer très tôt, dès l'Oligocène supérieur (Mourier, 1989). Elles sont plus vraisemblablement d'âge mio-pliocène.

Formations résiduelles

Rm-p-IV. Épandages sableux des plateaux (Miocène à Plio-Pléistocène) (0 à 3 m). Ce sont des épandages sableux rencontrés à la surface des plateaux. Ils affleurent mal. Ils ont surtout été reconnus en surface dans les labours et en sondages : S1/99 (x : 498 710 ; y : 196 071), S15/99 (x : 477 800 ; y : 193 039), S16/99 (x : 480 720 ; y : 195 032), S18/99 (x : 489 785 ; y : 195 024), S5/00 (x : 490 313 ; y : 200 625), S12/00 (x : 497 500 ; y : 181 100).

Ils sont présents sur toute la surface de la feuille ; conservés sous forme de buttes témoins alignées suivant une direction NW-SE. Cette direction, qui est aussi celle des cours d'eau actuels, apparaît encore mieux sur la feuille à 1/80 000 Châtellerault. Elle pourrait bien correspondre à l'ancienne direction des apports sédimentaires. Dans les carrières de kaolin de la région de Lureuil et en particulier à la Bordellerie, les épandages sableux sont visibles sur deux mètres d'épaisseur. Ils montrent des structures chenalisées avec des directions d'écoulement N-S vers le Nord et NW-SE vers le Nord-Ouest.

Il s'agit de sables argileux grossiers à graviers et galets. De couleur grise à orangée, voir rouge, ils peuvent aussi contenir des blocs aux arêtes émoussées. Le matériel remanié est local à l'exception des galets de quartz translucide jaunâtre qui provient du socle et de roches méta-

morphiques et plutoniques diverses (micaschistes, chloritoschistes, amphibolites, granites). Les chailles de la dalle silicifiée oxfordienne sont fréquemment associées à des blocs calcaires jurassiques et à des fragments de meulière aux arêtes usées, à des pisolites de fer remaniés et à des spongiaires silicifiés provenant du Sénonien. Plusieurs bois fossiles silicifiés ont également été rencontrés.

Une recherche de minéraux lourds (détermination P. Jezequel) a été effectuée sur des épandages des plateaux provenant des carrières de la Bordellerie, de la Duranderie et de Pazereux. Elle a révélé la présence d'une trentaine de minéraux lourds dont des zircons, des grenats mais aussi de nombreuses paillettes d'or. Il est intéressant de noter que seule la carrière de la Bordellerie a livré une population de zircons volcaniques issus de la grande nappe de ponces pliocènes du Mont Dore. Leur présence dans ces alluvions s'expliquerait par une contamination d'origine éolienne.

En surface, tous les épandages du Nord de la feuille montrent aussi de nombreux galets éolisés à facettes. Ces galets de quartz à patine orangée ou rougeâtre ont été trouvés en profondeur (1,3 m) au sein d'une matrice sableuse claire dans un sondage effectué dans le cadre du lever de la feuille Bélâbre (Barrier et Bourcier, 2000).

L'âge de ces dépôts de plateaux n'est pas connu. Ils sont signalés sur les feuilles à 1/80 000 comme « Terrains de transport des plateaux ». Ils correspondent à des épandages fluviaux, post-oligocènes, organisés sensiblement NNW-SSE sur un ancien glacis antérieur au creusement des vallées. Il n'est cependant pas exclu que ces sables aient été ultérieurement remobilisés sous forme de colluvions vers les vallées, ou partiellement en mode éolien, en climat périglaciaire au Quaternaire. Les blocs de calcaires et de socle, ainsi que les galets éolisés, pourraient bien correspondre à cette dernière phase. Une partie des galets éolisés pourrait même bien dater du Quaternaire récent, à en juger par la présence locale (le Jeu) d'industrie préhistorique éolisée de facture moustérienne sur les feuilles Bélâbre et Preuilley-sur-Claise.

Les auteurs de la feuille Saint-Gaultier ne font pas état de cette formation sableuse des plateaux, mais ils signalent la présence de « sables éoliens et galets éolisés », qu'ils attribuent à un phénomène d'éolisation périglaciaire quaternaire.

Sur la feuille La Trimouille, cette formation est nommée « Formation détritique des plateaux, plus ou moins résiduelle » (m-pQ, m-pS). Les auteurs distinguent deux faciès :

- le premier, pouvant atteindre jusqu'à 12 m dans des poches du substratum, correspond à des conglomérats et des argiles bariolées à pisolites de fer. Pour nous, ce faciès correspond clairement à la base de la Formation de Brenne, maintenant bien connue grâce aux sondages ;
- le second (0 à quelques mètres), correspond tout à fait au faciès des feuilles Bélâbre et Le Blanc.

Le fait que cet épandage remanie des meulière, indique que sa mise en place est postérieure à la phase d'altération mio-pliocène (?) des calcaires lacustres oligocènes. La présence de zircons montdoriens

indiquerait plutôt un âge compris entre 6 Ma et 0,6 Ma (Larue et Étienne, 2000, 2002).

QUATERNAIRE

Formations des plateaux

LP. Limons des plateaux (Pléistocène) (0 à 3 m). Aucune formation superficielle correspondant strictement à la définition des limons n'a été mise en évidence sur la feuille Le Blanc. Cela est peut-être en partie due au fort couvert végétal de la région, mais comme sur la feuille Bélâbre, les sondages réalisés dans le cadre du lever n'ont pas traversé de limons *sensu stricto*.

Les dépôts cartographiés sous le terme limon des plateaux (LP) s'avèrent très sableux. La fraction limoneuse est réduite, inférieure à 50 %. Les limons sont aussi très argileux, en particulier ceux situés sur les Argiles rouges à meulière de l'Ouest de la feuille.

Le limon recouvre des substrats variés (calcaires jurassiques, formation détritique de Brenne, Argiles rouges à meulière, épandages sableux des plateaux). C'est ce dernier dépôt qui est le plus souvent recouvert par les limons dont ils remanient une partie des sables.

Sur les feuilles voisines Saint-Gaultier et Argenton-sur-Creuse, la Formation des limons des plateaux est représentée, mais les auteurs s'accordent pour signaler qu'elle est d'extension réduite. Ils sont bruns avec une fraction inférieure à 50 microns d'environ 50 % par rapport à la fraction sableuse. Sur la feuille Saint-Sulpice-les-Feuilles, les limons des plateaux ne sont pas distingués du Sidérolitique et du Plio-Quaternaire. Seule la feuille La Trimouille propose des limons blanchâtres, privés d'éléments sableux d'origine éolienne, dans la partie la plus élevée des plateaux.

Formations alluviales

Fv-w. Alluvions anciennes de la haute terrasse : argiles, sables à graviers et galets altérés (Pléistocène inférieur à moyen ?) (altitude relative, entre 30 et 40 m). Ces alluvions sont conservées en placages résiduels légèrement en contrebas du rebord de l'entaille du plateau où elles reposent sur un glacis relativement plat. Ces terrasses sont nettement situées en dessous des buttes résiduelles des épandages sableux (Rm-p-IV) qui occupent le sommet des plateaux vers 125 m d'altitude en moyenne.

Comme sur la feuille Bélâbre (Barrier et Bourcier, 2000) il est impossible de faire une distinction entre une très haute terrasse à 40 m et plus (55 m) (Fv), et une haute terrasse à 30 m (Fw) ; c'est pourquoi il a été choisi de regrouper Fv et Fw en Fv-w, ce qui semble correspondre à un fait de terrain. Pour P. Voinchet (2002), la plus haute terrasse culmine à 55 m sur la rive droite de la Creuse à l'amont du Blanc. Elle a été datée à 794 ka par la méthode de résonance paramagnétique électronique sur le quartz (voir chapitre Préhistoire).

Sur la feuille Preuilley-sur-Claise ces alluvions sont notées Fv.

Compte tenu des mauvaises conditions d'affleurement, Fv a aussi autrefois été confondu avec les épandages sableux des plateaux (Rm-p-IV) situés à peine 10 m au-dessus. C'est le cas de la Haute terrasse de J. Duclou (1963).

Les alluvions Fv-w sont présentes le long des trois grandes vallées de la feuille : la Creuse, l'Anglin et la Gartempe. Elles sont toutefois mieux préservées sur la vallée de la Creuse. Les deux terrasses situées de part et d'autre de la ville du Blanc sont à ce titre significatives.

Sur la vallée de la Creuse, l'altitude relative de ces alluvions est comprise entre 45 m à l'amont et 26 m à l'aval. Les terrasses sont plus régulières sur la rive gauche de la rivière et sont globalement mieux conservées sur le Jurassique que sur le Crétacé.

Sur la vallée de l'Anglin, l'altitude relative des alluvions est plus régulière entre l'amont et la confluence avec la Gartempe. Elle se situe entre 42 m et 38 m. Les terrasses sont par contre moins bien préservées. La situation est assez comparable sur la vallée de la Gartempe, mais à l'aval de la confluence avec l'Anglin, les terrasses de la rive gauche sont mieux préservées et restent hautes avec une altitude relative de 40 m.

Les sédiments sont difficiles à décrire car ils ne sont visibles que dans les champs à l'époque des labours. Ce sont des sables moyens à grossiers micacés, légèrement argileux, à gros galets de quartz laiteux associés à quelques rares galets très altérés de roche du socle cristallin et cristallophyllien, des pisolites de fer tertiaires et des galets de calcaires et chailles jurassiques.

J.-J. Macaire (1981) donne pourtant une bonne coupe de ces alluvions (désignés en Fv sur la feuille Preuilley-sur-Claise) dans une sablière près de la Roche-Posay (x : 483 035 ; y : 201 075). Il s'agit de sables grossiers à graviers grisâtres ou rouges (1,30 m) surmontés par des sables limoneux argileux bruns. Les sables grossiers sont feldspathiques et micacés à galets de quartz blancs, gris ou rose, à chailles et à roches endogènes altérées (micaschistes, gneiss, granites). Les feldspaths sont potassiques et parmi les minéraux il faut noter : la tourmaline, l'andalousite et dans une moindre mesure le grenat, la sillimanite, l'épidote et l'amphibole. Les argiles sont dominées par la kaolinite.

Sur la feuille Le Blanc, aucun matériel paléontologique ne permet de dater précisément ces alluvions.

Près d'Éguzon, à Pont-de-Lavaud, une très haute nappe alluviale (90-100 m au-dessus du niveau de la Creuse) a été datée du Pléistocène inférieur (1 à 1,2 Ma par datation absolue et 0,9 à 1 Ma sur des vestiges préhistoriques) (Falguères *et al.*, 2002 ; Despriée et Gageonnet, 2003). La terrasse située en contrebas (60-75 m au-dessus du niveau de la Creuse) a elle aussi été datée à 650-700 ka (Falguères *et al.*, 2002). Ces deux très hautes terrasses n'existent pas sur la feuille Le Blanc, ces altitudes relatives dépassent celles des reliefs actuels ou correspondent à celles des épandages des plateaux (Rm-p-IV). Ces datations per-

mettent toutefois d'affirmer que la haute terrasse de 30-40 m (Fv-w) est plus récente. Sa mise en place est postérieure à 650 ka, d'âge pleistocène inférieur-moyen.

Fx, Fx1 et Fx2. Alluvions anciennes de la moyenne terrasse : argiles, sables à graviers et galets (Pléistocène moyen final ?) (altitude relative, entre 10 et 20 m). Ces alluvions sont présentes le long des trois principales rivières de la feuille. Elles sont mieux représentées à l'aval, sur le substratum crétacé qu'à l'amont sur le Jurassique où elles sont principalement conservées en rive droite (Creuse, Gartempe). Elles sont également présentes dans le bas cours du Suin.

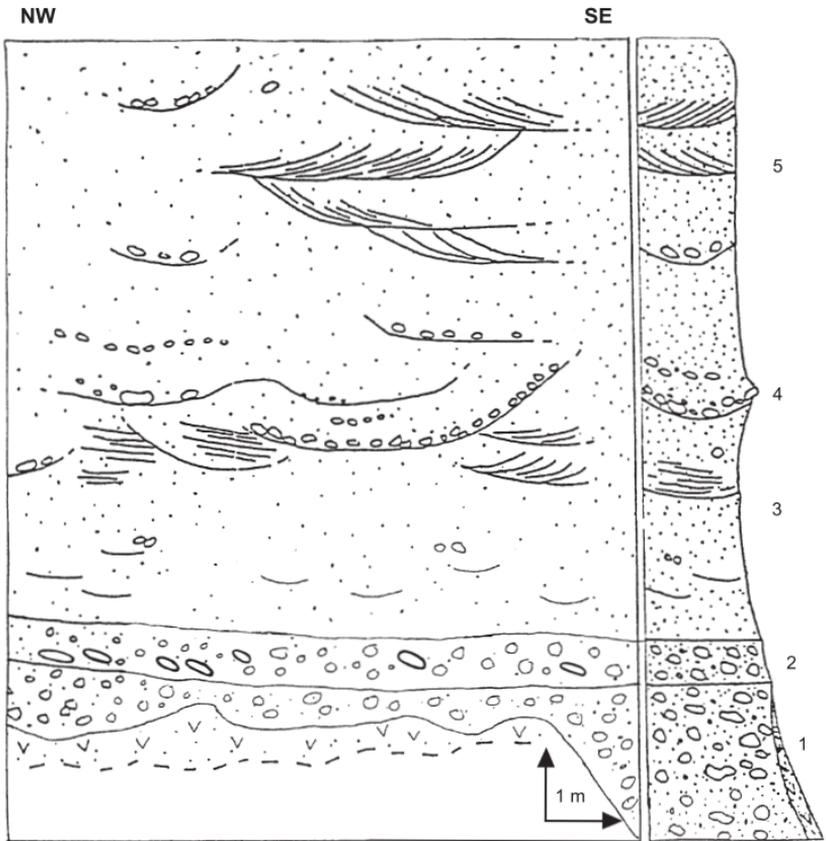
Sur la feuille voisine Preuilley-sur-Claise, cette terrasse est parfaitement continue à la même altitude (10-22 m), mais elle est indexée de façon différente (Fw). Sur la feuille Bélâbre, cette terrasse est également bien représentée, indexée Fx et située entre 10 et 20 m en altitude relative.

Les plus beaux affleurements sont visibles dans des sablières plus ou moins abandonnées autour du Blanc, Fontgombault, Tournon-Saint-Martin, Yzeures-sur-Creuse, la Roche-Posay, Saint-Pierre-de-Maillé, Vicq-sur-Gartempe et de Champagne.

Ces alluvions sont épaisses d'une dizaine de mètres. La sablière de Vic-sur-Gartempe en représente 8 m (fig. 13). Les analyses granulométriques effectuées dans cette carrière (Gagnaison, 2000) révèlent des variations de composition des grains tout au long de l'empilement des séquences de dépôt. Ces variations concernent plus le pourcentage de chaque grain que leur nature qui reste constante à : quartz laiteux jaunâtre, silixites tertiaires, pisolites de fer, fragments de chailles jurassiques, meulière tertiaire, calcaires oxfordiens à coraux, blocs de socles cristallins et cristallophylliens. La matrice sableuse est surtout quartzreuse (80 %), feldspathique et micacée.

J.-J. Macaire (1981) décrit les sablières situées sur la feuille voisine Preuilley-sur-Claise, le long de la RN750 au Nord d'Yzeures-sur-Creuse. À Chambon, plus de 6 m de sables et graviers étaient alors visibles, plus 2 m situés sous le niveau de la nappe d'eau avant d'atteindre le substrat turonien. Il s'agit d'une succession de sables argileux grossiers assez homogènes à rares galets surmontés par des sables nombreux graviers et galets à surfaces d'érosions et strates obliques. La carrière voisine de la Revaudière montre une succession à peu près identique, ses alluvions ont livré au niveau d'un horizon noir un assemblage de pollens et de spores assez pauvre, montrant un couvert forestier à pin et bouleau. Les feuillus thermophiles sont présents mais minoritaires et les plantes colonisatrices de berges sont bien représentées.

Les alluvions de ces sablières ont aussi livré de l'industrie préhistorique sur toute l'épaisseur des sables. Il s'agit de plusieurs centaines d'éclats, de nucleus et d'outils (chopping tool, couteaux, racloirs, bifaces). Les pièces sont lustrées et roulées pour la plupart d'entre elles. Elles ont visiblement été transportées avec les alluvions du fleuve.



- 1 : Conglomérat à graviers (50 %) et sables grossiers (50 %) sans classement
- 2 : Idem à galets imbriqués
- 3 : Sable grossier (90 %) à graviers (10 %)
- 4 : Chenaux à remplissage de sable à galets de silicites tertiaires (40 %)
- 5 : Barres sableuses progradantes

Fig. 13 - Coupe dans les alluvions anciennes (Fx) de Vicq-sur-Gartempe

Déjà signalée par R. Fritsch (1965), J. Alain (1966), cette industrie avait été attribuée à l'Acheuléen. Revue par M. Gratier et J.-J. Macaire (1981) elle serait depuis attribuée au Riss, ce qui était déjà proposé dans la notice de la feuille Preuilly-sur-Claise (Rasplus *et al.*, 1978). Des découvertes de silex préhistoriques sur la feuille voisine Saint-Gaultier (J. Despriée, comm. orale) conduit aux mêmes considérations stratigraphiques, c'est-à-dire un âge pléistocène moyen final. Cette terrasse a depuis été datée dans la région de Ciron entre 270 et 220 ka (voir chapitre Préhistoire).

Au Nord de la feuille, lorsque la Creuse et la Gartempe pénètrent dans le Crétacé, les alluvions notées Fx ont été subdivisées en Fx1 et Fx2.

Fx1 présente les mêmes caractéristiques que Fx. Il s'agit des alluvions de la terrasse 10-20 m, *in situ*. Par contre, Fx2 représente une phase de colluvionnement légèrement antérieure et contemporaine de Fx1. Disposés au débouché de distributeurs affluent des cours d'eaux principaux, Fx2 représente des dispositifs d'anciens cônes alluviaux. Ils contiennent surtout des matériaux issus du Crétacé (blocs de tuffeau, chailles) immergés dans une matrice sableuse grossière alluviale. Il n'est pas exclu que plusieurs de ces cônes alluviaux aient continué à fonctionner après la mise en place de la terrasse.

Fy. Alluvions anciennes de la basse terrasse : argiles, sables, conglomérats à graviers et galets (Pléistocène moyen à supérieur ?) (altitude relative, entre 5 et 10 m). Ces alluvions constituent la majeure partie de la basse plaine de la Creuse, mais aussi de l'Anglin et de la Gartempe. Elles sont surtout très développées lorsque les vallées s'élargissent au passage dans le substrat crétacé. Elles entaillent alors profondément les alluvions Fx et le *bed rock* crétacé.

Leur épaisseur est de 5 à 6 m. De beaux affleurements sont encore visibles sur la Creuse, entre Saint-Aigny et Le Blanc (le Bordiau) et entre Néons-sur-Creuse et Yzeures-sur-Creuse (étang de la Balastière). Sur l'Anglin et sur la Gartempe, les sablières ouvertes dans Fy sont nombreuses, artisanales, de petites tailles et en partie comblées.

Ces alluvions sont sableuses micacées, à lits riches de graviers et galets de quartz abondants. Les autres roches du socle cristallin et cristallophyllien sont nombreuses et peu altérées. Les galets de chailles jurassiques et crétacées sont abondants. Les galets sont plutôt de forte taille. Ils atteignent fréquemment 20 cm de long et les blocs métriques de roche granitique ne sont pas rares. Les structures sédimentaires sont bien préservées. Les séquences de crue sont bien visibles avec des surfaces de ravinement bien marquées et des imbrications de galet de régime torrentiel. Les structures obliques de barre de méandre sont aussi fréquentes. Elles sont particulièrement spectaculaires dans la sablière du Bordiau (x : 500 900 ; y : 183 300).

Dans les derniers mètres les sédiments sont presque exclusivement sableux, plus fins et plus argileux. Ces alluvions sont le plus souvent surmontées par un sol brun sablo-argileux.

Les alluvions **Fy** contiennent de l'industrie préhistorique dispersée, généralement rapportée au Paléolithique supérieur (Rasplus *et al.*, 1978), mais aussi au Moustérien (Mourier, 1989). Leur mise en place pourrait dater de la première partie du Würm.

J. Duclou (1963) reconnaît deux basses terrasses à l'aval du Blanc, l'une située plutôt vers 5 m et l'autre vers 10 m au-dessus du lit actuel de la Creuse. Elles n'ont pas été individualisées lors des levés de terrain et l'observation des photographies aériennes n'a pas amené à ce sujet d'éléments probants supplémentaires. Cette subdivision n'a été retenue sur aucune des feuilles voisines.

Récemment (Voinchet, 2002), la terrasse de + 5 m à l'amont du Blanc, a été datée par la méthode de résonance paramagnétique électronique sur le quartz, à 130 ka (voir le chapitre Préhistoire).

Fz. Alluvions récentes et modernes : limons, argiles, sables à graviers (Wurmien récent et Holocène) (altitude relative, entre 0 et 3 m). Ces alluvions occupent la plaine alluviale de toutes les vallées actives de la carte et celles de leurs affluents directs entre les cotes relatives de 0 à 3 m. Elles sont constituées de limons, d'argiles et de sables déposés lors des crues entre le Würm récent et l'Actuel (Holocène). En fond de chenal, le substrat est érodé, il est recouvert de graviers et de galets en transit. Les affleurements sont limités aux berges des rivières.

Ces alluvions recouvrent et incisent profondément les alluvions **Fy** et **Fx**. Il leur arrive aussi de reposer directement sur le substrat mésozoïque. Les puits filtrants réalisés pour la station de pompage en bord de Creuse à Fontgombault ont traversé 6,70 m d'alluvions dans le lit de la Creuse avant de rencontrer le substratum calcaire jurassique. Il s'agit d'une alternance de sable fin blanc ou jaune et de lits de graviers à galets. Les trois derniers mètres sont plutôt sablo-argileux (doc. Mairie du Blanc).

Dans les affluents des grandes vallées, au niveau des talwegs de second ordre, il est parfois difficile de distinguer les colluvions sableuses des alluvions, surtout lorsque le colluvionnement est alimenté par les sables de la formation détritique de Brenne. À l'Est de la feuille, le processus d'érosion-sédimentation et le ruissellement se trouvent aujourd'hui perturbés par l'aménagement ou le creusement des étangs, en particulier pour le Suin qui sert d'exutoire et pour ses affluents.

Formations colluviales et anthropiques

Les formations colluviales superficielles rencontrées sont essentiellement formées par les éléments meubles sableux de la Formation de Brenne et par ceux provenant des épandages des plateaux entraînés par ruissellement sur le versant des vallées et dans le fond des vallées sèches. Les formations colluviales les plus épaisses sont elles, liées aux glissements en masses des formations argileuses comme les Argiles à silex (CAS) et les Argiles rouges à meulière (CA.//) ou encore par des mélanges d'argiles, de sables et de limons issus des plateaux (Cv). Les phénomènes de solifluxions quaternaires ont contribué à déclencher le phénomène qui se poursuit encore de nos jours.

Localement, sur le rebord de la vallée du Suin, le colluvionnement d'argiles, de sables et de limons issus des plateaux est assez développé, au point qu'il masque le substratum jurassique. Il est alors signalé sur la carte (Cv). Partout ailleurs, sur le rebord des versants, les colluvions sont présentes mais peu épaisses. Elles n'ont pas été cartographiées pour ne pas gêner la compréhension des contacts géologiques.

CFV-W. Colluvions alimentées par les alluvions anciennes de la haute terrasse Fv-w. Elles sont constituées de sables, graviers et galets non classés et sont surtout visibles dans les fonds de talweg de la rive gauche de la vallée de la Creuse au droit du Blanc.

CAS. Colluvions alimentées par les Argiles à silex. Elles n'ont été rencontrées qu'au Nord-Ouest de la feuille, autour du lieu-dit « les Barreaux ». Il s'agit probablement de glissements en masse anciens, alimentés par les Argiles à silex (A1) situées au-dessus. En fond de talweg, ces colluvions sont recouvertes par un colluvionnement plus récent (C).

CA.//. Colluvions alimentées par les Argiles rouges à meulières. Ce sont les colluvions les plus répandues sur la carte. Elles occupent une grande partie des versants et des fonds de vallées à l'Ouest de la feuille (Nord de Pleumartin, Sud de la Puye, les hauts versants de la rive gauche de la Gartempe) lorsque sur les plateaux affleurent les Argiles rouges à meulières (Ag1A.//). Les colluvionnements sont toutefois plus épais sur les versants de talwegs orientés Nord. Ces colluvions sont également très présentes tout autour de la butte du Taillis de Cirande, à la confluence de la Creuse et de la Gartempe. Entre Lavaud et Saint-Pierre-de-Maillé, des colluvionnements en masse de CA.// avaient été interprétés en terme de tectonique par Lecointre et Waterlot (1948).

Il s'agit d'argiles rouges mélangées à des blocs de meulière. Ces argiles sont sableuses à graviers et galets de quartz car elles reprennent également les sables et cailloutis de quartz des épandages sableux des plateaux (Rm-p-IV).

Cv. Colluvions mixtes épaisses de versant. Elles ne sont présentes que dans la vallée du Suin, entre Maison Neuve et le hameau du Suin, et dans plusieurs talwegs affluents. Dans la vallée du Suin, c'est principalement le versant exposé au Nord qui est recouvert de colluvions au point de masquer totalement le substrat jurassique (j5e-j5d).

Il s'agit d'un mélange sur pente de sables, d'argiles, de graviers de quartz et de limons issus du plateau. Les sédiments remaniés proviennent de la formation continentale de Brenne (e6-g1S et A), des épandages sableux des plateaux (Rm-p-IV) et des limons des plateaux (LP). Seules les deux dernières formations sont encore visibles à l'amont, la formation tertiaire de Brenne ayant aujourd'hui complètement disparu du secteur.

C. colluvions superficielles de fond de talweg et de vallées sèches. Elles occupent les versants et le fond des vallées sèches et talweg, affluents des vallées principales. Il n'est pas exclu qu'elles masquent des lambeaux d'alluvions anciennes des hauts cours.

Le matériel est à dominante sableuse à galets de quartz et à blocs de calcaires et chailles jurassiques et crétacés, à blocs de grès, calcaires et meulière tertiaires. Les blocs ont des arêtes légèrement émoussées.

Lorsque les talwegs recoupent les falaises abruptes des calcaires jurassiques des vallées principales, le colluvionnement sableux se charge en blocs d'origine cryoclastique. Vers l'aval, les talwegs débouchent souvent sur les terrasses alluviales. Les colluvions sont alors difficiles à distinguer des alluvions *sensu stricto*.

X. Dépôts anthropiques. Ils sont strictement limités aux décharges comblant d'anciennes carrières et ne sont pas reportés sur la carte.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES ET MAGMATIQUES

Les formations métamorphiques et magmatiques qui, rappelons-le, n'affleurent pas sur cette feuille, s'inscrivent dans le grand domaine de socle de la bordure méridionale du Bassin parisien appelé aussi : domaine du plateau d'Aigurande (Quénardel *et al.*, 1984).

Ce domaine se situe dans le prolongement des structures varisques du domaine sud-armoricain. Sa mise en place complexe peut être résumée de la façon suivante :

- après un épisode de métamorphisme de haute pression à l'Ordovicien-Silurien (450 à 400 Ma) il est impliqué, au Dévonien (400 à 360 Ma) dans une collision continentale (Rolin, 1981 ; Quénardel *et al.*, 1984 ; Ledru *et al.*, 1989) génératrice d'un métamorphisme de moyenne pression ;
- localement, un épisode migmatitique oblitère ce métamorphisme moyenne pression (Quénardel *et al.*, 1984) ;
- c'est à la fin de l'anatexie, au Dévonien supérieur, que se produit l'importante tectonique tangentielle qui a structuré le plateau d'Aigurande (individualisation des unités structurales) ;
- au cours du Carbonifère (Wesphalien), la mise en place des plutons leucogranitiques est synchrone du chevauchement de Chambon et des rejeux qui l'accompagnent, à la base des unités migmatitiques ;
- l'ensemble du plateau d'Aigurande est enfin ployé en une vaste anti-forme dont l'axe, sensiblement orienté ENE-WSW, est souligné par des massifs plutoniques leucogranitiques.

Le Sud de la feuille Le Blanc se situe dans la partie externe du flanc nord de l'anticlinorium du plateau d'Aigurande (fig. 5). Pour plus de détail sur l'empilement des nappes polymétamorphes qui constituent ce flanc nord, il est conseillé de se reporter à la notice des feuilles voisines, situées plus au Sud : Argenton-sur-Creuse et Bélâbre (Quénardel *et al.*, 1998 ; Barrier et Bourcier, 2000). Publiées récemment, elles décrivent en détail la nature des unités affleurantes, le chevauchement migmatitique et les formations magmatiques.

Dans la partie nord de la feuille Le Blanc, les données récentes font défaut. D'après C.C. Weber (1972), le socle serait constitué de terrains du Briovérien et du Paléozoïque inférieur. Aucun bassin permo-carbonifère n'a été reconnu dans l'emprise de la feuille. Ceci n'est pas le cas au Nord sur la feuille voisine Preuilly-sur-Claise où un sondage (Boussay 1) a effectivement rencontré le socle briovérien après avoir traversé plus d'une centaine de mètres des dépôts permien (Rasplus *et al.*, 1978).

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

Pour décrire l'évolution des premiers dépôts mésozoïques de la feuille Le Blanc, et en l'absence de données de subsurface, il est fait référence aux feuilles Bélâbre et Argenton-sur-Creuse, ainsi qu'au sondage de Boussay 1. Ceci permet de replacer les dépôts dans le contexte des grands cycles sédimentaires reconnus dans l'Est du bassin de Paris (Guillocheau *et al.*, 2002) et au Nord (Thierry, 2002).

Les dépôts jurassiques de la bordure méridionale du Bassin parisien

Les quatre premiers cycles du Lias-Dogger

- **1^{er} cycle.** En l'absence de Trias attesté dans ce secteur (Ziserman, 1980), les premiers dépôts du Mésozoïque sont représentés par des sédiments jurassiques détritiques fluviatiles, comblant des vallées incisées dans le socle cristallin du Massif central. Ils évoluent vers des dépôts de plaine d'inondation deltaïque côtière. Ce premier ensemble sédimentaire, daté de l'**Hettangien moyen à supérieur**, a été localement protégé par les dépôts transgressifs du **Sinémurien** et du **Pliensbachien**, dans des demi-grabens orientés N45 ou sur la pente de blocs basculés (sondage de Boussay 1 ; voir coupe sismique en marge de la carte). Ces dépôts de l'**Hettangien moyen-supérieur à Sinémurien inférieur** (?) sont bien conservés sur toute la bordure septentrionale du Massif central, avec des sédiments deltaïques à marins à partir de la région de La Châtre. Ils représentent probablement une partie du cortège régressif du cycle Rhétien-Sinémurien inférieur reconnu au Nord (Thierry, 2002) et dans l'Est du bassin de Paris.

- **2^e cycle.** Un nouveau cycle sédimentaire semble se mettre en place au **Sinémurien supérieur** avec les premiers dépôts calcaires et les marnes fossilifères associées. Ils sont de milieu marin côtier et datés de la zone à Obtusum sur la coupe de Bazaiges (feuille Argenton-sur-Creuse). Sur la feuille Bélâbre, ce sont des grès calcaires associés à des marnes de milieu protégé, vraisemblablement de baie estuarienne. À l'Ouest de la coupe d'Abloux, ce cycle sédimentaire n'a plus été reconnu, mais sur les coupes de Bazaiges et d'Abloux, au-dessus d'une belle discontinuité, des marnes et des calcaires argileux à oolites ferrugineuses, très fossilifères, ont été datés de la zone à Raricostatum. Ces dépôts demeurent en milieu côtier. Dans la coupe de Chambord, les dépôts ne sont

plus représentés que par des dolomies et des marnes vertes littorales, qui disparaissent rapidement vers l'Ouest. À Dunet, ils sont grésodolomitiques. Les premiers dépôts **pliensbachiens** datés sont des calcaires marins argileux à oolites ferrugineuses de la zone à Davoei (**Carixien**). Ils pourraient représenter le cortège régressif de ce cycle.

Dans la région où les dépôts de la zone à *Davoei* n'existent pas, les premiers sédiments du Pliensbachien transgressifs sur le socle cristallin, sont attribués à la zone à *Margaritatus* (**Domérien**). Cette attribution est faite par corrélation avec les calcaires sableux et argileux, tant à l'Ouest (feuille Montmorillon), qu'à l'Est dans la coupe de Dunet (Bélâbre). Ils représentent probablement un nouveau cycle sédimentaire, comme dans le Nord du bassin de Paris (Thierry, 2002). La partie supérieure de ces dépôts, datée de la zone à *Spinatum*, est formée de calcaires cristallins, localement à bélemnites, de milieu marin ouvert. Le sommet de ces calcaires est raviné et perforé par des organismes marins littoraux marquant la fin de ce cycle.

- **3^e cycle**. Le **Toarcien** présente un nouveau cycle qui débute localement avec des calcaires à oolites ferrugineuses de la zone à *Serpentinum* (**Toarcien inférieur**) connus dans la coupe de Sacierges. Mais les dépôts marins les plus ouverts appartiennent à la zone à *Bifrons* (**Toarcien moyen**). Ces derniers transgressent directement sur le socle cristallin (feuilles Saint-Sulpice-les-Feuilles et Montmorillon). Dans toutes les coupes, le maximum de la transgression marine est souligné par un niveau plus ou moins condensé de la zone à *Bifrons*. Au-dessus d'une discontinuité accompagnée localement de galets perforés, vient une masse d'argiles et de marnes noires qui contient deux niveaux condensés. Ces derniers sont datés respectivement de la zone à Thouarsense et de la zone à *Pseudoradosa* (**Toarcien supérieur**), et ils témoignent très probablement du maximum de la transgression en domaine circalittoral.

