

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

REVIGNY- SUR-ORNAIN

par

J. ALLOUC, D. HARMAND,
P.-J. FAUVEL, J. LE ROUX



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
REVIGNY-SUR-ORNAIN À 1/50 000**

par

J. ALLOUC, D. HARMAND, P.-J. FAUVEL, J. LE ROUX,

**avec la collaboration de
C. BOURDILLON, M. GURY, L. CAUSERO, P. MORFAUX,
J.-P. RAVAUX**

2007

**BRGM Éditions
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : ALLOUC J., HARMAND D., FAUVEL J.-P., LE ROUX J. (2007) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Revigny-sur-Ormain (190). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Allouc, D. Harmand, J.-P. Fauvel, J. Le Roux, avec la collaboration de C. Bourdillon, M. Gury, L. Causero, P. Morfaux, J.-P. Ravaux (2007), 121 p.

– *pour la notice* : ALLOUC J., HARMAND D., FAUVEL J.-P., LE ROUX J., avec la collaboration de BOURDILLON C., GURY M., CAUSERO L., MORFAUX P., RAVAUX J.-P. (2007) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Revigny-sur-Ormain (190). Orléans : BRGM, 121 p. Carte géologique par J. Allouc, J. Le Roux, D. Harmand, J.-P. Fauvel (2007).

© BRGM, 2007. 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.

ISBN13 : 978-2-7159-1190-1

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	7
ABSTRACT	9
INTRODUCTION	13
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	13
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS ET CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	15
Travaux antérieurs	15
Conditions d'établissement de la carte	16
DESCRIPTION DES TERRAINS	18
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	19
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	21
Mésozoïque	21
Cénozoïque - Tertiaire	39
Cénozoïque - Quaternaire et formations superficielles	43
CADRE STRUCTURAL	58
<i>ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE STRUCTURALE ET DE LA CARTE GÉOLOGIQUE</i>	58
Carte structurale	58
Carte géologique	59
<i>DESCRIPTION DES STRUCTURES DE LA FEUILLE REVIGNY-SUR-ORNAIN</i>	59
Les failles	59
Les déformations souples	61
<i>CADRE STRUCTURAL RÉGIONAL</i>	62
Les failles	62
Les déformations souples	62
La discordance infra-crétacée	63
<i>CRAIES FRACTURÉES ET INDURÉES</i>	63
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES ET CONTEXTE DE DÉPÔT	67
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	71
<i>CONTRÔLE DE L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE</i>	71
<i>CONTEXTE TECTONIQUE</i>	72
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	75

<i>OCCUPATION DU SOL</i>	75
Introduction	75
Les différentes familles de sols	76
<i>RISQUES NATURELS</i>	82
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	82
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	88
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	91
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	94
<i>ANCIENNE SOURCE THERMALE DE SERMAIZE-LES-BAINS</i>	94
<i>SITES ARCHÉOLOGIQUES</i>	94
<i>AMÉNAGEMENT HYDRAULIQUE DE L'ARGONNE</i> <i>MÉRIDIONALE</i>	95
<i>SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES</i>	96
<i>GLOSSAIRE</i>	96
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	98
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	99
AUTEURS	110
ANNEXES	113

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Plan de situation, cadre géomorphologique et répartition des alluvions	hors-texte
Fig. 2 - Coupe schématique de Revigny-sur-Ornain à Rethel	22
Fig. 3 - La capture de l'Ornain-Saulx et l'extension des formations alluviales anté- et post-capture	hors-texte
Fig. 4 - Les mécanismes de la capture de l'Ornain-Saulx	hors-texte
Fig. 5 - Carte structurale (isohypses) et positionnement des structures	60
Fig. 6 - Cadre structural régional	hors-texte
Fig. 7 - Ressources en eau	84

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Cotes absolues des principaux repères stratigraphiques dans les sondages pétroliers de Belval-en-Argonne, Auzécourt et Laheycourt	19
Tabl. 2 - Analyses des éléments majeurs et mineurs du Barrémien de Saint-Dizier	26
Tabl. 3 - Analyses (éléments majeurs et mineurs) de 7 nodules phosphatés des « Sables verts inférieurs »	30
Tabl. 4 - Analyses des éléments majeurs et mineurs de 31 échantillons de « Gault ». Revigny-sur-Ornain, anciennes carrières BHTP	30
Tabl. 5 - Analyses (éléments majeurs et mineurs) de 31 nodules phosphatés du « Gault ». Revigny-sur-Ornain, anciennes carrières BHTP	31
Tabl. 6 - Analyses (éléments majeurs et mineurs) de 6 nodules phosphatés des « Marnes de Brienne ». Carrière de Bettancourt-la-Longue	33
Tabl. 7 - Analyses des éléments majeurs et mineurs de 4 échantillons de « Gaize d'Argonne ». Carrière de Bettancourt-la-Longue	34

LISTE DES ANNEXES

Tabl. 1A - Colonne stratigraphique schématique et biozonation hors-texte	
Tabl. 2A - Chronologie relative des échantillons de contrôle	115
Tabl. 3A - Analyses granulométriques (en pour cent) sur échantillons défloculés puis lavés sur tamis de 50 µm	116
Tabl. 4A - Tableau récapitulatif de la composition minéralogique de la fraction argileuse	117
Tabl. 5A - Minéraux lourds (densité supérieure à 2,89)	118
Tabl. 6A - Analyses de l'eau de la source des Sarrazins, Sermaize-les-Bains	119
Tabl. 7A - Coupes simplifiées des principaux forages de reconnaissance archivés à la Banque du sous-sol du BRGM	120
Tabl. 8A - Coupes simplifiées de cinq sondages pétroliers profonds réalisés sur les feuilles Revigny-sur-Ornain (Belval-en-Argonne 1 et Laheycourt 1D), Saint-Dizier (Les Quatre Bras 1 et Mognéville 1) et Bar-le-Duc (Saint-Joseph 1)	121

RÉSUMÉ

Le territoire couvert par la feuille Revigny-sur-Ornain s'étend depuis la limite orientale de la Champagne humide à l'Est, jusque sur le revers de la Côte de Champagne à l'Ouest et au Nord-Ouest. Les parties nord-est et centrale correspondent à la terminaison méridionale de l'Argonne, tandis que la limite sud-est coïncide approximativement avec la bordure septentrionale du Perthois marnais. La plus grande partie de la feuille appartient au bassin hydrographique de la Marne ; le drainage est assuré par la Saulx et ses affluents (l'Ornain, la Chée et la Vière). Au Nord et au Nord-Est, les petits cours d'eau appartiennent au bassin versant de l'Aisne.

Les terrains du substratum vont du sommet du Jurassique supérieur (Tithonien) au Crétacé supérieur (Coniacien). Au Crétacé inférieur, ce sont essentiellement des formations détritiques terrigènes (sables, argilites ou argilites calcaires, et marnes plus ou moins silteuses ou sableuses). Du Valanginien jusqu'au Barrémien supérieur, les dépôts, très variés, à cachet continental ou côtier, montrent de fortes variations d'épaisseur. Ils disparaissent rapidement vers le Nord en se biseautant. Les « Sables verts inférieurs » de l'Albien inférieur marquent la fin de ces conditions de dépôt. Durant le reste de l'Albien, les « Argiles du Gault », puis les « Marnes de Brienne », enregistrent un approfondissement du milieu de sédimentation en direction du centre du bassin. Vers la bordure NNE du bassin, la « Gaize d'Argonne » se dépose au contraire dans un environnement sédimentaire resté plus littoral. Si l'on excepte une récurrence détritique à la base du Cénomanién, le Cénomanién et le Turonien inférieur et moyen sont représentés par des sédiments mixtes, principalement marneux ou marmo-crayeux, de milieu circalittoral. Le faciès craie blanche débute avec le Turonien supérieur, lorsque les apports venus du continent deviennent négligeables. Le Cénozoïque - Tertiaire est représenté par des reliques de grès probablement stampiens présents aussi bien en Champagne crayeuse qu'en Argonne méridionale.

Les formations superficielles quaternaires sont variées :

- (1) encroûtements carbonatés et, surtout, grèzes plus ou moins limoneuses sur la craie blanche ;
- (2) dépôts de versant alimentés par les formations sableuses ou les marnes crayeuses ;
- (3) formations alluviales anciennes et subactuelles à actuelles. Les alluvions anciennes antérieures à la capture du paléo-cours d'eau « Ornain-Saulx » qui s'écoulait vers le Nord constituent de vastes nappes. La capture de ce paléo-cours d'eau par un affluent de la Vière s'est probablement produite entre Sermaize-les-Bains et Alliancelles. Les alluvions anciennes post-capture sont plus localisées ;
- (4) formations alluvio-colluviales, colluvio-alluviales et colluvions ;

- (5) altérites ou formations résiduelles argileuses localement riches en concrétions ferrugineuses ;
- (6) complexes de limons d'origines diverses.

La carte structurale en isohypses a été établie en utilisant des surfaces-repères (différences lithologiques) ou restituée à partir de datations par les foraminifères. Les contours géologiques du substratum ont ensuite été construits par intersection entre les isohypses et les courbes de niveau de la surface topographique. Globalement, la structure de la feuille est celle d'un monoclinal gauchi présentant une concavité marquée, d'axe approximativement NW-SE. Le pendage moyen diminue de 15-20 ‰ à l'Est, à moins de 10 ‰ à l'Ouest. La structure de la feuille Revigny-sur-Ornain est par ailleurs marquée par un grand linéament N-S près de son bord oriental. Ce linéament est accompagné de quelques accidents d'importance secondaire. Les autres accidents (failles ou flexures), notamment entre Possesse et Saint-Mard-sur-le-Mont d'une part, et près de Vanault-les-Dames d'autre part, sont d'importance moindre.

Les craies turoniennes, et plus particulièrement coniaciennes, sont affectées par d'étroites « bandes » hectométriques à plurikilométriques de craies fracturées et indurées (CFI) de direction N20-35° E. Il existe également des bandes conjuguées N150-170° E mais elles sont beaucoup plus locales et discrètes. La genèse de ces bandes peut être reliée à la structuration éocène, oligocène et miocène du bassin de Paris.

La distribution des sols est principalement conditionnée par le type de roche mère et la topographie. Cette dernière intervient sur le drainage, ainsi que sur l'intensité de l'érosion responsable du rajeunissement des sols. Les sols développés sur roche mère fournissant beaucoup de calcaire actif (craie, la plupart des grèzes) sont des rendzines dont il existe diverses variantes. Les sols sur marnes et alluvions grossières à cailloux calcaires sont des sols bruns calcaires ou des sols bruns calciques. Les sols sur roche mère non carbonatée (limons épais, gaizes argileuses) subissent un lessivage des argiles vers les horizons inférieurs. La formation d'une nappe perchée temporaire entraîne alors l'apparition d'un horizon à pseudogley. Sur matériel siliceux plus filtrant (gaize), l'évolution pédologique peut aller jusqu'à un début de podzolisation. Un engorgement permanent avec gleyification peut apparaître dans la partie aval de certains petits cours d'eau.

Les eaux de l'ancienne station thermale de Sermaize-les-Bains sont sulfatées et carbonatées, calciques et magnésiennes. Elles ont été exploitées pendant plus de un siècle. De même, sables, argiles et nodules phosphatés de diverses formations du Crétacé inférieur ont été largement utilisés durant le 19^e siècle et la première moitié du 20^e siècle.

ABSTRACT

The Revigny-sur-Ornain sheet covers an area extending from the boundary between the "Barrois" and the "Champagne humide" eastward, to the back slope of the "Côte de Champagne" westward. The NE and central parts of the sheet correspond to the south ending of the Argonne massif. The SE boundary coincides approximately with the northern border of the "Perthois marnais". The sheet belongs mainly to the Marne river basin trough its tributaries : Saulx, Ornain, Chée and Vière rivers. The brooks of the N and NE are in the Aisne basin.

The substratum is made up of formations extending from the Upper Jurassic (Tithonian) to the Upper Cretaceous (Coniacian). Lower Cretaceous rocks mainly consist of terrigenous formations (sands, argillites or calcareous argillites and marls with a variable content of sands or silts). From the Valanginian to the Upper Barremian, sediments were deposited in a continental or coastal environment. Their thickness is strongly variable and they disappear rapidly northward. The Lower Albian "Sables verts inférieurs" marks the end of these environmental conditions. During the rest of Albian, the "Gault" (or "Argiles du Gault"), and then the "Marnes de Brienne" formations, record a deepening of the sedimentary environment towards the center of the basin. On the contrary, littoral deposits confine to the NNE edge of the basin ; they are represented by the "Gaize" (or "Gaize d'Argonne") formation, which is the lateral facies of the "Marnes de Brienne". In the studied area, facies of the "Gaize" principally consist of quartzose clays and quartz-wackes highly bioturbated but poor in mechanical sedimentary structures. Except a detritic recurrence during the Lower Cenomanian (the "Sables verts supérieurs" formation), the Cenomanian and the Lower Turonian are represented by mixed sediments - mainly marls and chalky marls - with fauna of circalittoral environment. The white chalks begin with the Upper Turonian, when the continental inputs reduce. Tertiary deposits are represented by some relictual boulders of sandstones occurring both on the white chalks of Champagne and on the south ending of the Argonne massif. Probably of Stampian age, they attest the last great transgression on the Paris basin.

The Quaternary superficial formations are varied:

- (1) carbonate crusts and, above all, periglacial colluvium ("grèzes", or "graveluches" in the local designation), more or less enriched in brown limonous and clayey material;
- (2) side deposits supplied by sandy or chalky-marl formations;
- (3) Quaternary old and subrecent to recent alluvial deposits which mainly consist of little jurassic limestone pebbles. The large ante-capture old alluvium were settled by the "Ornain-Saulx" paleo-river which was flowing

towards the North. The capture of this paleo-river by a tributary of the present Vière river occurred between Sermaize-les-Bains and Alliancelles villages. The post-capture old deposits are more localized;

(4) Quaternary colluvium or mixed colluvium-alluvium;

(5) brown residual clays locally rich in ferruginous concretions;

(6) loamy complexes, genesis of which results of alluvial and/or local eolian supplies and/or pedogenetic leaching.

The isohypses structural map was established from seven reference levels. Five were drawn from field observations but the two structural surfaces related to the Turonian and Coniacian chalks were established from the stratigraphic distribution of the foraminiferas. Geological outlines were drawn by intersection between isohypses and contour lines. As a whole, the structure is a warped monoclinial with a marked, approximately NW-SE, concavity. The mean dip decreases from 15-20 ‰ to less than 10 ‰ from the East to the West. In addition, the structure of the Revigny-sur-Ornain sheet is marked by a N-S lineament near its eastern boundary. This lineament is accompanied by secondary faults. Other tectonic features (faults or flexures), between Possesse and Saint-Mard-sur-le-Mont villages and near Vanault-les-Dames, are of less importance.

Turonian and, more particularly, Coniacian chalks, show numerous narrow N20-35°E bands of fractured and hardened chalks (CFI). As on the neighbouring maps, these bands are several hectometres to several kilometres length. Conjugate N150-170°E (N30-10°W) bands of CFI occur here and there but they are much less developed. The genesis of these bands can be related to the Eocene, Oligocene and Miocene structuration of the Paris basin.

The distribution of soils is mainly dependant on the parent material and on the topography. The relief have an influence upon drainage and upon erosion which is responsible for the rejuvenation of soils. Soils developed on parental material delivering a lot of tiny limestone particles (chalks, many "grèzes") are mainly white or brown rendzinas. When the parental material is able to deliver a significant quantity of clays by alteration (marls, alluvial deposits made up of little limestone pebbles), they are calcareous brown soils (all horizons are carbonated) or calcic brown soils (horizons are decarbonated but not decalcified). On parental materials lacking in carbonates and partially depleted in Ca (loamy complexes, quartz-wackes), eluviation process gives rise to brown leached soils. If drainage is restricted, an ephemeral surface water table appears and a pseudogley soil forms. On siliceous more filtering parental rocks (gaize), pedologic evolution can lead to a beginning of podzolisation. Permanent water logging and gley soil can occur along the lower course of some little rivers.

Waters of the ancient thermal spring of Sermaize-les-Bains are sulphated, carbonated, calcic and magnesian. Known since the Gallo-Roman period, they were actively exploited during more than a century. Sands, clays and phosphatic nodules from varied Lower Cretaceous formations were also largely exploited during the 19th century and half the 20th century.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le territoire couvert par la feuille Revigny-sur-Ornain s'inscrit presque exclusivement sur les auréoles crétacées de l'Est du bassin de Paris, aux confins de la Champagne et du Barrois. L'altitude est comprise entre 105 m au Sud-Ouest, dans le fond de la vallée de la Vière, et 229 m au sommet de la Côte de Champagne, au Nord-Ouest de Bussy-le-Repos.

Du Sud-Est vers le Nord-Ouest, quatre ensembles naturels peuvent être distingués (fig. 1, hors-texte) :

– le coin sud-est de la feuille constitue la transition entre le Barrois et la Champagne humide. C'est une région de collines boisées, d'orientations variables, dont l'altitude est comprise entre 150 et 190 m. Ces collines correspondent aux dernières assises de Jurassique, visibles autour de Mognéville, et aux terrains du Crétacé inférieur (Valanginien à Albien supérieur). Structuralement, c'est aussi la zone la plus complexe de la feuille ; les accidents qui la traversent constituent le prolongement vers le Nord du système de failles de la Marne ;

– la bande centrale NE-SW, de 6 à 12 km de largeur, correspond à l'Argonne méridionale et à son prolongement vers le Sud. Elle s'étend sur une zone jalonnée par l'étang de Belval et Givry-en-Argonne au Nord, par Sogny-en-l'Angle et Alliancelles au Sud. C'est un secteur relativement complexe sur le plan morphologique car les formes de relief ont été influencées à la fois par les variations lithologiques du substratum et par le rôle protecteur des alluvions anciennes (inversion de relief), ou subactuelles à actuelles (puissantes accumulations de fond de vallées).

Les terrains albiens, le plus souvent imperméables et parsemés de nombreux étangs, correspondent aux formations dites du « Gault », de la « Gaize d'Argonne » et des « Marnes de Brienne ». En fonction de la répartition géographique de ces formations, deux sous-régions peuvent être individualisées de part et d'autre d'une ligne Bettancourt-la-Longue – Vernancourt – Saint-Jean-devant-Possesse. Au Nord de celle-ci, les reliefs, hauts de 185-195 m, de quelques dizaines de mètres de commandement, constituent le prolongement méridional et surbaissé du massif de l'Argonne. Les hauteurs sont parfois modelées dans les argilites du « Gault », comme dans le quart nord-est de la feuille, mais sont le plus souvent associées aux assises de la « Gaize », particulièrement entre Nettancourt et Bettancourt-la-Longue. L'Argonne méridionale est moins accidentée que le reste du massif car la gaize - son principal matériau constitutif - y est souvent plus argileuse et moins indurée. Au Sud de la ligne Bettancourt-la-Longue – Vernancourt – Saint-Jean-devant-Possesse, le relief à molles ondulations ne dépassant pas

130 m d'altitude témoigne du passage latéral de faciès entre la « Gaize » et les « Marnes de Brienne ». Les paysages ruraux se modifient parallèlement : ce sont principalement des forêts de feuillus ou de résineux au Nord et des pâturages ou des grandes cultures vivrières au Sud.