Le sommet de cet ensemble est également daté de la zone à *Aalensis* (**Toarcien supérieur**) dans le quart nord-est de la feuille Montmorillon. Vient ensuite une alternance de marnes et de calcaires argileux de la zone à *Opalinum* (**Aalénien inférieur**), elle-même couronnée de calcaires dolomitiques de milieu de dépôt moins profond et restreint, avec parfois des géodes de calcite. Ce cycle s'achève à l'intérieur de l'**Aalénien supérieur** (?).

Au Nord, sur la feuille Preuilly-sur-Claise, les sondages pétroliers de Bossay 1 et de Boussay 1, montrent un Lias à ammonites beaucoup plus marneux, indiquant une mer ouverte.

- **4^e cycle**. Aux confins du Berry et du Poitou, la sédimentation carbonatée s'installe en fin de cycle, à partir de la zone *Opalinum* (**Aalénien inférieur**). Elle n'est qu'exceptionnellement interrompue au cours du Dogger, à l'occasion d'une grande transgression (Marnes à *Clypeus*, de la Vallée de la Creuse) ou d'une émergence temporaire (Marnes lagunolacustres à lignites du **Bathonien**).

Les quatre derniers cycles du Dogger-Malm

- **1^{er} cycle.** Un nouveau cycle débute, dans la vallée de la Creuse, avec des calcaires marins bajociens. Ils sont fins, à silex, de milieu infralittoral protégé. Ils sont datés de la zone à *Laeviuscula* (sous-zone à *Ovalis* et à *Laeviuscula*) du **Bajocien inférieur**. Ce cycle se poursuit par des calcaires à entroques de plus forte énergie, puis localement par des calcaires pseudo-oolitiques conservés sous une surface d'altération. Au-dessus, des brèches à rosettes de calcite fibroradiée témoignent d'une ancienne sédimentation évaporitique. Cette sédimentation constitue un événement majeur de l'histoire du **Bajocien moyen à supérieur**, puisqu'on la retrouve également dans le Bassin d'Aquitaine. Elle représente la fin de ce cycle.

- **2^e cycle.** Le cycle suivant débute avec le Bathonien transgressif. Il est représenté essentiellement par des calcaires marins de milieu infralittoral supérieur, oolitiques et parfois à polypiers. Il montre au moins quatre cycles sédimentaires d'ordre inférieur, localement identifiables dans les grandes coupes des vallées de la Creuse et de la Gartempe. Le **Bathonien inférieur et moyen** montre clairement une tendance transgressive. Celle-ci s'inverse au **Bathonien moyen-supérieur** avec des faciès sub-émergents évoquant une nette tendance régressive (Barrier et Bourcier, 2000). Ce caractère transgressif du Bathonien inférieur faisant place au Bathonien moyen à une tendance régressive est reconnu sur toute l'Europe occidentale (Thierry, 2002).

- **3^e cycle.** Le **Bathonien supérieur** annonce l'arrivée d'un nouveau cycle. Il est de nouveau plus franchement marin, bioclastique, à brachiopodes. Cette tendance transgressive se poursuit jusque dans le **Callovien inférieur** (Bassoulet et Lorenz, 1995).

Entre le Callovien inférieur et l'Oxfordien moyen (zone à *Plicatilis*) une absence de dépôt est reconnue (Boullier *et al.*, 2001). Il s'agit probablement d'une lacune par érosion sous-marine ou non-dépôt plutôt que d'un retrait forcé de la mer. En effet, à cette époque dans le Bassin parisien la tendance est très nettement transgressive (Thierry, 2002). Pour ce dernier auteur, « la rétrogradation de la plate-forme s'accroît au Bathonien terminal pour aboutir au Callovien inférieur, à une inondation généralisée et à une profonde déstabilisation du profil de dépôt vers une rampe monoclinale ouverte. Des lacunes au Callovien basal sont sans doute en relation avec une accélération de la transgression et des mouvements tectoniques locaux ». Pour F. Guillocheau *et al.* (2002), le Callovien moyen représente le maximum d'inondation d'une séquence de 2^e ordre et le passage callovo-oxfordien le maximum d'inondation d'une séquence de 3^e ordre à l'échelle du Bassin parisien. S'il fallait expliquer cette lacune du Callovien inférieur à l'Oxfordien moyen dans la région blancoise par un retrait de la mer, ce dernier serait à mettre sur le compte d'un événement tectonique local.

- **4^e cycle.** Le dernier cycle est enregistré à l'**Oxfordien moyen** qui est le plus franchement marin. Le cortège transgressif bien marqué avec des dépôts de milieu calme riche en brachiopodes et avec une faune de

mollusques et d'échinides diversifiée (Calcaires silicifiés de Muant et Dalle silicifiée). Ce cortège transgressif représente le sommet de la zone à *Plicatilis* et une partie de la zone à *Transversarium*. Le maximum d'inondation est atteint dans le calcaire du Breuil, probablement à l'époque de la zone à *Bifurcatus*, avec des faciès de mer ouverte à bélemnites. Il faut noter que ce maximum d'inondation contemporain de la zone à *Bifurcatus* au Blanc est beaucoup plus tardif que celui enregistré par F. Guillocheau *et al.* (2002) dans l'Est du bassin. Au-dessus, dans la zone à *Bimammatum*, un cortège régressif se met en place avec des faciès récifaux de plus en plus construits (calcaire marneux à polypiers coloniaux, puis Calcaire récifal de Pouligny). Dans la zone à *Planula*, les calcaires récifaux passent progressivement à des calcaires à mollusques bivalves d'environnement protégé, sub-émergeant. Il s'agit des derniers dépôts connus sur la feuille Le Blanc ils sont d'âge **oxfordien terminal** et poursuivent le cortège régressif oxfordien engagé.

Plus à l'Est, dans la région de Châteauroux, la sédimentation se poursuit au Kimméridgien inférieur (Calcaires de Montierchaume, de Levroux et de Buzançais) (Debrand-Passard, 1982). Aucun dépôt équivalent n'a été rencontré sur la feuille Le Blanc (fig. 14, hors texte). Ils ont probablement disparu par altération et érosion. Il est aussi possible que la régression fini-jurassique soit ici plus précoce qu'ailleurs sur la bordure méridionale du Bassin parisien. L'inondation reconnue à l'Est du bassin à l'Oxfordien supérieur (zone à *Bimammatum*) n'est pas marquée dans la région, bien au contraire, puisque la rétrogradation décrite par F. Guillocheau *et al.* (2002) à l'Oxfordien supérieur se traduit par un cortège régressif dans la vallée de la Creuse.

Déformations synsédimentaires jurassiques

Des observations effectuées lors du lever des feuilles Bêlâbre et Le Blanc ont permis de mettre en évidence des indices de déformations synsédimentaires et précoces affectant la série jurassique. Elles complètent souvent les données des auteurs des cartes voisines. Les indices révélés par la cartographie ou visibles sur le terrain, concernent plus spécialement quatre grandes périodes : le Lias inférieur, le Bajocien, le Bathonien et l'Oxfordien supérieur. Seules celles concernant l'Oxfordien sont visibles sur la feuille Le Blanc.

Déformations du Lias inférieur

Les dépôts détritiques du premier cycle sédimentaire liasique (Hettangien moyen à supérieur) sont conservés dans des demi-grabens, orientés N20-30 à N45, affectant le socle cristallophyllien de la feuille Bêlâbre. Ce dispositif en horsts et grabens a été mis en évidence dans le Sud et le Sud-Est de cette feuille grâce à des arguments cartographiques (Barrier et Bourcier, 2000).

Ces directions de fracturations ont également été mises en évidence, dans le même contexte tectono-sédimentaire, dans la région de

Chaillac sur la feuille Saint-Sulpice-les-Feuilles. D'après A. Ziserman (1980) elles ont non seulement conditionné les accumulations détritiques, mais elles ont également drainé les fluides hydrothermaux minéralisants du bassin de Chaillac. D'après P. Freytet *et al.* (1986), les failles de direction N20 à N45 auraient d'ailleurs déjà contrôlé et limité vers l'Ouest la répartition des dépôts triasiques, comme par exemple la faille de Cluis, entre La Châtre et Argenton-sur-Creuse (Ziserman, 1980). À l'Ouest, J.-P. Mourrier et J. Gabilly (1985) décrivent une étroite dépression qui s'allonge de Civray à Civaux suivant une direction N45. Cette dépression, mise en place dès l'Hettangien, préfigure le détroit du Poitou, entre le Bassin d'aquitaine et le Bassin parisien (Lorenz, 1985). D'après G. Lerouge et J.-M. Quenardel (1985), ces déformations NE-SW et NW-SE s'inscrivent dans un régime de distension régionale NE-SW.

Déformations du Bajocien

Après une période de calme tectonique relatif (Freytet *et al.*, 1986) pendant le Lias moyen-supérieur, les déformations semblent se réactiver au Dogger et en particulier pendant le Bajocien (Lorenz et Pomerol, 1985).

Les déformations synsédimentaires les plus spectaculaires se trouvent sur la feuille Argenton-sur-Creuse. Elles ont été décrites dans l'ancienne carrière du Bridonnet par C. Lorenz et J. Lorenz (1983) et J. Lorenz et C. Pomerol (1985). Il s'agit d'une structure antiforme hectométrique orientée N110-120, mise en place pendant le Bajocien à l'aplomb d'un système de blocs basculés légèrement pentés vers le Nord. Ces déformations ont été interprétées comme le rejeu d'un accident de socle de direction sud-armoricaine.

Cet événement tectono-sédimentaire a aussi été reconnu sur la feuille Bêlâbre dans le Bajocien moyen-supérieur (j₂) qui montre un niveau discontinu à rosettes de calcite fibro-radiée passant à des brèches intra-formationnelles du même type que celui décrit par F. Arbey et J. Lorenz (1986).

Pour G. Lerouge et J.-M. Quenardel (1985) ces déformations s'inscrivent dans un régime régional distensif orienté NW-SE.

Déformations du Bathonien

Sur la feuille voisine Bêlâbre, en limite de la feuille Le Blanc, les déformations synsédimentaires bathoniennes sont nombreuses et elles affectent plusieurs niveaux (Barrier et Bourcier, 2000).

Les plus spectaculaires sont celles d'Oulches, dans le Bathonien inférieur-moyen où se développe un dispositif de horsts et grabens orientés N120-150 avec des glissements sous-marins, des discordances en éventail et des flexures accompagnées de failles de croissance scellées en position d'extrados.

D'autres déformations ont également été inventoriées dans le Bathonien moyen-supérieur (j_{3c}) de la feuille Bêlâbre. Il s'agit de failles à

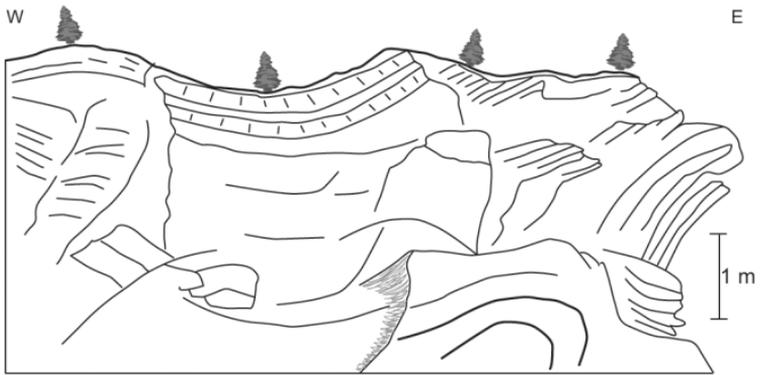


Fig. 15 - Figures de slumping dans les calcaires blancs fins oxfordiens (j5c) de Mont-la-Chapelle, en rive droite de la Creuse

composantes normales dominantes sur les directions NW-SE, WNW-ESE et NE-SW et de glissements gravitaires sous-marins associés.

Ces déformations évoquent un régime régional distensif orienté NE-SW.

Déformations de l'Oxfordien supérieur

Des déformations syndiagénétiques ont été observées dans au moins deux niveaux sur la feuille Le Blanc : dans les calcaires blancs fins (j5c) et dans les calcaires et calcaires marneux à coraux et calcaires récifaux (j5d) (Gagnaison, 2000). Il s'agit dans les deux cas de déformations en volutes évoquant des plis et replis complexes (fig. 15). Que ce soit dans j5c ou dans j5d, ces volutes affectent un calcaire homogène à grains fins de texture grainstone aux contacts inter-granulaires rares. Qu'il s'agisse d'oïdes, d'oolites, de pelloïdes ou de bioclastes, les grains de la taille des sables moyens flottent dans un ciment sparitique granulaire. Cette texture indique une cimentation instantanée contemporaine d'un départ de l'eau interstitielle.

Ces structures en volutes sont en tous points comparables à celles décrites et nommées « Mamilia » dans des calcaires de même âge autrefois exploités en carrières souterraines à Bourges (Barrier *et al.*, 1997). Elles sont interprétées comme des indices d'instabilité sédimentaire en réponse à des activités séismiques.

Lacune du Malm supérieur et du Crétacé inférieur

Après la sédimentation marine, plutôt littorale et sub-émersive de l'Oxfordien terminal, et d'éventuels dépôts du Kimméridgien non conservés sur l'emprise de la feuille, la mer se retire de cette région. La plate-forme carbonatée jurassique se trouve alors émergée et livrée à l'action des agents atmosphériques. Une longue période d'altération, de karstification et d'érosion débute et se poursuit pendant tout le Crétacé inférieur. La mer qui transgresse à l'époque sur le Bassin parisien par l'ESE (Seuil morvano-vosgien), ne semble pas franchir la longitude de Bourges, laissant cette bordure de la Marche en domaine continental.

Transgression cénomaniennne

La mer transgresse sur la région au Cénomanienn inférieur. Il s'agit d'abord d'une mer peu profonde qui laissera peu de sédiments, essentiellement côtiers, sablo-glauconieux et marneux. Au Cénomanienn moyen-supérieur, les dépôts sont plus profonds, de mer ouverte, et de milieu circalittoral inférieur. Ils sont carbonatés et contiennent une riche faune diversifiée de mollusques, dont des céphalopodes. Le maximum d'inondation de la transgression cénomaniennne est probablement atteint dans ces carbonates à ammonites.

Tendance régressive turonienne

Au Turonien, les faciès sont plus homogènes et détritiques avec le développement des différents tuffeaux (Tuffeau blanc à *Inoceramus* c2a, Tuffeau blanc micacé c2b et Tuffeau jaune c2c). Ils représentent respectivement le Turonien inférieur, moyen et supérieur. Ils correspon-

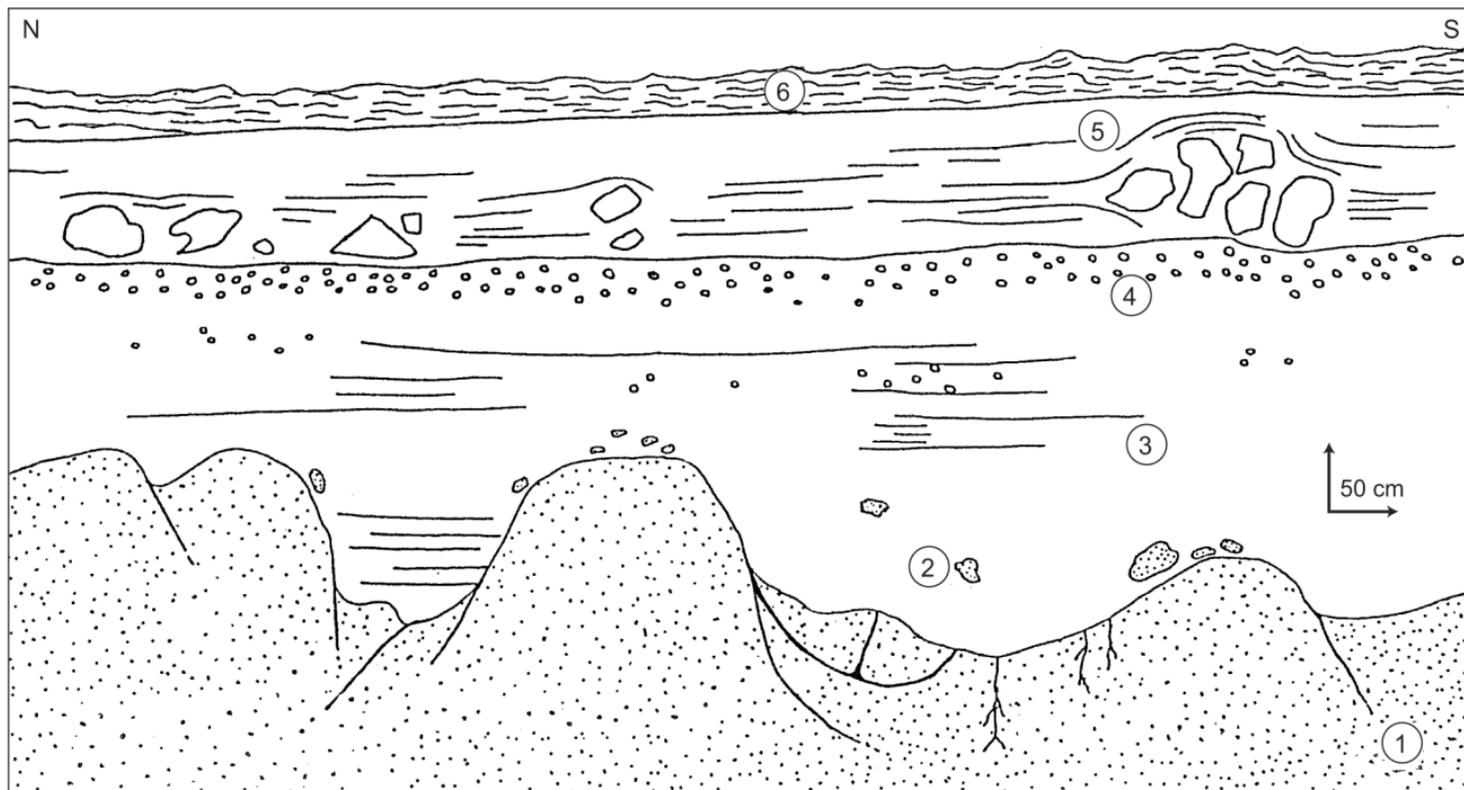


Fig. 16 - Contact entre le Turonien moyen (c2b) et les altérites du Tertiaire de Brenne (Ae1-s), à Pémilla, Yzeures-sur-Creuse
 1 : Turonien moyen altéré à traces de racines ; 2 : Blocs de Turonien résiduel épargné par l'érosion ; 3 : Argile grise ; 4 : Concentration en pisolites de fer ; 5 : Colluvion d'argile à meulière ; 6 : Terre végétale

dent à des dépôts de mer ouverte soumise à des apports détritiques fins, déposés dans un milieu circalittoral inférieur, puis circalittoral supérieur, sous influence des courants sous-marins. Cette succession de tuffeux s'inscrit dans un cortège globalement régressif. Cette régression, probablement déjà initiée au toit du Cénomaniens bioclastique, est bien connue ailleurs dans le Bassin parisien. Elle a même été reconnue dans les deux sondages scientifiques dans la craie de Provins (Barrier, 2000).

L'approfondissement sénonien

La mer sénonienne a largement recouvert la région, même s'il n'en reste que de rares témoins sédimentaires isolés. Il s'agit de dépôts argileux riches en faunes, avec spongiaires, brachiopodes, échinides et mollusques, indiquant un milieu marin envasé du circalittoral inférieur (100-150 m).

Lacune du Crétacé terminal-Paléocène

Il est difficile d'évaluer à quel moment la mer sénonienne a quitté la région, mais ce qui est certain, c'est que les dépôts turoniens et sénoniens portés à l'émersion ont fait l'objet d'un décapage rapide. Cette intense érosion est sans doute en relation avec les mouvements tectoniques de surrection et de flexuration connus dans le Bassin parisien à la fin du Crétacé (Montenat, Barrier, Ott d'Estevou, 2002). Ce décapage a eu pour conséquence de mettre une nouvelle fois à nu la plateforme carbonatée jurassique et les terrains crétacés qui seront de nouveau soumis aux agents atmosphériques. L'altération, la karstification et l'érosion redeviennent les éléments majeurs de la dynamique sédimentaire ou l'ablation prévaut sur la sédimentation. Cette logique d'altération en milieu chaud et humide se développe de la fin du Crétacé au Paléocène et peut-être même, dans certains secteurs restés en relief, pendant une partie de l'Éocène (fig. 16).

Dépôts de la formation tertiaire de Brenne

Au début du Tertiaire, les premiers effets de la tectonique alpine se font sentir et le climat, jusque-là plutôt chaud et humide, présente des périodes sèches plus contrastées. La réactivation des reliefs, combinée au changement climatique, favorisent la rhexistasie (Thiry et Simon-Coinçon, 1996). Les altérites, formées sous les climats humides du Crétacé supérieur et du Tertiaire inférieur, sont érodées. Cette rhexistasie conduit à la mise en place de la plus importante décharge déritique de tout le Tertiaire du Bassin parisien : la formation tertiaire de Brenne en représente les dépôts les plus méridionaux.

Cette formation continentale forme une auréole presque continue sur le pourtour nord du Massif central. Elle est discordante sur les terrains jurassiques, crétacés voire paléocène-éocène inférieur (?), qu'elle recouvre d'une manière quasi ininterrompue. Les dépôts, décrits en détail par A. Vatan (1948), M. Steinberg (1970) et L. Rasplus (1978), correspondent à une série d'épandages de sédiments détritiques venus du Massif central. Ils s'accumulent dans des dépressions endoréiques,

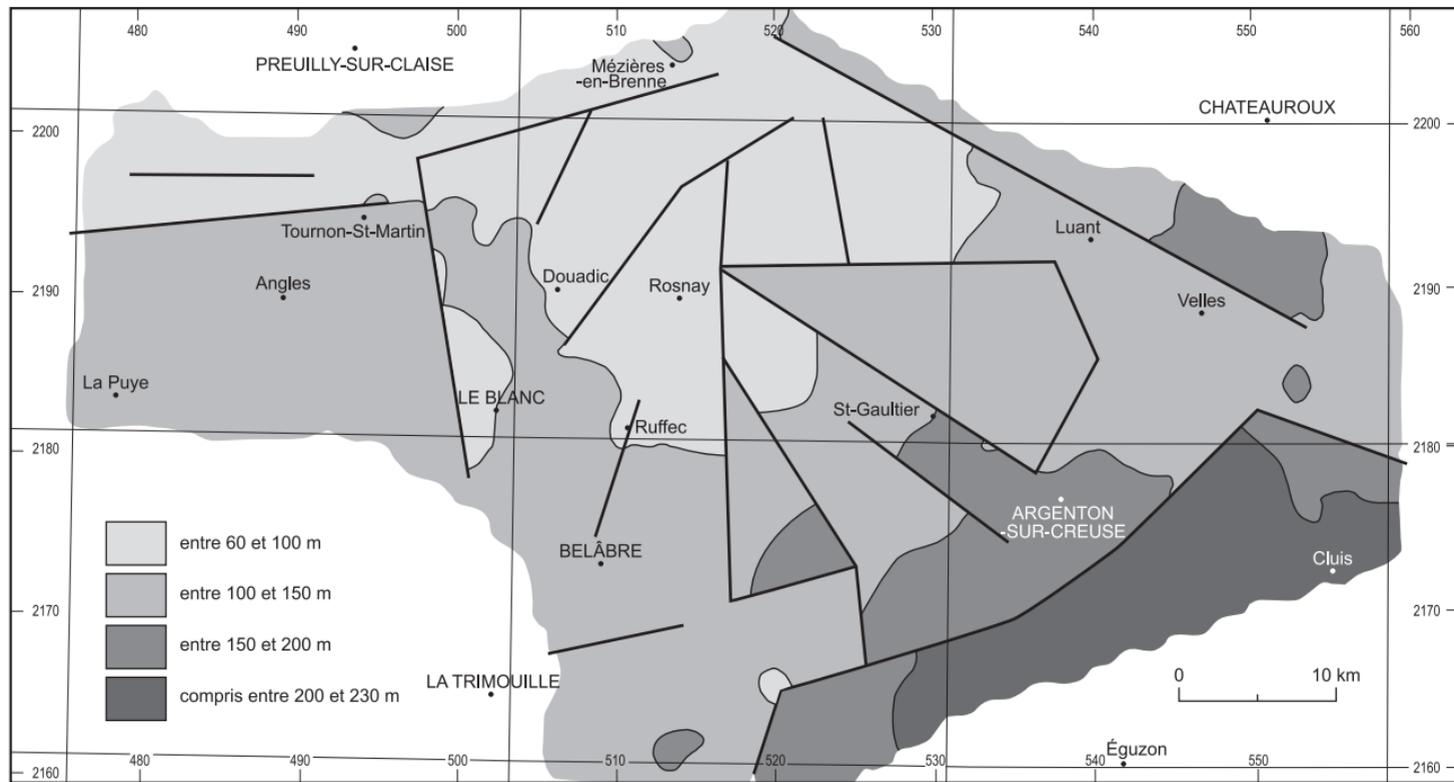


Fig. 17 - Carte du toit du substratum de la formation tertiaire de Brenne

Noter les effondrements en pied de failles

des cuvettes de piémont fluvio-lacustres, comme celle de la Brenne, orientée WSW-ENE (Donadieu, 1976) dont l'origine tectonique a déjà été évoquée (Godard *et al.*, 1994). Le travail récent de C. Gagnaison (2002), réalisé à partir de données de subsurface et de terrain, permet de restituer l'architecture des dépôts des différentes étapes du remplissage de la cuvette de Brenne.

Dynamique des dépôts et paléoenvironnements

La mise en place de la Formation de Brenne s'est effectuée en trois étapes distinctes :

- **La première étape** (Paléocène ? et Éocène inférieur à moyen) intervient sur un relief contrasté, avec un substratum mésozoïque incisé par des vallées séparées par des points hauts. J.-P. Donadieu (1976) propose une reconstitution de ce paléo-paysage de la cuvette de Brenne, tout à fait significative de ces anomalies de relief. Pour cet auteur les dénivelés sont le résultat du creusement des vallées.

Le travail de C. Gagnaison (2002) montre clairement que les dépressions et les reliefs sont en fait calqués sur un canevas structural organisé et que leur origine est en grande partie tectonique (fig. 17).

À cette époque, une puissante couverture altéritique se développe sur le Massif central et sur les points hauts de la plate-forme mésozoïque. Une partie de ces altérites reste en place sur les points hauts alors qu'une autre partie de ces produits d'altération se trouve déplacée vers les points bas. Ils sont alors mélangés aux sédiments détritiques (Ae1-5) du début de l'étape suivante.

- **La seconde étape** (Éocène inférieur-supérieur à Oligocène basal) est marquée par une sédimentation détritique, argilo-sableuse (e4-6 et e6-g1). Un écoulement fluvial de régime torrentiel emprunte la grande et la petite Brenne à l'Yprésien. Il se dirige vers le Poitou et la Vendée (Godard *et al.*, 1994). À l'amont du Blanc, cette phase de sédimentation s'accompagne d'une érosion de la couverture jurassique à en juger par la quantité de chailles bajociennes remobilisées dans les conglomérats. En dehors du tracé localisé de ce dispositif torrentiel le colluvionnement des altérites issues des points hauts se poursuit. Un réseau fluvial plus stable, issu du Massif central, se met ensuite en place à l'Éocène supérieur. Il draine des alluvions en direction de la cuvette de la Brenne située au Nord-Est. Les dépressions piègent ces sédiments d'abord globalement argileux, puis sablo-argileux et sableux (e6-g1). Il s'agit de sédiments d'origine fluvial piégés dans de larges dépressions à tendance semi-endoréique. Des périodes de crue, à sédimentation sablo-argileuse sous-aquatique, devaient alterner avec des périodes d'assèchement relatif, permettant la reprise d'un réseau fluvial plus classique de type réseau en tresse. Les corps sableux chenalés correspondent à ce dernier type de mise en place.

Cette sédimentation argilo-sableuse est venue progressivement combler les irrégularités du relief, même si une certaine subsidence des dépressions durant l'Éocène supérieur n'est pas à exclure.

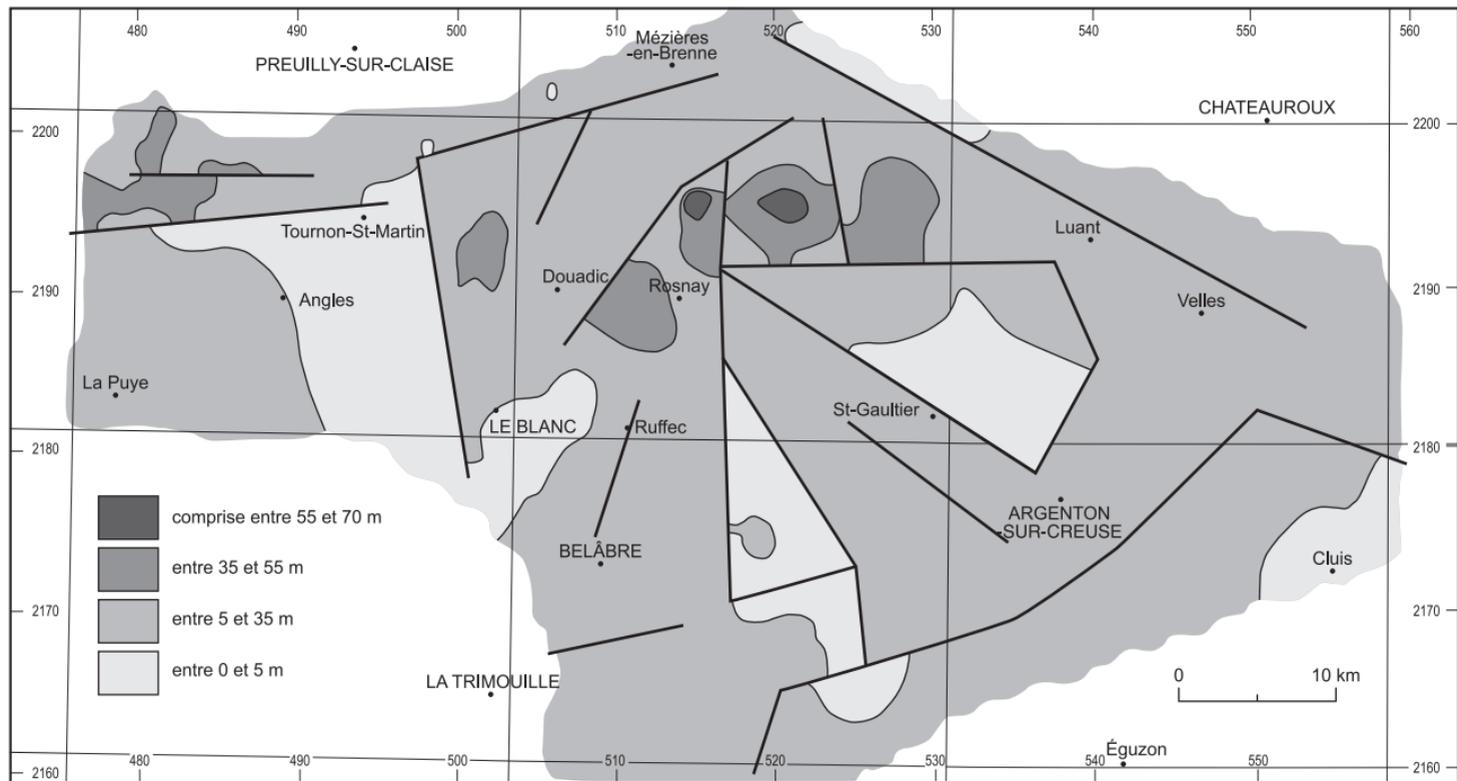


Fig. 18 - Carte isopaque de la Formation de Brenne (e6-g1)
Les variations d'épaisseur sont notables d'un compartiment faillé à l'autre

Les points hauts montrant une couverture altéritique importante n'ont été recouverts par les sédiments argilo-sableux qu'en fin d'épisode. Dans ce cas, les altérites ont poursuivi leur mise en place pendant le dépôt des premiers sédiments terrigènes.

- **La dernière étape** (Ludien à Rupélien) est toujours détritique mais essentiellement sableuse. Elle voit la mise en place de corps conglomératiques lenticulaires chenalisés. La sédimentation est alors franchement fluviale, de type réseau en tresse, et souvent de régime torrentiel. Un exutoire en direction du Poitou est de nouveau ouvert (Gagnaison, 2002). Sur ces épandages détritiques se développent des sols à concentration d'oxydes de fer. Ces cuirasses qui chapeautent régulièrement les « buttons » de Brenne sont rares sur la feuille Bêlâbre et absents sur la feuille Le Blanc. Les sables appartenant à cet épisode sont, par contre, très souvent grésifiés (e6-g1G).

En bordure ouest de la Brenne, les dépôts fluviaux de ce dernier épisode sont parfois accompagnés ou suivis d'un régime lacustre d'âge oligocène inférieur (g1A, g1C). Il semble qu'à cette époque, la tectonique pyrénéenne réactive des failles de direction subméridienne génératrices d'effondrements, dans l'axe de la direction de raccourcissement, comme celles qui limitent en profondeur le bassin lacustre de Pleumartin-la Puye, à l'Ouest de la feuille.