Les importantes nappes d'alluvions anciennes visibles à l'Est d'une ligne Andernay – Vernancourt – Saint-Mard-sur-le-Mont jalonnent un paléo-écoulement de la Saulx et de l'Ornain vers le Nord. Pour sa part, le système des alluvions subactuelles à actuelles forme une vaste plaine alluviale, prolongement nord-est de la plaine du Perthois qui s'étend plus largement sur les feuilles voisines de Saint-Dizier et de Vitry-le-François. Ces alluvions sont cultivées ou plantées de peupleraies dans les zones les plus humides. Le drainage est assuré par la Chée, l'Ornain, la Saulx et leurs nombreux petits affluents. La Saulx rejoint la Marne un peu en aval de Vitry-le-François ;

– l'ensemble naturel large de 1,5 à 3 km qui sépare l'Argonne méridionale de la Champagne crayeuse proprement dite constitue le prolongement vers le Sud de la partie occidentale du Vallage d'Aisne. Ce sont des terrains marneux ou marno-crayeux appartenant aux assises inférieures et moyennes du Cénomaniens et du Turonien dans lesquels s'intercalent les couches généralement plus crayeuses et plus résistantes du Cénomaniens supérieur. Dans la partie centrale et méridionale de la feuille, la craie du Cénomaniens supérieur forme le premier talus de la Côte de Champagne *s.l.* et, éventuellement, des buttes-témoins, comme à l'Ouest de Charmont. Au contraire, dans la partie sud de la feuille, le Cénomaniens supérieur est plus marneux et le talus jalonné par les villages de Doucey et de Vavray-le-Grand est constitué d'assises cénomaniennes et turoniennes. Le commandement de ces talus est compris entre 30 et 50 m. Des témoins d'alluvions anciennes couvrent localement des surfaces importantes. Tous ces terrains sont valorisés par la grande culture. Les nombreux étangs, souvent artificiels, sont alimentés par les ruisseaux provenant du pied de la Côte-de-Champagne *s.s.* Le drainage est assuré vers le Sud par la Vière (bassin hydrographique de la Marne) et vers le Nord par le cours supérieur de l'Ante (tributaire de l'Aisne) ;

– la partie nord-occidentale de la feuille coïncide avec les formations crayeuses du Turonien supérieur et du Coniacien. La Côte de Champagne *s.s.* qui marque la limite orientale de la Champagne crayeuse (ou Champagne sèche) est compliquée de redents et éperons (Côte de Bouet, Berthauval, etc.) et parfois précédée de buttes-témoins (Haut Mont, Aubarmont, etc.). Son commandement est de 40 à 50 m au Nord de la feuille et d'une soixantaine de mètres au Sud de celle-ci. Avec la côte du Cénomaniens distante de 1 à 2,5 km, la Côte de Champagne *s.s.* constitue la Côte de Champagne *s.l.*, bel exemple de côte double.

Sur sa marge orientale, la Champagne sèche a un relief sensiblement plus accidenté que dans ses parties plus occidentales (*cf.* feuille Châlons-en-Champagne) : les ondulations sont plus marquées et certaines hauteurs avoisinent ou même dépassent 230 m. Les vallées sèches anaclinales qui recourent la Côte de Champagne *s.s.* forment des entailles profondes de plusieurs dizaines de mètres (la Grande vallée à l'WNW de Bassu, Come des Loups à l'WNW de Vanault-le-Châtel, Morliéval au Nord-Ouest de Contault-le-Maupas, par exemple). Ces vallées sèches se raccordent aux tributaires de la Vière. Au contraire, sur le revers de la Côte de Champagne *s.s.*, notamment au Nord et au Nord-Est de la feuille, les versants des vallons et vallées sèches (Come des Chèvres, Come le Grès, Fond de la Protte, Come de Tilliers, par exemple) sont moins pentus. Ces talwegs non drainés se raccordent au réseau hydrographique de la Moivre (*cf.* feuille Châlons-en-Champagne) ou de la Yèvre (*cf.* feuille Sainte-Menehould). Toute cette partie de la feuille est une région de très grande culture intensive, à l'exception notable de la Côte de Champagne *s.s.* Au Sud de l'Aubarmont, butte-témoin qui domine Vanault-le-Châtel et qui marque la limite septentrionale du vignoble de Vitry-le-François, les versants est et sud-est de la Côte de Champagne *s.s.* sont voués à la vigne, le Chardonnay étant le principal cépage.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Travaux antérieurs

La feuille à 1/50 000 Revigny-sur-Ornain correspond à un territoire entièrement situé dans l'emprise de la feuille à 1/80 000 Bar-le-Duc ; elle en couvre approximativement un grand quart sud-ouest. Les explorations relatives à la feuille à 1/80 000 Bar-le-Duc avaient été réalisées :

- pour la 1^{ère} édition (1883), en 1880 et 1881 par E. Fuchs ;
- pour la 2^e édition (1940) et la 3^e (1967, réimpression sans modification), en 1937 et 1938 par H. Joly et G. Gardet.

Il convient par ailleurs de signaler que les précisions d'ordre paléontologique et stratigraphique introduites par L. Bertrand (1953, 1954) dans le Crétacé inférieur de la région de Saint-Dizier.

Depuis cette période, certaines unités lithostratigraphiques (ou formations) ont changé d'attribution chronostratigraphique : la « Gaize » d'Argonne est maintenant considérée d'âge vraconien (partie supérieure de l'Albien) (Amédéo, 1984 ; Fauvel, 1984) et les « Craies ou marnes à *Actinocamax plenus* » sont maintenant placées dans le Cénomaniens supérieur (Alcaydé *et al.*, 1980). Par ailleurs, sur les cartes à 1/80 000, les assises de la Craie blanche du Turonien supérieur et du Sénonien étaient distinguées par la macrofaune (oursins

appartenant au genre *Micraster* et bélemnites), tandis que pour les cartes à 1/50 000 de Champagne - la première étant celle de Châlons-sur-Marne (Labourguigne *et al.*, 1975) - le découpage stratigraphique de la craie est basé sur des assemblages de foraminifères benthiques (Monciardini, 1978, 1980).

À l'exception des alluvions, les formations superficielles (limons des plateaux, dépôts de versant) avaient été relativement peu prises en compte lors de l'établissement de la carte à 1/80 000 Bar-le-Duc. Au contraire, les nappes d'alluvions anciennes avaient donné lieu à une multiplication de subdivisions basées sur leur étagement relatif par rapport aux cours d'eau actuels. Cependant, comme le font remarquer les auteurs de la carte Sainte-Menehould à 1/50 000 (Blondeau *et al.*, 1988), il est délicat d'établir une chronologie fine en comparant l'altitude des terrasses anciennes d'un cours d'eau qui n'existe plus (le « Paléo-Ormain, *cf.* Formations superficielles - Alluvions anciennes ») à celle des rivières actuelles (la Chée, la Vière et l'Ante).

De même, les cartes à 1/50 000 de Champagne ou des confins Argonne méridionale - Barrois antérieures à la parution du Guide d'orientation pour l'établissement de la carte géologique (BRGM, 1975) ne signalent que les formations superficielles les plus étendues et/ou les plus épaisses. À l'inverse, certaines cartes postérieures ont parfois accordé une très large place aux altérites, limons et formations de versant (*cf.* Sainte-Menehould, Blondeau *et al.*, 1988). Il résulte de ces conceptions différentes que le raccordement des contours géologiques entre cartes voisines est localement difficile, voire impossible.

Conditions d'établissement de la carte

Si l'on excepte les cartes géologiques à 1/50 000 Vaubécourt (Demassieux et Le Roux, 1969) et Suippes (Allouc et Le Roux, 2000), les contours géologiques des cartes de la région ont été tracés selon la méthode traditionnelle, c'est-à-dire par interpolation entre les points d'observation situés dans des unités cartographiques différentes. Or les lieux où le substratum est observable en continu sont en nombre limité car les terrains du Crétacé inférieur sont souvent couverts de prairies ou de forêts et, en de nombreux endroits, les alluvions ou les limons nappent de grandes surfaces. De plus, certaines unités sont lithologiquement peu différenciées : « Gault » et « Marnes de Brienne » par exemple. Un examen pétrographique, éventuellement complété par une étude micropaléontologique, a généralement permis de conclure, mais certains points d'observation ont dû être éliminés. Les formations appartenant au Cénomaniens et au Turonien inférieur et moyen sont généralement plus faciles à cartographier. Néanmoins, leurs limites ne sont pas partout évidentes et, là encore, les formations superficielles peuvent gêner considérablement les observations. Enfin, la « Craie blanche » constitue un dépôt monotone pour

lequel les différenciations, principalement d'ordre biostratigraphique, sont basées sur l'étude micropaléontologique d'échantillons ponctuels.

La méthode utilisée pour cartographier les formations du substratum a donc consisté à tracer en premier lieu les courbes structurales (isohypses) de surfaces repères (toits de formations ou de biozones) considérées comme synchrones sur l'ensemble de la surface à cartographier. **Les contours géologiques des formations ou des biozones ont ensuite été construits géométriquement par intersection entre les courbes structurales ainsi restituées et les courbes de niveau de la surface topographique.** Cette méthode est développée dans le paragraphe Cadre structural - Etablissement de la carte structurale et de la carte géologique, ainsi que dans les chapitres correspondants des feuilles à 1/50 000 Avize (Allouc et Le Roux, *in* Laurain *et al.*, 1986), Attigny (Allouc et Le Roux, *in* Laurain *et al.*, 1990), Mourmelon-le-Grand (Le Roux et Allouc, *in* Allouc *et al.*, 1995) et Suippes (Le Roux et Allouc *in* Allouc *et al.*, 2000).

Pour les terrains antérieurs à la « Craie blanche » et situés à l'Ouest des failles de Mognéville et de Noyers-le-Val, les surfaces repères suivantes ont été retenues :

- toit des « Sables verts inférieurs » (Albien inférieur) ;
- toit du « Gault ». La limite avec les « Marnes de Brienne » tient compte des observations de terrain et des données micropaléontologiques ;
- toit des « Sables verts supérieurs » (Cénomaniens inférieurs) ;
- toit de la craie cénomaniens pour les parties nord et centrale des terrains compris entre Saint-Mard-sur-le-Mont et Vanault-les-Dames. Plus au Sud-Ouest, la craie du Cénomaniens supérieur apparaît plus argileuse. En l'absence du fossile guide *Actinocamax plenus* qui permet de reconnaître les dernières assises du Cénomaniens supérieur, la limite a été placée au niveau d'un intervalle plurimétrique d'aspect plus franchement marneux. Cet intervalle semble en effet marquer la fin des faciès cénomaniens toujours contaminés par un peu de quartz et de glauconie ;
- toit des marnes crayeuses et craies argileuses turoniennes.

Dans la partie de la feuille située à l'Est des failles de Mognéville et de Noyers-le-Val, de nombreuses données de forage ont permis de déterminer avec une précision de l'ordre de quelques mètres les courbes structurales au toit des « Sables verts » albiens. Connaissant l'épaisseur du « Gault » dans cette région grâce à une cinquantaine de forages : 70 m environ (*cf.* chapitre Terrains affleurants – Crétacé inférieur), les courbes structurales du toit de cette unité ont pu à leur tour être positionnées correctement. Les terrains crétacés antérieurs à l'Albien, d'épaisseur très variable mais généralement faible, et par ailleurs d'extension limitée sur cette feuille, ont été cartographiés selon la méthode traditionnelle.

Pour sa part, la cartographie des craies blanches du Turonien supérieur et du Sénonien a été réalisée à partir de l'examen micropaléontologique d'une trentaine d'échantillons prélevés soit en place (carrière, talus, excavation), soit, le plus souvent, dans les champs car les affleurements de qualité sont rares. L'échantillonnage tient compte des deux contraintes suivantes :

- choix rigoureux des sites afin de limiter au maximum les risques de pollution par des matériaux provenant d'autres formations ;
- prélèvements suffisamment nombreux et répartis aussi régulièrement que possible afin de garantir la validité des isohypses dans toute la zone cartographiée.

Pour la « Craie blanche » (Turonien supérieur et Sénonien), ce sont :

- le toit des biozones T/c ou T/S appartenant respectivement au Turonien supérieur et au Coniacien basal. Il s'agit donc du toit de l'unité cartographique C2c-3. Les quelques points d'observation appartenant à la biozone T/S (quelques mètres d'épaisseur) ont été regroupés avec ceux de la biozone T/c afin de respecter la même logique que lors du lever des cartes Attigny (Allouc et Le Roux, *in* Laurain *et al.*, 1990) et Mourmelon-le-Grand (Le Roux et Allouc, *in* Allouc *et al.*, 1995) ;
- le toit de la biozone S/a (C3Ci) correspondant à la plus grande partie du Coniacien inférieur.

Le tableau 1A, en annexe, et la légende de la carte, donnent les équivalences entre les notations biostratigraphiques et chronostratigraphiques utilisées pour cette carte.

Les craies fracturées et indurées (CFI : *cf.* le chapitre correspondant) ont été repérées par recherche systématique lors des explorations car elles ont très rarement une signature topographique et sont généralement indétectables sur les photographies aériennes. Les CFI reconnues lors des levés ont été reportées directement sur la carte avec une indication semi-quantitative concernant leur abondance. Leur répartition et leur fréquence doivent être analysées en tenant compte du fait que les formations superficielles ou le couvert végétal peuvent masquer des indices.

DESCRIPTION DES TERRAINS

Les noms entre guillemets correspondent à des noms de formation, c'est-à-dire à des unités lithostratigraphiques ; ces noms comportent toujours une majuscule initiale (exemples : « Gaize », « Sables verts supérieurs », ...). Les noms sans guillemets et sans majuscule correspondent à des dénominations pétrographiques sans connotation stratigraphique particulière (exemples : sables et silts argileux ; faciès gaize ; ...).

TERRAINS NON AFFLEURANTS

La coupe lithostratigraphique du sondage pétrolier Auzécourt – Az1 ($x = 793,724$; $y = 2\,436,690$; $z = 159,00$) est donnée en marge de la carte. Ce sondage a atteint le socle dévonien à 1 904 m de profondeur, ce qui correspond à la cote absolue - 1 741,7. La cote absolue est égale à la différence entre la profondeur foreur (ici 1 904,0) et la cote de la table de rotation de l'appareil à forer (ici 162,3). Les cotes absolues des principaux repères stratigraphiques de ce sondage et de deux autres sondages pétroliers qui ont atteint le socle : Belval-en-Argonne 1 - BVL 1 ($x = 795,362$; $y = 2\,440,243$; $z = 162,9$) et Laheycourt 1D - LHC 1D ($x = 796,174$; $y = 2\,435,955$; $z = 158,5$) sont données dans le tableau 1 ci-dessous (*cf.* également le tableau 8A).

Niveau repère	Belval-en-Argonne 1	Auzécourt 1	Laheycourt 1D
Toit du Jurassique supérieur	?	+ 100,3	?
Toit du Dogger calcaire (toit du Callovien inférieur)	- 500,2	- 522,7	- 516,5
Toit du Lias (toit du Toarcien)	- 760,2	- 771,3	- 774,5
Toit du Trias (toit du Rhétien)	- 1 181,2	- 1 230,6	- 1 287,5
Toit du socle	- 1 652,2	- 1 741,7	- 1 837,5

Tabl. 1 - Cotes absolues des principaux repères stratigraphiques dans les sondages pétroliers de Belval-en-Argonne, Auzécourt et Laheycourt.

Au-dessus du socle constitué de schistes plissés, la semelle détritique est souvent rapportée au Permo-Trias mais elle appartient plus vraisemblablement au Muschelkalk supérieur et à la Lettenkohle (Le Roux, 1999). Ces dépôts sont généralement constitués d'argilites silteuses, de silts et d'arénites fines mais ils peuvent être localement grossiers puisque des conglomérats ont été signalés dans le sondage de Laheycourt. La sédimentation est donc beaucoup plus terrigène en Champagne que dans les régions situées plus à l'Est de l'actuel bassin de Paris où, pendant la même période, se déposaient principalement calcaires, marnes et dolomies. Au contraire, à partir du Keuper inférieur qui marque le véritable acte de naissance du bassin de Paris, les dépôts présentent de nettes affinités avec ceux de Lorraine : les trois sondages montrent l'importance des dépôts d'anhydrite et de halite, alors qu'il n'y a pas d'évaporites salines dans les sondages des feuilles situées plus à l'Ouest (*cf.* feuilles Suippes et Châlons-sur-Marne). Tout le reste du Trias, c'est-à-dire le Keuper supérieur et le Rhétien, est représenté par une sédimentation terrigène argilo-silteuse à arénitique fine de plaine côtière ou de milieu littoral peu ouvert. En effet, les fréquentes intercalations dolomitiques traduisent la tendance restreinte et lagunaire de l'environnement sédimentaire.

Le Lias (de l'Hettangien au Toarcien), est épais de 500 m environ. Il est principalement représenté par des argilites calcaires, des marnes et des calcaires argileux de faciès marin ouvert. À la base du Toarcien, la formation des « Schistes carton » qui marque un maximum de transgression dans le bassin peut être individualisée sous forme de marnes noires, silteuses et micacées. Au contraire, le « Grès supraliasique », formation silto- à aréno-argileuse de caractère nettement régressif qui marque la fin du cycle liasique, est difficile à séparer de l'Aalénien dans les sondages de Champagne et d'Argonne méridionale.

Le Dogger calcaire (Aalénien à Callovien inférieur) débute par des faciès mixtes : alternances de marnes (ou d'argilites calcaires) plus ou moins silteuses ou sableuses et de calcaires oolithiques et bioclastiques. Les marnes contiennent parfois des oolithes ferrugineuses. Ces faciès transgressifs correspondent à l'installation d'une première plate-forme carbonatée d'âge bajocien moyen à supérieur. Ils sont surmontés par les « Marnes à *Ostrea acuminata* » qui marquent un approfondissement et le maximum de transgression au Bajocien supérieur. Au-dessus, se développe une seconde plate-forme carbonatée représentée par des dépôts de haute énergie (oocalcarénites et oobioalcarénites), sauf au centre du bassin où les dépôts évoluent vers des faciès confinés de type lagon (calcaires micritiques) (Thierry *et al.*, in Mégnien *et al.*, 1980). La « Dalle nacrée » (bio-oocalcarénite à entroques) d'âge Callovien inférieur termine la séquence carbonatée du Dogger.

Le reste du Callovien correspond à des marnes silteuses à sableuses grises, à intercalations carbonatées noduleuses. L'intercalation métrique à plurimétrique appelée « Oolithe ferrugineuse » n'est pas explicitement mentionnée dans les trois sondages précités mais elle est clairement exprimée sur les diagraphies et a été bien repérée plus à l'Ouest (*cf.* feuille Suippes, Allouc *et al.*, 2000) et au Sud (forage de Mognéville (x = 795,075 ; y = 121,460 ; z = 201) où existe, en outre, un deuxième niveau à oolithes ferrugineuses au sommet du Callovien et, sans doute, dans l'Oxfordien inférieur (comme en limite occidentale de la Woëvre).

De bas en haut, l'Oxfordien comprend successivement trois unités notées J, K, L :

J. Calcaires récifaux représentant l'Argovo-Rauracien des anciens auteurs. Ces faciès correspondent à l'installation de la plus puissante des plates-formes carbonatées du Jurassique.

K. Marnes résultant d'importantes accumulations de boues carbonatées en milieu non ou peu agité.

L. « Calcaires à *Astarte* », qui enregistrent une tendance au confinement.

Épais de 400 m environ dans la région de Revigny-sur-Ornain, l'ensemble Callovo-Oxfordien constitue une mégaséquence de comblement.

Au-dessus de l'Oxfordien, les calcaires argileux et les « Marnes à *Exogyra virgula* » du Kimméridgien représentent un dépôt de milieu marin ouvert assez profond puisqu'il se situe à la limite d'action des vagues de tempête. Ces marno-calcaires sont surmontés par les calcaires argileux, sublithographiques (micritiques) ou dolomitiques, du Tithonien. Les faciès dolomitiques plus ou moins verdâtres et intercalés de calcaires oolithiques (« Oolithe de Savonnières ») correspondent à des dépôts de milieu marin restreint ou de plaine côtière. L'ensemble constitué par le Kimméridgien et le Tithonien correspond à la deuxième mégaséquence régressive du Jurassique supérieur.

Les dépôts tithoniens, tronqués lors de l'exondation contemporaine de l'articulation Jurassique – Crétacé (cf. fig. 2), disparaissent rapidement par érosion vers le Nord-Est (Le Roux et Allouc *in* Allouc *et al.*, 1995 ; Allouc *et al.*, 2000).

La mer du Crétacé inférieur transgresse vers le Nord et le Nord-Est sur cette surface d'exondation. Les premières assises marines sont de plus en plus récentes dans ces directions : dans le sondage de Mognéville, c'est le Barrémien qui surmonte le Tithonien, tandis que dans celui d'Auzécourt, ce sont les « Sables verts inférieurs » albiens.

TERRAINS AFFLEURANTS

Les principales caractéristiques lithologiques et les relations géométriques réciproques des formations affleurantes antérieures à la « Craie blanche » sont données dans le schéma des faciès entre la région de Revigny-sur-Ornain et le Nord-Est du bassin (fig. 2). Les attributions chronostratigraphiques des formations anté-albiennes ont été justifiées dans le Lexique des noms de formation (Synthèse géologique du bassin de Paris, vol. III, C. Mégnien, 1980) et n'ont pas donné lieu à des révisions pour les levers de la feuille Revigny-sur-Ornain. Les formations albiennes et post-albiennes, généralement plus fossilifères, ont pu être datées par les associations faunistiques.

Mésozoïque

Jurassique supérieur

j7. **Calcaires sublithographiques (micritiques) gris foncé (Tithonien)**. Il s'agit de calcaires durs, microcristallins, sublithographiques,

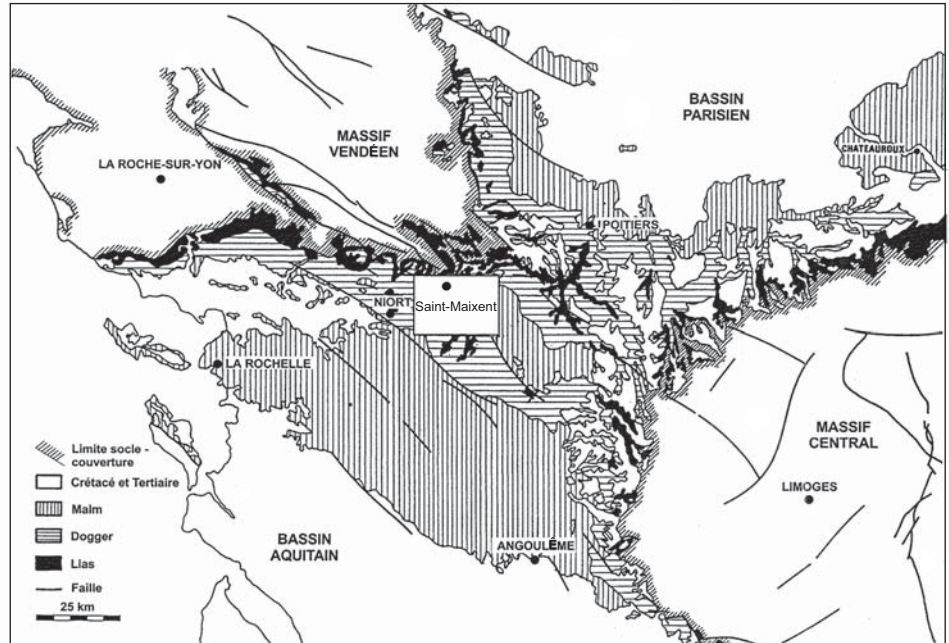


FIG. 2. Carte géologique de la région de Saint-Maixent.

beiges ou, le plus souvent, gris foncé, à cassure conchoïdale ou rugueuse, très effervescents, contenant parfois quelques fragments de bivalves.

Contrairement à la feuille Vaubécourt (Demassieux et Le Roux, 1969), les « Dolomies verdâtres inférieures » du « Bononien supérieur » *auct.* (Tithonien inférieur *p.p.*) ne sont pas visibles. De même, des sondages réalisés dans la région de Laimont (près de la limite centre-est de la feuille) montrent que la sous-zone intermédiaire à *Cyprina brongniarti* est présente, tandis que la sous-zone supérieure à *Cyrena rugosa* est souvent absente (Stchépinsky, 1962). La sous-zone à *Cyprina brongniarti* y est représentée par des « calcaires marneux » *auct.* grisâtres ou blanchâtres plus ou moins durs, à taches grises, tandis que la sous-zone à *Cyrena rugosa* consiste en un ensemble de « calcaires marneux » et gréseux, gris à gris jaunâtre, parfois dolomitiques.

Sur la feuille Revigny-sur-Ornain, le Jurassique supérieur n'affleure que dans le coin sud-est de la feuille, notamment à son extrémité, et au fond du vallon situé à l'ESE de la Beuse.

Crétacé inférieur

Transgressif sur le Jurassique érodé, le Crétacé inférieur s'amincit irrégulièrement vers le Nord. Les dépôts allant du Valanginien à l'Aptien inférieur ne dépassent guère la latitude de Laimont. Ce n'est que lors de l'épisode des « Sables verts inférieurs » albiens que toute la région sera durablement recouverte par la mer.

n2. « **Sable blanc** ». **Sables fins, sables argileux et argilites sableuses (0 à 11,5 m ?) (Valanginien)**. La formation dite du « Sable blanc » n'est pas clairement identifiable à l'affleurement sur le territoire de la feuille. Cependant, du Wealdien attribué au Valanginien a été reconnu sur la feuille Vaubécourt (Demassieux et Le Roux, 1969) et étudié en détail dans une carrière (Mussey) située à 1,5 km à l'Est de la limite de la feuille Revigny-sur-Ornain (Meyer, 1976). Cette unité, puissante de 7,5 m, est discordante sur le Tithonien. L'ensemble présente un faciès finement sableux (granulométrie allant des silts aux arénites très fines ou fines), blanchâtre à grisâtre, avec bioturbation animale et végétale (traces de racines) et concentrations d'oxydes ou oxyhydroxydes ferriques.

Le cortège minéralogique contient environ 80 % de quartz, dont 30 % montrent une extinction onduleuse, et 10 % sont polycristallins. Les feldspaths, accessoires, sont potassiques. Les minéraux argileux constituent la deuxième phase en abondance, avec, par ordre d'importance décroissante, la kaolinite, l'illite, la chlorite et les interstratifiés irréguliers illite-smectite (10-14 sm). Les oxydes et hydroxydes de fer sont fréquents et constituent une

partie des oolithes à nucléus généralement quartzeux. Les fragments lithiques, en particulier d'origine jurassique, sont assez fréquents, surtout en sommet de série. Les débris végétaux charbonneux sont fréquents. Près de Saint-Dizier, des brachiopodes (térébratules, rhynchonelles), ainsi que quelques bivalves, gastropodes et bryozoaires ont également été signalés dans cette formation (Corroy, 1925).

Sur la feuille de Revigny-sur-Ornain, seul un fragment isolé de grès fin à croûte ferrugineuse a été récolté à proximité du Tithonien du haut vallon de la Beuse, près du chemin vicinal de Vassincourt à Couvonges. Il présente une forte ressemblance avec les faciès décrits par Meyer (*ibid*). Par ailleurs, les 14 « sondages Pierre », effectués dans la région de Laimont (près de la limite orientale de la feuille) ont été interprétés de manière détaillée par Stchépinsky (1962). Le Valanginien y est représenté par des argilites très sableuses, micacées, café au lait, des argilites sableuses noirâtres avec passages de sables très fins, beige café au lait, des argilites brunes et sables très fins, clairs, compacts. Les épaisseurs indiquées par cet auteur varient entre 3 m et 11,5 m.

Ces sédiments correspondent à des dépôts de plaine d'inondation intercalés de paléosols. Des incursions marines sont possibles localement ; elles traduisent alors un caractère de plaine alluviale côtière. L'altération, sous climat à alternances saisonnières contrastées, a donné aux paléosols des caractères qui rappellent ceux des sols ferrugineux tropicaux actuels (Meyer, 1976).

n3S. « **Calcaires à Spatangues** » (0 à 1,50 m) (Hauterivien). Lorsqu'il est présent, le « Calcaire à Spatangues » est discordant sur le Tithonien. Trois faciès principaux ont été reconnus :

- biomicrites ocre, très effervescentes, fortement poreuses, mal stratifiées, avec des huîtres fréquentes ;
- brèches ferrugineuses ocre à rouille, à lithoclastes subarrondis ou arrondis, plurimillimétriques ou centimétriques, et gros quartz millimétriques à plurimillimétriques, arrondis, parfois roses. Les éléments figurés sont noyés dans une phase de liaison calcaire de couleur grisâtre. Ce faciès est également connu sur les feuilles voisines de Vaubécourt et Bar-le-Duc ; il correspond au remaniement des horizons ferrugineux du Valanginien sous-jacent ;
- calcaire biosparitique grisâtre avec quelques serpules.

L'oursin spatangoïde *Toxaster retusus* est localement très abondant sur la feuille Saint-Dizier mais n'a pas été trouvé sur la feuille Revigny-sur-Ornain.

Parmi les « sondages Pierre », seul le forage 4A recoupe l'Hauterivien sur 1,20 m. Cet étage y est représenté par des calcaires gris clair, très durs, à petits galets ferrugineux bruns et brillants surmontant un « calcaire gréseux » à gros grains, très dur, gris clair, pyriteux. Les autres sondages signalent divers calcaires, notamment des « calcaires grossiers » de teinte beige, probables équivalents latéraux des faciès dits « gréseux » parfois observés sur les feuilles voisines.

Les affleurements de « Calcaire à Spatangues » sont très limités. Dans la vallée de la Beuse, cette formation discontinue est essentiellement représentée par des pierres volantes. Elle est présente également à la base des versants de la Vallée de la Saulx, à la hauteur de Mognéville, et au Nord de Couvonges (feuille Saint-Dizier), mais elle y est toujours largement masquée par des éboulis.

D'après Stchépinsky (1962) et les « sondages Pierre » l'épaisseur de l'Hauterivien est globalement comprise entre 0 et 1,50 m. La valeur de deux mètres a été en principe retenue pour la construction des contours mais il n'a pas toujours été possible de la respecter, notamment lorsque la pente topographique est forte.

Les « Calcaires à Spatangues » sont des dépôts de mer très peu profonde, peut être un peu plus salée que la mer ouverte (Meyer, 1976).

n4aO. « **Argiles ostréennes** » (0 à 5 m) (Barrémien inférieur). Ce sont des argiles grasses, compactes à plastiques, gris noirâtre à gris verdâtre, parfois gypsifères, fossilifères, alternant plus ou moins régulièrement avec des lits de calcaires argileux, durs, de couleur gris foncé sur cassure fraîche. Les fossiles sont majoritairement des très grosses huîtres, parfois extrêmement abondantes, en particulier au toit de la formation. *Ostrea leymerei* est parfois accompagnée par *Exogyra couloni*, *E. aquila*, et *E. boussingaulti*. Divers autres bivalves (*Corbis*, *Cardium*, *Alectryonia*, *Panopea*) et des serpules sont visibles dans les faciès les plus carbonatés.

Cette formation est bien visible dans les chablis résultant de la tempête de 1999. Elle affleure dans la vallée de la Beuse et à l'Est de Mognéville (Fosse Aubertin, la Garenne et aplomb du lotissement de la Varnelle où existait jadis une tuilerie), et dans le coin sud-est de la feuille. Elle borde également la totalité du flanc nord-est du bois du Rulot, où elle est encore visible à la faveur de ravines profondes. On l'observe enfin le long de la vallée de la Laume, depuis l'ancien établissement thermal des Sarrazins jusqu'aux abords de la piscine de Sermaize-les-Bains. Dans cette vallée, l'observation des limites inférieures et supérieures est parfois possible.

Dans les « sondages Pierre », les « Argiles ostréennes » ont une épaisseur comprise entre 1,20 m et 5 m, avec une moyenne d'environ 3,5 m.

Les « Argiles ostréennes » sont des dépôts de mer peu profonde où la salinité est celle de la mer ouverte (Meyer, 1976).

n4bG. « **Grès et sables piquetés** » (0 à 12 m) (**Barrémien supérieur**). Selon les anciens auteurs, le Barrémien supérieur de la région comporte cinq formations, dont seule la dernière est marine. De la base vers le sommet, le « Complexe continental » comprend :

- les « Grès et sables piquetés » constitués de brèches, grès et sables versicolores, argilites grises, azoïques ;
- l'« Argile rose marbrée », composée d'argilites compactes, azoïques, ocre et blanc à la base, puis rouge et blanc, plus ferrugineuses vers le sommet ;
- les « Sables et grès piquetés supérieurs » ;
- le « Fer oolithique », minerai de fer dont la base comporte jusqu'à 70 % d'oxydes, à fossiles dulçaquicoles.

Ce complexe est surmonté par la « Couche rouge de Wassy », ou « Argile rougeâtre durcie », argilite calcaire à oolithes ferrugineuses et fragments limoniteux, riche en fossiles marins.

Les analyses chimiques montrent bien la variabilité des compositions respectives (tabl. 2).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₂	P. feu
Barré 19	>90	1,96	0,78	-	0,09	0,04	0,62	-	0,11	0,64
Barré 125	>90	2,58	0,52	-	0,13	0,07	1,10	-	0,14	0,65
Barré 126	63,01	1,46	4,47	0,94	14,86	0,05	0,45	0,14	0,09	14,09
Barré 128	65,12	18,16	4,28	0,51	0,36	0,22	2,25	0,15	1,34	7,10
SD 7	26,72	11,56	19,96	1,15	17,09	0,11	1,19	0,22	0,48	21,21
SD 9	66,15	18,12	4,93	0,23	0,39	0,20	2,16	0,03	1,27	6,04

- Barré 19 : sables continentaux
 Barré 125 : grès continentaux (« Argile rose marbrée inférieure »)
 Barré 126 : grès continentaux : grès à sidérose
 Barré 128 : argiles continentales basales
 SD 7 : « Couche rouge de Wassy »
 SD 9 : sommet des argiles lacustres marbrées rouge et blanc

Tabl. 2 - Analyses des éléments majeurs et mineurs de 6 échantillons du Barrémien supérieur de Saint-Dizier (Montanari, comm. pers., 1978).

Sur la feuille Revigny-sur-Ornain, les « Grès et sables piquetés » semblent dominer largement, d'où la dénomination utilisée et la notation n4bG. Il s'agit surtout d'arérites quartzueuses fines à moyennes (*cf.* glossaire) mais elles

deviennent parfois très grossières (proches de 2 mm). De la muscovite peut y être associée. Dans le cortège minéral argileux, l'illite domine la kaolinite (2/3-1/3). Les oxyhydroxydes de fer forment un enduit ocre ou rouge plus ou moins intense autour des grains ou cristallisent en petits granules. L'« Argile rose marbrée » n'a pas été observée en place, mais des faciès argileux rougeâtres à blanchâtres, associés à des concrétions ferrugineuses sont présents dans les ravines recoupant le sommet de la série.

Dans la région de Saint-Dizier, le contenu paléontologique du complexe inférieur est localement diversifié : moules de gastropodes, débris végétaux roulés, fructifications de conifères, etc. Des dents, écailles, et épines dorsales de divers vertébrés, reptiles, sélaciens sont également présents. C'est dans les « Grès et sables piquetés » situés sous l'« Argile rose marbrée » qu'un squelette d'Iguanodon assez complet a été trouvé (Damotte *et al.*, 1978). Sur la feuille Revigny-sur-Ornain, la mauvaise qualité des affleurements n'a pas permis de faire des récoltes intéressantes.

Les « sondages Pierre » précités indiquent que les faciès argileux, éventuellement à oolithes ferrugineuses, dominent dans le secteur de Laimont et dans la région de Cheminon, à 5 km au Sud de Sermaize-les-Bains.

Les autres forages répertoriés à la Banque de données du sous-sol (BRGM) décrivent des argiles ferrugineuses, des sables, des argiles bariolées sableuses et/ou oolithiques. Les affleurements de Barrémien supérieur ne concernent que le coin sud-est de la feuille ; ils sont principalement observables sur les versants de la Saulx de part et d'autre de Mognéville, ainsi que dans les vallées de deux petits cours d'eau : la Beuse et la Laume.

D'après les observations sur 17 forages, les épaisseurs varient entre 0,20 m et 11,55 m, la moyenne étant de 2,75 m.

Les caractères de cette formation évoquent un environnement de plaine alluviale marécageuse, côtière, temporairement soumis à des incursions marines. En milieu continental, la pédogenèse rubéfiante est temporairement intense. Comme le montrent les proportions relatives d'illite et de kaolinite, il est probable qu'elle s'est déroulée sous climat à alternances saisonnières contrastées limitant l'intensité de l'hydrolyse.

n4b-5a. Sables plus ou moins argileux et argiles sableuses. (Barrémien supérieur et Aptien inférieur indifférenciés). Les conditions d'affleurement et leur épaisseur réduite n'ont permis de différencier cartographiquement les « Argiles à Plicatules » qu'à deux endroits (*cf.* ci-dessous). La notation compréhensive n4b-n5a correspond donc à l'ensemble des dépôts sablo-argileux à argilo-sableux à cheval sur l'articulation Barrémien-Aptien.

n5aP. « **Argiles à Plicatules** » (0 à 7 m environ) (**Aptien inférieur, Bédoulien**). La formation des « Argiles à Plicatules » est classiquement considérée par les anciens auteurs comme appartenant au Bédoulien (cf. Fauvel *et al.*, in C. Mégnien, 1980). Elle est constituée d'argilites et/ou de marnes plus ou moins sableuses, gris bleuté, compactes ou plastiques, pyriteuses ou gypsifères, et parfois très glauconieuses. Des oolithes ferrugineuses ou des débris charbonneux y ont également été signalés. Compte tenu de son épaisseur réduite à moins de 1 m au Sud de l'Ornain, cette formation semble n'affleurer qu'à l'Est d'Andernay (ravine du Sautoir), et au Sud-Ouest de Vassincourt.

Le contenu paléontologique est variable, avec *Exogyra boussingaulti* et *E. aquila* ?, des moules de bivalves : *Mya* et *Panopea*, et des serpules. Les niveaux supérieurs deviennent plus riches : faune à *Exogyra*, *Serpula*, *Terebratula*, *Terebratella*, associée à des polypiers, bryozoaires, échinides, ammonites, et dents de vertébrés.