Une sédimentation tertiaire guidée par la tectonique

Il est classiquement admis que les dépôts de la Formation de Brenne soient venus progressivement combler une vaste cuvette, pentée vers le Nord, à l'emplacement de la Brenne et de la Petite Brenne. Les sondages de reconnaissance du CEA en Brenne, les sondages conservés à la Banque du Sous-Sol du BRGM (BSS), les nouveaux sondages réalisés pour le lever de la feuille Le Blanc et ceux effectués dans le cadre du travail mémoire d'ingénieur de C. Gagnaison (2002) montrent toutefois des variations importantes d'épaisseur de dépôt et de faciès dans la cuvette de Brenne (fig. 18). Ces variations autrefois interprétées comme le résultat du comblement progressif d'un réseau fluviale, à vallées profondes, creusées durant l'Éocène (Donadieu, 1976) apparaissent maintenant en étroite relation avec le schéma structural (Bourcier *et al.*, 1998 ; Barrier et Bourcier, 2000 ; Gagnaison, 2002).

Les données de sub-surface, couplées aux données de terrain (carrières en exploitation) ont permis de comprendre la géométrie des corps sédimentaires et les passages latéraux de faciès. Elles ont aussi permis de montrer que les variations d'épaisseur de dépôt dans la Formation de Brenne n'étaient pas inorganisées et aléatoires. Au contraire, elles se sont révélées calquées sur le canevas structural de la carte, organisé en horsts et grabens. En effet, les variations brutales, tant en terme de faciès (sable-argile) qu'en terme d'épaisseur (60 m à 10 m) sont réalisées au passage des accidents qui affectent le substratum jurassique.

Ces accidents, surtout de direction NE-SW et NW-SE mais aussi N-S et W-E délimitent des blocs hauts sur lesquels se développe une

épaisse couche altéritique à pisolites de fer (7 m). La série argileuse et sableuse est alors réduite (< à 10 m).

Dans les compartiments effondrés, les altérites sont absentes, réduites ou déplacées, et mélangées aux sédiments terrigènes. Le remplissage, alors essentiellement argileux ou sableux, est épais en moyenne de 40 m et jusqu'à 70 m.

Les principales déformations du relief, en horsts et grabens, sont à peine antérieures au dépôt de la Formation de Brenne. Elles sont probablement Paléocène ou Éocène inférieur. Une légère poursuite de la déformation n'est toutefois pas à exclure à en juger par le maintien des gouttières où transitent les matériaux grossiers (sables et conglomérats) pendant tout le dépôt. Le fonctionnement de dépôts-centres argileux et le piégeage de corps sableux en contrebas des failles sont également des indices favorables au maintien d'un contrôle structural actif pendant la sédimentation de la Formation de Brenne.

D'autres anomalies, encore plus brutales et ponctuelles, ont aussi été rencontrées en Brenne. La Formation de Brenne montre alors parfois une épaisseur de plus de 100 m, incompatible avec l'altitude régionale du toit du Mésozoïque. Ces anomalies d'épaisseur de la Formation de Brenne (essentiellement des sables) au cœur des carbonates jurassiques sont, dans ce cas, interprétées en terme de comblement de dépressions karstiques de type gouffre.

Altération et sédimentation fluviatile des plateaux au Mio-Plio-Pléistocène

Au cours du Miocène et au Pliocène la région est de nouveau soumise à une altération aérienne agressive. Les carbonates lacustres en particulier sont profondément altérés. Ils donnent les Argiles à meulière (*Ag1A.M*). À la même époque, la tectonique alpine réactive les failles sub-méridiennes. Elles servent alors de drains vers le Nord aux écoulements fluviatiles provenant du Massif central. Les principaux épandages sableux (*Rm-p-IV*) qui en résultent sont principalement localisés autour des villes de Tournon, de Velles et de Bélâbre.

Au Quaternaire, l'incision du plateau débute. Les principales rivières sont individualisées et elles entaillent le plateau développant un dispositif de terrasses (emboîtées *Fv-w*, *Fx*, *Fy*, *Fz*). Sur les plateaux les derniers dépôts se mettent en place, pendant les périodes froides plus ou moins steppiques du Quaternaire, ce sont les limons des plateaux.

ÉVOLUTION TECTONIQUE

LES DÉFORMATIONS CASSANTES DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE

Les déformations cassantes de la couverture sédimentaire sont particulièrement bien organisées. Il s'agit de failles au tracé plutôt recti-

ligne montrant pour certaines un rejet vertical non négligeable (cf. coupe sur la carte). Comme sur les feuilles voisines situées plus au Sud, trois grandes directions se dégagent nettement du canevas structural, tant au niveau des grandes failles, qu'au niveau de la micro-fracturation. Il s'agit des directions : sub-méridienne (N10-N20) ; NE-SW (N40-N60) ; NW-SE ou Sud armoricaine (N110-N140).

• **Les structures sub-méridiennes.** Cette direction de fracturation (N10-N20) est bien marquée sur la bordure nord du Massif central avec le Sillon houiller et ses répliques, mais aussi avec la faille minéralisée de Chaillac (filon du Rossignol), directement située au Sud de la carte Bêlâbre (Ziserman, 1980). Elle est également bien marquée sur la bordure sédimentaire du Sud du Bassin parisien avec les failles du fossé de la Loire et l'anomalie magnétique du bassin de Paris. Elle est aussi bien visible, d'Est en Ouest, avec les failles de Sennely (Lorenz, 1985), de Saint-Amand et de Châteauroux (Lorenz, 1979, 1989), les failles de Cluis sur la feuille Argenton-sur-Creuse et les accidents de la Gartempe et de la Vienne (Mourier et Gabilly, 1985 ; Lerouge, 1988).

Sur la feuille Le Blanc cette direction de fracturation n'est pas dominante, mais elle est relativement bien représentée. Il s'agit de tronçons kilométriques, discontinus, alignés. Le segment plus important est probablement aussi le plus discret sur le terrain : il se suit sur plus de 20 km, en direction N-S, de part et d'autre de la ville Le Blanc et sépare à l'Est une aire de sédimentation épaisse du Tertiaire de Brenne, d'un secteur soulevé situé à l'Ouest. Cette direction de fracturation est également visible au Sud de la carte, dans les vallées de l'Anglin et de la Gartempe et dans le contrôle des talwegs autour de la Puye ou des sources et des gouffres s'alignent suivant cette direction N-S. Cette dernière se retrouve également au Nord-Ouest de la carte où une faille N-S, pluri-kilométrique, affecte les terrains crétacés. Un des méandres de la Creuse les plus marqués, à Yzeures-sur-Creuse, est certainement en relation avec cette direction de fracturation sub-méridienne.

Cette direction de fracturation montre des rejeux récents puisqu'elle recoupe les terrains sédimentaires de la carte Le Blanc, du Lias à la formation tertiaire de Brenne, et qu'elle semble influencer le tracé des cours d'eau.

Les jeux synsédimentaires du Lias inférieur sont manifestes, puisque cette direction de fracturation est impliquée dans la venue des minéralisations de fluorine du Rossignol (Ziserman, 1980). D'après G. Lerouge et J.-M. Quenardel (1985), les failles de direction sub-méridienne (N10, N20 et N180) de cette partie du bassin de Paris sont impliquées :

- dans une déformation en distension NW-SE au Lias et au Dogger avec un jeu à composante normale ;
- dans les déformations de raccourcissement pyrénéennes, NE-SW puis N-S ; elles sont également sollicitées mais cette fois avec des jeux décrochants dextres et senestres ;
- dans une nouvelle déformation en distension (E-W) pendant l'Oligocène, avec un jeu strictement à composante normale ;

- dans les déformations de raccourcissement E-W puis NW-SE, respectivement au Miocène et au Plio-Quaternaire, avec un jeu d'abord en faille inverse, puis un jeu décrochant sénestre.

La micro-fracturation sub-méridienne est assez bien représentée, mais elle n'a livré que peu de tectoglyphes permettant de préciser les mouvements sur les structures reconnues. Toutefois, dans les calcaires bathoniens de la rive gauche de la Creuse, à l'aval du Blanc, un plan de faille de direction N08-70°E porte des stries horizontales à 5°. Ces dernières, pentées vers le Sud et à jeu dextre, attestent d'un jeu (récent ?) en décrochement. À Douce, près de la confluence de l'Anglin et de la Gartempe, un plan de faille N02-85°W, montre des stries sub-verticales à composante normale.

• **Les structures NE-SW.** Cette direction de fracturation est régionale-ment très présente, tant en macrostructures, qu'en microstructures. Les grandes failles ayant cette direction interrompent le plateau d'Aigurande et marquent la limite avec les dépôts sédimentaires mésozoïques du bassin de Paris (Lerouge, 1988 ; Barrier et Bourcier, 2000).

Sur la feuille Argenton-sur-Creuse, cette direction est prépondérante en limite du socle cristallophyllien et dans le Lias inférieur. Ces failles ont là, un jeu à composante normale dominante avec un basculement des blocs vers le Nord, montrant un mouvement antithétique. Cette direction de fracturation est également bien développée dans le Poitou avec les failles de Peussot et de Ligugé (Mourier et Gabilly, 1985), le faisceau de failles (N45) d'Antigny et de Béthines et les failles de Concremiers (N30-40) visibles sur la carte voisine La Trimouille. Ces dernières failles pourraient correspondre à des perturbations de surface liées à une structure profonde, orientées N40, entre Civray, Civaux et Le Blanc, reconnue en géophysique (Mourier et Gabilly, 1985). D'après C.C. Weber (1972), d'autres failles de même direction ont été reconnues en géophysique, entre Poitiers et Le Blanc. Sur la feuille Preuilly-sur-Claise, la seule faille représentée est de direction NE-SW. Elle affecte le Crétacé supérieur et l'Éocène continental.

Sur la feuille Le Blanc cette direction de fracturation est la mieux représentée. Dans le Sud de la carte, elle affecte plusieurs niveaux du Jurassique supérieur. Les contacts faillés peuvent être suivis sur plusieurs kilomètres sans interruption. Il s'agit d'un système de blocs montrant essentiellement un effondrement vers le Nord-Ouest. Le profil géophysique inclus en marge de la carte montre que ces failles ont d'abord connu des rejets importants avec effondrement de blocs antithétiques (anté-Permo-Trias), puis des rejets plus faibles avec des blocs synthétiques effondrés vers le Nord-Ouest. Ces failles affectent également le Tertiaire de Brenne et elles paraissent scellées par les épandages des plateaux (R-m-p-IV). Autour de la Bussière, quatre failles N50-60 d'extension kilométrique dessinent un dispositif en horst et grabens. La faille la plus au Nord se poursuit sous la couverture tertiaire jusque dans la vallée de l'Auzon où elle a permis l'implantation de gouffres.

À la Guignardière, près de la Bussière, une faille à plan vertical N30 montre un rejet normal de plus de 2 m.

Au Nord de la carte, cette direction de fracturation est également bien marquée. Elle affecte le Crétacé supérieur, le Tertiaire de Brenne et les Calcaires lacustres oligocènes (g1C). Il s'agit là aussi d'un dispositif de blocs avec effondrement du compartiment nord-ouest.

Dans le secteur de la Basse-Brande, à l'Ouest du Blanc, B. Bourgueil et É. Cariou (1966) ont décrit une tectonique cassante affectant les calcaires jurassiques. Les failles NE-SW ont une composante normale avec effondrement du compartiment nord-ouest. Associées à des failles sub-méridiennes, elles ont également été reconnues lors du lever des leviers géologiques de la carte.

D'après G. Lerouge et J.-M. Quenardel (1985), les failles de direction NE-SW auraient un jeu à composante normale dominante pendant tout le Mésozoïque, alors que la direction de distension régionale varie du NW-SE, au Lias et au Dogger, à N-S au Malm et au Crétacé. À l'Éocène, ces failles sont remobilisées en régime de raccourcissement NE-SW puis N-S, montrant des jeux décrochants sénestres. Le dernier jeu attesté de ces failles serait miocène, contemporain de la phase de raccourcissement alpine orientée E-W. À cette époque, ces accidents seraient remobilisés en décrochement dextre.

• **Les structures sud-armoricaines.** Les failles de cette direction, NW-SE à WNW-ESE sont les plus connues et les mieux matérialisées à toutes les échelles cartographiques. Ce sont peut-être actuellement les plus séismiques du Sud du Bassin parisien (Freytet *et al.*, 1986).

Elles prennent naissance, dans le socle, au Sud du Bloc armoricain, et se poursuivent dans le Sud du bassin de Paris où elles affectent également la couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque. Au Sud, l'accident de la Marche qui prolonge le Cisaillement sud-armoricain, en représente une expression particulièrement évidente (Lerouge, 1984, 1988). Au Nord, l'accident sud du bassin de Paris en constitue une autre branche, dans le prolongement des failles de Nort-sur-Erdre, de Doué et du Loudenais ; cette dernière s'exprime dans la couverture sédimentaire jurassique par la flexure de Châteauroux (C. et J. Lorenz, 1982, 1985). Cet accident, révélé lors du lever des cartes à 1/50 000 Ardentes et Velles par C. et J. Lorenz, représente une des branches nordiques du Cisaillement sud armoricain, entre Ancenis à l'Ouest et le faisceau de faille méridien du Cher. Son jeu est attesté au Dogger lorsqu'il déforme la couverture sédimentaire en flexure antiforme, puis à l'Éocène supérieur, lorsque des rejeux réactivent les reliefs. Cet accident marque alors la limite des épandages détritiques de Brenne vers le Nord (Lorenz, 1985).

Les deux accidents, de la Marche et du Sud du bassin de Paris, semblent focaliser l'activité séismique régionale, à en juger par la position des épïcêtres d'une magnitude supérieure à 3,5 qui coïncident fréquemment avec leur tracé (C. et J. Lorenz, 1985 ; Freytet *et al.*, 1986).

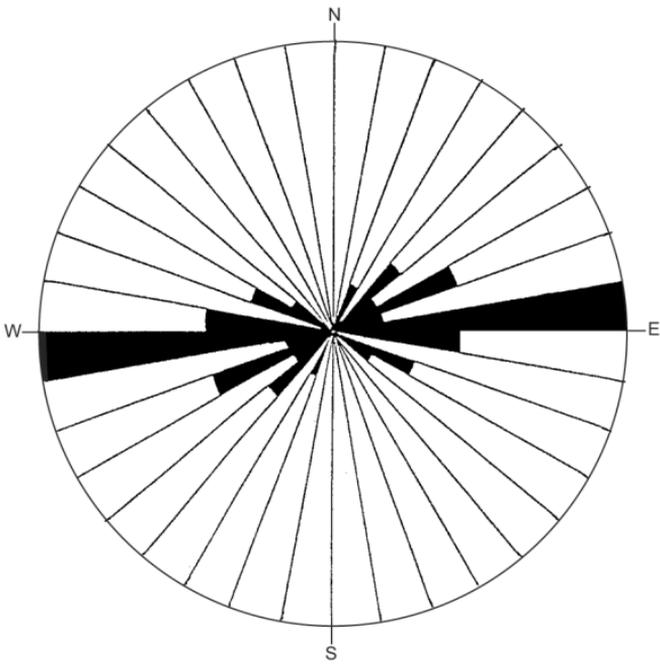


Fig. 19 - Rosace de fracturation dans les calcaires bathoniens de la rive gauche de la Creuse, au Blanc (21 mesures)

Le dernier grand trait tectonique régional empruntant cette direction est aussi le plus important de la feuille Le Blanc, car situé directement dans la vallée de la Creuse : il s'agit de la faille de Thouars-Mirebeau-Le Blanc (Lerouge, 1988). A l'Ouest, elle suit une direction N140, tandis qu'à l'Est, dans la région du Blanc, Saint-Gaultier et Argenton-sur-Creuse, elle devient proche de E-W, comme le cours de la Creuse. D'après N. Debeglia et S. Debrand-Passard (1980) cet accident est localement interrompu, notamment au Blanc, par des failles orientées NE-SW. J. Lorenz (1989) montre qu'il existe un décalage entre l'orientation de l'accident profond (N120-130) et la faille de la Creuse entre Le Blanc et Argenton-sur-Creuse (N90).

Au Blanc, les calcaires bathoniens de la rive gauche de la Creuse montrent un diaclasage important suivant la direction E-W, mais sans qu'il soit possible de mettre en évidence des indices de mouvement ni de faille (fig. 19). Cette faille serait plutôt à rechercher sous les alluvions de la Creuse. C'est cette hypothèse qui a été privilégiée dans le dessin de la carte, car plus à l'Ouest, des failles E-W pourraient en représenter la prolongation sur le plateau jurassique. Il en va de même des deux coudes qui permettent à la Creuse de retrouver un écoulement E-W à l'aval du Blanc, à Mont-la-Chapelle et à Fontgombault. Ce dernier exemple se trouve aussi dans l'alignement de la faille E-W qui affecte le Jurassique du plateau situé entre la Gartempe et l'Anglin. Cette faille visible sur plusieurs kilomètres prend vers l'Ouest une direction WNW-ESE.

Au Nord-Ouest de la carte la direction E-W est moins visible mais elle reste marquée dans la microfracturation. À Lavaud, une faille de direction N78-52°E affecte les argiles vertes et marnes blanches oligocènes avec un rejet normal métrique. À Tardes, près de Vic-sur-Gartempe, une faille de direction N100, à plan subvertical, effondre le compartiment situé au Sud.

D'après G. Lerouge et J.-M. Quenardel (1985) la direction de fracturation WNW-ESE à NW-SE a connu un jeu à composante normale durant les phases de distension NW-SE et N-S, respectivement au Lias-Dogger et au Malm-Crétacé.

Pendant la phase de raccourcissement N-S de l'Éocène supérieur, cette direction de faille aurait été remobilisée avec des failles inverses, avant d'être reprise par des décrochements pendant les phases de raccourcissement miocènes (décrochement sénestre) et plio-quatérnaires (décrochement dextre). Ces rejeux décrochants expliquent probablement le faible rejeu vertical généralement enregistré (secteur de Fournioux-Tilloux dans le Sud-Est de la carte).

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Le secteur couvert par la feuille Le Blanc s'inscrit dans un contexte géodynamique régional de bordure de bassin sédimentaire intra-cratonique stable. Il s'agit de la bordure méridionale du Bassin parisien dont

l'histoire sédimentaire, débutée au Lias, se poursuit encore aujourd'hui. Le substratum de cette partie du bassin de Paris comprend des roches métamorphiques et des roches plutoniques appartenant au socle cristallophyllien et cristallin (voir les notices des feuilles Argenton-sur-Creuse et Bêlâbre). Impliqué dans l'orogénèse hercynienne, ce socle a été déformé, déplacé sous forme de nappes de charriages et traversé par des plutons granitiques. À la fin du Paléozoïque - au Permien - la chaîne de montagnes qui résulte de ces déformations est déjà soumise à l'érosion. Pendant le Trias, le massif montagneux sera progressivement érodé, puis en partie pénéplané. Durant le Paléozoïque et le Mésozoïque, les produits d'érosion de cette chaîne vont s'accumuler dans des fossés d'effondrements. Il s'agit de dépôts continentaux fluviaux torrentiels. C'est à partir du Lias que débute le véritable comblement sédimentaire du bassin avec des dépôts marins et continentaux mésozoïques et cénozoïques.

ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE PALÉOZOÏQUE

Les plus anciennes traces de l'évolution tectono-métamorphique de la région sont préservées dans les amphibolites de l'Unité d'Éguzon, qui affleurent sur la feuille Dun-le-Palestel (n° 616). Il s'agit de l'épisode de haute pression de la période éovarisque, d'âge ordovicien-silurien (Ledru *et al.*, 1989).

La seconde étape de mise en place, de période médiovarisque, correspond aussi à l'épisode métamorphique majeur du bâti. La phase paroxysmale de ce métamorphisme barrowien est surtout préservée dans les faciès à reliques de disthène de l'Unité d'Éguzon. Cette phase d'enfouissement des séries serait contemporaine des premiers mouvements de tectonique collisionnelle qui affectent cette période. Il en résulte un écaillage et un épaississement crustal entraînant un rééquilibrage thermique. Ces mouvements ont pour conséquence de transplanter des séries déjà métamorphisées dans un contexte de plus forte température mais de moindre pression. Le chevauchement ductile des migmatites est attribué à cette période collisionnelle médiovarisque.

La fin de cette phase de métamorphisme de MP-MT se situe vers 360 Ma. Dès lors, l'enfouissement des séries s'arrête et le système de raccourcissement est bloqué. Au Carbonifère inférieur, les grands accidents du Sud du plateau d'Aigurande connaissent un jeu ductile dextre qui absorbe l'essentiel de la déformation (Lerouge *et al.*, 1983, 1985). En parallèle, un nouveau rééquilibrage thermique se met en place en profondeur provoquant une anatexie crustale responsable du magmatisme observé le long des accidents du Sud du plateau d'Aigurande. Le Carbonifère inférieur connaît également une remontée progressive du bâti métamorphique qui se refroidit entraînant le passage tangible d'un régime de déformations ductiles à un régime de déformation ductile-fragile à fragile.

Le dernier épisode métamorphique date du Namuro-Westphalien. Il est postérieur à la remontée du bâti et il est dû au fonctionnement

ductile-fragile du chevauchement de Chambon. Cette phase est marquée essentiellement par une rétromorphose à muscovite et chlorite, mais aussi par le développement de massifs granitiques, comme le massif de Saint-Benoît-du-Sault (feuilles Saint-Sulpice-les-Feuilles et Bêlâbre). Les séries métamorphiques encaissantes connaissent alors un léger métamorphisme de contact.

Après cette phase tectono-métamorphique westphalienne, le bâti de la région ne connaît plus d'événements majeurs. Il sera localement remobilisé par des rejeux ductiles et cassants au Stéphaniens supérieur (Lerouge *et al.*, 1985), avant d'être progressivement soumis à l'érosion continentale à la fin du Carbonifère, au Permien et au Trias. Aucun produit d'érosion correspondant à cette période n'est connu dans la proche région. Ils semblent par contre bien conservés (> 1 000 m), plus au Nord, dans les fossés d'effondrement E-W d'Arpheuilles (feuille Buzançais). Ils ont également été reconnus par sondage autour de Boussay sur la feuille Preuilly-sur-Claise.

ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE MÉSOZOÏQUE ET CÉNOZOÏQUE

Les premiers dépôts du Mésozoïque correspondent à des sédiments détritiques de milieu fluvial, datés de l'Hettangien moyen à supérieur (feuille Bêlâbre). Ils comblent des dépressions d'origine tectonique (demi-grabens de direction NE-SW), incisées dans le socle cristallophyllien. Les failles de cette direction ont non seulement guidé la sédimentation de ce premier cycle sédimentaire, mais elles ont aussi drainé les fluides hydrothermaux minéralisants du bassin de Chaillac Dunet (Ziserman, 1980). Ce premier cycle sédimentaire, celui par la transgression du Sinémurien, est bien connu sur toute la bordure septentrionale du Massif central (feuilles Saint-Sulpice-les-Feuilles et Bêlâbre).

La mer, située jusque-là plus à l'Est dans la région de La Châtre, transgresse sur la région. Les premiers dépôts marins sont sinémuriens : ce sont les grès calcaires de la zone à *Raricostatum*. Un nouveau cycle marin se développe au Pliensbachien, avec des calcaires oolithiques datés de la zone à *Davoei*. Le maximum transgressif semble se situer dans la zone à *Margaritatus*, avec des sédiments carbonatés reposant directement sur le socle. La partie supérieure de ce cycle est datée de la zone à *Spinatum* (Domérien) et s'achève par une surface perforée. Le cycle toarcien débute par des calcaires à oolites ferrugineuses de la zone à *Serpentinum*. Le maximum transgressif est marqué par un niveau plus ou moins condensé de la zone à *Bifrons* (Toarcien moyen) de faciès argileux. Le cortège régressif contient les zones à *Aalensis* (Toarcien supérieur) et à *Opalinum* (Aalénien inférieur) et s'achève par des calcaires dolomitiques. Le passage de la sédimentation argileuse (de la zone à *Bifrons* à la zone à *Thouarcense*) à la sédimentation carbonatée du Dogger est un événement marquant du Mésozoïque (feuilles La Trimouille, Bêlâbre et Argenton-sur-Creuse). Cette sédimentation calcaire ne sera interrompue qu'à l'occasion de la grande

transgression des Marnes à *Clypeus* de la Vallée de la Creuse ou de l'émersion temporaire des marnes laguno-lacustres à lignite du Bathonien.

De l'Aalénien au Kimméridgien, la région connaît plusieurs fluctuations transgressives et régressives, mais le milieu de dépôt reste celui d'une plate-forme interne, avec des calcaires bioclastiques et des calcaires à silex à l'Aalénien, des calcaires fins à silex, des calcaires à ooïdes, des calcaires à entroques au Bajocien et des calcaires oolithiques parfois à polypiers au Bathonien. Le Bajocien et le Bathonien sont marqués par des évènements tectono-sédimentaires de régime distensif, générateurs de bombements antiformes, de failles à jeux en horsts et grabens et de glissements sous-marins (feuilles La Trimouille, Bêlâbre et Saint-Gaultier).

Le Callovien et l'Oxfordien inférieur-moyen correspondent à une lacune de dépôt (Lorenz, 1989). La sédimentation se poursuit ensuite par une épaisse série en milieu de plate-forme interne montrant des calcaires silicifiés, des calcaires fins et des calcaires à coraux de milieu récifal et périrécifal. Les derniers dépôts jurassiques sont d'âge oxfordien terminal (Boullier *et al.*, 2001) : ils sont carbonatés et de milieu très littoral (feuille Le Blanc).

La mer se retire ensuite de la région en direction du Nord du bassin de Paris. La plate-forme carbonatée du Malm se trouve alors émergée et livrée à l'altération pédogénétique, à l'érosion et à la karstification. Ce régime continental se poursuit pendant tout le Crétacé inférieur, alors que dans le Sud-Est du Bassin parisien, une nouvelle mer recouvre le Seuil morvano-vosgien. Cette transgression ne semble pas franchir la longitude de Bourges.

Au Crétacé supérieur, la mer recouvre à nouveau la région avec, au Cénomaniens, des dépôts de milieu côtier, puis plus profond de milieu circalittoral inférieur. Au Turonien une tendance régressive se met en place avant une nouvelle remontée de la mer au Sénonien. Il est difficile de préciser à quel moment du Sénonien la mer quitte la région, mais entre la fin du Crétacé supérieur et le Paléocène cette partie du bassin de Paris connaît une nouvelle phase d'altération et d'érosion continentale. Dans un premier temps, cette érosion entraîne le décapage des dépôts du Crétacé supérieur, puis l'incision de la plate-forme carbonatée jurassique. Le modelé du relief est alors guidé par une tectonique cassante en horsts et grabens, de direction NW-SE et NE-SW, qui conditionne manifestement l'implantation du réseau hydrographique paléocène.

À l'Éocène, le régime fluvial s'affirme et les sédiments détritiques issus de l'érosion de la bordure nord du Massif central s'accumulent dans des dépressions endoréiques de piémont, comme la cuvette de Brenne ou de la Petite Brenne. Dans le détail, ces dépressions subsidentes montrent une persistance des anomalies de relief en horsts et grabens héritées du Paléocène, mais aussi des rejeux contemporains du dépôt de la Formation de Brenne. La mise en place de cette formation s'effectue en trois étapes :

- la première, d'âge paléocène (?) et éocène inférieur-moyen, voit le développement d'une épaisse couverture altéritique. Elle se développe sur le socle cristallin de la bordure du Massif central, mais également sur les points hauts (horsts) des cuvettes endoréiques. Une partie de ces altérites est remobilisée vers les points bas (grabens), où elle se mélange aux premiers dépôts détritiques fluviatiles ;

- la seconde est d'âge éocène inférieur-moyen à oligocène basal. Elle représente l'accumulation de sédiments fluvio-lacustres dans les dépressions qui fonctionnent alors comme cuvettes temporaires. La sédimentation est constituée par une alternance de dépôts lacustres argileux correspondant aux périodes de crue temporaires, et d'une sédimentation fluviale sableuse, de type réseau en tresse, répondant aux périodes d'étiage. Cette phase correspond au comblement progressif des dépressions, alors que sur les points hauts des altérites continuent à se développer. Certains horsts ne seront d'ailleurs recouverts par des sédiments fluviatiles qu'à la fin de cette seconde phase ;

- la troisième phase, d'âge ludien à rupélien, est plus franchement fluviale, de type réseau en tresse, et souvent de régime torrentiel. La sédimentation est surtout sableuse et parfois conglomératique. Sur ces épandages fluviatiles se développent plusieurs niveaux de sol et parfois même des cuirasses ferralitiques. En Brenne, les dépôts de cette troisième phase sont parfois accompagnés ou suivis d'un développement lacustre d'âge oligocène inférieur.

La période qui suit, allant de l'Oligocène supérieur au Pliocène, est beaucoup moins documentée dans la région, faute de datations précises. Il est vraisemblable que des fleuves, plus ou moins divagants et issus du Massif central, ont continué à traverser la région. Ils étaient dirigés vers la gouttière ligérienne alors occupée par la mer miocène des faluns d'Anjou et de Touraine. Quelques formations résiduelles sableuses situées sur les plateaux, au-dessus de la Formation de Brenne, pourraient bien correspondre à cette période.

Au Quaternaire, les fleuves entaillent progressivement le plateau calcaire jurassique laissant au moins trois niveaux de terrasses emboîtées au-dessus du lit actuel et des alluvions modernes des grands cours d'eau.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

La morphologie régionale correspond à un relief tabulaire, monoclinale, faiblement incliné vers le Nord-Ouest et le NNW-ESE, nettement entaillé par un réseau hydrographique. Le point le plus haut est situé à l'Est, en Brenne à 152 m. Le point le plus bas, à 57 m, est localisé dans la vallée de la Creuse, en limite de carte. Au Sud-Est, le plateau est surtout constitué par les terrains jurassiques affleurants. Ailleurs, cette surface est en grande partie recouverte par des sédiments tertiaires et par les épandages sableux des plateaux (Rmp-IV) et très localement par des placages de limons des plateaux. Les terrains crétacés occupent surtout les versants des vallées au Nord de la carte.

Le plateau est entaillé par un dense réseau hydrographique d'âge quaternaire. Les cours d'eau sont encaissés de 50 m en moyenne. Les versants des vallées des plus grands collecteurs sont souvent partiellement recouverts de colluvions massives constituées d'altérites et de sédiments tertiaires glissés, alors que les vallées sèches et les fonds de talwegs sont en partie masqués par des colluvions récentes.

L'altitude de la surface structurale du plateau calcaire, jurassique et crétacé, est assez difficile à apprécier compte tenu des déformations tectoniques tertiaires et dans une moindre mesure des dissolutions karstiques qui l'affectent. En moyenne, elle serait plutôt située vers 125 m d'altitude, ce qui correspond, à peu de choses près à la surface de base des épandages mio-pliocènes. Il n'est pas impossible qu'une fracturation récente (Plio-Pléistocène) décale cette surface, qui curieusement paraît plus haute de quelques mètres au Nord de la carte. Sur la feuille Bêlâbre les décalages sont plus nets, ils s'échelonnent entre 235 m d'altitude à l'amont, sur le socle cristallophyllien, et 110 m à l'aval sur le plateau qui surplombe la vallée de la Creuse. Les auteurs de la notice de la carte Saint-Sulpice-les-Feuilles arrivent aux mêmes conclusions en décrivant des rejeux néotectoniques, d'accidents à la fin du Pliocène, affectant les glacis des plateaux avant l'incision des vallées.

Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique est à rattacher en grande partie au bassin versant de la Creuse. Celui de la Vienne ne concerne que l'Auzon, dans le Sud-Ouest de la carte.

La figure 20, hors texte, dessinée jusqu'au niveau des moindres talwegs (Gagnaison, 2000) fait apparaître la complexité du réseau hydrographique intégral de la carte Le Blanc.

Bassin versant de la Creuse

Sur la feuille Le Blanc, le bassin de la Creuse dessine trois sous-ensembles :

- celui de la Gartempe et de l'Anglin qui draine le centre et le Sud ;
- celui de la Creuse en amont de la confluence avec la Gartempe, mais aussi en aval avec la Luire, qui draine une grande partie de l'Est et du Nord ;
- celui de la Claise qui ne concerne que l'angle nord-est de la feuille.

Le sous-ensemble de la Gartempe et de l'Anglin. Ces deux rivières sont séparées, jusqu'à leur confluence, par deux lignes de crêtes qui elles-mêmes délimitent deux petits bassins versants ; l'un au Nord dirigé vers le point de confluence et l'autre au Sud vers l'Anglin.

L'Anglin montre un cours plutôt méandriforme orienté NW-SE, dans une vallée aux versants dissymétriques. Les méandres sont bilatéraux, multiples et synflux. Seul un méandre à contre flux est visible au Sud. Les versants de la rive gauche sont plus courts et plus raides que ceux de la rive droite. Les affluents ne montrent pas d'organisation précise. La confluence est eufluente (orthogonale).

La Gartempe est bien moins méandriforme que l'Anglin, avec un écoulement plutôt orienté N-S et NNW-SSE. Les versants sont dissymétriques, mais à l'inverse de ceux de l'Anglin, les versants de la rive gauche sont longs avec peu de reliefs (à l'exception de quelques falaises de bords de rive), alors que ceux de la rive droite sont courts et plus raides. Les affluents montrent des confluences eufluentes au Sud et au centre. Ils ont alors une orientation bien réglée NE-SW pour les plus grands et NW-SE pour les plus petits. Au Nord, ils sont moins organisés, avec des confluences effluentes.

La ligne de crête située entre le sous-ensemble Anglin-Gartempe et le bassin de la Vienne est globalement orientée NW-SE. Elle est interrompue à trois reprises par des buttes témoins privées de talweg.