La microfaune de foraminifères est riche. Les associations sont typiques de l'Aptien inférieur et certaines espèces sont caractéristiques régionalement. Les ostracodes confirment l'appartenance de ces faciès à l'Aptien inférieur.

D'après les observations dans 18 forages, les épaisseurs varient entre 1,90 m et 6,50 m, avec une moyenne de 3,75 m dans la région de Laimont (près de la bordure centre-est de la feuille).

Les « Argiles à Plicatules » se sont déposées en milieu marin franc de faible profondeur mais relativement peu agité. Les associations de foraminifères planctoniques indiqueraient un milieu relativement peu ouvert.

n5bS ? . « **Sables et grès jaunâtres** » (1,8 à 3,5-4 m) ; n6aS. « **Sables verts inférieurs** » ou « **Sables verts** » (2,5 à 12 m) (**Aptien supérieur ? Gargasien et Albien inférieur**). Comme sur la feuille Vaubécourt (Demassieux et Le Roux, 1969), et pour les mêmes raisons : absence de critères lithologiques ou paléontologiques nets, il a été nécessaire de regrouper les sables de l'Aptien supérieur et ceux de l'Albien inférieur sous la notation n5b?-6aS.

En sondage, les « Sables et grès jaunâtres » sont en fait plutôt blanc à jaune très clair, sauf vers la base où ils sont plus ou moins glauconieux et verdâtres. Généralement de granulométrie moyenne, avec un mode très prononcé entre 0,35 et 0,5 mm, ils deviennent parfois plus grossiers (jusqu'à 2 mm), déterminant ainsi de grandes séquences granulométriques.

Les affleurements caractéristiques de « Sables blancs ou jaunâtres » sont rares et restreints : la Fosse Huard, près de Vassincourt, le Bruant, à l'Ouest de Mognéville, le Sautoir, à l'Est d'Andernay.

La faune, très pauvre, n'a fourni que de rares *Exogyra aquila* dans les régions voisines de la feuille. En forage, les épaisseurs varient entre 1,80 et 3,80 m, avec une moyenne de 2,50 m.

Bien qu'elle soit moins courante, la dénomination « Sables verts inférieurs » a été utilisée dans le texte en remplacement de « Sables verts » afin d'éviter toute confusion avec la formation de la base du Cénomaniens. Ces sédiments sont effectivement gris verdâtre en profondeur mais, par altération de la glauconie en se rapprochant de la surface, ils prennent souvent une couleur rouille. À l'affleurement, ils peuvent être totalement décolorés et présentent alors de grandes similitudes avec les sables de l'Aptien supérieur.

La granulométrie reste voisine de celle des « Sables et grès jaunâtres », avec un bon classement entre 0,2 et 0,5 mm mais, dans les microconglomérats polygéniques de base de séquence granulométrique, la taille des éléments peut atteindre 10, voire 30 mm. Le quartz représente en moyenne plus de 60 % du tout-venant. Il est associé à des grains épars et plus ou moins altérés de glauconie, ainsi qu'à des granules gris foncé de phosphates. Les quartz de la fraction arénitique appartiennent surtout à la catégorie émoussé luisant. La glauconie (10 à 30 %) est surtout présente dans la fraction arénitique fine à moyenne. Négligeable dans les sables fins, la teneur en carbonates peut atteindre 3 à 5 % dans les termes plus grossiers des séquences granulométriques. C'est également là que sont concentrés les phosphates des nodules, bois et terriers épigénisés. Ces concrétions peuvent contenir jusqu'à 80 % d'apatite.

Dans le cortège minéralogique de la fraction inférieure à 2 μm , l'illite (plus de 60 %) et les smectites (subordonnées) sont toujours présentes. Les smectites sont bien cristallisées, non interstratifiées. La proportion de kaolinite, très faible voire nulle à la base de la formation, augmente ensuite mais ce minéral argileux reste toujours nettement subordonné.

Ces sables, généralement pauvres en faune, contiennent néanmoins quelques ammonites et bivalves, ainsi que des dents et des vertèbres, principalement de squales. Les bois fossiles, attribués à des conifères, sont localement bien représentés.

Les « Sables verts inférieurs » affleurent largement mais, bien qu'ils aient fait l'objet de nombreuses exploitations (Bois du Faux Miroir, près d'Andernay ; au Châtelet, près de Sermaize-les-Bains), les bonnes coupes sont rares.

Les épaisseurs reconnues en sondage sont très variables, comprises entre 2,5 m et 12 m. Sur 16 valeurs, la moyenne s'établit à 7,25 m.

Les accidents phosphatés, très fréquents, sont représentés par : (1) des nodules grossièrement ovoïdes atteignant la taille d'un œuf de poule (« coquins »), (2) des fragments perforés de Conifères, et (3) divers moulages de bivalves ou d'ammonites. Le tableau 3 ci-dessous donne une idée de leurs compositions respectives.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	P. feu
Bois 1	1,44	0,19	1,47	0,58	52,67	0,89	0,04	0,05	0,01	34,12	8,35
Bois 2	0,98	0,19	1,54	0,26	49,95	1,28	0,09	<0,01	0,01	32,61	9,30
Bois 3	0,60	0,52	2,51	0,24	50,46	0,73	0,06	0	0	34,41	-
Moulage 1	27,03	3,96	6,58	0,52	29,47	0,66	2,27	0,06	0,13	18,96	8,78
Moulage 2	36,74	4,05	5,99	0,51	24,48	0,50	2,01	0,09	0,17	16,01	8,83
Coquin 1	23,57	3,30	3,61	0,38	35,15	0,80	0,98	0,04	0,16	21,60	-
Coquin 2	17,54	2,96	2,29	0,37	38,89	0,86	0,69	0,02	0,14	24,68	-

Tabl. 3 - Analyses (éléments majeurs et mineurs) de 7 nodules phosphatés des « Sables verts inférieurs » (Montanari, comm. pers., 1980).

Les « Sables verts » témoignent d'un dépôt en milieu marin typique mais de bathymétrie modérée à faible. En effet, la relative homométrie et la maturité texturale du matériel quartzeux indiquent que les épandages sableux ont été remaniés à maintes reprises par les courants de fond de la mer albienne.

n6b-cG. « Gault » : **argilites silteuses calcaires (60 à 100-110 m ?) (Albien moyen à supérieur)**. Les « Argiles du Gault », ou « Argiles tégulines » (du latin *tegula* = tuile) constituent un ensemble macroscopiquement monotone mais dans lequel on peut discerner des différences non négligeables de composition chimique (tabl. 4).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.feu	Total	CaCO ₃
Max.	61,23	16,12	7,1	1,94	22,67	0,22	2,93	0,06	1,03	0,21	23,57	100,1	41,39
Min.	36,51	9,37	3,49	1,24	6,07	0,11	1,90	0,01	0,56	0,01	10,70	99,64	9,20
moyenne	49,45	13,85	4,71	1,53	10,95	0,16	2,53	0,03	0,85	0,06	15,74	99,84	18,18
éc. type	6,51	1,17	0,66	0,17	3,86	0,02	0,20	0,01	0,12	0,03	3,17	0,12	7,11

Tabl. 4 - Analyses des éléments majeurs et mineurs de 31 échantillons de « Gault ». Revigny-sur-Ornain, anciennes carrières BHTP (Montanari, comm. pers., 1979).

Ce sont surtout des argilites calcaires grises à noirâtres, titrant 10 à 15 % de CaCO₃, rarement des marnes *s.s.* (*cf.* lexique). Elles sont souvent très fossilifères. Par déstructuration près de la surface, les argilites se transforment en argiles très plastiques. Ces sédiments gris brunâtre à noirâtre peuvent contenir jusqu'à 2 % de matière organique. Les quartz, toujours inférieurs à 100 µm, représentent 5 à 10 % ; ils sont associés à un peu de micas. Des accidents phosphatés sous forme de granules ou de graviers de

phosphomicrite titrant jusqu'à 25 % de P₂O₅ sont localement présents (Laheycourt), voire abondants (au NNW de Belval-en-Argonne). Ces concentrations sont associées à une forte bioturbation. Les grains disséminés expliquent les anomalies détectées sur certains échantillons (tabl. 5). D'après les analyses diffractométriques, les phosphomicrites sont constituées par un mélange de francolite (CaF(Ca,C)₄[(P,C)(O,OH,F)₄]₃) et de fluorapatite (Ca₅(PO₄)₃F).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.feu	Total
Max.	16,64	4,16	1,83	0,43	41,07	0,71	0,84	0,06	0,29	27,33	10,13	98,95
Min.	12,71	3,07	1,46	0,38	38,62	0,60	0,61	0,03	0,22	26,81	8,71	98,20
moyenne	14,67	3,51	1,69	0,40	40,22	0,64	0,71	0,05	0,25	27,13	9,20	98,48
éc. type	1,60	0,47	0,16	0,02	1,13	0,05	0,10	0,01	0,03	0,23	0,66	0,33

Tabl. 5 - Analyses (éléments majeurs et mineurs) de 31 nodules du « Gault ». Revigny-sur-Ornain, anciennes carrières BHTP (Montanari, comm. pers., 1979).

L'étude diffractométrique des argiles montre une proportion constante d'illite (de l'ordre de 50 %), accompagnée de 25 % de chlorite et de 20-25 % de kaolinite. Les smectites (en fait probablement des édifices interstratifiés illite-smectite) sont concentrées uniquement dans la fraction ultrafine < 0,5 µm. La glauconie est présente dans la fraction 2 – 50 µm.

Les analyses chimiques sur roche totale (tabl. 4) montrent une teneur en Al₂O₃ pratiquement constante et une faible variation du pourcentage en silice. Localement, la teneur en carbonates peut monter jusqu'à 40 %, en particulier dans les niveaux riches en inocérames.

Les « Argiles du Gault » affleurent largement à l'Est et au Sud-Est de la feuille. La carrière de Revigny-sur-Ornain, qui a fait l'objet d'une étude paléontologique détaillée (Fauvel *et al.*, 1978), montre encore quelques affleurements malgré la dégradation des talus. Actuellement, seule la nouvelle carrière de Contrisson exploite un front de quelques mètres, sans toutefois montrer le contact avec les « Sables verts », pourtant peu éloignés.

Les « Argiles du Gault » s'épaississent rapidement d'Est en Ouest : 60 m à Laheycourt et Brabant-le-Roi, mais 85 m environ à Saint-Mard-sur-le-Mont et Saint-Jean-devant-Possesse, ainsi que du Nord vers le Sud : moins de 20 m à quelques dizaines de mètres sur la feuille Sainte-Menehould, mais 70 m à Belval-en-Argonne, et 90 m environ à 100-110 m ?, au Sud-Ouest de la feuille Revigny-sur-Ornain, sous les « Marnes de Brienne ».

La macrofaune et la microfaune des « Argiles du Gault » de la région ont fait l'objet de descriptions détaillées (Buvignier, 1852 ; Owen, 1971 ; Fauvel *et al.* 1978 ; Amedro, 1984). La coupe de la carrière des BHTP à

Revigny-sur-Ornain montre, de bas en haut, des *Hoplites* dominants, auxquels succèdent des *Anahoplites*, et enfin des *Dimorphoplites*, ce qui permet de la corrélérer avec les coupes de la région du stratotype. Alors qu'une lacune marque la limite Albien inférieur – Albien moyen, les « Argiles du Gault » englobent pratiquement tout l'Albien moyen (zone à *Isohoplites eodentatus*) et la base de l'Albien supérieur (zone à *Pervinquieria pricei*). La macrofaune associée comporte des formes très caractéristiques de l'Albien comme *Inoceramus concentricus*. Les bivalves sont abondants, ils appartiennent aux genres *Arca*, *Grammatodon*, *Lima*, *Plicatula*, *Cretiscalpellum*, *Linotrignonia*, *Pleuromya*, *Nucula* (*bivirgata*). Parmi les gastropodes, *Alaria* est fréquent, *Girodes* est présent. Les biocénoses comprennent également des scaphopodes du genre *Loevidentalium*, des éponges calcaires : *Barroisia*, des serpules, des polypiers : *Trochocyathus*, des échinodermes : *Discoidea*, *Epiaster*, *Hemiasiter*, *Polydiadema* et quelques appendices et fragments de carapaces de crustacés : *Glyphea*, *Notocoporystes*, *Etyus*, *Pithonoton*, *Hoploparia*. Les vertébrés sont représentés par des os et vertèbres de poissons - dont de fréquents Elasmobranches - et de divers reptiles Ichtyosauriens ou Crocodiliens. Les bois fossiles sont essentiellement des conifères.

La microfaune de foraminifères de la carrière BHTP comporte des formes comparables à celles du stratotype (Magniez-Jannin *in* Fauvel *et al.*, 1978). Les associations, identiques aux zones II, III, et IV de l'Aube, représentent la totalité de l'Albien moyen. On y rencontre les genres *Arenobulimina*, *Belorussiella*, *Citharina*, *Citharinella*, *Dorothia*, *Epistomina*, *Gaudryina*, *Gavelinella*, *Haplophragmoides*, *Hedbergella*, *Lenticulina*, *Lingulina*, *Nodosaria*, *Praebulimina*, *Reophax*, *Siphogenerina*, *Valvulineria*, *Tritaxis*, *Trochammina*.

La richesse en dinokystes (microflore) est extrêmement variable selon les niveaux. Quinze espèces ont été dénombrées, indiquant des âges dispersés, essentiellement albo-cénomaniens (Dion, comm. pers., 1984). Pour autant, l'étude comparative de la coupe de Revigny-sur-Ornain avec celles d'autres régions montre une bonne compatibilité avec l'échelle palynostratigraphique en usage.

Le milieu de sédimentation était celui d'une mer ouverte, aux eaux bien oxygénées en surface. Le fond est le plus souvent soustrait à l'action des vagues, même si les biocénoses benthiques suggèrent un environnement sédimentaire relativement peu profond, à tendance parfois sublittorale (étage circalittoral).

n6cB. « **Marnes de Brienne** » (0 m au Nord, 40-50 m au SSW) (Albien supérieur élevé, Vraconien). Ce sont des marnes *s.s.* ou des argilites calcaires grises, relativement raides et cohérentes à l'état frais. La teneur en

CaCO₃ fluctue entre 15 et 30 % dans la moitié inférieure, croît jusque vers 45 % dans la moitié supérieure, avant de chuter vers 10 % environ au sommet. Les pourcentages de quartz et de glauconie décroissent en s'éloignant des limites d'extension du faciès gaize et il devient difficile de reconnaître la présence de ces minéraux à l'approche du Perthois. Les faciès non altérés comportent toujours un peu de pyrite. Par rapport aux « Argiles du Gault », on note une augmentation de la montmorillonite (30 à 40 %) aux dépens de la kaolinite.

La macrofaune a été étudiée dans l'ancienne carrière de Bettancourt-la-Longue. La base a livré des plicatules et quelques moulages de nucules ou d'inocérames. La biophase recueillie après lavage comporte des bioclastes divers : radioles, fragments d'os, ostracodes, foraminifères. Dans cette carrière, les associations de foraminifères sont riches et assez variées (Magniez-Jannin, comm. pers., 1979). Toutefois, les planctoniques carénés, qui donnent une bonne précision dans les datations, sont très rares, voire absents. La base montre une faune riche, appartenant probablement à la partie inférieure du Vraconien, avec de nombreux *Globigerinelloides*, *Arenobulimina* non cloisonnés, et présence de ticinelles. La faune du sommet est pauvre, à planctoniques rares, mais la présence de flourensines indiquerait également un âge vraconien.

Les nodules phosphatés sont fréquents. Ce sont des corps ovoïdes gris-beige, centimétriques à pluricentimétriques, à structure interne souvent tubulaire. Ces nodules titrent entre 20 et 30 % environ en P₂O₅ (tabl. 6).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	P. feu
Bettancourt	6,72	2,37	0,81	0,71	48,72	0,75	0,36	0,03	0,12	27,57	11,61
Bettancourt	6,51	1,78	2,10	0,73	48,87	0,83	0,41	0,07	0,11	27,25	11,08
Bettancourt	7,51	2,52	1,20	0,85	48,38	0,54	0,39	0,05	0,13	18,56	19,70
Bettancourt	8,47	2,68	1,67	0,78	46,69	0,76	0,47	0,06	0,14	25,16	12,27
Bettancourt	6,18	1,56	11,83	0,69	43,36	0,72	0,45	0,16	0,10	25,56	8,79
Bettancourt	6,73	2,09	3,46	0,74	47,79	0,78	0,48	0,08	0,12	28,12	8,81

Tabl. 6 - Analyses (éléments majeurs et mineurs) de 6 nodules phosphatés des « Marnes de Brienne ». Carrière de Bettancourt-la-Longue (Montanari, comm. pers., 1980).

Le milieu de sédimentation était celui d'une mer généralement calme au niveau du fond, sans être toutefois très profonde, ainsi qu'en témoignent les bivalves et les gastéropodes.

n6cGM. Alternances de faciès gaize et de marnes (Albien supérieur élevé, Vraconien). Cette unité cartographique comprise entre Bettancourt-la-Longue – Vernancourt au Sud-Ouest, et Sommeilles – Ferme de Monthiers au Nord-Est, correspond au passage latéral de faciès entre les « Marnes de Brienne » au Sud et la « Gaize » au NNE. La coupe de l'ancienne carrière de Bettancourt-la-Longue (Fauvel *in* Hilly *et al.*, 1979, p. 37) montre que la transition se fait par des alternances récurrentes de

termes évoquant une gaize plus ou moins argileuse et d'argilites silto-calcaires rappelant les « Marnes de Brienne ».

n6cG. « **Gaize** » (60-70 m au Nord, 0 m au Sud) (Albien supérieur élevé, Vraconien). La « Gaize » est une formation dans laquelle le terme lithologique (la roche) gaize ou ses faciès de variation sont largement dominants. La gaize est appelée « pierre-morte » dans une partie de l'Argonne et « tuf » dans la région de Revigny-sur-Ornain. La gaize typique est grise, tendre, relativement légère. C'est une silicarénite très fine plus ou moins riche en spicules d'éponges, avec un peu de muscovite et présence éventuelle de microcline. Toutefois, bien souvent, notamment en Argonne méridionale, la gaize typique est remplacée par des quartz-wackes (*cf.* lexicque) gris brunâtre contenant 25 à 40 % de quartz anguleux dont la taille est comprise entre 20 et 120 µm. Les conditions d'affleurement n'ont pas permis d'établir une coupe stratigraphique synthétique mais les différents macrofaciès représentés dans la partie centrale du massif argonnais ont été mis en évidence lors de la construction de l'autoroute A4 (Fauvel, 1984 ; Fauvel *in* Blondeau *et al.*, 1988). On notera également que la base de la formation peut présenter un cordon de nodules phosphatés (Bettancourt-la-Longue). Les faciès de l'Argonne méridionale sont très bioturbés, avec une abondance particulière des terriers de type *Chondrites*.

Les principaux résultats analytiques concernant les éléments majeurs et mineurs sont donnés dans le tableau 7 ci-dessous.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₂	P.feu	Total
Max.	85,97	10,50	3,80	2,17	15,21	0,30	2,30	0,04	0,70	17,10	100,20
Min.	52,53	3,95	2,04	0,20	0,16	0,12	1,00	0,01	0,31	4,60	99,44
moyenne	75,65	6,15	2,71	0,96	4,13	0,16	1,63	0,02	0,47	7,99	99,73
éc. type	9,82	1,71	0,48	0,49	4,17	0,04	0,30	0,01	0,09	3,85	0,18

Tabl. 7 - Analyses des éléments majeurs et mineurs de 4 échantillons de « Gaize d'Argonne ». Carrière de Bettancourt-la-Longue (Montanari, comm. pers., 1980).

Le cortège minéral argileux (*cf.* tabl. 4A en annexe) est constitué de smectites (80 à 90 %) associée à l'illite (< 10 à 20 %), la glauconie étant parfois signalée. La kaolinite est à l'état de traces.

La macrofaune est relativement fréquente : bivalves souvent à affinité littorale, échinides, et surtout ammonites. Après révision de la Collection P. Collet du Musée de Sainte-Menehould, et de la Collection argonnaise de R.Tilloy, Tilloy et Collignon (comm. pers., 1980) citent les espèces suivantes : *Anisoceras perarmatum*, *A. saussurei*, *A. sp.*, *A. armatum*, *Turrilites bergeri*, *T. miliaris*, *Pleurohoplites renauxi*, *Arraphoceras studeri*,

Stoliczkaia dispar, *Pervinqueria rostrata*, indiquant l'Albien supérieur élevé (Vraconien).

Par ailleurs, après révision de la collection Barrois, Amédéo (1984) considère que la « Gaize d'Argonne » est uniquement albienne, et plus précisément vraconienne.

La relative finesse du matériel détritique et l'abondance de traces de type *Chondrites* évoquent des fonds généralement calmes où la teneur en oxygène décroît rapidement sous l'interface eau-sédiment. D'après la fréquence des témoins d'organismes filtreurs, les eaux étaient riches en nutriments et particules diverses. Ainsi, compte tenu de la présence de macrofaune à affinité littorale, la « Gaize » correspond à un milieu de sédimentation à la fois moins profond et moins ouvert que les « Marnes de Brienne » qui leur sont contemporaines.

Crétacé supérieur

c1aS. « Sables verts supérieurs » (7 m environ à 10 m maximum) (Cénomanién inférieur). Aux confins de l'Argonne méridionale et de la Champagne humide, le nom de cette formation apparaît peu approprié car la proportion de lutites (*cf. lexique*) l'emporte généralement sur celle des sables. Il s'agit en fait de siltites argilo-sableuses (*cf. lexique*) passant à des siltites argilo-sableuses calcaires puis à des marnes silto-sableuses dans leur partie supérieure. Le quartz des phases silteuses et sableuses (60 à 70 %) est accompagné de grains de glauconie. La glauconie peut devenir abondante localement (SSE de la Ferme de Rotonchamp). Des nodules phosphatés sont présents à l'Ouest de la Fontaine des Taons (15 à 20 % P_2O_5). Aucun fossile n'a été récolté mais des faunes phosphatées ont été signalées : *Pecten asper*, *Ostrea ricordeana*, *O. carinata*, térébratules, spondyles (Blondeau, 1987). La fraction phylliteuse des « Sables verts supérieurs » contient 40 % de kaolinite, 30 à 35 % de smectites et 20 à 30 % d'illite. La composition du cortège de minéraux lourds est donnée en annexe (tabl. 5A). La teneur en silts et sables permet à cette formation de constituer un aquifère alimentant de nombreuses sources tout le long de la côte qui forme la limite occidentale de la Champagne humide.

Les « Sables verts supérieurs » se sont déposés dans un milieu marin ouvert, riche en éléments nutritifs. La bathymétrie, faible au début, a probablement évolué au cours du dépôt car la partie supérieure de la formation évoque une sédimentation de domaine circalittoral. Dans la région étudiée cette sédimentation mixte détritico-carbonatée marque la transition entre les apports extra-bassin dominants du Crétacé inférieur et la sédimentation essentiellement intra-bassin, carbonatée biogène, qui prévaudra tout au long du Crétacé supérieur.

C1b-c. Marnes glauconieuses et craies argilo-glauconieuses (45 m environ) (Cénomanién moyen et supérieur). Sur toute l'étendue des affleurements, les « Sables verts supérieurs » sont surmontés par des marnes grises à gris verdâtre contenant 5 à 10 % de quartz et de glauconie appartenant principalement à la classe granulométrique des silts (tabl. 3A). Ces marnes contiennent de nombreux lamellibranches (*Chlamys*, *Inoceramus*), brachiopodes (*Cyclothyris*), quelques échinides et spongiaires. Le cortège minéral argileux est principalement constitué de montmorillonite avec l'illite comme minéral secondaire. La microfaune (foraminifères, ostracodes) est abondante. Dans les parties centrale et nord de la feuille, les marnes passent progressivement vers le haut à des craies argileuses titrant jusqu'à 85 % de CaCO_3 . Ces craies grises à jaunâtres, à grains épars de glauconie, contiennent fréquemment des niveaux de hardgrounds ou de firmgrounds dans lesquels il est parfois possible de reconnaître l'ichnogène *Thalassinoides*. Elles sont assez résistantes pour former des reliefs résiduels en avant de la Côte de Champagne (Les Tégnières à l'Ouest de Charmont, Hautimont au Sud-Est de Vernancourt par exemple). Au contraire, vers le Sud de la feuille, l'enrichissement en carbonates vers le haut de la série n'est pas aussi net. Ce sont plutôt des « marnes crayeuses » ou des craies argileuses (70-80 % CaCO_3) qu'il est difficile de séparer des marnes sous-jacentes d'une part, des marnes et craies argileuses du Turonien inférieur d'autre part. Il en est de même sur la feuille Châlons-sur-Marne où les assises du Cénomanién terminal sont représentées par des marnes crayeuses gris verdâtre (Labourguigne *et al.*, 1975).

Le cortège minéral argileux est constitué de kaolinite dominante (environ 50 %) à laquelle s'associent smectites et illite en proportions à peu près équivalentes. La macrofaune est localement abondante : lamellibranches (inocérames fréquents), brachiopodes (*Orbirhynchia*), fragments d'échinodermes et écailles de poissons. Il n'a toutefois pas été possible de trouver en place la bélemnite *Actinocamax plenus* qui, dans une grande partie du bassin anglo-parisien, notamment dans l'Aube (Matrion et Touch, 2002), en Argonne, en Thiérache et dans le Sénonais (Alcaydé *et al.*, 1980), caractérisent les dernières assises du Cénomanién. La microfaune est riche et diversifiée (foraminifères, ostracodes).

Il s'agit d'une sédimentation de domaine circalittoral où le renforcement épisodique des courants de fond limite ou interrompt localement la sédimentation de boue bioclastique. Les études récentes sur deux sondages de la région de Provins (Barrier, 2000) conduisent à proposer une augmentation de la bathymétrie au cours du Cénomanién supérieur, le maximum se situant néanmoins un peu avant la fin du Cénomanién.

C2a-b. Marnes crayeuses et craies argileuses (40 à 45 m) (Turonien inférieur et moyen). Compte tenu des importantes convergences de faciès,

il est préférable de considérer les assises du Turonien inférieur et du Turonien moyen de la région cartographiée comme un seul ensemble sédimentaire. Cet ensemble se différencie du Turonien supérieur par sa teneur nettement plus élevée en argiles. Les terrains appartenant au Turonien inférieur et moyen sont formés de superpositions plurimétriques à décamétriques de « marnes crayeuses » (au sens des anciens auteurs) et de craies argileuses titrant respectivement 50 à 65 et 65 à 70 % CaCO_3 . Les « marnes crayeuses » sont gris verdâtre, les craies argileuses sont gris clair ou gris foncé suivant leur degré d'humidité. Des lentilles d'épaisseur inframétrique à métrique et d'extension pluridécamétrique à hectométrique de craie argileuse plus ou moins noduleuse sont par ailleurs disséminées au sein des dépôts marneux. Vers le sommet du Turonien moyen, les bancs sont moins épais mais leurs limites sont plus nettes et les faciès crayeux deviennent moins argileux. L'apparition de bancs de craie blanche *s.s.* et la raréfaction des interbancs de marnes gris-vert par réduction d'épaisseur et/ou diminution de la teneur en argiles marquent la limite supérieure du Turonien moyen (C2b). Ces sédiments ont été le siège d'une bioturbation parfois importante : les nombreux nodules fusiformes ou botryoïdaux de quelques centimètres correspondent à des terriers épigénisés par des sulfures de fer. Par la suite, ces sulfures ont pu eux-mêmes être partiellement ou totalement remplacés par des oxyhydroxydes de fer (goethite).

Le quartz (silts à arénites très fines) est peu abondant (teneur inférieure à 3 %) et la glauconie est peu représentée à rare. Le cortège minéral argileux est constitué de kaolinite dominante (40 à 50 %), d'illite (25 à 35 %) et de smectites (15 à 35 %).

La faune est fréquente, notamment le lamellibranche *Inoceramus labiatus*. Elle comprend aussi des huîtres et pectens, ainsi que quelques brachiopodes (térébratules et rhynchonelles). La microfaune, représentée par des foraminifères, ostracodes et calcisphères, est abondante.

Le milieu de sédimentation est peu différent du précédent mais, au Turonien inférieur et moyen, le cortège sédimentaire pourrait être régressif, et non plus transgressif (Barrier, 2000).

C2c-3. Craies blanchâtres bioturbées (45 m environ) (Turonien supérieur et Coniacien basal). Les premiers mètres de craie qui surmontent les marnes crayeuses et craies argileuses ont été attribués au Turonien supérieur mais il est possible qu'ils appartiennent encore au Turonien moyen. Les craies notées C2c-3 forment la partie supérieure de la Côte de Champagne et s'étendent plus ou moins loin sur son revers. Ce sont des craies blanchâtres, relativement tendres, moyennement ou peu sonores, prenant un aspect nettement microgrenu sur cassure fraîche. Les fragments d'inocérames sont localement bien représentés. Au microscope, le

pourcentage d'éléments figurés (foraminifères, bioclastes) est de l'ordre de 20 % ; leur taille modale est comprise entre 100 et 150 µm. Les terriers sont fréquents, leur remplissage est généralement constitué de craie grisâtre ou gris verdâtre. L'ichnogenre *Chondrites* (terriers plurimillimétriques ou millimétriques) est fréquent. L'ichnogenre *Zoophycos*, signalé à Couvrot près de Vitry-le-François (Mortimore et Pomerol, 1991) a également été observé à Moivre (feuille Châlons-sur-Marne), près de la limite occidentale de la feuille. Les craies de cette unité ont localement été le lieu de lithifications sous-marines précoces évoluant en firmgrounds ou en hardgrounds. Les craies s.s. y sont transformées en craies atypiques partiellement à fortement indurées, gris jaunâtre à gris brunâtre, souvent assez nettement bioturbées, voire perforées. Aucun accident siliceux n'a été observé sur cette feuille.

Les craies jaunies et partiellement indurées caractérisant la biozone T/S des régions plus septentrionales (cf. feuilles Attigny, Allouc in Laurain *et al.*, 1990, Mourmelon-le-Grand, Allouc *et al.*, 1995) n'existent pas ici. La biozone T/S considérée antérieurement comme marquant l'articulation Turonien-Coniacien est maintenant entièrement placée dans le Coniacien (C. Bourdillon, comm. pers., 2003). Toutefois, lors de la construction des isohypses, cette biozone de quelques mètres d'épaisseur a été regroupée avec la biozone T/c afin de conserver les mêmes critères de restitution de la structure que sur les cartes adjacentes (cf. chapitre : Conditions d'établissement de la carte et chapitre : Cadre structural).

Ces craies blanches correspondent à l'installation définitive de la plateforme de boues bioclastiques crayeuses. Comme pour le Cénomaniens, les processus syndiagénétiques de lithification témoignent de phase de sédimentation ralentie ou de non dépôt associée à des renforcements temporaires du système courantologique. En dehors de ces phases, les fonds, très meubles et rapidement privés d'oxygène sous l'interface, sont relativement peu propices à la vie benthique endogée. D'après les observations réalisées dans diverses régions du bassin de Paris, l'environnement sédimentaire du Turonien supérieur s'apparente à celui du domaine circalittoral proximal, avec un niveau d'énergie moyen (Monciardini et Alcaydé, 1983). À l'échelle régionale, la signification des biophases extraites des craies turoniennes et coniaciennes conduit à une conclusion allant dans le même sens : passage d'un milieu circalittoral proximal à un milieu circalittoral distal de basse énergie (Monciardini et Alcaydé, 1983 ; Bellier et Monciardini, 1986).

Craie de Châlons à *Micraster decipiens* (p.p.)

c3Ci. Coniacien inférieur p.p. (35 m environ). Comme sur les feuilles Mourmelon-le-Grand (Allouc *et al.*, 1995) et Suippes (Allouc *et al.*, 2000), les craies de cette unité sont blanches, relativement tendres et traçantes, à cassure microgrenue. Les silex signalés à la base du Coniacien de la feuille Châlons-sur-

Marne (Labourguigne, Mégnien *et al.*, 1975) n'ont pas été retrouvés ici. En lame mince, le pourcentage d'éléments figurés avoisine 8-10 % et, parmi ceux-ci, les prismes d'inocérames sont relativement communs. La taille modale fluctue entre 100 et 150 μm . À côté des foraminifères benthiques et planctoniques, les lavages mettent en évidence des fragments de lamellibranches autres que les inocérames, ainsi que des restes d'échinides et d'ophiurides.

c3Cm. Coniacien moyen. La craie correspondante est blanche, assez tendre et traçante. La cassure est souvent conchoïdale, microgrenue à lisse. Les fragments d'inocérames sont fréquents. Les firmgrounds et/ou hardgrounds de la Come Ramée sont des craies indurées, beige à gris clair, avec terriers (firmgrounds) ou perforations de lithophages (hardgrounds). En lame mince, ces craies atypiques montrent de fréquents indices de recristallisation et des imprégnations d'oxyhydroxydes de fer liées aux bioturbations.

Au Coniacien, l'environnement sédimentaire aurait évolué vers celui du domaine circalittoral distal, avec un possible confinement sur le fond (Bellier et Monciardini, 1986). L'hypothèse d'une remontée générale du niveau marin relatif entre le Turonien supérieur et le Coniacien est confortée par l'étude microfaciologique des craies des sondages de la région de Provins (Barrier, 2000).

Cénozoïque - Tertiaire

CFI. Craies fracturées et indurées. Ce sont des craies transformées par induration et plus ou moins fracturées. Elles peuvent présenter simplement quelques filonnets calcitiques rectilignes ou en baïonnette ou, au contraire, être sillonnées de faisceaux de filonnets parallèles ou branchés les uns sur les autres. Les craies très fracturées sont parcourues de veinules disposées en tous sens, parfois de veines pluricentimétriques. Dans les cas extrêmes, la craie est transformée en une brèche monomictique à éléments centimétriques à pluricentimétriques. Veinules et veines sont de type syntaxial (composition du remplissage de même nature que la roche-hôte), toutefois dans quelques sites du centre-ouest de la feuille (Mont Détrée, Côte Jean de Moivre, la Motte Hériton), la calcite est colorée en rouge ou brun-rouge par des ions étrangers (Fe, Mn). Les cristaux de remplissage des veinules sont souvent disposés en mosaïque, tandis que ceux des veines forment généralement des franges palissadiques parallèles aux lèvres. Dans certaines veines, il existe 2 à 3, parfois 4, palissades successives indiquant un processus polyphasé. Les remplissages de veine sont plus rarement de type granulaire, les cristaux automorphes prenant alors l'aspect de scalénoèdres. Les habitus granulaires évoquent une cristallisation libre à l'intérieur d'une fracture ouverte plutôt qu'une cristallisation synchrone du déplacement des lèvres.

La couleur des craies indurées et fracturées est très variable : très blanches lorsqu'elles sont pures, elles deviennent crème, puis chamois, et enfin ocre ou rouille, lorsqu'elles sont teintées par des oxyhydroxydes de fer. Souvent, la teinte est d'autant plus vive que l'intensité de la fracturation est plus importante mais ce n'est pas systématique. Dans la plupart des CFI, les veinules et veines sont bordées par un liseré millimétrique à plurimillimétrique de décoloration, ce qui implique des circulations (tardives ?) d'eaux de formation à caractère réducteur dans les fractures.

Au microscope optique on observe une micrite ou une dismicrite (micrite à plages microsparitiques) et les éléments figurés (bioclastes, foraminifères) sont partiellement ou fortement recristallisés, voire transformés en fantômes. Une description détaillée des « craies éclatées » provenant de la carrière d'Omey (feuille Châlons-sur-Marne à 1/50 000) a été donnée par Coulon et Frizon de Lamotte (1988). L'examen des nannofaciès (*cf.* lexique) au microscope électronique à balayage et les analyses géochimiques (Richard *et al.*, 1997, 1999) montrent que l'induration de la craie s'accompagne d'une recristallisation (combinaison de phénomènes de dissolution, migration et reprécipitation) avec, corrélativement, une forte diminution de la porosité (de l'ordre de 50 % pour les CFI du secteur d'Omey). La recristallisation est une conséquence indirecte de la fracturation qui : (1) facilite les circulations de fluides et (2) génère des microfractures dans les zones qui jouxtent les domaines macrofracturés. Le potentiel diagénétique du matériau est ainsi fortement augmenté. Les eaux interstitielles du domaine d'induration sont d'origine météorique (Richard *et al.*, 1997, 1999). L'hypothèse d'une diagenèse semi-profonde se déroulant dans la paléo-nappe de la craie est confirmée par les données mécaniques : selon Coulon *et al.* (1988), l'hydrofracturation de la craie s'est produite à une profondeur comprise entre 150 et 250 m. Elle est également compatible avec l'épaisseur de terrains érodés depuis le Paléogène où ces phénomènes sont intervenus (*cf.* chapitre Cadre structural régional, paragraphe Craies fracturées indurées). Cette diagenèse n'a *a priori* pas de rapport avec les recristallisations et dolomitisations de grande ampleur décrites dans la craie de la région de Provins (Mégny, 2000) et ailleurs vers le centre bassin (Hanot et Renoux, 1991, 1999 ; Hanot et Thiry, 1999) (*cf.* Synthèse géodynamique régionale, chapitre : Contexte tectonique).

En ce qui concerne leur répartition, il apparaît que les craies fracturées et indurées :

- (1) sont absentes des craies du Cénomanién supérieur de cette feuille ;
- (2) sont généralement moins fréquentes dans les craies de la base du Turonien supérieur, c'est-à-dire lorsque les faciès sont légèrement argileux ou que des interbanes de marnes crayeuses séparent les couches de craie blanche ;

– (3) ont tendance à disparaître au voisinage des fonds durcis de la craie sénonienne ou turonienne.

III Gr. Grès résiduels. Ce sont des blocs et cailloux de grès jaunâtre, plus ou moins consolidés, parfois très friables. En lame mince, ce sont des quartzarénites azoïques, à grains sub-anguleux et très bien classés autour de 100-150 µm. Ils ont été observés en divers endroits de la feuille Revigny-sur-Ornain et des feuilles voisines :

– un bloc de 0,6 m³ environ était visible jusqu'en 2002 à 1,5 km au Nord-Ouest de Bussy-le-Repos à proximité de la craye de Monte-Coq (cote 195) ;

– trois blocs de taille voisine existent à 9 km plus au Sud-Ouest, sur le territoire de la feuille Châlons-en-Champagne, au lieu-dit « la Cossonière », à 500 m environ au Nord-Ouest de la Ferme des Quatre Chemins. Leurs cotes sont comprises entre 180 et 190 m mais ils reposent sur une pente relativement forte et leur position n'est sans doute pas celle qu'ils avaient à l'origine ;

– plusieurs éléments de taille décimétrique ont été observés entre 180 et 200 m dans la région de Charmont, notamment au Sud-Est du village (« la Planchotte »), au Nord, et au Nord-Ouest (« le Van »).