Le sous-ensemble de la Creuse. Après avoir suivi un cours au tracé plutôt rectiligne orienté E-W sur la feuille Saint-Gaultier, la Creuse change de direction à l'aval du Blanc. Son cours est alors d'orientation globalement NW-SE. Il est d'abord peu méandriforme lorsqu'il entaille les calcaires jurassiques : les méandres y sont bilatéraux et synflux. En traversant les terrains crétacés les méandres sont plus nombreux, plus marqués et orthoflux. La vallée est également beaucoup plus large et les falaises de bord de rives, nombreuses et bien marquées à l'aval du Blanc, ont disparu. Les versants de la Creuse sont dissymétriques : les versants droits orientés au Nord-Est présentant des pentes nettement plus fortes que leurs vis-à-vis.

Sur la rive gauche de la Creuse, les affluents sont bien organisés avec une orientation NE-SW. Leur confluence est surtout effluente. Sur la rive droite, l'organisation des affluents est bien moins nette, en particulier pour le bassin versant du Suin : elle varie de la direction NE-SW à NW-SE, en passant par WNW-ESE. Elle est mieux organisée, dans le Nord-Est de la carte où la direction NNW-SSE est dominante.

À l'extrémité nord-ouest de la carte, le bassin versant de la Luire est séparé de la Creuse par une crête orientée N-S. La vallée principale, également d'orientation N-S, est symétrique avec des affluents à confluence effluente dans lesquels on retrouve une organisation NE-SW particulièrement bien marquée en rive gauche.

La ligne de crêtes qui sépare le bassin versant de la Creuse du sous-ensemble Gartempe-Anglin est parallèle au cours de la Creuse, c'est-à-dire de direction NW-SE. Cette ligne de crêtes traverse une zone haute au centre de la carte, marquée par quatre buttes témoins.

À l'Est, la vallée du Suin et ses affluents traversent une zone haute marquée par huit buttes témoins dont le point culminant de la carte à 152 m. Cette vallée est par ailleurs remarquable pour ces eaux souterraines circulant au sein d'un réseau karstique (perte du Suin, gouffre du Rafou à Pouligny-Saint-Pierre, etc.).

Le sous-ensemble de la Claise. Sur la carte Le Blanc, il s'agit d'un petit bassin versant essentiellement dirigé vers le Chambon. Les affluents de ce cours principal sont surtout occupés à l'amont par des

étangs. Leur orientation est essentiellement NE-SW pour les plus grands et NW-SE pour les mineurs.

Le bassin versant de la Vienne

Son bassin versant n'est présent sur cette carte que par l'intermédiaire de l'Auzon, affluent de la rive droite. Dans le détail, l'Auzon décrit deux sous-bassins séparés par une large ligne de crête où trônent des buttes témoins d'orientation NW-SE. Les affluents de ces deux bras de l'Auzon sont peu organisés, à confluence plutôt eufluente. Seuls les affluents les plus grands montrent une direction N-S bien nette, qui est celle déjà rencontrée au Nord pour la Loire.

Colluvionnement

Les colluvions superficielles sont relativement abondantes sur la feuille Le Blanc. Elles tapissent systématiquement les versants, les fonds des talwegs et des vallées sèches du réseau hydrographique secondaire, et parfois même le haut cours des affluents des cours d'eau principaux. Il s'agit de dépôts gravitaires, dont l'épaisseur dépasse rarement le mètre, formés d'un mélange de sables, de limons terreux et de blocs. Les sables sont en grande partie issus de la Formation de Brenne. Localement, ils sont mélangés aux sables des épandages sableux des plateaux (Rmp-IV) ou à ceux des hautes terrasses. Dans ce cas, les colluvions contiennent des galets. Les limons correspondent au remaniement des limons des plateaux et les blocs reflètent la nature du substratum mésozoïque ou cénozoïque situé directement en amont.

Les colluvions épaisses sont moins fréquentes et sont localisées sur les versants des vallées de la Gartempe, de l'Anglin et de la Creuse. Il s'agit de loupes de glissement en masse de corps sableux ou sablo-argileux, à blocs provenant de la Formation de Brenne ou des argiles et calcaires lacustres situés à l'amont. Des sables et des galets provenant des épandages sableux des plateaux se mêlent parfois aux sédiments de la Formation de Brenne. Les sables montrent souvent la même cohérence que ceux de la formation tertiaire d'origine et masquent le substratum mésozoïque parfois sur plusieurs mètres d'épaisseur. Ces déstabilisations, souvent situées sur le versant orienté droit au Nord-Est des vallées, sont probablement liées aux phénomènes de solifluxion des derniers interglaciaires quaternaires.

Phénomènes périglaciaires

Mis à part les glissements en masse sur les versants, évoqués dans le paragraphe précédent, les phénomènes quaternaires d'origine périglaciaire sont peu marqués sur la feuille Le Blanc. Ils s'expriment essentiellement par une fracturation cryoclastique sur 50 cm à 1 m d'épaisseur au sommet des affleurements de roche calcaire mésozoïque, voire un peu plus en profondeur dans le tuffeau crétacé lorsqu'il est fracturé.

Les galets éolisés rencontrés sur les épandages des plateaux témoignent aussi de périodes plus ou moins désertiques froides lors des

maximums glaciaires. Aucune trace de sols polygonaux n'est à signaler sur le périmètre de la carte.

Karst

Le karst joue un rôle important sur la feuille Le Blanc, bien que les roches calcaires soient très largement masquées par les formations tertiaires. Ce karst est en grande partie fossile et il semble que les réseaux récents, essentiellement cantonnés sur les bords et dans le fond des vallées, correspondent à des réouvertures de karsts anciens lors des dernières glaciations.

Le karst ancien se caractérise en surface par des paléo-dolines et des paléo-gouffres, inscrits dans les calcaires jurassiques, remplis par des sédiments sablo-argileux ou gréseux difficiles à dater. Il s'agit soit de karsts anté-cénomaniens remplis par les argiles sableuses du Cénomani, soit de karsts anté-éocènes moyen-supérieurs remplis par la Formation de Brenne. Le gisement de marnes lutétiennes à restes de vertébrés des Prunes, sur la feuille Argenton-sur-Creuse, en constitue un exemple bien daté.

Le karst récent est surtout visible en surface. Les dolines et les gouffres en sont l'expression sur les plateaux (karsts profonds ou de drainages des plateaux) souvent bouchés et impénétrables. Ils correspondent en profondeur à des réseaux développés sur plusieurs kilomètres. Ils sont parfois regroupés ou alignés suivant les directions principales de fracturation. Des grottes sont aussi visibles sur les versants des vallées. Il s'agit de karsts « cutanés ».

Le karst cutané

Ce type de karst est très développé, de taille variable, il s'organise parallèlement au bord des vallées sans pénétrer notablement à l'intérieur des plateaux.

Dans les falaises calcaires des vallées principales, le réseau karstique est plus accessible. Il s'agit de galeries creusées, particulièrement sur le haut des versants ensoleillés, lors des phases de réchauffement du Quaternaire (Debrand-Passard *et al.*, 1982).

Plusieurs réseaux, en partie désobstrués par les spéléologues, sont visibles à l'aval du Blanc le long de la Creuse, dans la vallée de l'Anglin et de la Gartempe.

La grotte des Cottés, au lieu-dit « la Forgetière », près de Saint-Pierre-de-Maillé sur les bords de la Gartempe, et les grottes du Bois des Roches, sur la Creuse, sont deux exemples de ce type de karst. Elles ont de plus toutes les deux fourni un matériel archéologique abondant de haut intérêt stratigraphique (Lorenz *et al.*, 1984).

Le karst profond

Le réseau des karsts « profonds » ou de drainage des plateaux est difficilement pénétrable car presque toujours obstrué par des argiles

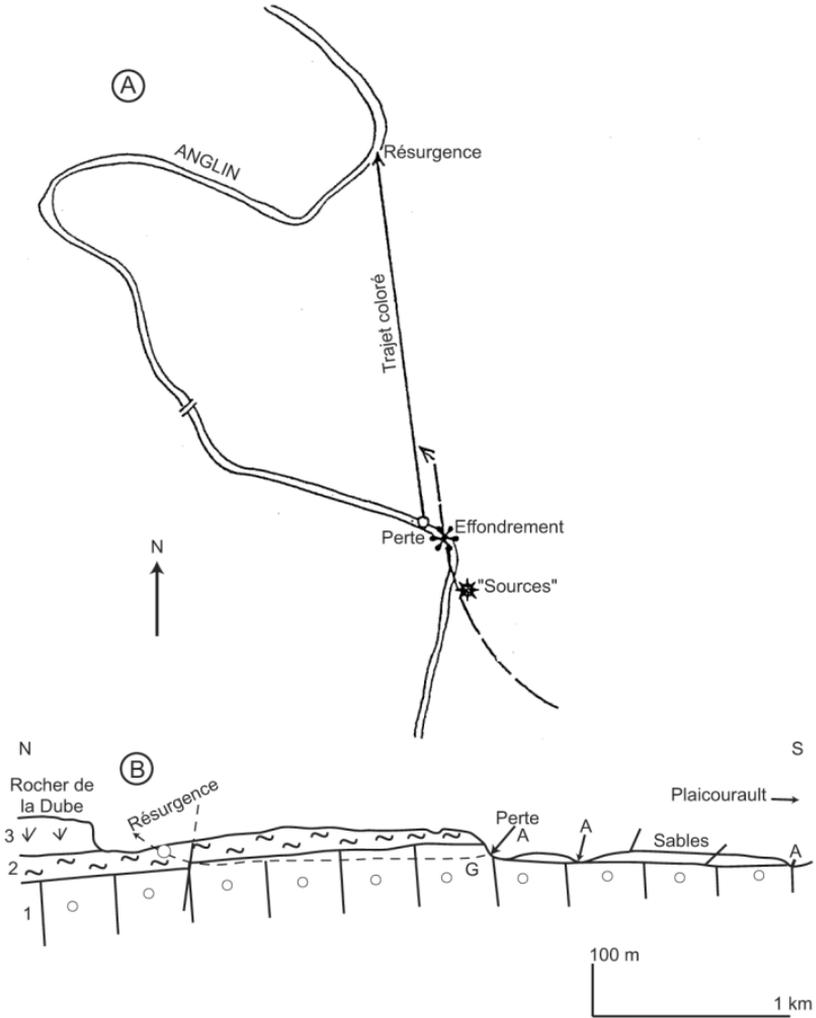


Fig. 21 - La rivière souterraine de la Roche Noire à Mérigny,
(d'après C. et J. Lorenz, 1984)

A : Schéma de circulation des eaux ; **B :** Coupe géologique ; **1** - calcaire oolitique bajocien-bathonien, **2** - calcaire à silex oxfordien, **3** - Calcaire récifal oxfordien, **S** - terrasse de l'Anglin

rougeâtres de décalcification. Les réseaux actifs sont généralement noyés et donc inaccessibles. Le développement vertical des karsts est limité par la faiblesse des dénivellations. Par contre, les développements horizontaux peuvent être importants et atteindre jusqu'à 10 km à « vol de chauve-souris ».

La rivière souterraine de Mérigny (fig. 21), simple parcours souterrain d'une partie des eaux de l'Anglin est un bon exemple de cette catégorie de grand drainage (C. et J. Lorenz, 1984). La grotte de la Poirelle, qui se développe dans l'Oxfordien, constitue le meilleur accès actuel à la rivière souterraine. Il s'agit d'une fissure, développée à partir d'une petite faille N-S, ouverte à l'explosif il y a une cinquantaine d'années. Au pied d'une descente verticale de 12 m dans la fissure, se développe une série de grandes et hautes salles traversées par un ruisseau souterrain sur le bord duquel les premiers explorateurs ont découvert des squelettes accompagnés de poteries et d'armes de l'âge du fer. La rivière souterraine se perd dans un lac terminal avec siphon. Des relevés de température et une coloration ont montré que l'eau provient de pertes de l'Anglin. La résurgence de cette rivière souterraine, Fonte froide au « Cul froid », s'effectue près du rocher de la Dube, à deux kilomètres en aval.

La rivière souterraine de Mont-La-Chapelle, sur la rive droite de la Creuse, constitue un autre exemple. Un puits, situé près de l'ancienne chapelle conduit, après une descente d'une vingtaine de mètres, à une succession de salles. La plus vaste est longue de 150 m. Cette salle débouche sur un lac souterrain, puis sur une rivière barrée par trois siphons. En 1978, le franchissement du dernier siphon a permis l'observation d'une dernière salle dont les murs semblaient couverts de « mousse rouge » (informations livrées par la Nouvelle République du 31 octobre et du 1 novembre 1978).

Le trajet souterrain reconnu ponctuellement sous la vallée du Suin représente un autre exemple significatif de ce type de karst. Le gouffre de la Puye et les pertes de l'Auzon, au Sud-Est de la feuille doivent également être l'expression en surface d'une circulation souterraine dans le plateau calcaire. Ce réseau est clairement installé à la croisée de failles NE-SW et N-S.

Plusieurs beaux gouffres sont également à signaler : le gouffre du Rafou à Pouligny-Saint-Pierre et celui du Bois Guerlé à Fontgombault. Ils sont particulièrement spectaculaires pour la région.

Le karst sous-fluvial

Le dernier type karstique correspond à un karst récent sous-fluvial. Il est encore moins pénétrable que les précédents car ses cavités sont noyées et masquées par la couverture des alluvions. Il consiste en de grandes cavités noyées, creusées dans le calcaire, sous la couverture d'alluvions, dans le fond des vallées. Des effondrements et des tra-

vaux, comme ceux du Puits de la Villerie au Blanc (doc. archives de la ville du Blanc, 17 février 1948), ont montré l'importance de ce karst actif situé à faible profondeur.

Tous ces types de karst connaissent des effondrements fréquents. Ils sont dangereux pour les activités humaines.

La pénétration dans les réseaux karstiques privés est interdite, elle nécessite une autorisation du propriétaire. Dans tous les cas avant de pénétrer dans une galerie karstique, il est conseillé de se renseigner auprès des autorités officielles et des spéléo-clubs locaux.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DES SOLS

La carte géologique Le Blanc fait apparaître la diversité des substrats rocheux en partie responsable de la grande variété des sols, des paysages, de la couverture végétale naturelle ou anthropique et de la répartition de l'habitat.

Un territoire rural

La carte Le Blanc couvre un territoire rural, avec trente trois communes réparties sur deux régions, Centre et Poitou-Charente et trois départements, l'Indre, l'Indre-et-Loire et la Vienne.

Les communes qui composent le territoire sont rurales et de taille disparate, mais en grande partie supérieure à la moyenne nationale.

Pour l'Indre, il s'agit d'une « Petite région » à part entière, le Pays du Blanc, étant administrativement rattaché au Boischaud Nord et inclus depuis 1990 dans le périmètre du Parc naturel régional de la Brenne. Cette région est classée en zone défavorisée et est assez faiblement peuplée (40 habitants au km² en moyenne). Son activité économique se concentre autour de la sous-préfecture du Blanc.

Avec des sols peu fertiles, la production agricole est plutôt orientée vers l'élevage bovin. Le cheptel caprin occupe aussi une place prépondérante avec l'utilisation du lait pour le fromage avec une Appellation d'origine contrôlée : le Pouligny-Saint-Pierre. Ce fromage au lait de chèvre entier a obtenu son AOC voilà plus de trente ans. Les surfaces consacrées à la culture céréalière sont pourtant en augmentation entre la rive gauche de la Creuse et le Suin grâce au remembrement et à un meilleur drainage des terres. L'homme a su également tirer des richesses de la pisciculture, avec en particulier la production renommée de la carpe de Brenne.

Pour l'Indre-et-Loire, la région des Gâtines-de-Preuilley appartient au paysage de la Touraine du sud. Baignée par la Creuse à l'Ouest et occupée à l'Est par des plateaux tabulaires, la culture céréalière et l'élevage bovin constituent l'essentiel de l'activité économique.

Pour la Vienne, la Région du Pleumartinois est peu peuplée (20 habitants au km² en moyenne), elle est classée défavorisée. Privée de grand centre urbain, elle est située à l'écart des pôles économiques et des grands axes de communication du département. La culture des céréales et l'élevage bovin restent les activités prépondérantes dans ce secteur.

Depuis la reconnaissance officielle de sa station hydrominérale de la Roche-Posay, spécialisé dans la dermatologie, le Pays rochelais vit du thermalisme.

Le grand axe de communication de la carte Le Blanc est représenté par la N151 qui relie, en Est-Ouest, la voie de communication rapide de l'A20 à Argenton-sur-Creuse à celle de l'A10 à Poitiers. La ville du Blanc fait aussi figure de « plaque tournante » régionale à 1 h 30 de Limoges par la D975, 1 h de Poitiers par la RN151, 1 h 30 de Tours par la D950 et 3 h de Paris par la D975. L'aérodrome du Blanc a une activité essentiellement touristique, axée sur le vol libre et le parachutisme.

Le tourisme est en expansion ces dernières années, tant dans les vallées de l'Anglin et de la Creuse, que dans le Parc naturel régional de la Brenne. Créé en 1989, ce parc s'étend sur 166 000 ha d'étangs, de brandes, de landes et de buttons. Son originalité réside dans la préservation d'un espace naturel de milieu humide à vie sauvage foisonnante. La Brenne est l'une des plus importantes régions d'étangs de France (quelques 2 200 étangs) où sont préservées bon nombre d'espèces menacées de la faune aquatique : le héron pourpré, le grèbe à cou noir, le busard des roseaux, la guifette moustac et la fameuse cistude d'Europe, une tortue d'eau devenue emblème du Parc. La flore est tout aussi riche (1 200 espèces), avec en particulier des biotopes à orchidées et les rose-lières. Afin de faciliter la découverte du patrimoine naturel de ce « Pays des mille étangs » des observatoires publics et des sentiers de découverte ont été aménagés. La Maison du parc à Rosnay, et l'Écomusée au Blanc, sont des lieux de visites incontournables pour découvrir les multiples ressources du Parc naturel de la Brenne.

Couverture végétale

La couverture végétale est relativement bien développée, qu'il s'agisse de la végétation naturelle des forêts, des bois et des Brandes, ou de celle qui est cultivée en prairie et en champs. Sa répartition et sa nature sont en rapport direct avec le modelé du relief et la composition du substrat géologique. Ainsi, plusieurs secteurs, ou régions naturelles, au couvert végétal différent peuvent être distingués sur la carte Le Blanc :

- au Nord, les plateaux armés de Crétacé à épandages tertiaires sablo-argilo-limoneux des Gatines-de-Preuilley, sont occupés par plusieurs vastes massifs forestiers (Bois Prieur, Bois du Rigollet, Bois de la Barre), séparés par des champs cultivés hachés de boqueteaux et de bocages résiduels ;
- au Nord-Ouest les collines et les vallées argilo-sableuses du Pays rochelais sont verdoyantes et bocagères ; le sommet des collines est le

plus souvent couvert de forêts (forêt de la Roche) installées sur les argiles à meulières et les limons des plateaux ;

- au Sud-Ouest les plateaux calcaires et marneux du Pleumartinois sont mis en culture ; drainés, ils sont cultivés en céréales, sinon ils sont considérés comme de mauvais sols et sont destinés à l'élevage. Bien que constitués par les argiles à meulières et difficiles à travailler, les versants des vallées sont également mis en culture. Quelques bois rompent la monotonie des paysages agricoles, comme en particulier la vaste forêt de Pleumartin et le Bois du Chillou. En rive gauche de la Gartempe, le paysage est bocager et forestier ;

- au Sud, entre les profondes vallées de la Gartempe et de l'Anglin, le plateau calcaire jurassique est constitué de petits champs cultivés pour les céréales et séparés les uns des autres par des petits murets de pierres sèches ou des haies. À l'approche de la rive gauche de l'Anglin et dans les vallées sèches qui incisent le plateau, le couvert végétal est beaucoup plus dense formé de taillis et de forêts ;

- au Sud-Ouest, en lisière de Brenne, le pays du Blanc correspond à un vaste plateau calcaire jurassique, plutôt sec, mis en culture pour la production de céréales ; localement sur la Dalle à silex de l'Oxfordien moyen, le paysage prend l'aspect d'une « brande à genets » (la Basse Brande, Coubernard) ; sur le plateau subsiste quelques rares témoins de vigne car celle-ci occupait jadis de vastes surfaces entre le plateau et le rebord de la vallée de la Creuse ; aujourd'hui les pentes de la vallée sont surtout couvertes de landes à genévriers et de pelouses à orchidées ; des zones de production de truffes subsistent encore sur le plateau ; sur la rive droite de la Creuse (Poulligny-Saint-Pierre) le paysage prend localement l'allure d'un véritable causse, siège d'une importante érosion karstique sur les Calcaires à coraux de l'Oxfordien supérieur, et occupé par des prairies résiduelles livrées à l'appétit des chèvres ; des taillis et des bois occupent les vallées sèches affluentes de la Creuse ;

- au Nord-Est débute la Brenne et son paysage d'étangs accompagné d'un dense couvert végétal implanté sur l'Éocène détritique. Avec les bois alternent des landes à bruyères, genets et ajoncs que dominent quelques boutons arides, ainsi que des prairies et de maigres champs à cultures céréalières et fourragères. Les étangs prolifèrent et les réserves de chasse se multiplient au détriment de l'entretien des terres autrefois cultivées ; la friche gagne du terrain.

LES SOLS

La feuille Le Blanc, a fait l'objet d'une cartographie pédologique à 1/50 000 (feuille 1926) (Studer, 1987). Le travail a débuté dès 1969, avec les levers de R. Studer (INRA - Châteauroux, Indre). Ces travaux seront poursuivis entre 1984 et 1986, par différents collaborateurs. La notice sera réalisée plus tard par C. Cam, C. Chesseron, M.-J. Moulin, avec la collaboration de J. Blaskiewicz et J.-D. Boutin. Elle sera publiée en 1991 par les Chambres d'agriculture de l'Indre et de la Vienne.

Sur la carte Le Blanc, ce recensement pédologique à inventorier 8 grandes classes de sols regroupant 24 types différents. D'extension variable, chacun d'eux est plus ou moins régulièrement réparti sur l'ensemble de la carte.

Description et répartition des sols

• **Les sols calcimagnésiques** sont les plus fréquents. Ils sont représentés par quatre types de sols (rendzines claires fortement effervescentes, rendzines brunes moyennement effervescentes, sols bruns calcaires et sols bruns calciques ou eutrophes) :

- *les sols bruns calciques* ou sols saturés sont très communs, particulièrement sur les plateaux de calcaire jurassique du Val de Gartempe et du Pays du Blanc. Limono-argilo-sableux, leur épaisseur moyenne est de 30 à 50 cm. Ils sont aussi représentés dans le Pays rochelais et autour de Pleumartin, où ils sont plus épais, sur substrat de marnes et calcaires marneux du Tertiaire (g1C, g1A) et sur le Cénomaniens (c1b) ;

- *les rendzines claires ou brunes* sont surtout présentes sur les versants des vallées principales entaillant le plateau jurassique calcaire et le long des vallées sèches affluentes. Ces sols existent aussi localement sur les versants des collines de craie argileuse turonienne (c2a, c2b) au Sud-Est de la Roche-Posay et d'Yzeures-sur-Creuse. Ils sont peu épais, argilo-calcaires et caillouteux ;

- *les sols bruns calcaires, argilo-calcaires*, sont surtout développés sur les tuffeaux turoniens (c2b) des versants du Nord de la feuille où ils sont épais. Ils sont aussi visibles dans le Sud-Est de la feuille sur substrat jurassique, mais peu épais. Le sol est alors argilo-calcaire caillouteux.

• **Les sols brunifiés** sont également très présents sur cette feuille. Six types différents de sols brunifiés sont distingués (sols bruns modaux mésotrophes, sols bruns acides, complexe de sols bruns et de sols bruns faiblement lessivés, sols bruns lessivés, sols lessivés et sols lessivés dégradés ; les trois derniers types rentrent dans la catégorie des sols lessivés, les autres sont des sols bruns) :

- *les sols bruns lessivés* sont les mieux répartis sur l'ensemble de la carte où ils occupent presque toujours les positions d'interfluves, le sommet des collines et des buttes, mais aussi le rebord des plateaux et le haut versant des vallées. Ce sol profond, limoneux et limono-argileux, est bien représenté dans la région blancoise où il est peu hydromorphe. Il est aussi présent sur les terrasses limono-sableuses de la Gartempe et de l'Anglin où il est peu épais ;

- *les sols brunifiés lessivés dégradés* sont aussi assez répandus, surtout au Sud-Est de la feuille entre Pleumartin et la Puye. Ils sont surtout installés sur les Argiles à meulière (*Ag1A.M*) mais aussi sur les calcaires lacustres (g1C) et sur le Tertiaire de Brenne dans la région de Lureuil à l'Est. Ces sols montrent des profils épais, limono-légers et très battants. Ils sont hydromorphes sur les Argiles à meulière (*Ag1A.M*). L'autre sol brunifié lessivé est plus largement diffusé sur l'ensemble de la carte, mais en petites unités. Il est très présent au

Nord de la Puye sur substrat de calcaire lacustre (g1C) et sur le Tertiaire de Brenne (e6-g1A et S) dans le Nord-Est de la feuille ;

- *les sols bruns modaux mésotrophes* ont une répartition assez proche de celle des sols calcimagnésiques saturés, mais leur extension est plus réduite et ils sont principalement situés en position haute d'interfluve. Ils sont limono-sableux-argileux et peu profonds ;

- *les autres sols bruns* sont présents sur les terrasses de la Gartempe et de la Creuse (complexe de sols bruns et de sols bruns faiblement lessivés) et très localement sur les sables du Tertiaire de Brenne (e6-g1S) au Nord-Est de la feuille (sols bruns acides).

• **Les vertisols** sont des sols marqués par la présence d'argiles gonflantes. Leur extension sur la carte reste importante mais limitée à deux grands secteurs : à l'Ouest de la carte sur substrat marno-calcaire cénomaniens (c1b) et sur les marnes lacustres (g1A) et à l'Est de la carte en rive droite du Suin et de la Creuse sur substrat cénomaniens (c1b) et turonien (c2b). Dans les deux secteurs, les profils sont épais, argileux lourds à phénomènes de retraits marqués.

• **Les sols peu évolués** sont assez fréquents sur la carte Le Blanc. Liés aux vallées, ils ont trois origines distinctes : les sols d'érosion (sols superficiels, lithosols, ranker), les sols d'apport alluvial (non calcaire, saturés ou calcaires) et les sols d'apport colluvial (non calcaires, saturés ou calcaires).

Les sols d'érosion sont surtout bien développés dans le Pays blancois, autour des vallées de la Creuse et du Suin entre Angles-sur-l'Anglin et Mérigny, le long des deux rives de l'Anglin, et au Sud de Saint-Pierre-de-Maillé principalement sur la rive droite de la Gartempe. Ils occupent la pente des versants de vallées et de talweg, remontant ainsi assez loin sur les plateaux calcaires. Ces sols minces, de 0 à 15 cm d'épaisseur, sont argilo-calcaires et très humifères. Biens drainés et associés à des blocs calcaires, ils peuvent sous couvert forestier donner des truffières.

Les sols d'apport alluvial occupent la plus grande partie des alluvions récentes et modernes (Fz) et des alluvions anciennes de la basse terrasse (Fy) de la Creuse, de l'Anglin et de la Gartempe. Ce sont des sols profonds, humides et parfois inondables. Les sols alluviaux constitués uniquement de minéraux bruts, ne sont représentés que sur les bancs de sables meubles du lit des cours d'eau. Les sols alluviaux saturés ou calcaires sont peu étendus. Ils se localisent essentiellement au Nord de Saint-Pierre-de-Maillé, à l'Est de Vicq-sur-Gartempe dans le lit de la Gartempe, ainsi que dans plusieurs méandres de l'Anglin et sur la rive gauche de la Creuse à Lurais.

Les sols d'apport colluvial sont surtout limités aux fonds de talwegs et plutôt dans leur partie amont. Ces sols sont bien développés dans les talwegs de la rive gauche de la Creuse à l'aval de Saint-Aigny, sur la rive droite de l'Anglin et autour de la Puye.

- **Les sols podzolisés** sont assez rares et d'extension réduite sur la feuille Le Blanc. De deux types distincts (sols bruns ocreux et associations de sols podzolisants avec sols podzoliques) ils ne sont présents que sur le substrat sablo-limoneux du Tertiaire de Brenne (e6-g1S) et à l'extrémité nord-est de la feuille.

- **Les sols hydromorphes** sont peu fréquents, d'extension notable mais localisée. Ils sont de quatre types différents : les trois premiers (sols à pseudogley, sols à nappe permanente profonde, et sols à nappe permanente peu profonde) sont des sols hydromorphes minéraux ; le dernier (sols planosoliques) est un sol à phénomènes d'oxydo-réduction atténués.

Les sols à pseudogley sont peu profonds et humides et occupent le substrat imperméable de Brenne (e6-g1A). Ils sont principalement situés au Nord-Est de la feuille où ils peuvent occuper de larges surfaces dans les secteurs propices aux étangs. Ils sont localement présents dans la région du Blanc, au niveau de l'interfluve de la Creuse et de l'Anglin.

Les sols à nappe permanente correspondent à des terres argileuses, parfois humifères, et très localisées dans les fonds de vallées (Suin, Luire, Chambon, Ouest de la Puye, Creuse à l'aval du Blanc).

Les sols planosoliques donnent des terres peu profondes, sableuses et légères, reposant sur un plancher imperméable situé vers 40 cm de profondeur. Ces sols sont souvent associés aux sols à pseudogley, sur substrat des argiles de Brenne (e6-g1A). Ils sont surtout présents dans le Nord-Est de la feuille. Il est à noter qu'aucun sol hydromorphe organique (tourbe) n'a été rencontré.

- **Les sols à sesquioxydes** sont signalés en un seul point, à l'Est de la carte, au niveau d'une butte résiduelle d'argile sableuse du Tertiaire de Brenne (e6-g1A) à proximité du contact avec le Crétacé (c1b). Il s'agit d'un paléosol ferrallitique présent à la base du Tertiaire de Brenne, peu développé dans ce secteur de la carte.

- **Les sols anthropiques**, profondément remaniés par l'homme, sont peu répandus sur cette feuille. Il s'agit essentiellement des digues d'étangs, des terrains de sport et des zones urbaines.

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Dans le périmètre de la feuille Le Blanc, le substrat géologique ne pose pas de problèmes particuliers aux projets d'équipements. Des études géotechniques classiques sont toutefois recommandées dans le cas de constructions dépassant la taille d'une maison individuelle. Quelques anomalies locales peuvent cependant être rencontrées :

- sur les versants des vallées le substratum géologique résistant (calcaire, tuffeau, grès,...) est parfois couvert de colluvions argileuses (CAS, CA.//) récentes dont l'épaisseur peut dépasser plusieurs mètres. C'est en particulier le cas dans toute la partie nord-ouest de la carte où ces collu-

vions sont très développées. Il est alors conseillé de traverser ces formations superficielles pour ancrer les fondations dans la roche massive ;

- les glissements de terrain sont de faible ampleur, limités au haut de versant du rebord des vallées. Ils sont surtout présents dans le tiers ouest de la feuille où ils affectent les Argiles vertes et marnes blanches rupéliennes (g1A) et les Argiles rouges à meulières. Un exemple de ces glissements est donné sur la commune de la Bussière qui a dû déplacer son ancien cimetière car les tombes creusées dans les argiles rupéliennes se remplissaient d'eau et la dilution progressive de ces assises imperméables provoquait des glissements de terrain avec entraînement vers l'aval du coteau des cercueils et des corps qui se décomposaient difficilement (Gardet, 1951) ;

- sur les plateaux du Val de Gartempe et du Pays blancois, la dissolution karstique qui affecte le toit des calcaires mésozoïques peut générer des tassements différentiels locaux sous les fondations ; ceci est attribuable au fait que les calcaires massifs sont plus résistants que les argiles de dissolution. L'utilisation de micro-pieux est alors recommandée pour franchir la zone altérée ;

- localement sur les plateaux, et plus spécialement sur le rebord des plateaux, la dissolution karstique peut générer des cavités souterraines susceptibles de s'effondrer ou de créer des désordres sur les édifices situés à l'aplomb. De telles cavités sont connues en plusieurs points du territoire comme à la Villerie, près du Blanc, où en 1948, un puits creusé pour l'alimentation en eau a traversé plusieurs grottes et galeries, dont certaines étaient partiellement remplies de sable alluvial et de blocs jusqu'à 31 m de profondeur (doc. inédits, Archives municipales du Blanc) ;

- un autre exemple spectaculaire de cavité souterraine en zone construite est donné par le puits et la rivière souterraine de Mont-la-Chapelle, à l'aval du Blanc. Sous les vestiges de l'ancienne chapelle, un puits conduit, après une descente d'environ 20 à 25 m, à une succession de grottes dont la plus vaste représente une salle de 150 m de longueur. Cette salle débouche sur un lac situé sous le village. Le lac se poursuit par une rivière souterraine barrée de trois siphons, franchis par des plongeurs spéléologues, avant de déboucher de nouveau dans une dernière (?) salle qui d'après les observateurs était couverte de mousse rouge (doc. Nouvelle république du Centre des 31 octobre et 1 novembre 1978) ;

- dans la région, les vides souterrains capables de générer des désordres dans les constructions peuvent aussi être d'origine anthropique. Il s'agit surtout de cavités avec vastes salles, couloirs, goulots, creusés dans le tuffeau facile à tailler. Ces vides sont assez fréquents dans un périmètre situé entre Tournon-Saint-Martin, Saint-Pierre-de-Maillé et la Roche-Posay, mais il en existe aussi aux environs de la Puye et de la Bussière. Il s'agit souvent de souterrains refuges ou de sanctuaires (Lorenz, 1995). D'autres cavités souterraines correspondent à des extractions de pierres, comme dans les calcaires récifaux jurassiques (j5c) de la vallée de la Creuse à Fontgombault ou dans les

tuffeaux crétacés (c2b) à Yzeures-sur-Creuse. Lorsque leurs accès sont encore visibles, elles sont susceptibles d'être contrôlées et confortées si besoin et dans ce cas elles ne présentent pas de risques importants pour la construction ;

- à l'emplacement d'anciennes carrières à ciel ouvert dans les argiles kaoliniques noires (A3), les argiles tertiaires (e6-g1A et S), les Grès de Brenne (e6-g1G), les calcaires jurassiques (j5), les calcaires lacustres (g1C) et les alluvions des terrasses, remises en cultures et depuis longtemps oubliées, des problèmes de tassement différentiels peuvent apparaître. Ils sont le plus souvent causés par la faible compaction des remblais.