Par ailleurs, Laurent et Lemoine (1912) avaient signalé des blocs de grès (qu'ils avaient appelé « Grès de Fontainebleau ») au Sud-Est de Charmont et non loin de la ferme de Yonval (commune de Possesse), ainsi qu'au Nord-Ouest de Bassuet (feuille Châlons-en-Champagne).

L'existence de blocs erratiques reposant sur le « Gault », la « Gaize » et le Cénomaniens est connue dans toute la région (Meunier, 1935 ; Cailleux, 1939 ; Laurent 1948). La carte géologique Sainte-Menehould (Blondeau *et al.*, 1988) en fait mention au Nord de Passavant-en-Argonne, vers les cotes 215-225, et de nombreux autres blocs sont présents sur le territoire de la commune de Sivry-Ante, vers 178 m d'altitude, ainsi que dans le fond de Biesme, au Sud de Futeau. Sur cette feuille, Laurent (1948) les avait désignés sous le nom de « Grès de Châtrices ».

Des blocs et cailloux de grès résiduels existent également sur les feuilles Vitry-le-François (Blondeau, 1992), Fère-Champenoise (cote 208) (Laurent et Lemoine, 1912 ; Mégnien *et al.*, 1977), Vertus (Villalard *et al.*, 1977), Épernay (Hatrival et Morfaux, 1977) et Avize (Laurain *et al.*, 1986).

Il apparaît ainsi que les grès résiduels : (1) sont dispersés sur une vaste région s'étendant de l'Ile-de-France à l'Argonne, (2) reposent sur des substrats d'âge varié, et (3) se situent, dans toute la Champagne et l'Argonne, à une altitude comprise entre 180-190 m et 220 m.

Depuis G.F. Dollfus (1907) qui avait déjà reconnu l'existence de blocs sableux dispersés sur la plaine crayeuse champenoise, leur âge était traditionnellement rapporté au Stampien (Rupélien). Toutefois, cette appartenance stratigraphique n'est pas certaine et un âge beaucoup plus ancien (Thanétien ?) est une hypothèse aujourd'hui envisagée.

Arguments en faveur d'un âge thanétien :

- le Thanétien marin (sables) de l'Est de la Montagne de Reims est sensiblement à la même cote (230-240) (feuille Reims à 1/50 000, Laurain *et al.*, 1981) que les blocs observés ;
- certains faciès des « grès saccharoïdes » disséminés en Argonne et en Thiérache ardennaise (Voisin, 1981, 1988) rappellent ceux des grès plus ou moins consolidés de la feuille Revigny-sur-Ornain ; or, d'après des récoltes paléontologiques (Perreau, *in* Voisin, 1981), les « grès saccharoïdes » seraient thanétiens. Ces grès sont également appelés « Grès landéniens » en Thiérache ardennaise, en Belgique, en Picardie et « Grès du Pays de Caux » ou silcrètes quartzitiques en Haute-Normandie. Dans cette région, l'altération et la silicification ont été datées de l'épisode sparnacien, c'est-à-dire de la base de l'Éocène (Dupuis et Steurbaut, 1987 ; Dupuis *et al.*, 1998).

Arguments en faveur d'un âge rupélien :

- les blocs de grès résiduels observés sur les feuilles Revigny-sur-Ornain et Châlons-en-Champagne ne sont jamais accompagnés de fragments de silcrètes (croûtes ou masses siliceuses d'origine pédologique), alors que dans le cas des dépôts thanétiens résiduels, cette association est fréquente (*ibid.*) ;
- les lames minces observées ne montrent pas de quartz clairement pédogénisés (quartz éclatés) ;
- le microfaciès et la granulométrie, très proches, voire identiques, à ceux des « Grès de Fontainebleau » (Riveline, *in* Synthèse géologique du bassin de Paris, 1980) ou des sables stampiens de la Montagne de Reims (Laurain et Meyer, 1986a), ne permettent pas d'assimiler clairement ces matériaux aux sables thanétiens champenois, que ceux-ci soient marins ou fluvio-lacustres (Laurain et Meyer, 1986b). En effet ces derniers sont beaucoup plus hétérométriques et ne sont pas azoïques (*ibid.*) ;
- l'hypothèse d'un cortège détritique terrigène rupélien s'étendant vers l'Est jusqu'aux confins de la Champagne et de l'Argonne s'accorde bien avec la paléogéographie de la mer rupélienne qui correspond à un haut niveau eustatique et à la dernière grande transgression dans le bassin de Paris (Haq *et al.*, 1987, 1988).

Cénozoïque - Quaternaire et formations superficielles

℄. Encroûtements carbonatés à graviers crayeux. Au Nord des lieux-dits Bonval et Champ des Vaches, les replats d'interfluve situés en rive gauche de la Yèvre (partie nord-ouest de la feuille) sont parsemés de blocs à aspect de conglomérat crayeux ou de grèze grossière consolidée. Les éléments, de 1 mm à 10 mm, subarrondis à subanguleux, sont entourés par une phase de liaison très indurée où l'on reconnaît une matrice sablo-limoneuse de nature crayeuse et des ciments carbonatés variés. Les examens en lame mince soulignent la grande variété des microfaciès. Certains éléments détritiques ne semblent pas avoir subi de modifications particulières, tandis que d'autres, notamment ceux qui sont entourés par des lamines micritiques, montrent des bordures plus ou moins corrodées. Les microfaciès de la phase de liaison sont rapidement changeants. Outre la présence d'un plus ou moins grand nombre de lamines micritiques, la phase de liaison peut être constituée principalement de matériel détritique sablo-limoneux ou présenter de nombreuses plages microsparitiques à sparitiques. Les limites de ces plages sont nettes ou floues, ce qui laisse planer une incertitude sur l'importance relative des processus de cimentation *s.s.* et de recristallisation. Les plages sparitiques elles-mêmes comportent des îlots micritiques, plus ou moins nombreux et étendus, qui résultent probablement d'une recristallisation dégradante (sparmicritisation). L'association entre les figures de corrosion et les lamines en bordure des éléments lithiques évoque des phénomènes de biocorrosion par des organismes microbiens. Pour les encroûtements de même type développés sur les sols cryoturbés de la région de Reims et de Châlons-en-Champagne, la diversité et l'intrication des microfaciès, mais aussi des nannofaciès, conduisent à envisager l'induration comme le résultat d'une combinaison de processus biotiques et physico-chimiques de précipitation et de recristallisation (Loisy et Pascal, 1998). Selon ces auteurs, la genèse des encroûtements est d'âge holocène. Néanmoins, les indurations ont pu intervenir aussi bien sous des climats chauds et humides (optimum climatique de - 4 000 BP) que lors des phases plus fraîches et plus sèches. Les processus diagénétiques moteurs seraient plutôt microbiens dans le premier cas, plutôt physico-chimiques dans le deuxième (Loisy et Pascal, 1998).

Formations de versant grézeuses (« graveluche »)

• **Grèzes ou graveluches crayeuses sur craie blanche.** Les grèzes, ou « graveluches » dans la désignation champenoise, sont des formations périglaciaires de versant alimentées par la gélifraction des craies blanches du Turonien supérieur et du Sénonien. Les craies cénomaniennes sont rarement à l'origine de formations grézeuses. Les couleurs indiquées font référence au code Munsell. Les différents types de grèzes peuvent se superposer. Le type représenté sur la carte est celui qui domine en surface.

GP. « Graveluches » crayeuses. Ce matériau est constitué de granules de craie associés à une faible proportion de matrice limono-calcaire. La taille modale est généralement voisine de 4 mm mais elle peut dépasser 6 mm vers la limite amont du dépôt, à proximité de la craie déstructurée parentale. La teinte est beige à jaunâtre clair (10YR 8/2 ou 8/3 à 2,5Y 8/2). En carrière (notamment à l'intersection de la D1 et de la Come des Chèvres, ainsi que le long du chemin vicinal qui raccorde la D1 à la Ferme de la Saulx), ces graveluches crayeuses montrent un litage frustré constitué par une alternance de « lits gras » à granules dispersés dans un liant limono-sableux très calcaire et de « lits maigres » pauvres ou relativement pauvres en liant. Le pendage de ces lits est voisin de celui de la pente topographique. Les lits ont généralement une épaisseur comprise entre 2 et 6 cm. Il est probable que beaucoup de grèzes crayeuses sont litées et qu'elles se rattachent à la famille des « dépôts ordonnés ». Les diverses coupes étudiées laissent également supposer que les grèzes crayeuses constituent l'essentiel des dépôts, même si leur partie supérieure est souvent largement contaminée par des limons (*cf.* GPL). La répartition cartographique des deux types GP et GPL montre que les contaminations sont plus fréquentes en arrière de la Côte de Champagne qu'à proximité de celle-ci.

GPL. « Graveluches » limoneuses ; GPA. « Graveluches » limono-argileuses. Ces formations ont été distinguées des grèzes crayeuses par la présence d'une matrice limoneuse ou limono-argileuse dont la teneur peut dépasser 25 % (GPL) ou même 50 % (GPA) du matériau. Dans les grèzes limono-argileuses, la teneur en carbonates peut descendre en dessous de 40 %. Les teintes vont du brun clair ou brun franc (10 YR 7/3 à 10 YR 5/4) pour les premières, au brun foncé pour les secondes (7,5 YR 4/4 à l'état légèrement humide). Ces formations ne sont pas litées. Les grèzes limoneuses GPL sont plus particulièrement représentées sur les versants des vallons et vallées non drainés situés sur le revers de la « Côte de Champagne ». Pour leur part, les grèzes limono-argileuses GPA n'ont été observées qu'à deux endroits : à l'Ouest et au Sud-Ouest de Noirlieu ; leur fréquence semble donc très inférieure à ce qu'elle est sur les feuilles situées plus à l'Ouest (Mourmelon-le-Grand, Allouc *et al.*, 1995 ; Suippes, Allouc *et al.*, 2000).

Les différents types de graveluches se répartissent selon des toposéquences. Les craies déstructurées des hauts de versant passent vers l'aval aux grèzes crayeuses puis aux grèzes limoneuses. Lorsque le versant présente un point d'inflexion net, le passage GP/GPL a lieu à ce niveau mais, s'il s'agit d'un versant réglé, ce qui est fréquent, la transition se fait en principe assez haut sur la pente. Les observations sur coupe montrent par ailleurs que les grèzes GPL forment une couverture de 40-50 cm à 1 m d'épaisseur au maximum au-dessus des grèzes litées GP. Bien que des contaminations de la totalité des graveluches aient été signalées sur la feuille Châlons-sur-Marne (Labourguigne *et al.*, 1975), la superposition GPL/GP observée sur la feuille

Revigny-sur-Ornain semble plutôt la règle (*cf.* feuilles Mourmelon-le-Grand, Allouc *et al.*, 1995, et Suippes, Allouc *et al.*, 2000).

• **Hypothèses sur l'origine des grèzes de la feuille Revigny-sur-Ornain**

Comme celles des autres feuilles de Champagne crayeuse, les grèzes de la feuille Revigny-sur-Ornain obéissent à la même loi de répartition : elles ne forment de grands dépôts que sur les versants à regard compris entre les secteurs nord et sud-est, avec un développement maximal sur les pentes orientées vers l'Est et le Nord-Est. Les autres orientations ne donnent lieu qu'à des recouvrements modestes ou négligeables en épaisseur et/ou en extension. L'origine périglaciaire de ces dépôts explique leur localisation préférentielle sur les versants les plus soumis aux alternances gel-dégel. Les granules et les limons sableux très calcaires des « lits gras » correspondent à des cryoclastes : il s'agit de fragments et de particules détachés par la formation des cristaux de glace (*cf.* Laurain *et al.*, 1995 et synthèses *in* Ozouf, 1983 ; Campy et Macaire, 1989). La fragmentation et l'amenuisement se sont produits dans les poches de cryoturbation qui recouvrent une grande partie des craies blanches de Champagne (Durand, 1979). La succession de « lits gras » et de « lits maigres » traduirait pour sa part le caractère épisodique mais récurrent du mode de mise en place. Les « lits gras » correspondraient à des épandages par gélifluxion (solifluxion associée aux phases de dégel), tandis que les « lits maigres », à texture ouverte, résulteraient de l'entraînement sélectif des fines par ruissellement superficiel (Laurain *et al.*, 1995 et synthèses *in* Ozouf, 1983 ; Campy et Macaire, 1989) et, probablement, par circulation hypodermique. L'évolution, souvent constatée sur les feuilles voisines (*cf.* Mourmelon-le-Grand (Allouc *et al.*, 1995) et Suippes (Allouc *et al.*, 2000)), depuis des grèzes crayeuses en profondeur jusqu'à des grèzes limoneuses, voire argilo-limoneuses, en surface ne peut être dissociée de la disparition du litage. C'est pourquoi, même si des apports de limons par le vent (Blondeau *et al.*, 1988) et par transfert latéral de particules sous l'effet du ruissellement ne peuvent être exclus, il apparaît que les processus pédogénétiques de décarbonatation superficielle jouent probablement un rôle majeur. L'intensification de la coloration qui accompagne l'évolution structurale et texturale des grèzes est d'ailleurs une signature d'évolution pédologique (Laurain *et al.*, 1995).

Des petites accumulations de grèze peuvent exister ici et là sur le haut des versants, notamment à proximité de la crête. D'origine différente, elles impliquent une accumulation sous le vent et peuvent correspondre à la construction d'une petite dune (Durand et Dutil *in* Labourguigne et Mégnien, 1975 ; Laurain, 2001).

Formations de versant non gréseuses

Les dépôts de versant résultant de la dynamique périglaciaire ou des remaniements holocènes sont ubiquistes mais ils prennent une importance qui justifie une représentation cartographique lorsqu'ils sont alimentés par les « Sables verts inférieurs » albiens ou par les marnes et craies argileuses du Cénomaniens et du Turonien. Par ailleurs, quelques glissements de terrain ont été observés sur les assises de passage entre la « Gaize » et les « Marnes de Brienne ».

S1. Dépôts alimentés par les « Sables verts inférieurs ». Dans le coin sud-est de la feuille, il n'est pas rare que des sables lavés issus de l'érosion des « Sables verts inférieurs » descendent largement en contrebas du mur de la formation parentale. Ces épandages de 0,5 à 1 m d'épaisseur peuvent couvrir localement des surfaces significatives. La limite avec la formation en place n'est généralement pas déterminable sur le terrain, elle est déduite de la position supposée du mur.

S2. Dépôts alimentés par les marnes et craies argileuses du Cénomaniens et du Turonien. Ces dépôts d'épaisseur généralement métrique sont particulièrement bien représentés sur les versants qui dominent les affluents situés en rive droite de la Vière, notamment dans la partie nord de la feuille. Il s'agit d'un matériau constitué par un mélange complexe de granules crayeux gris jaunâtre et d'une matrice argilo-calcaire à marneuse de couleur brune. La proportion de granules est très rapidement changeante en fonction : (1) des variations lithologiques du substratum, et (2) de la pente, laquelle favorise l'appauvrissement en fines. L'augmentation de la teneur en granules se signale généralement par des taches plus claires qui tranchent sur la couleur brune de l'ensemble du matériau. La gélifraction des assises les plus résistantes du substratum est à l'origine des granules mais le mode de mise en place de ces dépôts de versant implique des processus de déplacement différentiel assistés par l'eau d'imbibition. En effet, la variabilité des faciès et leur distribution anarchique, ainsi que la topographie plus ou moins bosselée de certains versants, évoquent des superpositions et imbrications complexes de coulées de gélifluxion ou de solifluxion. Ces formations sont par ailleurs particulièrement sensibles à l'érosion linéaire, et l'érosion en rigoles peut prendre une importance notable sur les pentes si le sol est nu ou porte des cultures à faible pouvoir couvrant.

SM. Glissements en masse affectant les alternances de faciès gaize, gaize argileuse et marnes ou les assises de passage entre le « Gault » et la « Gaize ». Les glissements les plus importants sont situés au Nord-Ouest de Bettancourt-la-Longue. Il est probable que le glissement des couches superficielles a été favorisé par des différences de perméabilité et de comportement mécanique liées aux variations lithologiques. Des glissements

affectant les faciès argileux de la base de la « Gaize » sont également visibles sur le versant est de la Chée au Nord de Maison du Val.

Formations alluviales

Les cours d'eau, surtout l'Ornain et la Saulx, ont déposé des nappes alluviales épaisses. Ces dernières forment deux systèmes :

- les reliques des hautes terrasses R_{Fw} et, surtout, les grandes nappes des moyennes terrasses F_{X1} et F_{X2} témoignent d'un paléo-écoulement SE-NW en direction de l'Aisne supérieure. Ces alluvions ont été déposées par l'« Ornain-Saulx » antérieurement à sa capture (Gardet, 1937 ; Harmand *et al.*, 2002) ;
- les alluvions anciennes postérieures à la capture de l'« Ornain-Saulx » sont représentées par les basses terrasses F_{Y1} et F_{Y2}. Les alluvions F_{Z1} et F_{Z2} forment respectivement les très basses terrasses et les alluvions de fond de vallée. Les nappes F_Z s'étalent largement dans la plaine alluviale du Perthois où coulent de nombreux cours d'eau : la Saulx, l'Ornain, la Chée et la Vière (feuille Revigny-sur-Ornain), la Marne et la Blaise (feuilles Saint-Dizier et Vitry-le-François).

Schématiquement, les formations alluviales sont des complexes lithologiques formés de dépôts grossiers plurimétriques surmontés de limons dont l'épaisseur n'excède pas deux mètres. Les galets (2 à 6 cm en général) des alluvions grossières sont issus du remaniement de cryoclastes provenant des calcaires tithoniens du bassin supérieur de la Saulx (Barrois).

• Alluvions anté-capture

R_{Fw}. Alluvions résiduelles des hautes terrasses. Des témoins des plus anciennes paléonappes de l'« Ornain-Saulx » sont présents vers 190 m d'altitude à l'Ouest et au Nord de Charmont et vers 190-195 m d'altitude près de Saint-Mard-sur-le-Mont. Ils forment de modestes placages situés en inversion de relief sur la craie cénomaniennne. Des galets calcaires isolés disséminés dans les limons ont également été observés au NNE de Possesse et au Nord-Est de Noirlieu.

F_X. Alluvions des moyennes terrasses F_{X1} et F_{X2}. Les alluvions F_X jalonnent la dernière plaine alluviale de l'« Ornain-Saulx » avant sa capture par la Marne. Ces vastes terrasses en inversion de relief sont situées le long d'un axe Laimont – Nettancourt – Givry-en-Argonne. L'altitude du toit décroît progressivement de 190-195 m au SSE, à 175 m au NNW. Dans la partie nord de la feuille Revigny-sur-Ornain, ces terrasses forment actuellement la limite de bassin versant entre la Marne au Sud et l'Aisne au Nord.