Des sondages de reconnaissances sont de toutes façons souhaitables et évitent de désagréables surprises au moment des travaux ou plus tard.

RESSOURCES EN EAU

Les aquifères

La feuille Le Blanc se place près de l'extrémité sud-ouest du Bassin parisien où les couches sédimentaires s'étagent du Bathonien (à l'angle sud-est de la feuille) au Turonien (au Nord), avec un recouvrement irrégulier de formations du Tertiaire. Dans cette succession de terrains, les réservoirs aquifères correspondent essentiellement aux formations suivantes :

- les alluvions ;
- le calcaire lacustre du Rupélien ;
- les formations détritiques éocènes (Formation de Brenne) ;
- la craie du Turonien ;
- les calcaires du Jurassique (Bathonien-Bajocien et Oxfordien supérieur) qui occupent la plus grande partie de la carte.

Aux eaux souterraines, il faut ajouter les eaux de surface :

- la Creuse et son affluent la Gartempe grossie de l'Anglin ;
- les étangs de Brenne, milieu aquatique particulièrement sensible.

Aquifère des alluvions

Les alluvions de la Creuse et de la Gartempe renferment des horizons sablo-graveleux qui constituent un réservoir très perméable (perméabilité de l'ordre de 10^{-2} à 10^{-3} m/s), en continuité avec les calcaires aquifères du Jurassique sur toute la moitié sud de la carte. L'épaisseur globale des alluvions est de 5 à 8 m au maximum, mais les couches graveleuses ont une épaisseur qui ne dépasse pas 3 m. De ce fait, les débits exhaurés restent réduits : 1 à 10 m³/h.

L'eau est très peu profonde, en liaison avec les cours d'eau qui drainent ou rechargent la nappe.

Sur le plan hydro-chimique, l'eau est peu dure, sauf si les alluvions surmontent directement les calcaires du Jurassique.

Cette nappe, très peu profonde est facilement contaminable par les activités humaines. Elle est captée par de nombreux puits individuels abandonnés ou utilisés pour l'arrosage de jardins.

Aquifère de la Formation de Brenne

Les formations détritiques de l'Éocène occupent principalement l'angle nord-est de la carte. Elles sont composées essentiellement de conglomérats, de sables et d'argiles. Les horizons sableux constituent un réservoir médiocre, en petites nappes perchées, de faible perméabilité. L'épaisseur moyenne est de 40 à 50 m, avec un maximum sur le plateau de Pleumartin (55 m) (Chamayou, 1976).

La nappe est atteinte uniquement par de nombreux puits traditionnels peu profonds, le plus souvent abandonnés en raison du faible débit qu'ils peuvent fournir.

Aquifère des calcaires lacustres

Les calcaires lacustres du Rupélien (faciès sannoisien) s'étendent sur le tiers occidental de la carte. Ils forment un réservoir de faible épaisseur (6 à 10 m), perché au-dessus des formations détritiques éocènes. Des sources marquent leur base à leur périphérie. Ces calcaires, alimentés par les pluies efficaces, ont un rôle de volant d'alimentation pour les réservoirs sous-jacents.

Ces calcaires forment un réservoir médiocre, d'une part à cause de leur perméabilité réduite, d'autre part à cause de leur faible épaisseur. Les débits exhaurés sont de 10 à 20 m³/h environ. La nappe n'est captée que par des puits traditionnels de fermes, le plus souvent abandonnés ou conservés pour l'arrosage des jardins.

Aquifère de la craie du Turonien

La craie bioclastique et sableuse du Turonien moyen et supérieur (Tuffeau de Touraine) forme un réservoir, mais de perméabilité réduite. La partie inférieure du Turonien est plus marneuse.

Les caractéristiques hydrodynamiques sont médiocres. Les débits obtenus sont de l'ordre de 2 à 20 m³/h (Tessier, 1978). Pour obtenir un débit suffisant (20 m³/h), les captages de la Roche-Posay ont recours à des puits à galeries.

Les eaux de la nappe de la craie sont dures, riches en silice.

Les sources de la Roche-Posay, aux vertus thérapeutiques déjà reconnues au 16^e siècle, proviennent de ce réservoir recouvert en amont par les formations détritiques éocènes (Gauvin, 1983). Les eaux sont actuellement captées par des forages profonds. La caractéristique principale est la teneur relativement élevée en sélénium (90 à 1 240 ppm) (Morette, 1967 ; Quériaud, 1983) dont l'origine serait à rechercher dans la formation détritique sus-jacente.

Aquifère des sables du Cénomaniien

Les formations du Cénomaniien reposent en discordance sur les calcaires du Jurassique. Ils comprennent de bas en haut :

- un banc d'argile (2 à 15 m) qui isole parfois les sables sus-jacents des calcaires du Jurassique ;
- une épaisse série sableuse, entrecoupée de bancs marneux, qui constitue le réservoir aquifère, désigné sous le terme de « Sables de Vierzon » ;
- des marnes, avec bancs de grès, qui assurent la couverture du réservoir sableux.

Les sables affleurent en un fin liseré sur la moitié orientale de la feuille. La nappe contenue dans ces sables est rapidement captive sous les marnes du Cénomaniens supérieur. L'épaisseur est de 20 à 40 m (37 m à Yzeures-sur-Creuse, 23 m à la Roche-Posay).

La nappe du Cénomaniens est alimentée bien sûr par les affleurements peu étendus, mais surtout par drainance depuis les calcaires du Jurassique (fig. 22) (Maget, 1995).

La perméabilité de ce réservoir est relativement faible : 5×10^{-5} m/s, en moyenne. La productivité est modérée : 50 m³/h au maximum. La Roche-Posay constitue une exception, avec un débit de 80 m³/h (transmissivité de 1×10^{-3} m²/s).

Les eaux de la nappe du Cénomaniens sont très dures (40 à 50°F) et présentent du fer en excès. Bien protégée par les formations sus-jacentes (marnes du Cénomaniens supérieur, craie marneuse du Turonien inférieur, formations du Tertiaire), la nappe donne une eau de bonne qualité.

La nappe du Cénomaniens est captée essentiellement pour l'alimentation en eau potable (Pleumartin, la Roche-Posay F.1, Yzeures-sur-Creuse). Les débits réduits ne répondent pas aux besoins agricoles et le coût des ouvrages de captage est un obstacle à des utilisations pour les particuliers.

Aquifère des calcaires du Jurassique

Les formations du Jurassique se présentent sous la forme d'une puissante assise calcaire occupant le tiers sud-est de la feuille et comprenant du bas en haut (Tessier, 1978) :

- les calcaires grenus du Bathonien - Callovien inférieur, à l'extrémité sud-est de la feuille, autour de la ville du Blanc ;
- les calcaires silicifiés de l'Oxfordien moyen ;
- les calcaires fins de l'Oxfordien moyen à supérieur ;
- les calcaires récifaux de l'Oxfordien supérieur, avec des lits marneux ;
- les calcaires à mollusques, également de l'Oxfordien supérieur, ces derniers étant recouverts en discordance par les terrains du Crétacé.

Les calcaires oolitiques et récifaux peuvent former un réservoir de par leur structure intrinsèque (Maget, 1983, 2002). Cependant, l'ensemble forme plutôt une masse compacte, mais elle est fortement fracturée. Les calcaires de l'Oxfordien sont même karstifiés sur les 30 à 40 m supérieurs, avec gouffres et galeries aboutissant dans les vallées ;

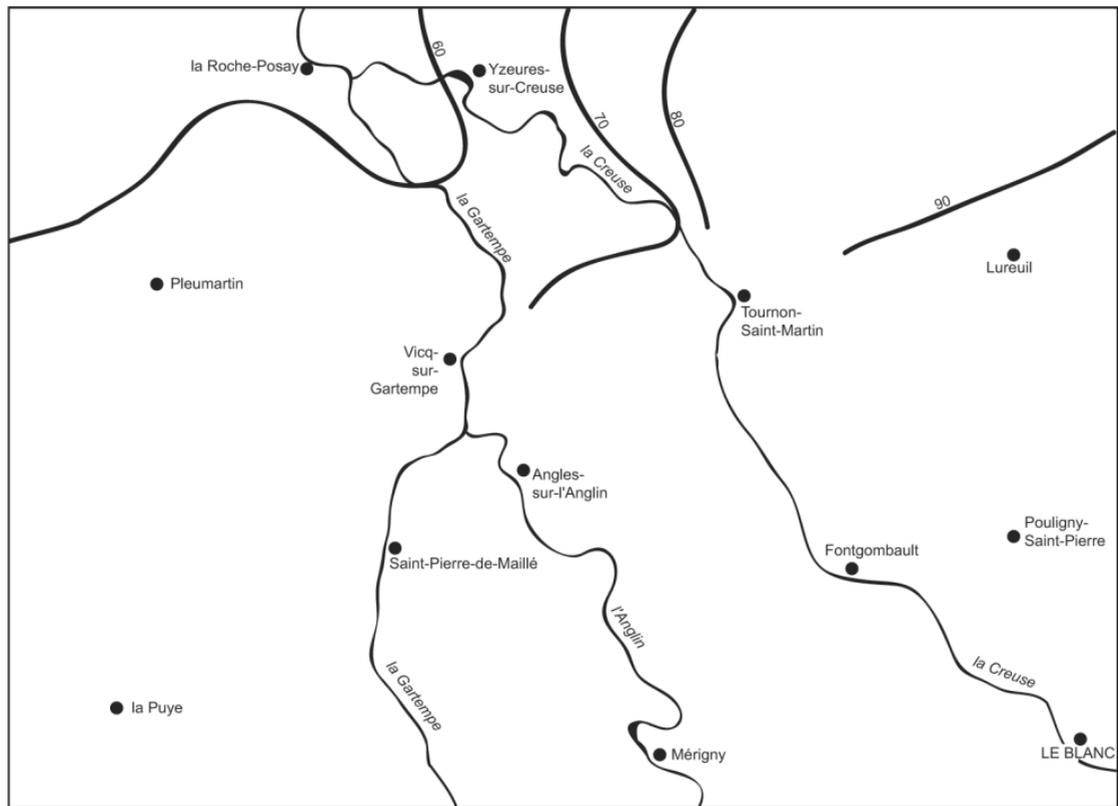


Fig. 22 - Piézométrie de la nappe des sables du Cénomanién (1994) (BRGM, 1995, rapport RP-38582)

mais la porosité est réduite sous le karst. L'Oxfordien moyen renferme des bancs marneux qui coupe plus ou moins cet ensemble en deux parties. Les calcaires du Jurassique forment donc un réservoir multicouche de type discontinu.

La nappe du Jurassique est libre sur toute la partie affleurante des calcaires, au Sud-Est. Elle est alimentée par les pluies efficaces sur les plateaux et drainée par les grands cours d'eau (Creuse, Anglin, Gartempe), ce que montre la carte de la figure 23 (SRAE, 1987 ; Bourgueil, 1977). La nappe est semi-captive sous les placages du Tertiaire.

Les débits de production sont très variables, du fait du caractère discontinu du réservoir ; donner des valeurs de perméabilité n'a aucun sens. Sous recouvrement du Cénomaniens les calcaires perdent leurs qualités hydrodynamiques (Bourgueil, 1977). Dans le calcaire du Dogger, on relève des débits de 60 m³/h au Blanc, moins de 15 m³/h près de Fontgombault. Dans les calcaires de l'Oxfordien, les écarts sont encore plus importants : de moins de 5 m³/h à plus de 100. Les débits spécifiques peuvent dépasser 30 m³/h/m, suivant la karstification. Mais on relève aussi de nombreux ouvrages improductifs.

Les analyses de l'eau montrent un caractère bicarbonaté calcique et une dureté élevée, parfois supérieure à la norme de potabilité.

L'eau est relativement peu contaminée par les activités de surfaces (données de 2004 ; Maget, 2005). Par exemple, la teneur en nitrates est de 15 à 21 mg/l respectivement au Blanc et à Saint-Aigny dans le calcaire du Dogger (fig. 24). Dans l'Oxfordien, les teneurs mesurées varient de 14 à 30 mg/l (Fontgombault). De plus, ces teneurs sont pratiquement stables ou n'augmentent que très faiblement. Ces caractéristiques favorables sont essentiellement liées à la forte occupation forestière des sols dans les bassins versants dans la partie orientale de la carte. En nappe captive sous la Brenne, la teneur en nitrates est nulle du fait de la couverture argileuse protectrice et de l'absence d'apports azotés car ce domaine est défavorable aux grandes cultures.

La nappe du Jurassique est très irrégulièrement exploitée pour l'eau. Les communes situées au-dessus des calcaires sont alimentées en eau potable par des forages captant cette nappe, lorsque la qualité de l'eau est satisfaisante, avec relativement peu de nitrates (la Roche-Posay F.2, Angles-sur-l'Anglin, Saint-Aigny, Fontgombault, Le Blanc). Elle est exploitée plus rarement pour l'agriculture où les débits se sont révélés souvent trop faibles pour être économiquement exploitables.

Thermalisme et fontaines à vertus

Le territoire couvert par la carte Le Blanc offre un potentiel thermal actuellement exploité par un seul établissement : celui de la Roche-Posay. Plusieurs sources sont également connues pour leurs vertus curatives : c'est le cas de la source de Saint-Aigny dont les eaux ont fait l'objet d'une étude sur la teneur en sélénium (Saumande et Lorenz, 1981).

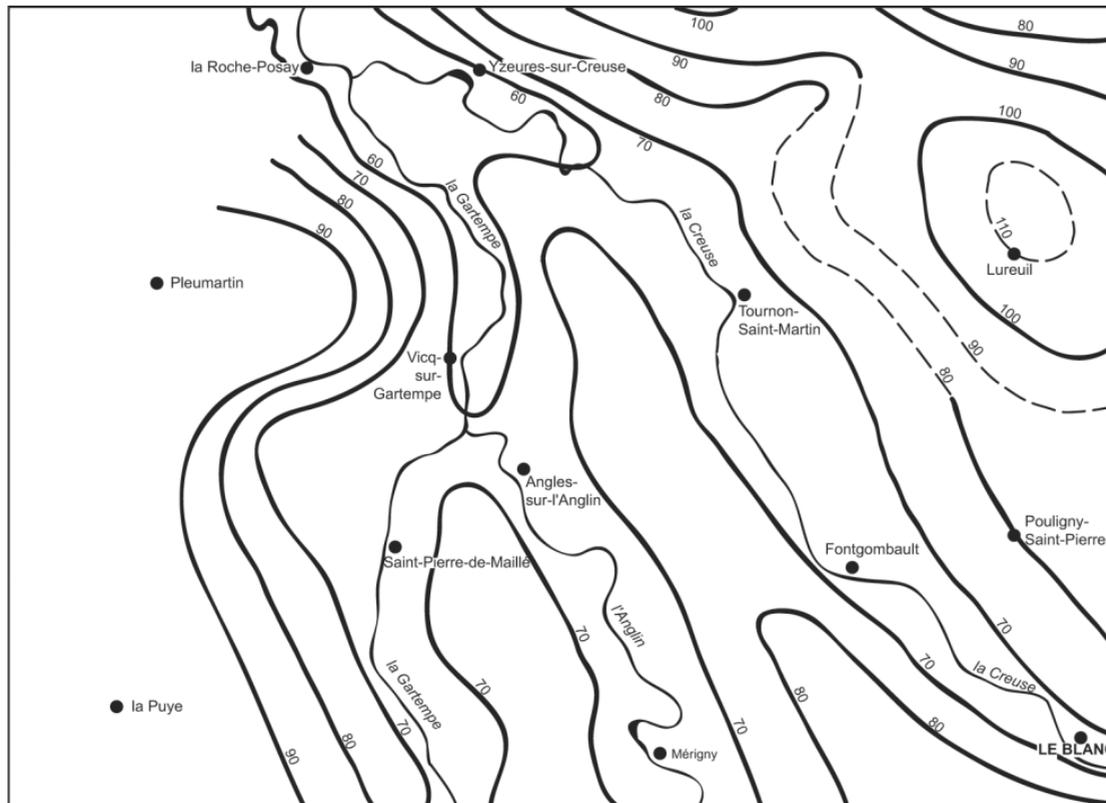


Fig. 23 - Piézométrie des nappes du Jurassique et du Crétacé.

(Département de la Vienne : BRGM, 1992, rapport SGN 285 AQI ; département de l'Indre : carte SRAE, 1987)

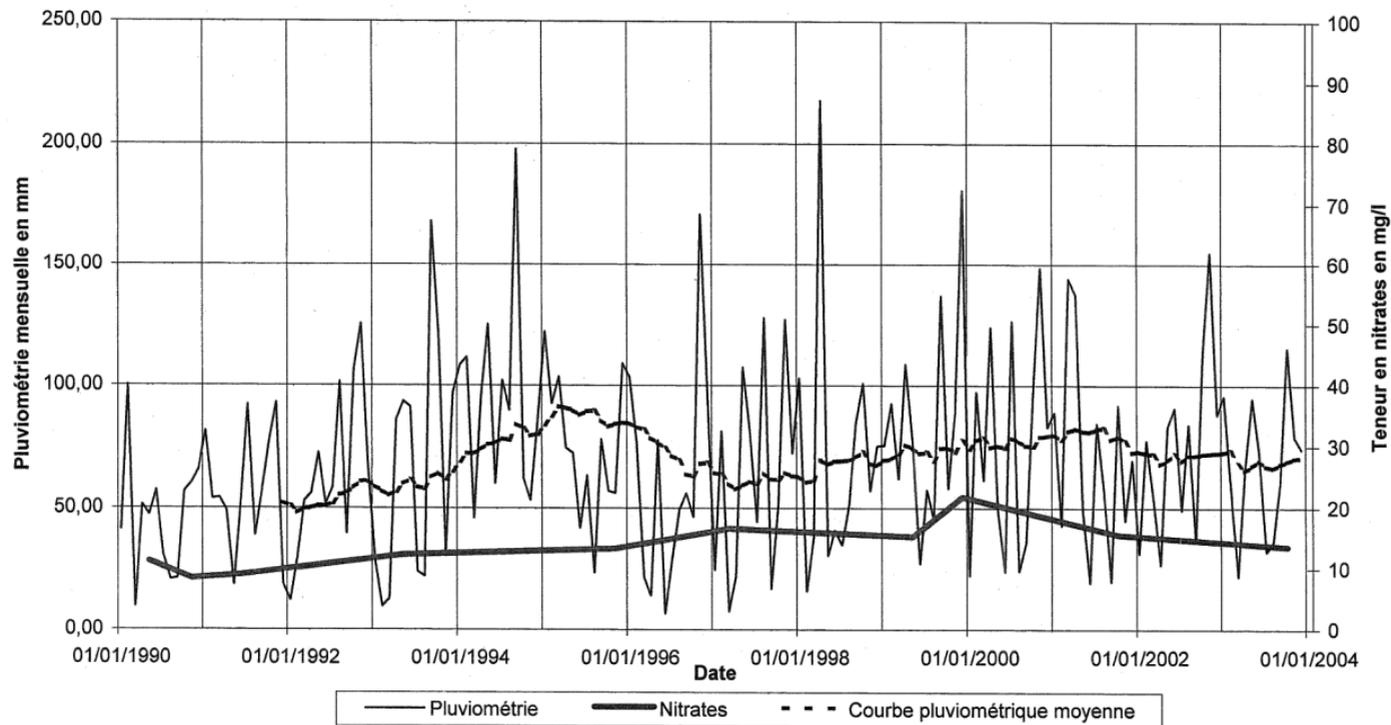


Fig. 24 - Nappe du Dogger : variations de la teneur en nitrate au captage du Blanc (BSS : 05688X0003) entre 1990 et 2003, comparé à la pluviométrie (station météo de Pellevoisin)

La station thermale de la Roche-Posay

Elle se situe au confluent de la Creuse et de la Gartempe, à 75 m d'altitude. Les eaux sont extraites par 5 captages et 2 puits à une température de 12,3 à 13 °C. Le débit déclaré est de 54 à 130 l/mn (Pomerol et Ricour, 1992). Les anciennes sources ou « Sources du bas » se situent vers le contact entre le Tuffeau blanc micacé et le Tertiaire de Brenne. Les nouvelles « sources » sont en fait des puits récupérant les eaux circulant dans les fissures de la roche crétacée situées en dessous de l'épandage détritique tertiaire.

Les eaux sont bicarbonatées calciques et silicatées, avec la particularité de contenir du sélénium. La teneur élevée en sélénium dans les eaux de la Roche-Posay est depuis longtemps connue (Taboury, 1909). Elle a été plus récemment dosée à 235 microgrammes par litre (source Mélusine) par P. Saumande et C. Lorenz (1981). Ces auteurs estiment que la forte teneur en sélénium des eaux de la Roche-Posay serait due au lessivage des dépôts détritiques tertiaires de Brenne présents à l'amont, au Sud de la ville. Il n'est pas précisé si le sélénium peut être à l'origine des propriétés curatives des eaux utilisées en dermatologie et en soin des affections des muqueuses bucco-linguales.

La Fontaine Saint-Jean-Baptiste de Saint-Aigny

Cette source jaillit en bord de Creuse vers 70 m d'altitude où elle est pompée pour alimenter une fontaine publique près de la mairie. Elle a été captée en 1952 pour alimenter le bourg. Cette eau provient du réseau karstique des calcaires jurassiques sous-jacent au lit de la rivière. Sa résurgence est probablement à mettre en relation avec la présence de plusieurs failles autour de Saint-Aigny (cf. carte).

Cette source est connue dans la région sous le nom de « Fontaine des Teigneux » probablement du fait de son efficacité contre les croûtes de lait, l'eczéma et l'urticaire (Desplaces, 1986). Les analyses physico-chimiques effectuées par P. Saumande et C. Lorenz (1981) sur les eaux de Saint-Aigny montrent une assez grande similitude avec celles de la Roche-Posay. La seule différence notable réside dans le dosage du sélénium, presque absent à Saint-Aigny (5 microgrammes par litre).

RISQUES NATURELS

Les risques naturels sont relativement limités sur le territoire couvert par la feuille Le Blanc.

Les tremblements de terre ne sont toutefois pas absents de la région. Les données issues de la sismicité historique font apparaître une succession de tremblements de terre non destructeurs de faible intensité (Vogt *et al.*, 1979 ; Lambert *et al.*, 1996). Les plus marquants d'entre eux sont les suivants :

- le tremblement de terre de 1841 est intéressant de par sa succession de secousses (Lemoine, 1911). Le 29 juin des secousses préliminaires

affectent tout le département de l'Indre, le 30 juin et le 1 juillet la région touchée est celle de Châtillon-sur-Indre et Buzançais et dans la nuit du 4 au 5 juillet la secousse principale concerne encore plus largement la région. Les vibrations sont importantes au Blanc ;

- le tremblement de terre du 14 septembre 1866 à 5 h 10 est certainement celui qui a laissé le plus grand nombre de témoignages (Moniteur de l'Indre, Courrier de Bourges). Il a duré 15 secondes. Son épïcêtre est en effet localisé au cœur de la Brenne, à l'aplomb de Saint-Michel-en-Brenne où il a causé des dommages notables (toitures défoncées, cheminées renversées, lézardes dans la maçonnerie). Au Blanc et dans la vallée de la Creuse, ce sont surtout les oscillations d'objets et un bruit sourd qui ont créé l'effroi des populations. La carte d'intensité des effets sismiques montre une orientation NW-SE.

D'autres séismes, plus récents, ont été ressentis dans la région avec une faible intensité de vibrations : le 12 octobre 1922, le 26 septembre 1925, le 2 novembre 1954, le 12 septembre 1955, le 7 avril 1968 et le 8 septembre 1976 (Vogt *et al.*, 1979).

Les inondations constituent un autre facteur de risque le long des principaux cours d'eau, notamment avec la Creuse dont les crues sont réputées pour leur brutalité. Le 18 décembre 1530, une crue violente de la Creuse emporte le pont romain. Durant près de 300 ans, Le Blanc restera sans pont. En 1858, le nouveau pont du Blanc - alors appelé le Pont rouge - est de nouveau endommagé par une crue. C'est Napoléon III qui ordonne sa reconstruction deux ans plus tard (Chaubin, 1983). Aujourd'hui en partie régulées par la construction du barrage d'Éguzon (coulage des piles dans l'été 1923), les crues paraissent moins brutales, mais l'amplitude de la montée des eaux reste élevée et en toutes périodes de l'année. En témoignent les marques de hauteurs d'eau des débordements de la Creuse (fig. 25) au Blanc (rue Amiral Barjot) (Barrier, 1990). La crue du 5 octobre 1960 notée à + 4,78 m, reste la plus haute de ces 150 dernières années. Egalement, la rivière le Suin peut présenter des crues sur une partie de son cours en automne et au début de l'hiver, car il draine une partie des eaux de vidange des étangs de Brenne.

D'une manière générale, les plaines alluviales (Fz) et les basses terrasses des rivières (Fy) du secteur représentent des espaces à risques. À titre indicatif, la figure 26 représente la zone inondable de la ville du Blanc (doc. Archives municipales, inédit).

Les écroulements de colonnes rocheuses, bien que très limités, ne sont pas totalement à écarter notamment le long de la vallée de la Creuse au Blanc, route de Poitiers, secteur du Moulin (où des chutes de blocs de plusieurs m³ ont eu lieu ces dernières années causant des désordres dans les constructions situées en contrebas), à Mont-la-Chapelle, au Château de Rochefort, aux falaises des Roches, à la Chapelle Saint-Julien de Fontgombault et au Château Gaillard, à l'amont de Preuilly-la-Ville. La vallée de l'Anglin n'est pas épargnée par ce type de risque, même si les lieux les plus exposés sont aussi de superbes sites d'escalades (Roc de la Dube, la Dame de Rives). Dans

Date	Hauteur
22/6/1845	4,20
14/4/1856	3,50
11/5/1856	3,85
31/5/1856	3,40
13/3/1876	3,48
07/3/1886	2,72
29/1/1890	2,55
29/10/1896	3,70
14/02/1904	3,05
02/03/1906	2,95
21/01/1910	3,03
12/05/1910	3,20
24/03/1912	3,45
30/03/1913	2,75
30/03/1919	3,55
02/03/1923	3,77
05/02/1926	2,43
26/04/1926	3,70
10/07/1927	2,52
13/02/1928	3,30
06/04/1932	3,24
05/05/1940	3,50
09/12/1944	3,35
18/12/1952	3,88
05/10/1960	4,78
28/05/1977	2,85
16/03/1979	3,50
13/01/1962	3,70
20/03/1974	2,60
16/03/1978	3,42
26/01/1980	2,50
13/05/1981	2,80
07/01/1982	3,50
19/12/1982	3,67
19/03/1988	3,00
15/02/1990	3,50

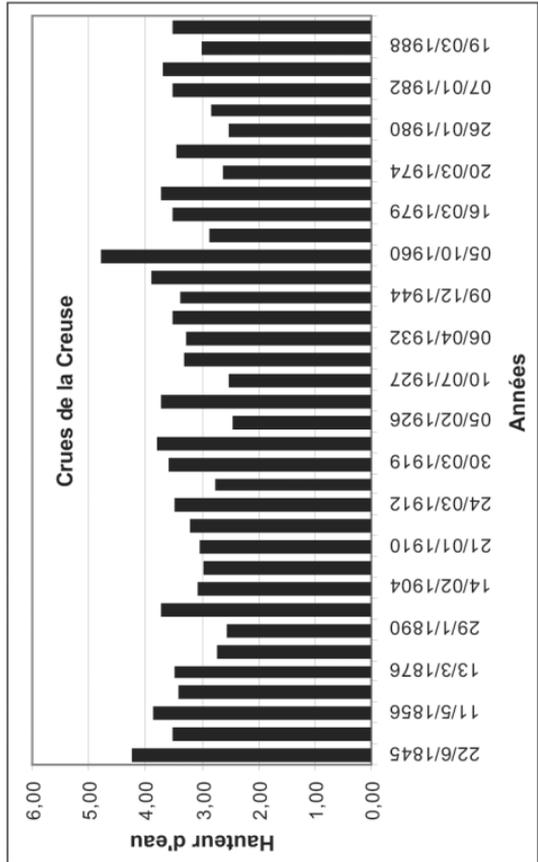


Fig. 25 - Les crues de la Creuse depuis 1845

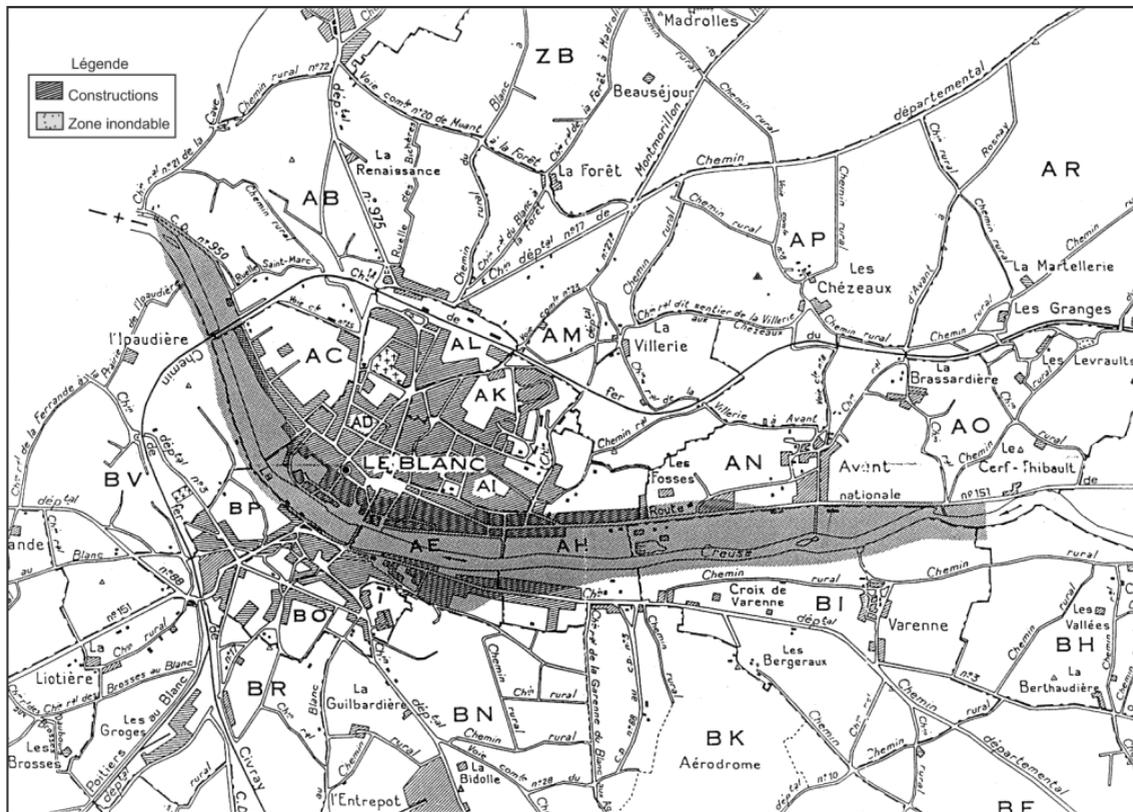


Fig. 26 - La zone inondable de la ville du Blanc

la vallée de la Gartempe, les rochers les plus escarpés sont surtout situés autour de Saint-Pierre-de-Maillé.

Les affaissements et les effondrements sont d'autres risques tout aussi limités dans la région. Ils peuvent être classés en deux catégories :
- les effondrements de galeries souterraines d'origines anthropiques de type souterrains et carrières (cf. paragraphe éléments de géotechnique) ;
- les soutirages de cavités karstiques débouchant en surface et entraînant la formation d'un gouffre sur les plateaux calcaires ou dans le lit des cours d'eau (cf. paragraphes sur le karst).

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES, GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Matériaux utiles

Les exploitations de matières minérales ont été nombreuses et diversifiées sur la feuille Le Blanc, comme dans l'aire du Parc naturel de la Brenne où l'utilisation des matériaux utiles du sous-sol a été recensée (fig. 27, hors texte). Surtout orientées vers la production de matériaux de construction et d'empierrement, bon nombre d'extractions ont disparu depuis bien longtemps. Il s'agissait, pour la plus grande majorité, d'exploitations artisanales, destinées à alimenter les besoins locaux. D'autres sont au contraire très actives, en particulier celles qui fournissent en argiles kaoliniques les grands fabricants européens de faïence sanitaire.

Les principaux matériaux extraits sont les suivants :

Sables et graviers. Ils sont issus des alluvions récentes (Fz) et anciennes (Fy) et localement (Fx) des principaux cours d'eau de la feuille. La plupart des exploitations encore visibles ne font plus l'objet que de prélèvements réduits et occasionnels et ne sont plus en véritable activité. Ce qui n'est pas le cas sur les feuilles voisines Saint-Gaultier et Preuilley-sur-Claise où les sablières sont encore en activité. Dans la vallée de la Creuse les exploitations les plus nombreuses se situaient sur la basse terrasse (Fy) de la rive gauche, entre Le Blanc et Saint-Aigny, autour de Fontgombault sur les deux rives, et surtout entre Preuilley-la-Ville et Tournon-Saint-Martin sur la rive droite. Dans ce secteur, plusieurs sablières ont également été ouvertes dans les alluvions anciennes de la moyenne terrasse (Fx). À l'aval de Tournon-Saint-Martin, la basse terrasse (Fy) est bien plus développée ce qui a permis l'implantation de grandes sablières dont une partie était exploitée dans l'eau de la nappe phréatique alluviale. Beaucoup de ces anciennes sablières sont aujourd'hui reconverties en étangs (Marigny, la Siroterie, Petit Grange, Le Moulin-au-Moine). À quelques kilomètres de la limite de la carte au Nord, sur la feuille Preuilley-sur-Claise, les sablières de Neuville, Chambon, Barrou ont livré de l'industrie préhistorique du Paléolithique inférieur (cf. paragraphe préhistoire et archéologie). Dans la vallée de l'Anglin, la plaine alluviale est plus réduite et les sablières sont moins nombreuses. Il s'agit d'exploitations artisanales localisées sur la basse terrasse, à proximité des

villages et des hameaux (Mérigny, Puygirault, Angles-sur-l'Anglin). À Mérigny, les sablières de la Jagaudrie sont implantées dans la haute terrasse (Fv-w), mais elles sont en partie remblayées. Dans la vallée de la Gartempe, les extractions de sable sont surtout présentes au Nord de Saint-Pierre-de-Maillé, dans la basse terrasse (Fy). Elles sont encore plus nombreuses et grandes au Nord de Vicq-sur-Gartempe, lorsque la plaine alluviale s'élargit. Les sablières de Champagne et des Chaumes-Longues, sur la rive droite de la Gartempe, sont maintenant des étangs. Ces granulats de roches meubles alluvionnaires sont essentiellement utilisés pour le béton. Des petites sablières ont également été ouvertes sur les plateaux, dans les sables de l'Éocène de Brenne (e6-g1S), dans l'angle nord-est de la feuille, à l'Est de Lureuil. Ces granulats ont également été utilisés pour le béton, mais aussi comme dégraissant dans la confection des briques, des tuiles et des céramiques usuelles locales.

Il faut également noter que plusieurs extractions de sables argileux de la basse terrasse ont alimenté autrefois des briqueteries et des tuileries locales comme à Mérigny-sur-l'Anglin ou au Blanc, Fontgombault et Tournon sur la Creuse.

Grès. Ils proviennent de la formation continentale de Brenne (e6-g1G). Ils ont été utilisés autrefois comme moellons de construction en lisière de Brenne, et surtout en Brenne (Grès rouges du village du Bouchet, sur la feuille Saint-Gaultier) en l'absence de pierre calcaire. Ils ne sont plus vraiment exploités sur cette feuille comme pierre à construire, mais sont plutôt utilisés comme pierre de remblais pour stabiliser les chemins et les pistes en terrains argileux. Les blocs de grès proviennent alors du stérile dégagé par les exploitants d'argiles, avant d'atteindre les argiles kaoliniques. Une utilisation locale moins connue de ces grès remonte à la période néolithique où les grès de Brenne étaient utilisés comme meules à grains portatives (Marquet, 1978).

Meulières. Ces roches siliceuses rougeâtres d'aspect caverneux rencontrées dans les argiles rouges d'altération (Ag1A.M) ont fait l'objet d'exploitations artisanales en plusieurs points de la carte, au Nord de Saint-Pierre-de-Maillé. Plusieurs ateliers de taille sont encore visibles dans le bois de Lavaud et du Vivier, où quelques grands blocs montrant des traces de taille, jonchent le sol. Ces blocs étaient extraits des argiles et travaillés sur place pour fabriquer des meules. Certaines de ces meules montrent des petits diamètres et pouvaient avoir des fonctions multiples ; d'autres, plus grandes, évoquent des meules à grain de moulin. D'autres encore, paraissent taillées en quartier et devaient être assemblées (cerclage ?).

Silex. Dans la région les silex n'ont pas fait l'objet d'exploitation récente. Aucun atelier de fabrication de pierres à fusil n'est signalé sur la carte Le Blanc. Il semble par contre que les bancs de chaille brune de la Dalle à silex de l'Oxfordien (j5b) aient autrefois fait l'objet d'extraction pour la fabrication de meule de moulin. Aucune trace d'extraction n'a été rencontrée dans ces niveaux au cours du lever de la carte,

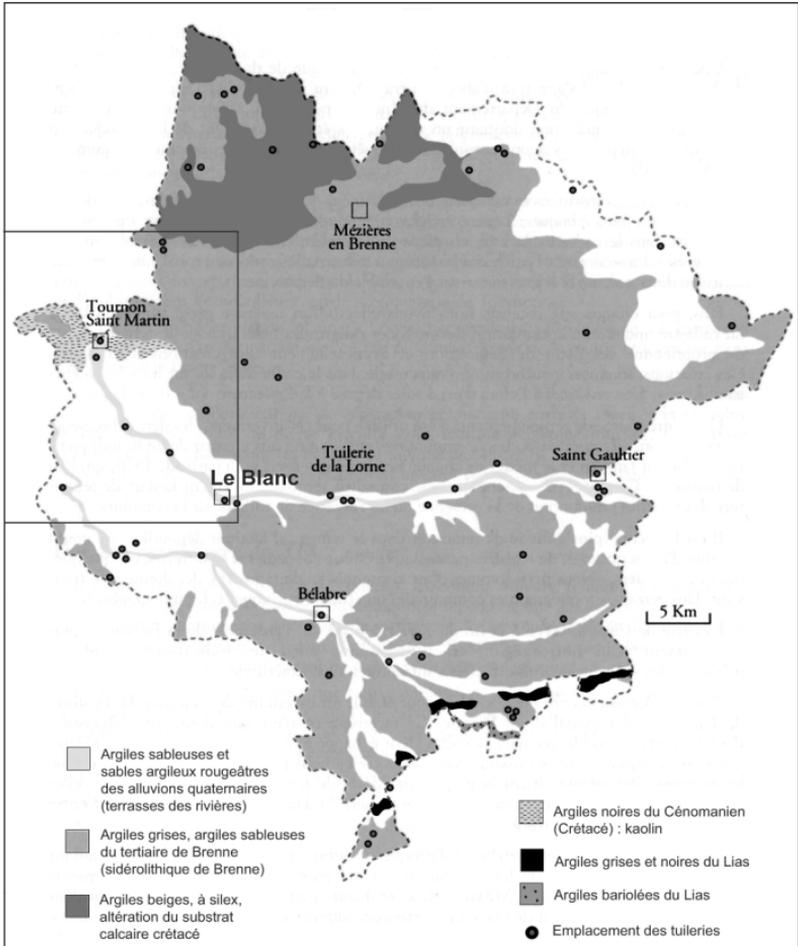


Fig. 28 - Le potentiel argileux du Parc naturel régional de la Brenne

mais des meules de moulin de cette nature ont été observées en place dans les vestiges du moulin de Mijault, près de Sauzelle, en rive gauche de la Creuse.

Les silex de l'Oxfordien ont aussi intéressé l'homme préhistorique. Des ateliers de taille utilisant ces silex bruns sont fréquents (Barrier, 1987). Les silex les plus utilisés dans la région restent les silex turo-niens (c2c), en particulier ceux du Grand-Pressigny (Chauvin, 1987 ; Mallet et Ramseyer, 1987), mais aussi les silex sénoniens (c3-4), et ceux des Argiles à silex (*A1*). Les silex tertiaires non pas été négligés, plusieurs ateliers de taille ont livré un silex jaspoïde jaune orangé à rouge issu des altérites de la Formation de Brenne (*Ae1-5*) (Barrier, 1987 ; Barrier et Bourcier, 2000), ainsi qu'un silex résinite contenu dans les calcaires lacustres rupéliens (*g1C*).

Argiles. Elles représentent les derniers matériaux du sous-sol exploités de façon industrielle sur la feuille Le Blanc. Il s'agit d'exploitations d'argiles kaoliniques (*A1*) provenant de l'altération des dépôts crétacés (c1a ou c1b). De 0,2 m à 4 m d'épaisseur, ces kaolins sont extraits après avoir dégagé la formation tertiaire de Brenne qui les recouvre le plus souvent sur 15 à 20 m d'épaisseur. Les extractions ont d'abord concerné le secteur de Tournon-Saint-Martin (la Blinerie, la Duranderie), bénéficiant ainsi de la proximité d'une voie ferrée existante qui a été remise en état et aménagée pour le transport des kaolins. Après quelques années de production réduite, l'activité s'est déplacée dans la région de Lureuil (Pazeraux, la Bordellerie) et de Martizay (les Hautes Maisons) où les carrières sont aujourd'hui très actives. L'attrait pour ces argiles kaoliniques noires tient dans le fait qu'ils deviennent blanchâtres à la cuisson et intéressent ainsi les faïenciers. Une partie de la production est dirigée vers les faïenceries de l'Est de la France, de l'Allemagne et de l'Italie pour la fabrication de carreaux et de mobilier sanitaire.

D'autres argiles ont autrefois fait l'objet d'exploitations artisanales pour la fabrication des tuiles et des briques. Il s'agit des Argiles à silex (*A1*), des argiles de la Formation de Brenne (*e6-g1A*) et des Argiles rouges à meulières (*Ag1A.M*). Bien que les restes d'extraction de ces anciennes argilières soient toujours difficiles à déceler sur le terrain, les activités de tuileries ont laissé des traces en archive à partir du début du 19^e siècle. Ainsi, l'Écomusée de la Brenne a pu inventorier plus de 60 tuileries réparties sur 28 communes dans l'aire du Parc naturel de la Brenne (fig. 28). La plupart de ces tuileries ont disparu entre 1890 et 1910 ; en 1920 il n'en restait plus que douze (Guillemot, Huyghe et Barrier, 2000).

Calcaires. La plupart des roches calcaires ont fait l'objet d'exploitation comme pierre à bâtir. C'est le cas des calcaires à ooides, onchoïdes et entroques du Bathonien supérieur - Callovien inférieur (*j3*) extraits des carrières des coteaux de la Creuse près de Saint-Aigny et de la Rauderie, pour fournir le moellon ordinaire à la construction du viaduc sur la Creuse, au Blanc. Les pierres de parement de cet édifice de la fin du

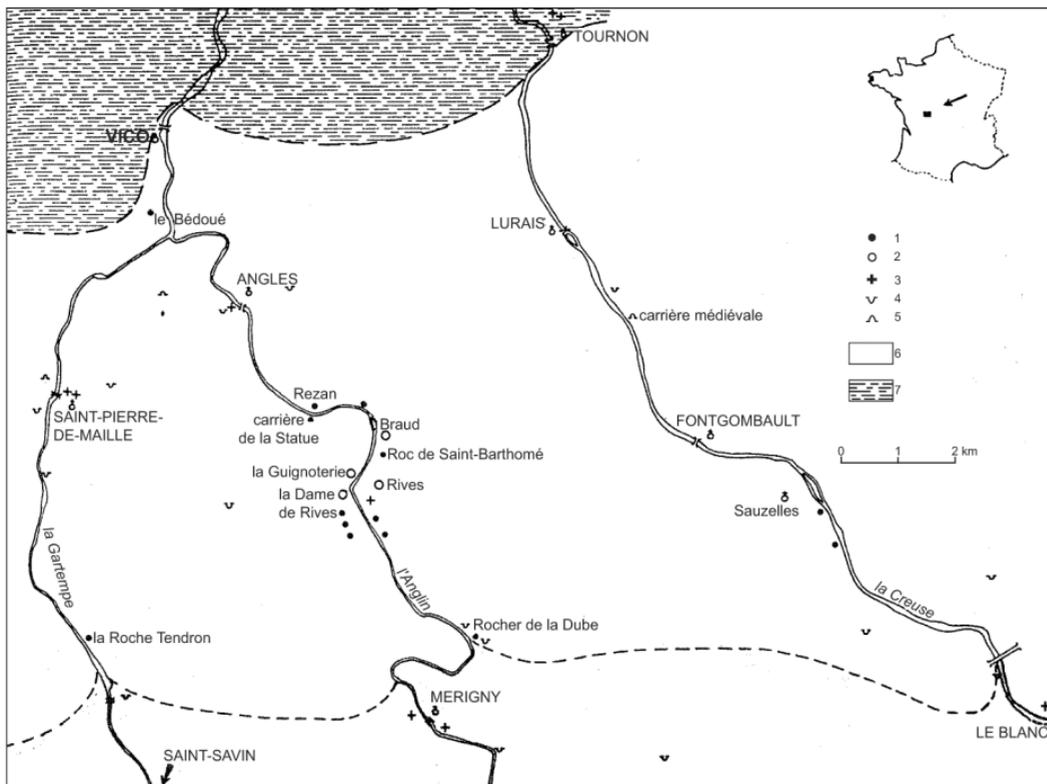


Fig. 29 - Carte de localisation des principales exploitations de sarcophages
(d'après C. Lorenz, 1995)

- 1 : Carrière isolée ou carrières dispersées
- 2 : Centre d'extraction important
- 3 : Inhumation en sarcophages
- 4 : Carrière moderne à ciel ouvert
- 5 : Carrière moderne souterraine (sauf la carrière médiévale d'où furent extraites les pierres de l'Abbaye de Fontgombault)
- 6 : Domaine d'extension des calcaires siliceux de l'Oxfordien
- 7 : Domaine d'extension du Crétacé (marnes et tuffeau) ; en blanc le domaine d'affleurement des calcaires de faciès « rauracien »

19^e siècle viennent des carrières de Saint-Savin et de Chauvigny (Chaubin, 1983). Les calcaires blancs et fins de la région blancoise (j5c) représentent la dernière pierre de pays exploitée. Elle l'est encore au Breuil, dans les carrières Volatron, en activité depuis 1895. Ces carrières d'abord à ciel ouvert, puis souterraines, ont exploité le calcaire oxfordien sur près de deux hectares. Cette pierre non gélive, a été utilisée comme pierre à bâtir, mais aussi pour la confection de lucarnes, corniches et surtout de cheminées : c'est une pierre de décoration très appréciée dans la vallée de la Creuse. Un peu partout où ils affleurent, les Calcaires à coraux (j5d) ont fait l'objet d'exploitations à ciel ouvert et souterraines, de plus ou moins grande ampleur. L'intense exploitation de ces calcaires depuis l'époque romaine (Lorenz *et al.*, 2000) pour l'empierrement, les moellons, la pierre de taille, mais aussi les sarcophages et la statuaire en font certainement la pierre la plus utilisée de la région. C. et J. Lorenz (1995) donnent une carte de localisation des extractions antiques et des principales exploitations de sarcophages (fig. 29) qui illustre parfaitement l'intérêt pour cette pierre. La plupart des villes, villages et hameaux installés sur ces carrières présentent dans leur voisinage des traces encore bien conservées d'exploitations anciennes, datant du Haut-Moyen-Age au moins et jusqu'à nos jours. C'est le cas de Saint-Pierre-de-Maillé, de la Roche Tendron, de la Roche à Gué, d'Angles-sur-l'Anglin, de la Dame de Rive, du rocher de la Dube, de Lurais, de Fontgombault avec une carrière souterraine médiévale qui a été réutilisée à la fin du 19^e siècle pour la restauration de l'abbaye de Sauzelle et de son monument gallo-romain taillé à même le roc corallien.

Les tuffeaux crétacés (c2b) ont aussi fait l'objet d'extraction pour la pierre à bâtir, un peu partout où la pierre affleure sur le versant des vallées. Les exploitations les mieux conservées sur la feuille Le Blanc sont certainement les carrières souterraines de Pémilla, près d'Yzeures-sur-Creuse. Les calcaires lacustres rupéliens (g1c) ont été exploités en carrières à ciel ouvert comme pierre à bâtir, dans la région de Pleumartin. Certaines de ces carrières montrent encore des fronts de taille bien visibles (la Bouffonnerie et les Petites Touches) d'autres ont complètement disparu, comme au Château de Chillou, près de la Puye.

Les calcaires du Dogger, du Malm, du Crétacé et du Tertiaire ont également été exploités localement pour la chaux, ou encore après concassage, pour l'empierrement et pour l'amendement des sols. Cette dernière utilisation concerne aussi les marnes du Rupélien (g1A) de l'Ouest de la carte, ainsi que les marnes et calcaires lacustres (e6) du Bartonien de l'extrémité est de la feuille et qui ont été exploités en marnières.

Minerais

Sur le périmètre de la feuille Le Blanc, un seul type de minerai a été autrefois exploité. Il s'agit d'une exploitation tout à fait artisanale et

locale des minerais de fer issus des altérites et des cuirasses ferrugineuses du Tertiaire de Brenne (*Ae1-5*). Sur le territoire des feuilles voisines La Trimouille, Bélâbre et Saint-Gaultier, il semble que l'exploitation du fer tertiaire ait été plus active que dans les environs du Blanc.

Localisation du minerai de fer des cuirasses ferrugineuses

La Formation de Brenne montre plusieurs niveaux à concentration en oxydes de fer. Les plus riches se trouvent dans la série altéritique de base où abondent les pisolites et les boulets de fer. Ils sont conservés, parfois sur plusieurs mètres d'épaisseur, au cœur d'une argile bariolée rougeâtre (*Ae1-5*). D'autres indices sont situés à plusieurs niveaux de la série détritique (*e6-g1G*). Il s'agit de cuirasses ferrugineuses à pisolites de fer et de paléosols installés dans des grès à ciment ferrugineux. Plusieurs de ces paléosols sont bien visibles dans les carrières de la Renaissance au Nord de Tournon-Saint-Martin, et dans celles de la Bordellerie à l'Ouest de Lureuil. La cuirasse terminale, absente sur la feuille Le Blanc, est bien développée plus à l'Est en Brenne où elle a fait l'objet d'exploitations sporadiques pour le fer (Meobecq, cf. feuille Saint-Gaultier).

Si le minerai de fer est globalement pauvre - d'une teneur de 25 à 35 % - les pisolites qu'il contient sont eux très riches en fer. Ceci a longtemps favorisé une extraction très artisanale par collecte de surface avec des paniers. Cette pratique qui remonte peut-être à l'époque gauloise, se serait poursuivie en Brenne jusqu'à la fin du 19^e siècle. Elle est attestée dans la région de Buzançais où des professionnels appelés « extracteurs » récoltaient les « nodules », qu'une corporation de « conducteurs » transportaient à dos de mulets.

Origine de l'industrie métallurgique

D'après la notice de la feuille La Trimouille, le début de l'utilisation du minerai local remonterait au 3^e siècle avant J.-C. Dans l'Indre, les indices archéologiques sont plus rares : ils se limitent à quelques scories de fer trouvées dans des fosses gauloises du « village des Arènes » à Levroux, qu'accompagne un atelier de travail du métal (Buschenschütz, 1982, Buschenschütz *et al.*, 1993) et à un four d'époque romaine fouillé à Oulche, sur la feuille Bélâbre. Pour le Moyen-Âge, les données archéologiques concernant l'extraction du fer et l'industrie métallurgique sont tout aussi rares, à l'exception d'indices de surface montrant dans les champs à la période des labours, des scories de fer associées à des tessons de céramique. Sous l'Ancien Régime, du 16^e au 18^e siècle, l'essor métallurgique du Bas-Berry est en revanche clairement attesté (Charlemagne, 1902). L'abondance du minerai, mais aussi du bois et des cours d'eau, favorisent le développement des fourneaux et des forges. Les toponymes en rapport avec cette activité sont très fréquents en Brenne et en particulier sur la feuille Bélâbre (Barrier et Bourcier, 2000). Au 19^e siècle, la demande en minerai s'accroît et les grattages de fer éocène sont vite remplacés par des gîtes plus productifs (gîtes de l'Hettangien du bassin de Chaillac-Dunet (Vincienne

1948a et b ; Barrier et Bourcier, 2000). Une extraction artisanale des pisolites de fer se poursuit toutefois jusqu'au début du 20^e siècle, mais pour des besoins locaux, voire individuels (charrue, outils de jardins). Sur la feuille La Trimouille, les gisements de fer de Maviaux, Journet et Saint-Léomer, ont été exploités jusqu'en 1925 pour alimenter les usines métallurgiques de Chaillac.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

La préhistoire est connue dans cette région au contact entre le Berry et la Touraine par des découvertes faites dans les nappes alluviales de la Creuse, dans les cavités karstiques des falaises calcaires, ou dans des stations de surface. Il s'agit généralement de sites d'habitats ou d'ateliers de taille du silex, très présents dans les principales formations géologiques du secteur (j5a, j5b, c2c, c3-4, A1, e6, g1c). En raison de cette abondance de matière première, les gisements de plein air abondent dans pratiquement toutes les communes ; nous ne traiterons ici que des sites dont la position stratigraphique est connue.

Les sites préhistoriques actuellement connus dans les vallées de la Creuse et de ses principaux affluents, et sur les plateaux environnants, appartiennent à toutes les cultures connues, du Paléolithique ancien au Néolithique.

Le Paléolithique ancien (Pléistocène moyen)

Les nappes alluviales sont des formations très favorables à l'installation de l'Homme : proximité et abondance de l'eau, de la végétation et des faunes, ce qui facilitent les activités de chasse et de pêche. De plus, les alluvions abondent en matériaux siliceux aptes à la taille. Ainsi, les sédiments fluviatiles ont-ils parfois conservé des traces de campements que signalent des outils abandonnés sur les sols d'occupation, mais ces objets ont pu aussi être transportés par les eaux dans les alluvions grossières.

Huit formations alluviales de la Creuse sont actuellement connues immédiatement en aval du Blanc, mais seules six d'entre elles ont été reconnues et cartographiées lors des levés de la feuille Le Blanc. Ce sont des dépôts de cailloux et de sables effectués pendant chaque cycle glaciaire-interglaciaire. La surrection continue de ce secteur (environ 70 m au Quaternaire), liée aux conséquences de l'orogénèse alpine, a permis la conservation de la plupart de ces nappes, dont les témoins sont aujourd'hui étagés sur les versants de la vallée (Despriée *et al.*, 1989, 2004).

Un programme de datation systématique par la méthode de « résonance paramagnétique électronique » a été appliqué aux quartz fluviatiles de chacune de ses formations. Dans le secteur immédiatement en

amont du Blanc, les âges obtenus sont de 130 ka pour la nappe inférieure (altitude relative + 5 m) et de 794 ka pour la nappe 8 qui culmine rive droite à + 55 m (Voinchet, 2002).

Les premiers bifaces (industrie dite « acheuléenne ») apparaissent vers 500 ka en région Centre. L'important site de « la Revaudière » à Yzeures-sur-Creuse a livré 150 pièces, dont 117 bifaces acheuléens, des racloirs et quelques nucléus. D'après les observations de R. Fritsch (1975), leur situation stratigraphique dans la nappe alluviale de + 10 à + 20 m, est assez classique. La géologie des bifaces est diverse : ils peuvent être archéologiquement en place, non roulés, située vers 2,50 m de profondeur dans une unité sableuse ; ils peuvent aussi être très roulés et concassés, apportés par les crues dans le cailloutis coiffant une formation sableuse correspondant à la fin du Pléniglaciaire ; on trouve également une industrie à bifaces et nucléus (ateliers ?) à la base de la phase fine de recouvrement du Tardiglaciaire et/ou de l'Interglaciaire. Cette nappe de + 10 à + 20 m a été datée en amont (Ciron, sur la feuille voisine Saint-Gaultier) : les âges obtenus sont compris entre 270 et 220 ka.

Le Paléolithique moyen et supérieur (fin du Pléistocène moyen - Pléistocène supérieur)

Les industries préhistoriques des chasseurs de rennes sont connues par plusieurs grands gisements situés en grottes dans les falaises des vallées de la Creuse, de l'Anglin et de la Gartempe. Ces gîtes ont été repérés dès la seconde moitié du 19^e siècle et fouillés à plusieurs reprises, parfois sur de très longues durées. Les dernières campagnes se sont terminées entre 1975 et 1980.

L'abondance des silex dans la plupart des formations du Secondaire et du Tertiaire a sans doute joué pour attirer les chasseurs du Paléolithique. Mais c'est surtout que pendant les périodes de péjorations climatiques des maximums glaciaires, la vallée de la Creuse se trouvait à distance des grands inlandsis nordiques. La région apparaît comme une zone géographiquement et climatiquement favorable au repli des faunes et des flores chassées de leurs biotopes originels désormais englacés. Ces faunes et ces flores montagnardes, boréales, voire asiatiques, ont fait l'objet d'études nombreuses. Comme les industries préhistoriques, elles permettent de rattacher les sites de la vallée de la Creuse, de l'Anglin et de la Gartempe aux très nombreux sites analogues de Poitou-Charentes et de Dordogne.

Toutes les civilisations et cultures préhistoriques qui se sont développées pendant le dernier glaciaire (Würm) sont représentées dans le secteur couvert par la carte Le Blanc. On en retrouve les traces stratifiées dans les cavités karstiques et les abris des falaises bien exposées. On peut donner comme exemple le « Coteau des Roches » à Pouligny-Saint-Pierre, où existent plusieurs dizaines d'abris ; certains qui ont été fouillés sont aujourd'hui devenus des sites de référence européenne.

Le Moustérien (150 000 - 35 000 ans)

Les différentes industries à bifaces attribuées à l'homme de Néandertal sont sporadiquement récoltées en surface (région de Coussay-les-Bois et d'Yzeures-sur-Creuse) et dans les abris sous roche, mais où leur situation n'a pas été précisée lors des fouilles anciennes (Angles-sur-l'Anglin).

Le Châtelperronien (34 000 - 30 000 ans)

Cette civilisation apparue à la fin du Würm II est attribuée aux derniers hommes de Néandertal. Elle a été signalée dans des niveaux très profonds de la grotte des Vagabonds et de l'abri Charbonnier dans le « Coteau des Roches » à Pouligny-Saint-Pierre (Indre). Les outils peu nombreux correspondent à des pointes et des couteaux à dos retouchés, associés encore à de petits bifaces d'allure moustérienne. Ce niveau est également signalé dans l'abri de la Vieille Grange à Mérigny (Allain, 1974).

L'Aurignacien (33 000 - 26 000 ans)

Il est reconnu depuis 1880 dans la falaise oxfordienne du « Coteau des Roches ». Les fouilles de O. Charbonnier (sans date) et de L. Pradel (sans date) ont permis de reconnaître, sur trois mètres d'épaisseur, dans le talus en façade de la grotte des Vagabonds (abri Charbonnier), une dizaine de couches dans lesquelles sont inclus des niveaux archéologiques riches et bien structurés. Un campement aurignacien a été reconnu à 1,50 m de profondeur : la couche, épaisse de 15 cm, était fortement colorée en rouge foncé et correspondait à une occupation de longue durée, avec des restes d'ateliers de débitage du silex, des outils en silex et en ivoire, mélangés aux ossements de la faune chassée. L'industrie lithique utilise généralement le silex local de l'Oxfordien, mais aussi le silex provenant du Bathonien et du Bajocien apporté depuis l'amont (Saint-Gaultier). Les grandes lames typiques sont retouchées latéralement ; les grattoirs sur bouts de lames sont très nombreux, carénés, épais, et taillés dans le silex de la meilleure qualité. Les burins sont désormais très nombreux. Une baguette a été aménagée dans l'ivoire d'une défense de mammouth. Un os encoché a été signalé.

Les blocs de colorants utilisés sont extrêmement nombreux. Ce sont des oxydes de fer (hématite, limonite) apportés de la région de Chaillac ou de la Brenne. Ils sont de couleurs très variées, selon leur degré de chauffe et l'abondance des oxydes de manganèse. Le matériel de broyage consiste en des plaques d'amphibolite ou de schiste ramassées dans les alluvions, comme les galets de quartz qui ont servi de broyeurs (Charbonnier, 1962).

Une canine humaine teintée à l'ocre et une héli-mandibule d'enfant ont été signalées.

Dès l'Aurignacien, l'économie de subsistance est basée sur l'exploitation spécialisée d'animaux chassés pour la consommation, surtout le

renne et le cheval. Cette économie se généralisera pendant tout le Paléolithique supérieur. D'autres herbivores sont signalés : le bouquetin, le bison, l'aurochs, parfois le cerf élaphe. Les carnivores ont été chassés pour leurs fourrures : loup, renard polaire, glouton, lynx... Le mélange des diverses espèces, qui peut résulter du manque de précision des fouilles anciennes, ne permet de déduire des indications climatiques précises pour le Würm II.

Le Gravétien (27 000 - 19 000 ans)

Dans l'ensemble supérieur de l'abri Charbonnier, un emplacement circulaire de 1,20 m de diamètre et coloré de jaune rougeâtre, doit correspondre à l'emplacement d'une tente. Sur le sol de ce campement de courte durée a été retrouvé un ensemble lithique typique du Gravétien : des lames et des lamelles, certaines à dos abattu, avec des pointes de la Gravette et des microgravettes. Les restes de la faune n'ont pas été distingués des restes aurignaciens sous-jacents.

Le Solutrén (20 000 - 16 000 ans)

Les sites sont plus nombreux et s'inscrivent dans la limite orientale de l'aire d'occupation solutréenne du Centre-Ouest et de la Dordogne. Le Solutrén moyen se caractérise par des lames de silex façonnées par retouches bifaciales appelées « feuilles de laurier ». Trois niveaux solutréens superposés ont été fouillés dans le vaste abri sous roche de Monthaud, à Chalais dans l'Indre (Pradel et Pradel, 1967). Le silex de très bonne qualité provient localement des plateaux bajociens. Les feuilles de laurier sont abondantes. De très grandes ébauches (30 cm), souvent brisées, peuvent provenir d'ateliers spécialisés récemment découverts dans la région du Grand-Pressigny et qui exploitaient les grandes dalles de silex du Turonien supérieur. Ces « couteaux » sont associés à un outillage classique du Paléolithique supérieur, burins et grattoirs aménagés sur des longues lames de silex.

L'habitat était probablement aménagé : une organisation sub-ovale, très colorée et très épaisse a été découverte. Les mêmes niveaux ont été sondés dans le « Coteau des Roches » à Pouligny-Saint-Pierre, dans la grotte Vigneau, et dans l'abri Fritsch où ils ont été datés de 17 250 avant J.-C. Cette date situe ces occupations dans le maximum glaciaire, phase très froide et très sèche de la fin du Würm III. Les analyses polliniques montrent que les arbres (pin sylvestre) ont pratiquement disparu, que les plateaux sont recouverts par une steppe à composées, semi-aride, à comparer aux steppes connues aujourd'hui en Asie centrale (A. Leroi-Gourhan, 1967). Cette végétation très espacée favorise une intense action du vent : transport et dépôt de sédiment fin, pavage de déflation, éolisation des quartz de l'Éocène de la Brenne (dreikanter). C'est dans l'abri Fritsch que l'on voit apparaître, à côté d'outils en bois de renne et en ivoire, de très nombreuses aiguilles à chas en os poli, preuve d'une nouvelle adaptation au froid : après l'organisation de l'habitat et l'utilisation de foyers, les solutréens cousent les peaux des rennes pour en faire des vêtements, des couvertures de tentes, des sacs.

Dans tous les abris déjà cités, la présence sporadique de Solutréen supérieur à pointes à cran en silex est constatée. Ces pointes confirment l'utilisation d'armes de jet pour la chasse.

Le Badegoulien (16 000 - 14 000 ans)

Cette culture, parfois appelée Magdalénien « 0 », est présente dans l'abri Fritsch (Trotignon, 1975). Les sols d'occupation ont été profondément colorés par l'ocre, l'hématite et le manganèse. Les foyers sont fréquents, les couches cendreuses abondantes. L'industrie badegoulienne utilise le silex du Bathonien, du Bajocien, ainsi que du quartz et du calcaire local. Elle se caractérise par l'utilisation d'éclats débités sur place, sur lesquels ont été façonnés des outils destinés au travail du bois et du bois de renne : raclettes, pièces esquillées, encoches, denticulés, grattoirs, et de très nombreux burins (Trotignon *et al.*, 1984). La panoplie du chasseur s'enrichit et devient plus efficace : les expérimentations et les études en tracéologie démontrent que ces raclettes étaient utilisées emmanchées, que les bois de rennes étaient brisés et transformés sagaies pointues fixées à l'extrémité d'une hampe de bois. Le renne et le cheval restent les animaux « providence » ; ils sont chassés à la même période de l'année, lors de la migration des troupeaux. La pêche de la truite, du saumon, de l'ombre et du gardon est désormais régulièrement pratiquée.

Le Badegoulien occupe les couches 6 à 2 de l'abri Fritsch qui ont été datées de 16 030 à 14 580 avant J.-C. Les pollens retrouvés dans les différentes couches (Leroi-Gourhan, 1967) indiquent, pendant cette transition entre le Würm III et le Würm IV, une succession de périodes très froides et très sèches, qui s'intercalent avec des phases fraîches et légèrement humides (interstades de Laugerie, etc.), pendant lesquelles les feuillus réapparaissent et où le karst se remet à fonctionner ; les couches d'argiles nappent les sols préhistoriques et les éboulis de parois). Les occupations de l'abri par les hommes sont de courtes ou de longues durées, selon les niveaux. Pendant les périodes d'abandon, les rapaces rejettent de nombreuses pelotes. Leur analyse a permis de déterminer une abondante avifaune (dont l'harfang, le grand tétras, le grand corbeau, le cingle plongeur) et des micromammifères caractéristiques des zones arctiques ou steppiques : le lemming à collier, le campagnol des hauteurs, le campagnol nordique, la siciste des steppes, le spermophile, la marmotte Bobak.