Il est parfois possible de distinguer Fx1 et Fx2, comme à Charmont ou dans la région de Laheycourt. En revanche, dans d'autres secteurs, comme au Nord de Sommeilles et à l'Est de Givry-en-Argonne, les alluvions Fx1 et Fx2 apparaissent sous forme de « glaciais polygénique » noté Fx1-2.

Fx1. Les alluvions Fx1 se situent sur les marges ouest et nord de l'ancien prisme alluvial de l'« Ornain-Saulx » à environ 180-190 m d'altitude. Il n'existe pas de bonne coupe. Seuls les dépôts grossiers sont visibles sur 1 m à 1,5 m. Ce sont des galets de calcaires jurassiques mélangés à une matrice sableuse essentiellement calcaire.

Fx2. Les alluvions Fx2 constituent les formations alluviales les plus abondantes et les plus épaisses. Elles se prolongent sur les feuilles voisines : Vaubécourt à l'Est, Sainte-Menehould et Monthois au Nord. L'épaisseur des alluvions Fx2 atteint souvent plusieurs mètres : 10 m environ à Laimont et à Nettancourt, 7,5 m à Givry-en-Argonne par exemple. À l'échelle de la formation, ces alluvions présentent une succession de mégaséquences granodécroissantes vers le haut. Lorsqu'elles sont complètes, les mégaséquences débutent par des cailloutis à matrice sableuse, se poursuivent par des granules et sables, et se terminent par des limons argileux, voire des argiles. Toutefois les mégaséquences granulométriques réelles ne sont pas toujours complètes, et, dans une ou plusieurs d'entre elles, les termes grossiers, médians ou fins peuvent être absents. (*cf. fig. 5 in Harmand et al., 2002*).

Les faciès grossiers sont visibles sur 5 m environ dans la gravière située à l'Ouest de Laimont, au lieu-dit « Les Côtes ». Ce sont principalement des galets pluricentimétriques disposés en strates subhorizontales à limites floues ou constituant le remplissage de chenaux plurimétriques à pluridécamétriques. La matrice sableuse, peu abondante, est à la fois calcaire et quartzeuse. Des lentilles d'extension pluridécimétrique à plurimétrique de matériel sableux, silto-sableux ou même argileux peuvent y être intercalées à différents niveaux, soulignant ainsi la variabilité de la sédimentation fluviale. La médiane du matériel grossier avoisine ou dépasse 10 mm, la part des éléments de plus de 5 mm représentant entre 50 % et 90 % du total des éléments.

Des faciès fins antérieurs aux alluvions grossières ont été étudiés en détail dans une gravière située à l'Est de Vassincourt (Guillaume, 1982). Ces dépôts de limons quartzeux et d'argiles (« série fine » *auct.*) ont livré des éléments faunistiques (*Equus caballus*, *Bos primigenius*) et un mobilier archéologique (bifaces) rapporté à la transition Acheuléen moyen à supérieur (*cf. paragraphe Extension régionale et âge des alluvions*).

Les dépôts de recouvrement des alluvions grossières sont des limons homogènes, généralement décarbonatés. Épais de 1 à 2 m, ils peuvent recouvrir indistinctement les alluvions grossières et le substratum, quel que

soit l'âge de ce dernier. Il s'agit probablement des limons de débordement pour l'essentiel mais (1) ils peuvent avoir été contaminés par des apports éoliens locaux pendant les périodes froides, et (2) les processus pédogénétiques de lessivage qui ont suivi leur décarbonatation ont entraîné un enrichissement relatif en limons dans les horizons supérieurs (*cf.* paragraphe : Limons et chapitre : Occupation du sol).

• **Alluvions post-capture**

. **Bassin de la Marne : la Saulx, l'Ornain, la Chée, la Vière**

Fy. Alluvions des basses terrasses, RFy Alluvions des basses terrasses démandelées ou peu épaisses.

Alluvions des basses terrasses. Les galets de calcaire tithonien qui les constituent pour l'essentiel sont issus directement du Barrois ou sont remaniés des alluvions anté-capture.

Dans le bassin de la Marne, les alluvions des basses terrasses peuvent être subdivisées en deux niveaux.

Fy₁ et RFy₁. Les alluvions Fy₁ sont les plus abondantes et leur épaisseur est souvent de plusieurs mètres (5 m environ à Villers-le-Sec). Leur altitude, comprise entre 165 m et 140 m selon leur position géographique, les situe à +15/20 m en bordure de l'Ornain et de la Saulx et à +25 m dans le bassin de la Vière. Ces alluvions forment de grandes nappes au débouché de la vallée de la Saulx (Sud d'Andernay), ainsi qu'en bordure des vallées de l'Ornain et de la Chée (Brabant-le-Roi, Alliancelles, Villers-le-Sec). La grande nappe située entre Alliancelles et Villers-le-Sec s'étendait largement vers le Nord ainsi qu'en témoignent les alluvions résiduelles RFy₁ mélangées à des limons. Un seul placage alluvial a été observé le long de la Vière, à l'Est de Vernancourt.

Fy₂ et RFy₂. Les alluvions Fy₂ sont séparées des alluvions plus basses par un talus ou un glacis de raccordement où affleure le substratum. Leur altitude est comprise entre 155 m et 125 m selon leur position géographique. Ce sont généralement des petits placages étagés à +5/7 m en bordure des vallées de l'Ornain (à l'Ouest de Laimont), de la Chée (au Sud-Est de Sommeilles) ou le long de la vallée de la Vière. Elles constituent toutefois d'importants placages en rive gauche de la Vière (entre la ferme de Yonval et Possesse, de même qu'au Sud-Est de Vernancourt), tandis qu'en rive droite, ceux-ci sont exigus ou formés d'alluvions résiduelles RFy₂ mélangées au substratum.

Fz. Alluvions Fz₁ et/ou Fz₂ indifférenciées des très basses terrasses et de fond de vallée. Dans la partie orientale de la feuille, il

s'agit des alluvions de la Chée, de l'Ornain, et de la Saulx, tandis que dans sa partie occidentale, ce sont les alluvions de la plaine du Perthois où convergent ces cours d'eau.

Dans les deux cas, les épaisseurs révélées par les nombreux forages sont généralement comprises entre 4 et 6 m mais des épaisseurs localement beaucoup plus importantes ont été reconnues : 8 à 10 m dans la vallée de l'Ornain au Sud-Ouest de Laimont, probablement 16 m en fond de vallée près de Mognéville. Au contraire, l'épaisseur est faible, voire nulle, lorsque la Chée ou la Vière entaillent les marnes albiennes.

Comme les alluvions plus anciennes, les alluvions FZ de la Chée, de l'Ornain et de la Saulx, sont riches en galets de calcaires jurassiques issus du Barrois. Dans le Perthois, les alluvions FZ montrent deux nappes emboîtées. Les dépôts appartenant à la plus ancienne, notée FZ1, sont également représentés par de vastes épandages d'alluvions grossières à galets de calcaires tithoniens recouvertes de limons de débordement. Ces alluvions forment souvent une très basse terrasse dominant de +3/+5 m les lits mineurs actuels, à l'Ouest de Sogny-en-l'Angle ou au Nord de Jussecourt-Minecourt par exemple. La formation FZ2 correspond aux dépôts subactuels à actuels : alluvions grossières dans les vallées principales et dépôts fins, silteux, dans les vallées secondaires. Toutefois, l'absence de talus marqué entre très basses terrasses et fonds de vallée n'a pas permis de différencier que très localement les formations FZ1 et FZ2.

Sur la bordure du Perthois et dans le bassin de la Vière, les cours d'eau traversent des terrains de nature différente, y compris des formations alluviales anciennes. La composition des alluvions FZ est donc très variable d'une vallée à l'autre ou d'amont en aval d'un même cours d'eau. Ainsi, dans le fond des vallées de la Vière et du Jardon, on peut observer successivement : (1) des galets de calcaires jurassiques, (2) des galets de gaize, (3) des sédiments sableux à silto-argileux. De même, le lit mineur du Vanichon montre des barres constituées de galets, graviers et sables crayeux près de Vanault-les-Dames, tandis que près de sa confluence avec la Vière, les dépôts sont principalement argilo-silteux.

. Bassin de l'Aisne : l'Aisne et ses affluents (l'Ante, l'Orlan, le Coubreuil)

Les alluvions des bas et très bas niveaux sont absentes sur la feuille.

Fz. Alluvions de fond de vallée. Les alluvions actuelles à subactuelles de l'Aisne sont visibles dans le coin nord-est de la feuille. Ce sont des limons sablo-argileux gris foncé à noir qui recouvrent un large lit majeur occupé par des pâturages temporairement inondables.

En aval des deux étangs artificiels qui barrent sa haute vallée, les alluvions de l'Ante sont principalement limoneuses à limono-argileuses. Ces limons

fluviatiles contiennent 5 à 10 % de granules de craie en amont de l'étang de Givry-en-Argonne et quelques galets repris des terrasses anciennes en aval de celui-ci. Les alluvions FZ de l'Orlan sont argilo-limoneuses, celles du Coubreuil sont limono-argileuses. Leur épaisseur reste de l'ordre du mètre.

• **Extension régionale et âge des alluvions**

Rares dans les vallées supérieures des cours d'eau encaissés dans les assises du Jurassique supérieur (Ornain, Saulx), les nappes alluviales anté et post-capture sont abondantes sur les sables et les couches argilo-marneuses du Crétacé (Gault, Sables verts supérieurs et marnes du Cénomanién). Les alluvions anté-capture (essentiellement les alluvions notées Fx2 sur la feuille de Revigny-sur-Ornain) constituent un large prisme alluvial qui s'étend au Nord jusqu'au secteur de la confluence Aisne-Ante (feuille Sainte-Menehould) (fig. 3, hors-texte). Au Nord de cette paléo-plaine alluviale d'environ 30 km², appelée le « Paléo-Perthois » (Harmand *et al.*, 2002), la vallée de l'Aisne est encaissée dans la Gaize albienne. Les terrasses y sont moins larges, sauf à l'Ouest de Sainte-Menehould et en rive droite de l'Aisne (Blondeau *et al.*, 1988 ; Laurain *et al.*, 1998).

Sur la feuille Revigny-sur-Ornain, les alluvions post-capture forment l'extrémité nord-est du Perthois marnais, plaine alluviale d'environ 45 km². Cette plaine commune à la Saulx, à la Marne, et à leurs affluents, s'étend largement au Sud-Ouest vers Vitry-le-François et Saint-Dizier.

Le site de Vassincourt (formation Fx2) constitue actuellement le seul exemple de découverte d'ossements et d'artefacts *in situ* dans l'Est du bassin de Paris. Les éléments faunistiques, notamment la présence de *Palaeoloxodon antiquus* et de *Mammuthus primigenius*, ainsi que le mobilier archéologique (bifaces) rapporté à la transition Acheuléen moyen à supérieur, dateraient la base de ces alluvions Fx2 de 330 à 300 000 ans (Guillaume *et al.*, 1992). Ces découvertes sont à rapprocher des récoltes d'ossements faites par Patte (1937) dans les alluvions anté-capture des vallées de l'Ante et de l'Aisne, et par Pâque (1943) dans les alluvions de l'Ornain à Vassincourt. Les restes fossiles montraient la coexistence d'une « faune chaude » à *Palaeoloxodon antiquus* et d'une « faune froide » à *Mammuthus primigenius* qui n'aurait pu se réaliser qu'au début du « Riss » (Guillaume, 1982). Les analyses palynologiques effectuées dans la « série fine » de Vassincourt indiquent que celle-ci s'est mise en place sous climat tempéré se détériorant progressivement : les spectres polliniques sont successivement dominés par le bouleau, puis le pin, tandis que, postérieurement, apparaissent des spores de végétation steppique (Guillet, *in* Guillaume, 1982).

Les alluvions grossières se sont déposées en période froide : l'abondance de galets calcaires implique une cryoclastie active dans le Barrois, tandis que l'étalement des alluvions sur plusieurs kilomètres de largeur est la signature

d'un style fluvial en tresses. Enfin, le mauvais classement des alluvions grossières et les indices d'aplatissement des galets, voisins de 3, semblent confirmer leur caractère périglaciaire.

L'âge « saalien » (ou « rissien ») des alluvions des moyennes terrasses, et l'âge « weichsélien » (ou « würmien ») des plus basses terrasses, sont confortés par plusieurs arguments :

– les datations Résonance Paramagnétique Electronique (RPE) réalisées sur les sables quartzeux de la formation Fx2 ont révélé un âge de 177 ± 23 ka et 199 ± 11 ka à Laimont, et de 209 ± 21 ka à Vroil (Cojan et Voinchet, 2003). Ces âges situent la dernière formation anté-capture de l'Ornain-Saulx dans le stade isotopique 6 ;

– les âges U/Th à 98 700 ans (+ 12 500, - 11 200) et 102 320 ans \pm 800 réalisés sur spéléothèmes des puits du karst de la Cousance (feuille Saint-Dizier) montrent que la Marne s'écoulait au plus à 10/15 m au-dessus de son talweg actuel au début du Weichsélien (Quinif, Pons, *in* Jaillet, 2000). Les alluvions Fy1 communes à la Saulx et à la Marne dateraient ainsi de la première moitié du Weichsélien (Harmand *et al.*, à paraître, 2005) ;

– l'important épandage alluvial du Perthois date vraisemblablement du Tardiglaciaire, comme dans les autres vallées du bassin de Paris (Pastre *et al.*, 1991 ; Lefèvre *et al.*, 1993). D'après les études effectuées dans le bassin de la Marne inférieure (Pastre *et al.*, 1991, 2000), l'incision de l'Ornain, de la Saulx et de leurs affluents dans les alluvions Fz1 se situerait entre la fin du Tardiglaciaire et le début de l'Holocène.

Cette chronologie est en accord avec les données récentes obtenues dans les vallées de la Meuse, de la Moselle et de la Meurthe (Lefèvre *et al.*, 1993 ; Cordier, 2004) où les alluvions du fond de vallée sont rapportées au Tardiglaciaire et à l'Holocène, tandis que les trois formations fluviales antérieures ont été datées du Weichsélien supérieur, du Weichsélien inférieur et de la fin du Saalien.

• **La capture de l'Ornain et de la Saulx**

La feuille Revigny-sur-Ornain couvre le site de capture de l'« Ornain-Saulx » qui s'écoulait vers le Nord. La Chée n'était qu'un affluent de ce paléocours d'eau. La capture de l'« Ornain-Saulx » par un affluent de la Marne a été mise en évidence dès la première moitié du 19^e siècle (Buvignier, 1852) et précisée au 20^e siècle (Gardet, 1937 ; Pâque et Cailleux, 1946 ; Tricart, 1948). Postérieure au dépôt des alluvions Fx2, cette capture s'est réalisée entre la fin du Saalien et le début du Weichsélien, âges des alluvions Fx2 et Fy1 (*cf.* paragraphe : Extension régionale et âge des alluvions).

Il est probable que cette capture s'est effectuée par déversement au sommet de la formation Fx2 (fig. 4, hors-texte). En effet, lors du stade isotopique 6,

comme pendant les autres périodes froides du Quaternaire, la cryoclastie a généré dans le Barrois beaucoup de matériel disponible. Dans la région de Revigny-sur-Ornain et de Nettancourt, l'alluvionnement anté-capture avait surélevé le lit de l'Ornain, de la Saulx et de la Chée d'une dizaine de mètres. Enfin, les processus d'érosion latérale sous les environnements froids du Pléistocène ont été particulièrement actifs dans les formations argilo-marneuses situées à la limite des bassins versants de la Marne et de l'Aisne. Au contraire, les nappes alluviales grossières avaient un effet protecteur sur les paysages, comme en témoignent les terrasses alluviales en inversion de relief.

Toutefois, à l'échelle du Plio-Quaternaire, la capture de « l'Ornain-Saulx » est due également au rôle de l'érosion différentielle (Harmand *et al.*, 2002). Elle s'est en effet effectuée aux dépens de cours d'eau (Ornain, Saulx et Chée) perchés dans leurs cours supérieurs sur les calcaires du Tithonien, au profit de la Vière qui, alimentée par les aquifères de la côte de Champagne, a surcreusé sa vallée dans les formations argilo-marneuses de l'Albien et du Cénomanien. Dans la région du site de capture, la pente longitudinale des cours d'eau est encore accusée : le fond de vallée se situe à 153 m à la limite est de la feuille de Revigny, non loin des affleurements des calcaires tithoniens, et à 105 m au Sud-Ouest de cette feuille, sur les « Marnes de Brienne ».

La localisation des alluvions anté-capture Fx2 - les plus occidentales d'entre elles se situant au Sud de Sermaize-les-Bains (Lejeune *et al.*, 2002) et à Vroil - montre que la capture de l'« Ornain-Saulx » a été réalisée par un affluent de rive droite de la Vière entre Sermaize-les-Bains et Alliancelles (fig. 3 et 4, hors-texte). Toutefois, avant la capture, le cours de la Vière devait être sensiblement différent de son tracé actuel. Les changements de direction de ce dernier résultent probablement de réorganisations locales du drainage et d'une extension de son bassin versant vers le Nord. En effet, au Nord de Charmont, la Vière draine actuellement la nappe alluviale Fx2, ce qui implique qu'au droit de la Ferme de Monthiers, le fond de l'ancienne vallée de l'« Ornain-Saulx » a été incisé d'une quarantaine de mètres. En revanche, aucune trace d'un éventuel paléo-écoulement de la Marne vers l'Aisne (Tricart, 1948) n'a été observée sur la feuille Revigny-sur-Ornain. Plusieurs nappes étagées ont été cartographiées le long de la vallée de la Marne perthoise, notamment sur la feuille de Vitry-le-François (Blondeau *et al.*, 1988). Les plus anciennes d'entre elles pourraient être antérieures à la capture de l'« Ornain-Saulx » (Tricart, 1948 ; Lejeune *et al.*, 2002) et témoigneraient d'une pérennité du tracé de la Marne dans le Perthois au moins depuis le Quaternaire moyen.

Formations alluvio-colluviales, colluvio-alluviales et colluviales

F-C. Formations alluvio-colluviales. La notation F-C concerne principalement les formations qui bordent les petits affluents de la Vière dans

leur traversée des terrains cénomaniens et turoniens. Il s'agit soit de nappes recouvrant le glaciaire qui borde les alluvions actuelles ou subactuelles, soit de petits placages résiduels surélevés de quelques mètres par rapport Fz. On y reconnaît un mélange de granules crayeux provenant du Sénonien ou des assises turoniennes et cénomaniennes, et de matériel limono-argileux grisâtre à brunâtre. Le façonnement fluvial des granules est souvent modeste mais on trouve çà et là quelques petits galets crayeux aplatis et relativement émoussés.

C-F. Formations colluvio-alluviales et colluviales. SC. Formations colluviales remaniées par glissement gravitaire. Ce sont les dépôts qui colmatent le fond (1) des vallons et vallées sèches actuelles (formations colluvio-alluviales), ou (2) des dépressions et cuvettes (formations colluviales). Ces dépôts sont alimentés par les formations avoisinantes : substratum ou autres formations superficielles. Ils peuvent en avoir partiellement les caractéristiques mais on note toujours une forte destructuration et une perte de cohésion par rapport au matériel initial, notamment si celui-ci provient du substratum. Il en résulte la possibilité de mise en mouvement sous forme de langues de solifluxion, de loupes de glissement ou de coulées boueuses lorsque la pente est suffisamment forte. Le petit cône de déjection (noté **SC**) qui termine un vallon ENE-WSW situé au Nord-Est de Vroil a probablement pour origine des coulées boueuses anciennes.