Le Magdalénien (16 000 - 10 000 ans)

Cet étage est connu par des sites de surface, notamment en sommet des basses nappes alluviales, comme à Yzeures-sur-Creuse, au lieu-dit « la Pluche ». Toutefois, le site le plus célèbre est celui du « Roc-aux-Sorciers », à Angles-sur-l'Anglin, où des frises ont été sculptées au Magdalénien moyen, sur les parois de la cave Taillebourg et de l'abri Bourdois. Ces sculptures organisées en panneaux et en frises longues de 15 à 20 m, ont été gravées en ronde bosse dans le calcaire jurassique ; on y contemple des juments, des bisons, des bouquetins et des Vénus. D'autres sculptures sont aujourd'hui effondrées. Des traces de

couleur ont été observées et des plaquettes gravées ont été trouvées dans les remplissages archéologiques (de Saint-Mathurin, 1984).

Le Mésolithique et le Néolithique

À partir de 8 400 avant J.-C., le retour progressif à un climat tempéré humide favorise l'installation de la forêt caducifoliée. Les derniers chasseurs-cueilleurs utilisent désormais l'arc pour atteindre les cerfs, aurochs, sangliers, etc., et la cueillette s'intensifie. De nombreux groupes sont identifiés par la diversité de leurs armatures de flèches. Des campements, bien que très mal conservés, ont été retrouvés dans les zones sableuses en sommet de terrasses. Progressivement, entre 5 500 et 4 000 avant J.-C., s'installent les villages des premiers éleveurs-agriculteurs qui exploitent le silex turonien et fabriquent des poteries (Chambon et Néons-sur-Creuse) (Villes, 1986, 1987 ; Agogue *et al.*, 1999).

Plusieurs mégalithes, dolmens et menhirs, sont encore visibles sur la feuille Le Blanc (Lorenz, 1995).

Une collection intéressante sur le Néolithique local est conservée au Musée des amis du Blanc, ainsi qu'au Musée archéologique du Grand-Pressigny.

Protohistoire et les époques romaines et mérovingiennes

Ces périodes sont riches en vestiges sur la feuille Le Blanc, et la plupart ont été découverts en sites de plein air, dans des labours, où lors de travaux urbains. Il est conseillé à ce sujet de visiter le Musée archéologique de Saint-Marcel, près d'Argenton-sur-Creuse, qui illustre d'une façon remarquable l'occupation humaine de la région à ces époques. Pour plus de détail, il est utile de se référer aux publications de G. Coulon (1973, 2001), J. Pineau (1980) et J.-P. Surrault (1990).

Parmi les sites remarquables il faut citer le monument gallo-romain sculpté dans la roche, à Mijault près de Sauzelles, mais aussi les carrières de sarcophages mérovingiennes de la vallée de l'Anglin et la statue mérovingienne de Saint-Pierre-de-Maillé (Lorenz, 1995).

L'atelier sidérurgique gallo-romain (IV^e siècle après J.C.) du Latté, à Oulches sur la feuille Bélâbre, permet de découvrir toute la chaîne opératoire de l'ancienne métallurgie du fer (Mahé-le-Carlier *et al.*, 1998 ; Dieudonné-Glade, 2000).

On trouvera l'essentiel des informations sur ces sites, ainsi qu'une bibliographie, dans l'ouvrage de Jackie Despriée et Jean Duvialard «La préhistoire en Région Centre », édité en 1994 aux Editions du Centre départemental de documentation pédagogique, rue des Écoles, 41000 Blois :

- Tome I, 1994, Les premiers hommes, 148 p., 76 pl. n. et b., 4 pl. coul.
- Tome II, 1995, Les hommes modernes, 170 p., 105 pl. n. et b., 4 pl. coul.
- Tome III, 1997, Éleveurs, agriculteurs et potiers, 200 p., 107 pl. n. et b., 4 pl. coul.

SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Le territoire de la feuille Le Blanc ne comporte pas de sites géologiques classés. En revanche, il existe plusieurs sites géologiques, géomorphologiques, naturels et archéologiques accessibles et remarquables. Pour les découvrir, il est conseillé de consulter les ouvrages et guides suivants :

- **Promenade géologique dans le Pays blancois**, par P. Barrier (2003). Revue des amis du Blanc et de sa région, n° 4, janvier 2003 ;
- **Étude stratigraphique, structurale, paléogéographique de quelques formations paléozoïques à cénozoïques du Berry** : journées d'études de l'AGBP du 20-22 mai 1982, par S. Debrand-Passard, G. Lablanche, C. et J. Lorenz, J.-M. Quenardel (voir en particulier l'itinéraire de la 3^e journée) ;
- **Guide géologique régional : Val de Loire (Anjou, Touraine, Orléanais, Berry)**, par G. Alcaydé, R. Brossé, J.-P. Cadet, S. Debrand-Passard, M. Gigout, J. Lorenz, J.-P. Rampoux, L. Rasplus (1976), Masson et Cie éditeurs, 199 p. (voir en particulier l'itinéraire 11) ;
- **Guide pour la restauration et l'entretien de l'architecture rurale**. Éditions Parc naturel régional de la Brenne, Rosnay, 48 p. ;
- **Plan de Parc, Parc naturel régional de la Brenne**. Cartographie à 1/110 000, IGN, juin 1998 ;
- **Découverte géologique de la Région Centre (Val de Loire, Touraine, Sologne, Beauce, Berry)**, par J.-C. Proust et J.-M. Lorrain (1989), Editions du BRGM, 80 p. ;
- **Histoire des paysages en Brenne et en Berry**. Coll. Mémoires de Brenne. Éditions Parc naturel régional de la Brenne ;
- **Parc naturel régional de la Brenne**, par P. Barrier et J. Lorenz (1997), Géochronique, n° 61, p. 15 ;
- **Guide nature de la Brenne** : par J. Trotignon, T. Williams et F. Desbordes (1994). Edité par l'Association pour la Conservation du Patrimoine Naturel de la Gabrière (Indre), 80 p. (voir les itinéraires conseillés) ;
- **Les sites préhistoriques de la Touraine du Sud**. Documents rassemblés par J.-C. Marquet et L.-A. Millet-Richard (2000), ARCHEA - Région Centre, Ed. CLD, n° HS, 96 p.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

- La feuille Le Blanc couvre la partie nord-ouest du Parc naturel régional de la Brenne. Il est donc conseillé de visiter « l'Ecomusée de la Brenne et du Pays blancois » (Château Naillac, 36300 Le Blanc) qui comporte des secteurs géologie, préhistoire et archéologie : ecomusee.brenne@wanadoo.fr
- Les Musées suivants sont également recommandés pour la richesse de leurs collections géologiques et archéologiques d'intérêt local :
 - la « Maison des amis du Blanc » (Ville-Haute, Le Blanc, 36300), traditions populaires, géologie et archéologie ;

- « Musée départemental de préhistoire » (le Château, 37350, Le Grand-Pressigny), géologie, paléontologie, préhistoire ;
- « Maison de la préhistoire et Archéolab » (7 rue Grande, 37350 Le Grand-Pressigny), patrimoine vivant et archéologie ;
- « Musée de la minéralogie » à Chaillac (36310), géologie de la vallée de la Creuse, mine ;
- « Musée d'Argentomagus » à Saint-Marcel (36020), préhistoire et archéologie de la vallée de la Creuse, (<http://www.argentomagus.com>) ;
- « Musée de l'Association des amis du vieux Martizay » (mairie de Martizay, 36220), préhistoire, archéologie ;
- « Musée de préhistoire » (Bossay-sur-Claise, 37290, Centre ville), préhistoire, archéologie ;
- « Atelier métallurgique gallo-romain du Latté » à Oulches (36800), géologie, archéologie.

Le lecteur pourra se rendre sur les sites WEB suivants :

- Musées de la région Centre : www.musees-centre.com
 - Parc naturel de la Brenne : www.parc-naturel-brenne.fr
 - Le portail de l'Indre : www.indre.net
 - Centre permanent d'initiatives pour l'environnement (CPIE) : www.cpieazay.fr
- La Banque de données du Sous-Sol du BRGM (BSS) détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés et déclarés dans le périmètre de la feuille et de plus archive régulièrement les nouveaux travaux. Le lecteur pourra consulter des documents inédits (coupes de sondages, rapports) sur cette Banque de données détient entre autres documents, le détail des coupes de sondages réalisées dans le cadre du lever de la feuille Le Blanc (cf. carte de localisation en annexe). Les documents peuvent être consultés soit :
- au BRGM, Service géologique régional (SGR Centre), 3 avenue Claude Guillemin, BP 6009 - 45060 Orléans cedex 02 ;
 - au BRGM, Maison de la géologie, 77 rue Claude-Bernard, 75005 Paris ;
 - ou encore sur le site internet <http://www.brgm.fr/infoterre>

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AGOGUE O., LEROY D., VERJUX C. (coord.) (1999) - Les premiers paysans en Région Centre (5000-2000 avant J.-C.), AREP Centre Éditions, Orléans, 119 p.
- ALLAIN Dr J. (1966) - Rapport de la Direction régionale des antiquités préhistoriques « Centre ». *Rev. Gallia Préhistoire*, t. IX, fasc. 2, p. 477.
- ALLAIN Dr J. (1974) - Les civilisations du Paléolithique supérieur dans le sud-ouest du Bassin parisien. *In* : La préhistoire française, CNRS, Paris, t. I, vol. 2, p. 1315-1320.

- ALBOUY L., ROUSSEAU C. (1993) - La barytine. Rapport BRGM R 37775, DMM-RMI-93, 36 p.
- ALCAYDÉ G. (1980) - Turonien. *In* : Les étages français et leurs stratotypes. Mém. BRGM, n° 109, p. 139-144.
- ALCAYDÉ G., BROUSSE R., LORENZ J., RAMPOUX J.-P., RASPLUS L. (1976) - Guides géologiques régionaux : Val-de-Loire, Anjou, Touraine, Orléanais, Berry. Masson édit., Paris, 191 p.
- ARBET F., LORENZ J. (1986) - Présence de deux niveaux à pseudomorphoses d'évaporites dans le Dogger du Sud du Bassin parisien. *C.R. Acad. Sci, Paris*, t. 303, (II), n° 10, p. 945-950.
- AUFÈRE L. (1935) - Les formations lacustres dans la Brenne au Sud de Mézières (Indre). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 267-268.
- AUXERRÉ P., CHEVRIER F., BARDOT S., MASFRAND M. (1982) - Les spongiaires des formations argilo-siliceuses sénoniennes. Congrès APBG Orléans-Tours, 16-22 juillet 1982. Centre régional de documentation pédagogique de l'Académie d'Orléans-Tours, 74 p.
- BARRIER M. (1990) - Les crues de la Creuse de 1845 à 1990. Document inédit manuscrit, coll. P. Barrier.
- BARRIER P. (1987) - Approche géologique de la provenance de matériaux ouverts : deux exemples néolithiques en Région Centre. Actes du 14^e colloque inter-régional sur le Néolithique, Blois. Suppl. au *Bull. Soc. Arch. Sci. et Litt. du Vendômois*, p. 163-164.
- BARRIER P. (2000) - Étude microfaciologique de deux forages profonds dans la Craie de Provins (701 Poigny et 702 Sainte-Colombe). Emplacement des faciès, biodiversité et découpage séquentiel. *Bull. AGBP*, vol. 37, n° 2, p. 33-42.
- BARRIER P. (2003) - Promenade géologique en Pays blancois. *Revue des amis du Blanc et de sa Région*, n° 4, p. 6-14.
- BARRIER P., LORENZ J. (1997) - Parc naturel régional de la Brenne. *Géochronique*, dossier parcs, n° 61, BRGM-SGF, p. 15.
- BARRIER P., GELY J.-P., LORENZ J. (1997) - Les ondulations à « Mamilla » de l'Oxfordien supérieur des carrières de Bourges (Cher). *In* : Pierres et carrières : géologie, archéologie, histoire. Textes réunis en hommage à Claude Lorenz. AGBP et AEDEH édit., p. 49-54.
- BARRIER P., GODDÛN X. (1998) - Les faluns du Blésois et du Lochois : contrôle structural, environnement de dépôt, organisation séquentielle et reconstitution paléogéographie. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, vol. 35, n° 2, p. 13-32.
- BARRIER P., BOURCIER S., LEROUGE G., LORENZ J., LORENZ C. (1999) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Bêlâbre (592). Orléans : BRGM. Notice explicative par Barrier P., Bourcier S., Lerouge G., Lorenz J., Gely J.-P., Giot D., Lebeau J.-J., Maget P. (2000), 109 p.

- BARRIER P., BOURCIER S., avec la collaboration de LEROUGE G., LORENZ J., GELY J.-P., GIOT D., LEBEAU J.-J., MAGET P. (2000) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Bélâbre (592). Orléans : BRGM, 109 p. Carte géologique par Barrier P., Bourcier S., Lerouge G., Lorenz J., Lorenz C. (2000).
- BASSOULET J.-P., LORENZ J. (1995) - Découverte d'une association à *Atascella occitanica* Peybernès, grand foraminifère du Jurassique moyen, dans le Sud du Bassin parisien. *Rev. de Micropal.*, vol. 38, n° 1, p. 15-25.
- BEAUVAIS L. (1972) - Contribution à l'étude de la faune bathonienne dans la vallée de la Creuse (Indre) ; Madréporaires. *Annales de Paléontologie. Invertébrés*, vol. 58, n° 1, p. 33-97.
- BERNARD D. (1987) - La plate-forme carbonatée niverno-icaunaise à l'Oxfordien supérieur et au Kimméridgien inférieur. Thèse 3^e cycle, Dijon, 293 p.
- BERNARD D., COULON G., DEVAILLY G., GATEAUD J.-Y., MICHAUD-FRÉJAVILLE, SURRAULT J.-P., TOURNAIRE J. (1990) - L'Indre et le Bas-Berry, de la Préhistoire à nos jours. Éditions Bordessoules, 449 p.
- BOGDANOFF S., BÖESSE J.-M., GIRODDÉ J.-L., DAMBRINNE P., SY D., ZISERMAN A., PELLATON C., LORENZ C. (1988) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Sulpice-les-Feuilles (615). Orléans : BRGM. Notice explicative par Bogdanoff S., Cohen-Julien M., Böesse J.-M., Giroddé J.-L., Dambrinne P., Freytet P., Sy D., Lerouge G., Constans J. (1989), 34 p.
- BOULLIER A. (1984) - Les associations de brachiopodes de l'Oxfordien supérieur du Berry. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris* (1984), vol. 21, n° 4, p. 9-20.
- BOULLIER A., BARRIER P., LORENZ J., GAGNAISON C. (2001) - Apports des brachiopodes à la stratigraphie de l'Oxfordien de la marge sud du Bassin parisien. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, vol. 38, n° 2, p. 3-18.
- BOURCIER S. (1996) - Étude géologique de la région de Bélâbre (Indre, France). Mémoire d'aptitude à la géologie, IGAL, n° 138, 119 p.
- BOURCIER S. (1998) - Le Jurassique et le Tertiaire du Bas-Berry d'après les levers de la feuille Bélâbre (Indre) : cartographie, stratigraphie et analyse morphostructurale. Mémoire de géologue de l'IGAL, 174 p.
- BOURCIER S., BARRIER P., GIOT D., LORENZ J. (1998) - Le Sidérolithique de la Petite Brenne (Indre, France) : séquences de dépôt et évolution tectono-sédimentaire. Résumé, RST 98 Brest, SGF édit., Paris, p. 79-80.
- BOURGUEIL B. (1962) - Contribution à l'étude du Dogger entre la vallée de la Vienne et la vallée de la Creuse. DES, Fac. Sci. Poitiers, 2 vol., 110 p. et 28 p.

- BOURGUEIL B., CARIOU É. (1966) - Observations tectoniques dans le Jurassique de la bordure nord-ouest du Massif central : région de Saint-Savin et du Blanc (Indre) (feuilles Le Blanc et La Trimouille à 1/50000). *Comptes rendus des Collaborateurs*, t. 61, n° 278, p. 107-121.
- BOURGUEIL B., TESSIER J.-L. (1977) - Carte hydrogéologique du département de la Vienne à 1/100 000. BRGM, 1977.
- BRUNET M., GABILLY J. (1981) - Découverte d'une faune de vertébrés bartoniens dans le Tertiaire continental du Seuil du Poitou. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 1981, (7), t. XXII, n° 1, p. 95-100.
- BUCHSENSCHÜTZ O. (1982) - Le Village gaulois des Arènes de Levroux. *Archeologia*, n° 167, juin, p. 45-47.
- BUCHSENSCHÜTZ O., COLIN A., KRAUSZ S., LEVÉRY M., SOYER C., VILLARD A., ENAULT J.-F., WILKOSZ M. (1993) - Le Village celtique des Arènes à Levroux : description des structures (Levroux 2). *Suppl. Rev. Archéo. du Centre de la France*, n° 8, 224 p.
- CAM C., CHESSERON C., MOULIN J. (1991) - Carte des sols de la Région Centre et du département de la Vienne au 1/50 000. Notice explicative, 329 p.
- CARIOU É. (1980) - Jurassique supérieur : Poitou. *In Synthèse géol. bassin de Paris. Mém. BRGM, Orléans*, n° 101, p. 212-214.
- CARIOU É., ENAY R., ATROP F., HANTZEBERG P., MARCHAND D., RIOU M. (1997) - Ammonites - Oxfordien. *In Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et micro-fossiles. Bull. Centre de Rech. Elf Aquitaine, Explor., Prod., Mém. n° 17*, p. 79-86.
- CAVELIER C. (1968) - L'Éocène supérieur et la base de l'Oligocène en Europe occidentale. *Coll. sur l'Éocène. Mém. BRGM*, n° 58, p. 507-527.
- CHAMAYOU J. (1976) - Étude hydrogéologique du secteur Vicq-sur-Gartempe, la Roche-Posay, Pleumartin. BRGM, rapport 76 SGN 070 AQI, 13 p.
- CHARBONNIER O. (sans date) - Préhistoire, Protohistoire, Gallo-romain, camps, sépultures, fontaines... de l'Indre par communes. Étude manuscrite, s.l.n.d., Bibliothèque municipale de Châteauroux.
- CHARBONNIER O. (1962) - L'abri aurignacien des Roches, commune de Pouligny-Saint-Pierre (Indre). *L'Anthropologie*, LXVI, p. 469-484.
- CHARLEMAGNE E. (1902) - Les forges de Bêlâbre au XVIII^e siècle. *MSAC, Bourges*, p. 281-307 et p. 294-297.
- CHATEAUNEUF J.-J. (1977) - Datation palynologique du Tertiaire continental de la Brenne. *Bull. BRGM*, (I), n° 4, p. 353-355.
- CHAUBIN L. (1983) - Le Blanc, vingt siècles d'histoire. Édité. Office municipal de la culture, des arts et des loisirs du Blanc, Châteauroux, 206 p.

- CHAUVIN J. (1987) - Le rôle des vallées dans la diffusion du silex presignien. Actes du 14^e colloque inter-régional sur le Néolithique, Blois. Suppl. au *Bull. Soc. Arch. Sci. et Vendômois*, p. 165-166.
- COULON G. (1973) - La Brenne antique. Éditions Gibert-Clarey, Tours, 101 p., 2 cartes.
- COULON G. (2001) - Quand la Brenne était romaine. Éditions Alan Sutton, Joué-les-Tours, 128 p.
- DEBRAND-PASSARD S. (1982) - Le Jurassique supérieur du Berry (Sud du bassin de Paris, France). *Mém. BRGM*, n° 119, 226 p.
- DEBRAND-PASSARD S., LORENZ J., TINTANT H. (1974) - Précisions sur le passage Dogger-Malm et la série jurassique dans le Sud du bassin de Paris (région d'Issoudun, Indre). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), t. XVI, p. 470-475.
- DEBRAND-PASSARD S., LABLANCHE G., LORENZ C., LORENZ J., QUENARDEL J.-M. (1982) - Étude stratigraphique structurale et paléogéographique de quelques formations paléozoïques à cénozoïques du Berry. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, vol. 19, n° 4, p. 5-91.
- DEBRAND-PASSARD S., ARNAUD C., BLANC A., CAUTRU J.-P. *et al.* (1995) - Journées d'étude de printemps : aperçu géographique et géologique. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, vol. 32, n° 3, p. 12-25.
- DEBEGLIA N., DEBRAND-PASSARD S. (1980) - Principaux accidents issus des corrélations entre les données de géophysique et les données de terrain (au sens large), dans le Sud-Ouest du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), t. 22, n° 3, p. 639-645.
- DELORME J., EMBERGER A. (1949) - La série cristallophyllienne renversée du plateau d'Aigurande. *Rev. Sci. nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, n° 15, p. 45-82.
- DENIZOT G. (1947) - Sur les conditions de dépôt des couches tertiaires du bassin de Paris. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, vol. 2, p. 22-23.
- DESPLACES J.-L. (1986) - Le florilège de l'eau en Berry : fontaines saintes, fontaines à légendes, fontaines à vertus du département de l'Indre. Édit. SPEC, Châteauroux, vol. 2, 144 p.
- DESPRIÉE J. (1989) - « Homo erectus » (?) à Éguzon, il y a plus d'un million d'années. In PROUST J.-C., LORAIN J.-M. : Découverte géologique de la Région Centre, Val-de-Loire, Touraine, Sologne, Beauce, Berry. Coll. Jean Ricour, BRGM, édit., 1989, p. 12.
- DESPRIÉE J. (1990) - Les premiers habitants du Bas-Berry : les tailleurs de quartz de la haute vallée de la Creuse. In : L'Indre - le Bas-Berry, de la préhistoire à nos jours. Édit. Bordessoules, Saint-Jean-d'Angely, p. 28-30.
- DESPRIÉE J., GAGEONET R. (2003) - La très haute nappe alluviale d'âge pléistocène inférieur de la vallée de la Creuse à Éguzon (Indre) : figures de cryoturbation, habitats préhistoriques et datations absolues. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, t. 174, n° 4, p. 383-400.

- DESPRIÉE J., GAGEONNET R., VOINCHET P., BAHAIN J.-J., FALGUÈRES C., DUVALARD J., VARACHE F. (2004) - Pleistocene fluvial systems of the Creuse river (Middle Loire Basin - Centre Region, France). *Quaternaire*, 15, n° 1-2, p. 77-83.
- DIÉUDONNÉ-GLAD N. (2000) - L'atelier sidérurgique gallo-romain du Latté à Oulches (Indre). *Gallia*, n° 57, p. 1-158.
- DONADIEU J.-P. (1976) - Données nouvelles sur les formations de l'Éocène continental (Bartonien au sens large) du Sud-Ouest du Bassin parisien : les dépôts de Brenne et des confins du Poitou. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), t. XVIII, p. 1647-1658.
- DUCLoux J. (1963) - Contribution à l'étude des formations alluviales de la Creuse et des sols qui en dérivent. *Trav. Inst. géol. et anthr. Préhist., Fac. Sci., Poitiers*, t. 4, p. 17-84.
- DURAND S., LOUAIL J. (1976) - Intérêt stratigraphique du sondage de Loudun (Vienne) pour l'étude du Cénomanien de l'Ouest de la France. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 283, série D, p. 1719-1722.
- FALGUÈRE C., VOINCHET P., BAHAIN J.-J. (2002) - ESR Dating as a Contributor to Chronology of the Earliest Humans in Europe. *Advances in ESR Applications*, vol. 18, p. 67-76.
- FISCHER J.-C. (1964) - Contribution à l'étude de la faune bathonienne dans la vallée de la Creuse (Indre). *Brachiopodes et mollusques. Annales de paléontologie (Invertébrés)*, t. L, fasc.1, p. 21-101.
- FREYTTET P., LEROUGE G., LORENZ C., LORENZ J. (1986) - Intérêt de l'étude pluridisciplinaire d'une région : stratigraphie, géologie structurale, géomorphologie, néotectonique, télédétection du Sud du bassin de Paris. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, vol. 23, n° 2, p. 3-15.
- FRITSCH R. (1965) - Prise de date. *Bull. Soc. Préhist. Fr., C. R.* n° 1, p. 10.
- FRITSCH R. (1975) - La station acheuléenne des Terriers près de la Revaudière, commune d'Yzeures-sur-Creuse (Indre-et-Loire). *Revue archéologique du centre, actes du colloque d'Argenton sur l'archéologie de la vallée de la Creuse. Éditions de la RACF, Vichy*, p. 8-14.
- GAGNAISON C. (2000) - Relevé partiel de la carte géologique du Blanc. *Mém. Apt. à la Géol. IGAL*, n° 229, 144 p.
- GAGNAISON C. (2002) - Le Tertiaire de Brenne : analyse de faciès, architecture des dépôts, tectonique synsédimentaire et paléogéographie. *Mémoire d'Ingénieur géologue de l'IGAL*, n° 175, 132 p.
- GARDET G. (1950) - Sur la présence de solénopores dans le Jurassique de la Vienne. *C.R. somm. Soc. géol., Fr.*, Paris, n° 16, p. 291-293.
- GARDET G. (1951) - Sur quelques observations géologiques effectuées sur les feuilles de Poitiers et de Châtellerault au 1/50 000. *Compte rendu des collaborateurs, bull.* n° 232, t. XLIX, p. 93-95.

- GARDET G. (1957) - Le Bajocien supérieur et le Bathonien de la vallée de la Gartempe (Vienne). *Bull. Service de la Carte géol. Fr.*, n° 250, fasc. A, t. LIV, (1956) p. 377-390.
- GARDET G., LESSERTISSEUR J. (1956) - Les « Problematica » rauraciens de Saint-Pierre-de-Maillé (Vienne). *Bull. Mus. nat.*, t. XXVIII, (2), p. 331-334.
- GAUVIN B. (1983) - Recherche sur l'origine et les conditions de gisement des eaux minérales de la Roche-Posay. Thèse, Unité d'enseignement et de recherche des sciences pharmaceutiques et biologiques, Université de Paris XI.
- GIOT D., DEBRAND-PASSARD S., CASANOVA J., NEGREL P., WINS R., ROGER J., QUESNEL F., ROBLIN C., NJITCHOUA R. (2001) - Continentalisation dans le Sud du bassin de Paris, développement d'un profil d'altération de type calcrète. 8^e Congrès français de sédimentologie - Livre des résumés, 2001, Publ. ASF, Paris, n° 36, 375 p.
- GODARD G., CHEVALIER M., BOUTON P., MOURoux B. (1994) - Un fleuve yprésien du Berry à la Vendée, témoin de l'évolution paléogéographique et tectonique du Centre-Ouest de la France au Cénozoïque. *Géologie de la France*, n° 4, p. 35-36.
- GOGUEL J. (1938) - Révision de la feuille de Poitiers : le cristallin, les failles, le Tertiaire. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 197, p. 81-102.
- GRATIER M., MACAIRE J.-J. (1981) - Les ateliers acheuléens des Buttes de Gron (Cher). *Bull. Assoc. Fr. Ét. Quat.*, vol. 15, n° 57, p. 161-169.
- GROSSOUVRE A. de (1886) - Étude sur les gisements de fer du centre de la France. *Annales des Mines*, 8^e série, t. 10, p. 311-418.
- GROSSOUVRE A. de (1885) - Note sur l'oolithe inférieure du bord méridional du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 3, XIII, p. 355-398.
- GUILLEMOT H., HUYGUE B., BARRIER P. (2000) - Terre et feu, mémoires de tuiliers. Ouvrage publié par la ville du Blanc à l'occasion de l'exposition temporaire « Terre et feu, mémoires de tuiliers », présentée au Château Naillac du 24 juin au 5 novembre 2000, 52 p.
- GUILLEMOT H., REY C. (2002) - Au pays des pyramides : chèvres, fromages et terroir. Édit. Écomusée de la Brenne, 55 p.
- GUILLOCHEAU F., ROBIN C., METTRAUX M., DAGALLIER G., ROBIN F.-X., LE SOLLEUZ A. (2002) - Le Jurassique de l'Est du bassin de Paris. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, vol. 39, n° 3, p. 23-47.
- GUILLOUMY O. (1998) - Étude géologique dans le cadre du lever de la feuille Le Blanc à 1/50 000. Mémoire d'aptitude à la géol., IGAL, n° 183, 72 p.
- JODOT P. (1947) - Les formations stratigraphiques de la Brenne : âge du calcaire lacustre de la Bussière (Vienne). *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, Paris, Séance des 1 déc. 1947 et 2 fév. 1948, p. 310-311.

- JODOT P. (1948) -Le réseau hydrographique entre la Brenne et la Touraine pendant le Bartonien. *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, Paris, vol. 3, p. 53-54.
- KLEIN C. (1961) - Sur la formation de la Brenne et ses extensions en Montmorillonais et en Châtelleraudais. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 253, p. 2087.
- KLEIN C. (1962) - L'intérêt morphologique d'une carrière de la gâtine parthenaise : Viennay. *Norois*, IX, n° 34, p. 167-171.
- KLEIN C. (1975) - Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Fondation Baulig, XII, 882 p.
- LABLANCHE G., MARCHAND D., GARCIA J.-P., DUBUGET M. (1991) - Lithostratigraphie et structuration du sous-bloc biturige (Sud du bassin de Paris) au Dogger et au Malm. *Géologie de la France*, n° 2, p. 31-38.
- LAMBERT J., BERNARD P., CZITROM G., DUBIE J.-Y., GODEFROY P., LEVRET-ALLEBARET A. (1996) - Les tremblements de terre en France. Édité. BRGM, 196 p.
- LARUE J.-P., ÉTIENNE R. (2000) - Les Sables de Lozère dans le Bassin parisien : nouvelles interprétations. *Géologie de la France*, n° 2, p. 81-94.
- LARUE J.-P., ÉTIENNE R. (2002) - Les Sables de Lozère et les Sables de Sologne : nouvelles interprétations de deux décharges détritiques du Miocène inférieur, issues de la paléo-Loire (Bassin parisien, France). *Bull. Soc. géol., Fr.*, Paris, t. 173, n° 2 p. 185-192.
- LECOINTRE G. (1947) - Géologie régionale de la France : la Touraine. Herman, Paris, 397 p.
- LECOINTRE G., WATERLOT G. (1948) - Le fossé d'effondrement de Saint-Pierre-de-Maillé (Vienne). *Bull. Carte géol.*, t. XLVII, n° 225, p. 93-95.
- LEDRU P., LARDEAUX J.-M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.-M., FLOCH J.-P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) - Où sont les nappes dans le Massif central français? *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, t. 3, p. 605-618.
- LEFAVRAIS R., LORENZ C., LORENZ J. (1990) - Le Massif central au Lias : comparaison entre ses bordures nord et sud à l'Ouest du Grand sillon houiller. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, vol. 27, n° 2, p. 3-14.
- LEMOINE P. (1911) - Les tremblements de terre du bassin de Paris, leurs relations avec les accidents tectoniques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 4, t. 11, fasc. 6-7-8, p. 387-392.
- LEROI-GOURHAN A. (1967) - Le Badegoulien de l'abri Fritsch : climat et chronologie. *Bull. Soc. Préhist. fr.*, LXIV, (1), p. 95-99.

- LE ROUGE G. (1981) - Étude géologique et structurale de la région de Saint-Benoit-du-Sault et arguments pour un sens de mise en place des nappes à l'aide de la fabrique du quartz. DEA, Univ. Paris-Sud, Orsay, 50 p., inéd.
- LE ROUGE G. (1984) - Contribution à l'étude de la fracturation du Nord-Ouest du Massif central et du Sud du bassin de Paris (France). Thèse 3^e cycle, Univ. Orléans, 2 vol., 170 p., annexes 224 p., 1 carte h.-t.
- LE ROUGE G. (1987) - Tectogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : le Massif central français septentrional et le Sud du bassin du Massif armoricain. Thèse Sci., Univ. Paris-Sud, Mém. Géodiffusion, Paris, 1988, n° 2, 363 p.
- LE ROUGE G., QUENARDEL J.-M., ROLIN P. (1983) - La zone de cisaillement de la Marche-Combrailles, son importance dans la tectonique carbonifère du Nord-Ouest du Massif central français. In L'orogénèse calédonienne, PICG 27 : Le Maroc et l'orogénèse paléozoïque, Symp. Rabat, 25-28 août 1983.
- LE ROUGE G., QUENARDEL J.-M. (1985) - Chronologie des événements tectoniques dans le Nord-Ouest du Massif central français et le Sud du bassin de Paris du Carbonifère inférieur au Plio-Quaternaire. *C.R. Acad. Sci., Paris*, (II), t. 301, p. 621-626.
- LE VILLAIN G. (1931) - Bassin parisien, feuille Bourges au 320 000. Compte rendu des collaborateurs pour la campagne de 1930. *Bull. Carte géologique*, n° 179, t. XXXIV, p. 199-210.
- LORENZ C. (1979) - Sur l'existence de décrochements dans la bordure méridionale du Bassin parisien. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, n° 4, p. 173-174.
- LORENZ C. (1985) - La place du Seuil du Poitou dans l'évolution structurale du sud du Bassin parisien. *Com. Trav. Hist. et. Sci., sect. Sci.*, t. IX, p. 79-90.
- LORENZ J. (1989) - Le Dogger du Berry : contribution à la connaissance des plates-formes carbonatées européennes au Jurassique. *Mém. Sci. Terre Univ. Curie*, Paris, n° 89-10.
- LORENZ J. (1992) - Le Dogger du Berry. Contribution à la connaissance des plates-formes carbonatées européennes du Jurassique. *Mém. BRGM* n° 212, 400 p.
- LORENZ C. (1995) - Mégalithes, édifices souterrains, carrières de sarcophages de la basse vallée de l'Anglin. Édit. Association des amis de Mérégnay et de ses environs, Issoudun, 64 p.
- LORENZ C., LORENZ J. (1982) - Un exemple de tectonique synsédimentaire dans le Dogger du Sud du bassin de Paris : la flexure de la forêt de Châteauroux (Indre). *Bull. BRGM*, (2), n° 1, p. 205-210.
- LORENZ C., LORENZ J. (1983) - L'anticlinal synsédimentaire bajocien de la carrière du Bridonnet à Argenton-sur-Creuse (Indre). *Géologie de la France*, n° 3, p. 255-260.

- LORENZ C., LORENZ J. (1984) - La grotte de la Roche Noire - Étude géologique et karstologique. Publication de l'Association des amis de Méridy et de ses environs, Poitiers, p. 35-73.
- LORENZ C., LORENZ J. (1985) - Mise en évidence d'une structuration en blocs basculés de direction sud-armoricaine au cours du Jurassique dans le Sud-Ouest du bassin de Paris (Berry). *C.R. Acad. Sci., Paris*, (II), t. 301, n° 4, p. 239-241.
- LORENZ C., LORENZ J. (1995) - Les carrières de sarcophages mérovingiens de la basse vallée de l'Anglin (départements de l'Indre et de la Vienne). *In* : Les mégalithes, édifices souterrains, carrières de sarcophages. C. Lorenz, Association des amis de Méridy et de ses environs Édité., p. 38-64.
- LORENZ J., POULAIN T., CORDIER G., GALLET H., LORENZ C., RIQUET R. (1984) - La grotte hallstattienne de la Roche Noire, Méridy (Indre). Association des amis de Méridy et de ses environs Édité., Poitiers, 124 p.
- LORENZ J., POMEROL C. (1985) - Influence du socle sur le haut fond berrichon au Dogger. *Ass. Fr. Avancement Sci., Bull. sect. Sci.*, t. IX, p. 55-65.
- LORENZ J., TARDY D., COULON G. (2000) - La pierre dans la ville antique et médiévale : analyses, méthodes et apports. Actes du colloque d'Argentomagus (30, 31 mars 1998), Musée d'Argentomagus. 18° suppl. à la *Rev. Archéol. Centre de la France*, Mém. n° 3, 192 p.
- LOUAIL J. (1979) - Origine et signification des zéolithes dans les dépôts cénomaniens de la bordure Sud-Est du Massif armoricain. *Clay Minerals*, n° 14, p. 67-85.
- MACAIRE J.-J. (1981) - Contribution à l'étude géologique et paléopédologique du Quaternaire dans le Sud-Ouest du bassin de Paris (Touraine et ses abords). Thèse Univ. Tours, t. 1, 304 p.
- MACAIRE J.-J. (1984) - Les vallées et formations alluviales plio-quaternaires dans le Sud-Ouest du bassin de Paris : genèse et signification dynamique. *Bull. Ass. Fr. Ét. Quat.*, n° 17-19, p. 37-40.
- MACAIRE J.-J. (1985) - Relations entre les altérites formées sur les roches endogènes du Massif central français et les épandages détritiques périphériques, au Cénozoïque récent. *Géologie de la France*, n° 2, p. 201-212.
- MAGET P. (1983) - Potentiel géothermique basse température en France. BRGM, rapport n° 83 SGN 375, 319 p., 49 cartes.
- MAGET P. (1995) - Nappe des Sables du Cénomanien du bassin Loire-Bretagne. Piézométrie 1994. BRGM, n° R 38582, 39 p.
- MAGET P. (2005) - Étude des nappes du Jurassique dans les départements du Cher et de l'Indre. Phase 2 : qualité des eaux. BRGM, rapport n° BRGM/RP-51887-FR (en cours).

- MAGET P., AFZALI H., BAILLY-COMTE V. (2002) - Étude des nappes du Jurassique dans les départements du Cher et de l'Indre. Phase 1 : données hydrogéologiques. BRGM/RP-51887-FR, 361 p.
- MAHÉ-LE-CARLIER C., DIEUDONNÉ-GLAD N., PLOQUIN A. (1998) - Des laitiers obtenus dans un bas-fourneau ? Études chimiques et minéralogiques des scories du site d'Oulches (Indre). *Revue d'Archéométrie*, n° 22, p. 91-101.
- MALLET N., RAMSEYER D. (1987) - Un exemple d'importation de silex du Grand-Pressigny dans un village de la civilisation Saône-Rhône : Portalban (Canton de Fribourg, Suisse). Actes du 14^e colloque interrégional sur le Néolithique, Blois. Suppl. au *Bull. Soc. Arch. Sci. et Vendômois*, p. 167-168.
- MARQUET J.-C. (1978) - Meules à grain, en Grès de Brenne, dans la vallée de la Claise. *Bull. Amis du Grand-Pressigny*, n° 29, p. 21-22.
- MATEU M. (2001) - La carte géologique du Parc Naturel de la Brenne : présentation géologique et hydrogéologique. IGAL, Mémoire d'aptitude à la géol., n° 253, 84 p.
- MEDIONI R., DEBRAND-PASSARD S., PERNA G., WEECKSTEEN M. (1974) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Chatellerault (541). Orléans : BRGM.
- MEGNIEN C. (édit) (1980) - Synthèse géologique du bassin de Paris. *Mém. BRGM*, n° 101, 102, 103.
- MENILLET F. (1985) - Les meulières et les argiles à meulières ; leurs rapports avec les surfaces néogène à quaternaire ancien du bassin de Paris. *Géologie de la France*, n° 2, p. 213-226.
- MENOT J.-C. (1980) - Développement des formations récifales. In Synthèse géol. bassin de Paris, *Mém. BRGM*, n° 101, vol. 1, p. 245-251.
- MONTENAT C., BARRIER P., OTT D'ESTEVOU P. (2002) - The Vigny limestones : a record of Paleocene (Danian) tectonic-sedimentary events in the Paris Basin. *Sedimentology*, vol. 49, n° 3, p. 421-440.
- MORETTE A. (1967) - Analyse des eaux minérales de la Roche-Posay. *Ann. Inst. Hydr. et Clim.*, XXXV, p. 96-97.
- MOURIER J.-P. (1980) - Etude stratigraphique des terrains jurassiques dans la vallée de la Gartempe entre Lathus et Saint-Savin (Vienne). DEP-SUP, Univ. Poitiers, 132 p.
- MOURIER J.-P. (1983) - Le versant parisien du Seuil du Poitou de l'Hettangien au Bathonien. Stratigraphie, sédimentologie, caractères paléontologiques, paléogéographie. Thèse 3^e cycle, Fac., sci., Poitiers, 2 t., 192 p.
- MOURIER J.-P. (1989) - Carte géol. France (1/50 000), feuille La Trimouille (591), Orléans : BRGM. Notice explicative par Mourier J.-P. (1989), 42 p.

- MOURIER J.-P., GABILLY J. (1985) - Le Lias et le Dogger au Sud-Est du Seuil du Poitou : tectonique synsédimentaire, paléogéographie. *Géologie de la France*, n° 3, p. 293-310.
- MOURIER J.-P., ALMERAS Y. (1986) - Les faunes de brachiopodes et le passage du Bajocien au Bathonien dans le Sud-Ouest du Bassin parisien (France). *Géobios*, t. 19, n° 6, p. 689-704.
- PAILLER É., GUILLON M. (1972) - Notes sur la vallée de l'Anglin d'Ingrandes à Braux. Édité. Association des amis de Mérigny et de ses environs, Autun, 50 p.
- PATTE É. (1964) - Sur une faille à Fontgombault. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr., Paris*, fasc. 1, p. 13-14.
- PINEAU J. (1980) - Le Blanc et sa région : Buzançais, Mézières, Saint-Savin, Angles-sur-l'Anglin. Mystères de leur histoire. Édité. P. Oudin et E. Beaulu, Poitiers, 166 p.
- POMEROL C., RIVELINE-BAUER (1967) - Mode de gisement, nature et origine, des argiles à silex et des argiles d'altération du bassin de Paris. *Soc. Géol. Fr., Paris, Mém. H. S., vol. 4*, p. 65-72.
- POMEROL C., RICOUR C., Coord. (1992) - Terroirs et thermalisme de France. Édité. BRGM, Orléans, 288 p.
- PRADEL Dr L., PRADEL J.-H. (1967) - L'abri solutréen de Monthaud, commune de Chalais, Indre. *L'Anthropologie*, LXXI, (1-2), p. 49-74.
- QUÉNARDEL J.-M., ROLLIN P. (1984) - Palaeozoic evolution of the Plateau d'Aigurande (Nord-Ouest Massif central, France). In : Variscan tectonics of the North Atlantic region, D.H.W. Hutton and D.-J. Sanderson (Eds), *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, n° 14, p. 63-77.
- QUÉNARDEL J.-M., SANTALLIER D., BURG J.-P., BRIL H., CATHELINÉAU M., MARIGNAC C. (1991) - Le Massif central, 74 p. In : PIQUÉ A. (1991) - Les massifs anciens de France. *Sci. Géol., bull., Strasbourg*, n° 44, p. 1-2.
- QUÉNARDEL J.-M., LEROUGE G., ROLIN P., COHEN-JULIEN M., LORENZ J., CHEVALIER É., MERLIN D., MILLET D., GÉLY J.-P., MICHAUX J.-P., BAVOUZET F., MACAIRE J.-J. (1998) - Carte géol. France (1/50 000) feuille Argenton-sur-Creuse (593). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Cohen-Julien, Quénardel J.-M., Lerouge G., Lorenz J., Lorenz C., Macaire J.-J., Freytet P., Maget P., Debrand-Passard S. (1998), 168 p.
- QUERIAUD J. (1983) - Les eaux minérales de la Roche-Posay et le sélénium. Thèse, Unité d'enseignement et de recherche des sciences pharmaceutiques, Université de Bordeaux II.
- QUESNEL F., THIRY M., SIMON-COINCON R., THÉVENIAUT H., WYNS R. (2003) - Paléopaysages sidérolithiques au Nord du Massif central. 9^e Congrès français de sédimentologie. Livre des résumés, *Publ. ASF, Paris*, n° 38, p. 416-417.

- RASPLUS L. (1967) - Sur l'Éocène continental de la Brenne (Indre). *Trav. Inst. Géol. Anthr. Préhist., Fac. Sci., Poitiers*, t. VIII, p. 123-129.
- RASPLUS L. (1968) - Éocène continental du Sud-Ouest du bassin de Paris. La « Formation de la Brenne ». Bibliographie. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, n° 15, p. 15-35.
- RASPLUS L. (1978) - Contribution à l'étude géologique des formations continentales détritiques tertiaires de la Touraine, de la Brenne et de la Sologne. Thèse doct. d'État, Orléans. Texte : vol. 1 et 2, 454 p., 132 fig., 25 pl. photos, 10 cartes h.t. (vol.3).
- RASPLUS L. (1982) - Contribution à l'étude géologique des formations continentales détritiques tertiaires du Sud-Ouest du Bassin parisien. *Mém. Sci. Terre Univ. Pasteur. Strasbourg*, n° 66, 227 p.
- RASPLUS L. (1987) - Anjou, Maine, Touraine et Brenne : la marge sud-ouest du Bassin parisien. *In Aspect et évolution géologiques du Bassin parisien. Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, *Mém. H.S.*, vol. 6, p.181-202.
- RASPLUS L., ALCAYDÉ G., MACAIRE J.-J. (1978) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Preuilley-sur-Claise (542). Orléans : BRGM. Notice explicative par Rasplus L., Macaire J.-J., Alcaydé G. (1989), 26 p.
- RASPLUS L., ESTEOULE-CHOUX J., ESTEOULE J. (1976) - Les minéraux argileux de l'Éocène continental de la Grande Brenne (Indre). *C.R. Acad. Sci., Paris, Ser. D*, vol. 283, n° 8, p. 901-904.
- RASPLUS L., MACAIRE J.-J., LORENZ J., LORENZ C., MACAIRE C., PANCSE G., BARRIER P. (1989) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Gaultier (569). Orléans : BRGM. Notice explicative par Rasplus L., Lorenz J., Lorenz C., Macaire C. (1989), 40 p.
- RIVELINE-BAUER (1966) - Étude sédimentologique des principaux faciès du Turonien de Touraine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, vol. 7, n° 2, p. 323-326.
- ROLIN P. (1981) - Géologie et structure du Plateau d'Aigurande dans la région d'Éguzon (Nord-Ouest du Massif central français). Thèse 3^e cycle, Univ. Paris-Sud, Orsay, 229 p. inéd.
- SAINT-MATHURIN S. de (1984) - L'abri du Roc-aux-Sorciers. *In : L'Art des cavernes, Atlas des grottes ornées paléolithiques françaises*. Imprimerie nationale, p. 583-588.
- SAUMANDE P., LORENZ C. (1981) - Sur la teneur des eaux en sélénium en relation avec la présence de terrains détritiques de l'Éocène supérieur (Formation de Brenne) : exemples des sources de la basse vallée de la Creuse (départements de l'Indre et de la Vienne). *J.Fr. Hydrologie*, 12, fasc. 1, n° 34, p. 81-90.

- SRAE (1987) - Piézométrie basses eaux 1987. Cartes à 1/100 000. SRAE.
- STEINBERG M. (1961) - Étude minéralogique de la fraction argileuse des sédiments cénomaniens et sidérolithiques du Nord du Déroit poitevin. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, vol. 253, n° 17, p. 1826-1828.
- STEINBERG M. (1967) - Contribution à l'étude des formations continentales du Poitou (Sidérolithique des auteurs). Thèse d'Etat, sciences, Paris-Sud (Orsay), 415 p., inédit.
- STEINBERG M. (1970) - Contribution de la sédimentation et de la géochimie à l'étude des formations continentales azoïques. Faciès sidérolithique du déroit poitevin. *CTHS, Mémoire de la section des sciences*, n° 3, 175 p.
- STUDER R. (1987) - Carte des sols : Région Centre et Poitou-Charente, Le Blanc, feuille 1926 (1/50 000). IGN-INRA-Chambres d'Agriculture de l'Indre et de la Vienne.
- SURRAULT J.-P. (1990) - L'Indre - le Bas Berry de la Préhistoire à nos jours. Edit. Bordessoules, Saint-Jean-d'Angely, 449 p.
- TABOURY F. (1909) - Sur la présence du sélénium dans les eaux minérales de la Roche-Posay (Vienne). *Bull. Soc. Chimique, Paris*, t. 5, p. 865-867.
- TESSIER J.-L. (1978) - Évaluation des ressources hydrauliques du département de la Vienne. 2^e partie : rapport de fin d'étude. BRGM, rapport 78 SGN 285 AQI, 62 p.
- THIERRY J. (2002) - Le Jurassique de la bordure nord du bassin de Paris. *Géologue*, n° 133-134, p. 25-33.
- THIRY M. (1988) - Les grès lustrés de l'Eocène du bassin de Paris : des silcrètes pédologiques. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, vol. 25, n° 4, p. 5-14.
- THIRY M. (1998) - Les argiles de Provins (argiles plastiques), carrière de Chalaute-la-Petite (Seine-et-Marne). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, vol. 36, n° 3, p. 11-19.
- THIRY M., SIMON-COINCON R. (1998) - Tertiary paleoweatherings and silcrètes in the southern Paris Basin. *Catena*, n° 26, p. 1-26.
- TROTIGNON F. (1975) - L'abri Fritsch des Roches à Pouligny-Saint-Pierre (Indre) et le Paléolithique supérieur de la Vallée de la Creuse. *Revue archéologique du Centre. Actes du colloque d'Argenton sur l'archéologie de la vallée de la Creuse. Éditions de la RACF, Vichy*, p. 15-21.
- TROTIGNON F., POULAIN T., LEROI-GOURHAN A. (1984) - Études sur l'abri Fritsch (Indre). XIX^e suppl. à *Gallia-Préhistoire*, 127 p. CNRS, Paris. L'abri aurignacien et périgourdien des Roches, commune de Pouligny-Saint-Pierre (Indre). *L'Anthropologie*, LXIX, p. 219-236.
- VATAN A. (1948) - La sédimentation continentale tertiaire dans le bassin de Paris méridional. Thèse, Sci., Univ. Toulouse, 215 p.

- VILLES A. (1986) - Deux nouvelles poteries de Chambon (Indre-et-Loire). *Bull. des amis du Musée du Grand-Pressigny*, n° 17, p. 39-44.
- VILLES A. (1987) - Nouveaux documents sur la culture de Chambon. *In* : Premières communautés paysannes en Méditerranée occidentale. Actes du colloque international du CNRS (Montpellier, 1983), p. 705-715.
- VINCIENNE H. (1948a) - Rapport géologique sur le gisement de fer du bassin de Chaillac (Indre). Chambre de Comm. Ind. de l'Indre Châteauroux, 44 p., 1 carte.
- VINCIENNE H. (1948b) - Sur le gisement de Chaillac (Indre). *C.R. Acad. Sci., Paris*, (II), vol. 229, n° 8, p. 473-475.
- VOGT J., CADIOT B., DELAUNAY G., FAURY G., GOGUEL J., MASSINOT B., MAYER-ROSA D., WEBER C. (1979) - Les tremblements de terre en France. *Mém. du BRGM*, n° 96, Orléans, 220 p.
- VOINCHET P. (2002) - Contribution méthodologique à la datation par résonance paramagnétique électronique (RPE) des dépôts sédimentaires quaternaires. Application aux systèmes fluviaux de la Creuse, du Loir et de l'Yonne. Thèse de doctorat de 3^e cycle, Laboratoire de Préhistoire, Muséum national d'Histoire naturelle de Paris, 330 p.
- YVARD J.-C. (1976) - Chronologie et sédimentation des calcaires lacustres du Sud-Ouest du bassin de Paris dans leur environnement structural. *Norvès*, n° 92, p. 529-539.
- YVARD J.-C. (1981) - Recherches sur la géologie du Sud-Ouest du bassin de Paris. Tectonique synsédimentaire au Turonien et au Sénonien. Thèse 3^e cycle, Bordeaux et Tours, Fasc. 1, 180 p.
- WEBER C.C. (1972) - Le socle anté-triasique sous la partie sud du bassin de Paris d'après les données géophysiques. *Bull. BRGM*, (2), 2, n° 3 et 4, p. 219-343.
- WELSCH J. (1905) - Étude des terrains du Poitou dans le détroit poitevin et sur les bords du massif ancien de la Gatine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (4), t. 3, fasc. 7, p. 854-863.
- WELSCH J. (1909) - Sur l'escarpement crétacé du Sud-Ouest du bassin de Paris. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. CXLVIII, p. 876-878.
- ZISERMAN A. (1980) - Les gisements de Chaillac (Indre) : la barytine des Redoutières, la fluorine du Rossignol. Association d'un gîte stratiforme de couverture et d'un gîte filonien de socle. *Mém. BRGM*, Réf. MD0903, 36 p.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par :

- Pascal BARRIER, professeur à l'IGAL (Institut Géologique Albert-de-Lapparent [IGAL], Cergy-Pontoise) : rédaction de l'ensemble de la notice à l'exception de la partie Préhistoire et Archéologie (J. DESPRIÉE et J. LORENZ) et Hydrogéologie (P. MAGET) ;
- Cyril GAGNAISON, ingénieur géologue de l'IGAL : auteur de deux mémoires (cf. bibliographie) qui ont servi de base à la rédaction de cette notice et suivi des sondages dans le Tertiaire ;
- Jackie DESPRIÉE, archéologue, Département de Préhistoire du Muséum national d'histoire naturelle, Institut de paléontologie humaine, auteur de la partie préhistoire ;
- Jacqueline LORENZ, maître de conférences à l'Université de Paris VI : coordinatrice des travaux et des écrits sur la stratigraphie du Jurassique et auteur d'une partie de l'archéologie de la région d'Angles-sur-l'Anglin ;
- Denis GIOT, ingénieur géologue au BRGM : coordinateur des travaux de sondage et collaboration sur la stratigraphie du Tertiaire et sur les formations superficielles ;
- Philippe MAGET, ingénieur hydrogéologue au BRGM.

Achevé d'imprimer
par OUDIN Imprimeur
Poitiers (France)



Dépôt légal : N° 1805
Février 2006

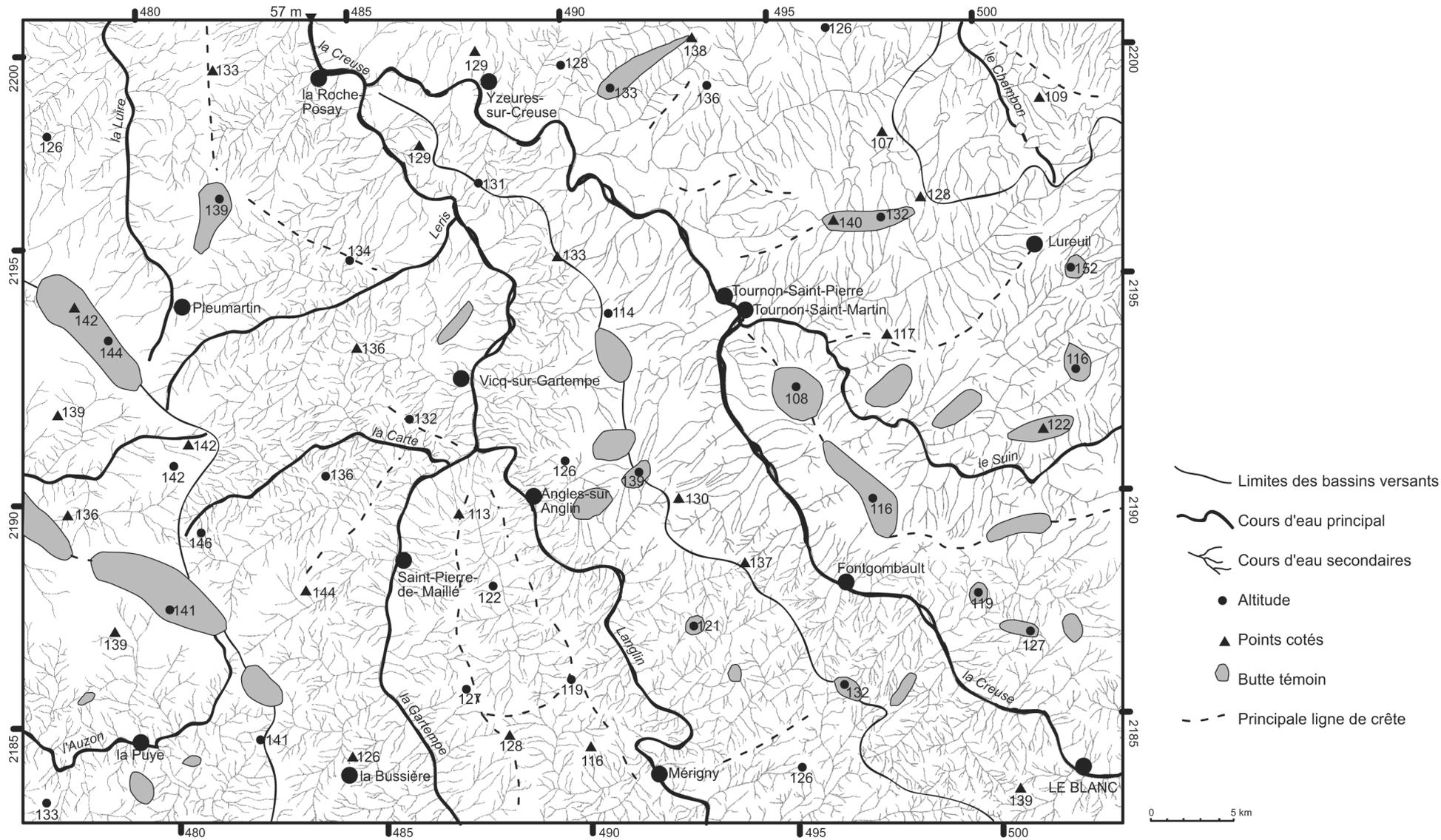
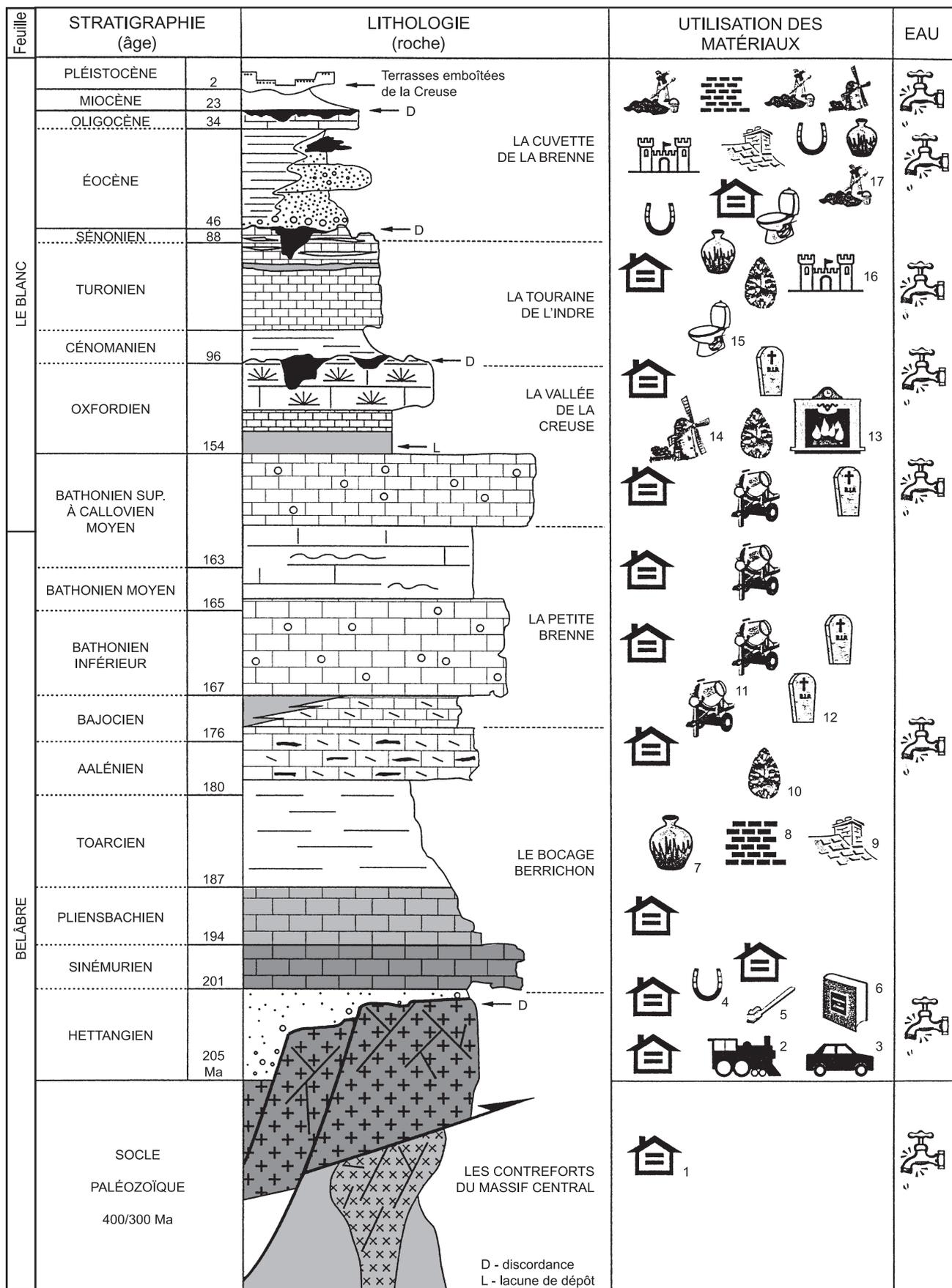


Fig. 20 - Réseau hydrographique intégral de la feuille Le Blanc et buttes témoins



- 1 - pierre de construction
- 2 - ballast de chemin de fer
- 3 - granulat routier
- 4 - minerais de fer
- 5 - pâte de dentifrice (fluor)
- 6 - pâte à papier (barium)

- 7 - poterie
- 8 - brique
- 9 - tuile
- 10 - outils préhistoriques
- 11 - chaux - ciment
- 12 - sarcophage

- 13 - mobilier en pierre (cheminée)
- 14 - meule de moulin
- 15 - porcelaine sanitaire
- 16 - pierre ornementale
- 17 - sable à béton, granulats

Fig. 27 - Les matériaux utiles du Parc naturel régional de la Brenne

ZONATION DE L'OXFORDIEN d'après CARIOU et al., 1997			OXFORDIEN MOYEN ET SUPÉRIEUR DE LA VALLÉE DE LA CREUSE d'après BOULLIER et al., 2001				
	HORIZONS	SOUS-ZONES	ZONES	FORMATIONS	LITHOLOGIE	FAUNE REMARQUABLE	DÉFORMATIONS
Oxfordien supérieur	Gigantoplex	Galar ou Grandiplex	PLANULA				
	Grandiplex						
	Praecursor	Planula		Calc. à mollusques j5e			
	Tonnerrense			Calcaire récifal de Pouligny j5d			
	Minutum						
	Hauffianum	Hauffianum	BIMAMMATUM	Calc. mameux à coraux j5d			
	Bimammatum	Bimammatum					
	Berrense	Berrense					
	Semimammatum	Semimammatum	BIFURCATUS	Calcaire du Breuil j5c			
	Grossouvrei	Grossouvrei					
"Duongi"	Stenocycloides						
"Bifurcatoides"							
Oxfordien moyen	Rotoides	Rotoides	TRANSVERSARIUM	Dalle à silex j5b			
	Subschilli	Schilli					
	Schilli						
	Luciaeformis	Luciaeformis					
	Nectobrigensis						
	Parandieri	Parandieri					
	Tenniserratum	Antecedens	PILICATILIS	Calc. silicifiés j5a			
	?						
"Plicatilis"							
Paturattensis (Perisphinctes)	Vertebrale						
Bathonien sup. à Oxf. inf.			HODSONI	Calcaire de Ruffec			

 Lacune par non dépôt

 Lacune par érosion

Fig. 8 - Les formations de l'Oxfordien moyen et supérieur de la vallée de la Creuse à l'aval du Blanc

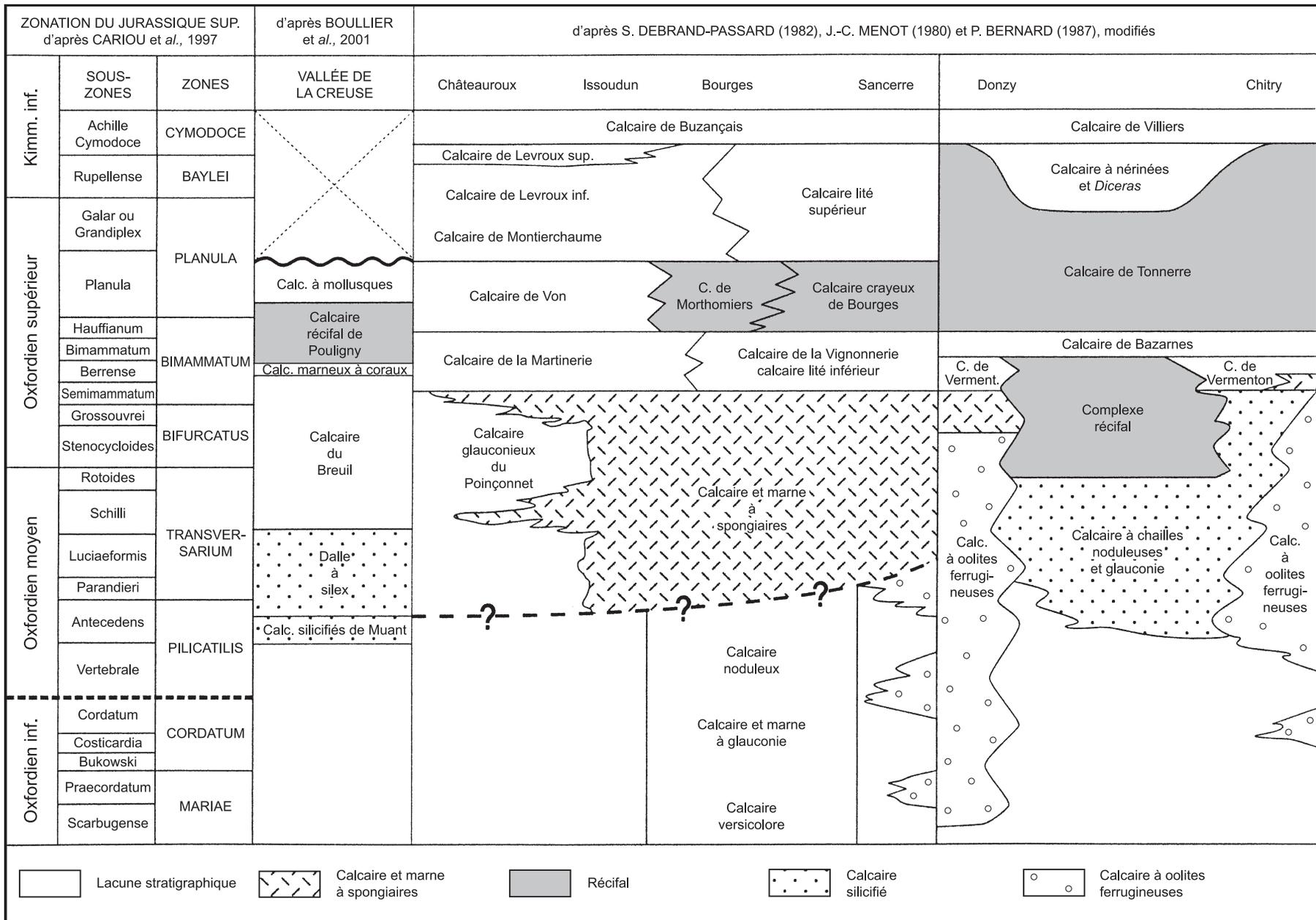


Fig. 14 - Le Jurassique supérieur du Berry et du Nord-Ouest de la Bourgogne (Nièvre)

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* : 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. MARQUER, P. NEHLIG, P. ROSSI, J. THIERRY, D. VASLET,
R. WYNS

Les recommandations pour faire référence à ce document
se trouvent en page 2 de la notice.

Échelle 1/50 000