Les formations colluvio-alluviales les plus typiques sont celles des vallons et vallées sèches de la craie blanche. Lorsque ces thalwegs étaient drainés, les apports latéraux subissaient une reprise longitudinale plus ou moins importante. C'est la raison pour laquelle, si l'on excepte les horizons de surface, les matériaux de ces vallons et vallées sèches ont une charge en granules importante ; de plus, le façonnement fluvial des éléments y devient perceptible dans leur partie aval.

Les colluvions des dépressions et cuvettes des terrains crayeux sont souvent enrichies en matériel limono-argileux de couleur brune. Au contraire, les colluvions alimentées par les formations marneuses sont difficiles à différencier de la roche mère. Elles ont été reconnues à partir des critères précités, et en tenant compte de la topographie.

Formations résiduelles

A. **Formations résiduelles sur marnes turoniennes.** Les surfaces substructurales et les replats qui affectent les marnes crayeuses et les craies argileuses du Turonien inférieur et moyen sont parfois nappées de formations résiduelles argilo-limoneuses à limono-argileuses, décarbonatées, assez fortement colorées en brun ou en brun-rouge. Ces altérites ne représentent que

des lambeaux plus ou moins étendus dans la partie sud de la zone d'affleurement des terrains turoniens mais ils prennent de l'importance dans sa partie nord. Elles sont fréquemment associées aux formations périglaciaires de versant (notées S) et il est possible qu'elles les surmontent parfois. Entre Possesse et Vanault-le-Châtel, le passage de N à S (dépôts de versant) est le lieu d'abondantes concrétions aplaties ou ovoïdes de 1 à 8 cm, de couleur brun-rouge à brun-noir. Ces concrétions sont principalement constituées d'oxyhydroxydes de fer *s.l.* (goethite accompagnée par un peu d'hématite) alors que leur cœur, généralement poreux et contenant des moulages externes de cristaux cubiques à faces striées (pyrite), est entouré d'un cortex de cristaux plus ou moins prismatiques et rayonnants à habitus de marcasite. Ce « fer fort » résulte donc de l'oxydation secondaire de sulfures de fer qui avaient probablement épigénisé des terriers. Les processus de remplacement ont également concerné la calcite car une térébratule épigénisée en oxyhydroxydes de fer *s.l.* a également été récoltée au SSW de Bussy-le-Repos.

La teinte brun-rouge de ces altérites est principalement due aux minces films d'oxyhydroxydes qui recouvrent et colorent les argiles et les silts. Par rapport aux roches mères, on note, outre la décarbonatation, une légère perte en argiles compensée par un gain équivalent en silts fins (*cf.* lexique). Le cortège minéral argileux est également peu différent de celui du substratum sous-jacent, avec seulement une diminution de quelques pour cent en smectites.

Compte tenu : (1) de leur association avec les formations de versant S, (2) de leur épaisseur souvent importante (1,5 m à plus de 2 m dans les parties les plus éloignées des limites d'érosion), et (3) de la signification paléoclimatique de l'hématite (alternances saisonnières marquées avec une période favorisant la dessiccation), il est possible que ces formations se soient développées pendant le dernier optimum climatique (- 4 000 BP) sur des matériaux résultant du remaniement périglaciaire du substratum.

Formations limoneuses

Complexe des limons. Les couvertures limoneuses non superposées aux alluvions posent de nombreux problèmes cartographiques et génétiques : cartographiques car il est difficile d'apprécier leur épaisseur sans sondage systématique à la tarière ; génétique car, malgré leur aspect relativement constant, les limons reconnus sur la feuille Revigny-sur-Ornain ont des origines variées et probablement mixtes. C'est la raison pour laquelle ils ont été regroupés sous la dénomination « complexe des limons » qui met en relief la diversité des agents de mise en place mais ne privilégie aucun processus génétique en particulier.

Les limons qui recouvrent les alluvions anciennes Fx et Fy ou les alluvions actuelles à subactuelles Fz sont essentiellement des limons de

débordement ; ils ont été cartographiés comme alluvions (*cf.* chapitre : Formations alluviales) et ne sont donc pas concernés par cette notation.

LH1. Complexe des limons de plaine et de plateau. Sous cette désignation sont regroupés les placages de limons qui reposent sur le « Gault » et les « Marnes de Brienne » ou, de manière plus modeste, sur les assises de la « Gaize ». La couverture limoneuse est étendue et souvent épaisse sur toute l'Argonne méridionale (Eimberck-Roux, 1977). Elle y dépasse 1 m et même 1,5 m en de nombreux endroits (*ibid.*). Vers le Sud, par delà la plaine alluviale de la Saulx, de l'Ornain et de la Chée, elle s'étend sur une bonne partie du Perthois marnais (Magniant et Dutil, 1969). Cependant, malgré sa vaste distribution, la couverture limoneuse est discontinue et d'épaisseur rapidement variable ; cette dernière ne dépasse pas 0,5 m sur les surfaces légèrement inclinées et le substratum apparaît dès que la pente approche 10°. Lithologiquement, il s'agit d'un matériel jaunâtre, à toucher soyeux, contenant généralement entre 10 et 30 % d'argiles, 60 et 70 % de limons et 3 à 10 % de particules > 50 µm. La teneur en fer libre (responsable de la couleur jaunâtre) est comprise entre 8 et 15 % environ. L'origine de ces limons est probablement complexe et les modes de mise en place sont très certainement variables selon les sites. L'hypothèse éolienne a été longtemps privilégiée (Eimberck-Roux, 1977 ; Magniant et Dutil, 1969). Il est vraisemblable qu'une partie du matériel provient d'apports lointains et, plus encore, d'apports locaux, puisque les limons des alluvions anciennes de l'« Ornain-Saulx », ainsi que le matériel détritique fin de la « Gaize » ont pu constituer d'importantes sources d'alimentation. Toutefois, cette hypothèse explique difficilement la modestie, voire l'absence, de dépôts limoneux sur les marnes cénomaniennes et turoniennes, alors que le relief n'y est pas plus contrasté que sur les terrains albiens. Une explication alternative, ou au moins complémentaire, résiderait dans les processus pédogénétiques d'érosion sélective d'argiles fines par les eaux de ruissellement (appauvrissement *s.s.*) et de lessivage. En effet, les sols sur limons sont généralement des sols bruns lessivés à horizon éluvial limoneux surmontant un horizon argillique d'accumulation (Eimberck-Roux, 1977 ; Magniant et Dutil, 1969). Or le processus de lessivage ne peut apparaître qu'après la décarbonatation totale du profil, ce qui est d'autant plus rapide que la teneur en carbonates de la roche mère est plus faible. Quels que soient les processus mis en jeu, l'évolution des dépôts limoneux LH1 s'accompagne probablement d'une dégradation de certains minéraux phylliteux. Ainsi, dans le prélèvement REV IV-3, le cortège des minéraux argileux contient 54 % de vermiculite, alors que cette espèce est absente dans les formations du substratum albien.

LH2. Complexe des limons de bordure des alluvions anciennes. Ces limons bordent ou prolongent les nappes d'alluvions antérieures à la capture de l'« Ornain-Saulx » ; ils sont tous situés sur des interfluves. Macroscopiquement, les limons LH2 ont sensiblement les mêmes

caractéristiques que les limons LH1 mais les analyses granulométriques y révèlent une teneur en particules supérieures à 50 µm un peu plus élevée : elle peut atteindre 15 %. Quelques galets épars provenant des alluvions anciennes de l'« Ornain-Saulx » peuvent y être récoltés localement ; ils présentent toujours d'importantes marques de dissolution. Plus encore que pour les limons LH1, il est particulièrement difficile de faire la part entre les origines possibles : apports fluviaux, apports éoliens (probablement locaux pour l'essentiel), altération - dissolution et évolution pédologique du matériel allochtone, voire du substratum.

Formations anthropiques

X. Ouvrages divers. En dehors des principales agglomérations et des zones d'activité qui les accompagnent, les formations anthropiques ne représentent une superficie significative que dans deux cas : l'ancienne gare Nettancourt – Sommeilles et la plate-forme de stockage de déchets située le long de la D75, à l'Est de Brabant-le-Roi.

CADRE STRUCTURAL

ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE STRUCTURALE ET DE LA CARTE GÉOLOGIQUE

Carte structurale

La structure de la feuille Revigny-sur-Ornain est représentée par les courbes de niveau (courbes isohypses ou plus simplement isohypses) de surfaces géologiques repères. Ces dernières sont reconnues en sondage ou sur le terrain par la lithologie (toit des « Sables verts inférieurs » albiens, mur des « Sables verts supérieurs » cénomaniens, toit des craies ou craies argileuses du Cénomaniens supérieur, toit des marnes crayeuses et craies argileuses turoniennes), ou restituées à partir de datations par les foraminifères quand la lithologie est très homogène (toit des biozones T/c - T/S et S/a des craies du Turonien et du Coniacien). Dans les cas intermédiaires (ici le toit du « Gault »), on utilise principalement divers critères lithologiques de terrain ou de laboratoire mais des datations par la microfaune permettent de contrôler la validité des interprétations (*cf.* le paragraphe : Conditions d'établissement de la carte).

Lorsque les surfaces-repères correspondent à des différences lithologiques, les isohypses sont construites à partir des points cotés précis observés sur le terrain. L'interprétation est complétée par l'intégration d'observations extérieures à ce repère qui indiquent si la surface à représenter est située au-dessus ou au-dessous du point d'observation.

Lorsque les surfaces-repères doivent être restituées à partir de datations micropaléontologiques, l'information donnée au cartographe est le plus souvent un intervalle correspondant à une ou plusieurs zones de foraminifères. La surface à représenter ne passe donc pas par des points précis mais à travers des segments verticaux représentant un intervalle altimétrique qui est lui-même fonction (1) de la précision des déterminations micropaléontologiques, et (2) de l'épaisseur accordée aux biozones. La restitution s'effectue alors en plusieurs étapes jusqu'à l'obtention de la surface la plus simple possible intégrant le maximum de points de prélèvement. Dans une première étape, les esquisses structurales sont tracées pour chaque toit de biozone indépendamment des autres. Chaque point indique si la surface à représenter est située au-dessus ou au-dessous du point d'échantillonnage. La deuxième étape consiste à superposer les différentes esquisses obtenues et à faire des hypothèses sur l'épaisseur de chaque biozone. Cette opération permet de définir, pour chaque point, un intervalle altimétrique probable tenant compte des épaisseurs supposées. Par exemple, un point d'altitude 150 m où a été déterminée la biozone Tc (± 45 m d'épaisseur), indique que le toit de T/c peut être compris entre 150 m et 195 m. Ainsi peut être tracée une seconde esquisse structurale relative, cette fois, à un nombre restreint de surfaces-repères. La troisième étape consiste à vérifier que les anomalies éventuelles révélées par la carte structurale ne sont pas liées à une mauvaise évaluation des épaisseurs ou à une attribution stratigraphique incertaine. Le cas échéant, il faut reprendre totalement l'étape 2 et éliminer les points qui n'ont pu être validés. Malgré toutes ces précautions, la structure ainsi restituée doit être prise avec précaution car elle ne peut donner d'indications que sur l'allure générale des déformations.

Carte géologique

Les contours géologiques sont construits par intersection des surfaces topographiques et structurales. Le contour d'une surface-repère passe obligatoirement par l'intersection d'une courbe de niveau topographique et de l'isohypse de même cote car, en ce point, la surface choisie et la topographie sont à la même altitude. Dans ces conditions, une modification de l'interprétation structurale entraînerait *ipso facto* une modification des contours.

La précision des contours est donc identique à celle des courbes structurales et des surfaces-repères utilisées. Cependant, les conséquences cartographiques des marges d'erreur des interprétations structurales varient fortement en fonction de la pente topographique. C'est ainsi qu'une petite erreur altimétrique sur la position d'un repère peut se traduire par un fort déplacement horizontal du contour géologique en terrain peu penté (dans la craie par exemple), alors qu'un écart altimétrique beaucoup plus important ne se traduit que par un faible déplacement horizontal du contour en terrain plus

accidenté (base des « Sables verts inférieurs » par exemple). En outre, certaines limites lithologiques sont progressives (contact « Gaize » ou « Marnes de Brienne » avec les « Sables verts supérieurs », passage des craies et marnes du Cénomaniens supérieur aux marnes du Turonien inférieur, par exemple). Les observations de terrain sont donc entachées d'une certaine imprécision, difficilement quantifiable. Ces contacts ont cependant été utilisés pour restituer une structure et des contours qui sont donc à considérer avec discernement.

Une carte en isohypses renseigne sur la forme d'une surface, elle se lit donc comme une carte topographique. La terminologie change en conséquence : un glacis ou un versant devient un monoclin, lignes de crêtes et talwegs sont respectivement des anticlinaux et des synclinaux, les talus sont des flexures ou des failles selon l'interprétation en structure souple ou cassante. En effet, compte tenu des conditions d'affleurement, les contacts faillés ne sont pratiquement jamais observables.

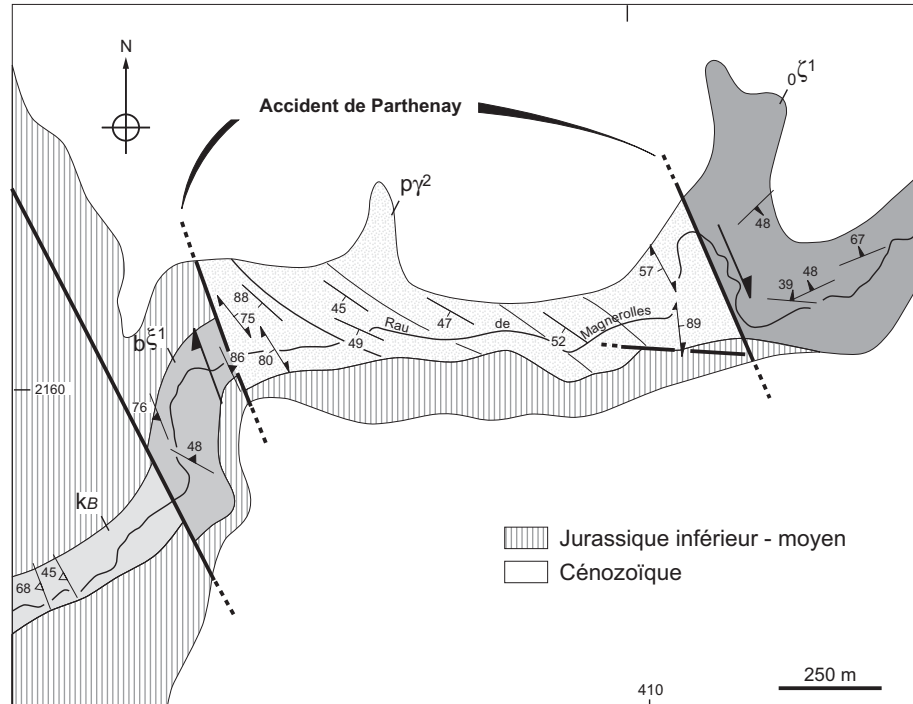
DESCRIPTION DES STRUCTURES DE LA FEUILLE REVIGNY-SUR-ORNAIN

Les failles

La structure de Revigny-sur-Ornain est surtout marquée par le passage dans sa partie orientale d'un grand linéament subméridien qui débute au Sud, dans la région de Joinville, et se termine au Nord, au-delà de Sainte-Menehould (fig. 6, hors-texte). Ce linéament est ici constitué d'une faille principale (la faille de Noyers-le-Val) accompagnée de quelques accidents d'importance secondaire (fig. 5).

La faille de Noyers-le-Val est une faille Nord-Sud d'allure sigmoïde, entièrement comprise dans l'emprise de la feuille. Débutant dans la région de Mognéville, son rejet prend rapidement de l'importance : il atteint 50 m à l'Est de Revigny-sur-Ornain, se maintient entre 40 et 50 m jusqu'au Nord de Noyers-le-Val, puis décroît progressivement vers le coin nord-est de la feuille. C'est une faille normale et contraire accompagnée d'une double flexuration qui a pour conséquences d'amoinrir le pendage sur le compartiment ouest surélevé et de l'accélérer dans le compartiment est effondré. Ce phénomène de compensation laisse supposer un jeu en extension plutôt que purement vertical, et une faille courbe en profondeur, probablement ancrée sur un accident important du socle anté-mésozoïque.

Les autres accidents cassants sont d'importance moindre. Deux petits accidents compliqueraient la faille de Noyers-le-Val en forêt de Belval. Passés inaperçus dans les interprétations structurales utilisant le toit des



« Sables verts inférieurs » albiens, qui ne laissaient supposer qu'une flexuration sur le compartiment surélevé, ils ont été rendus nécessaires par l'intégration des observations sur le contact « Gault/Gaize » mais restent cependant hypothétiques. Un accident de quelques mètres de rejet a été supposé sur le compartiment surélevé à l'Ouest de Noyers-le-Val. Cet accident permettrait d'expliquer : (1) des anomalies structurales observées en forage et à l'affleurement au sommet du « Gault », et (2) l'amointrissement de la pente déjà signalé. Il est possible que cet accident rejoigne celui de Mognéville qui se marque, à l'Ouest de cette localité, par un très beau relief en rive gauche de la Saulx, avant de se prolonger vers le Sud sur la feuille Saint-Dizier.

Plus à l'Ouest, l'interprétation structurale révèle une flexuration NE-SW importante entre Possesse et Saint-Mard-sur-le-Mont, et une autre NNW-SSE à l'Est de Vanault-les-Dames. Il est possible que ces flexurations correspondent à des failles qui pourraient dépasser 10 m de rejet mais les observations de terrain ne permettent pas de conclure.

Il en est de même dans la région de Vavray-le-Petit et Vavray-le-Grand où l'interprétation de terrain conduit à des valeurs de pendage très élevées pour cette région (30 ‰). Des différences entre le terrain et les résultats de forages de recherche d'eau, lesquels indiquent un pendage en sens inverse, viennent en outre compliquer le problème qui reste donc sans solution.

Les déformations souples

Globalement, la structure est celle d'un monoclinale gauchi présentant une concavité marquée, d'axe approximatif NW-SE. Cela se traduit par des isohypses essentiellement N-S sur la moitié septentrionale de la carte et SW-NE sur la moitié méridionale. Cette concavité a valeur de synclinal (synclinal de Mognéville – Vernancourt). Son axe est toutefois impossible à tracer dans le détail car il est compliqué par des ondulations de faible amplitude qui viennent en brouiller la lecture. C'est ainsi qu'une ondulation « synclinale » se développe en E-W de Villers-au-Vent à Vernancourt à travers la faille de Noyers-le-Val. C'est ainsi également que l'Ouest de la carte est accidenté de trois ondulations « synclinales » NW-SE. Du Sud au Nord : le synclinal de Bassu pratiquement limité à la feuille (fig. 5), le synclinal de Vanault-le-Châtel qui se prolonge vers le Nord-Ouest, le synclinal de Contault-le-Maupas qui semble, comme le précédent, converger vers le synclinal de Châlons-en-Champagne défini sur la feuille de Suippes (Le Roux et Allouc *in* Allouc *et al.*, 2000).

Le pendage moyen des couches affleurantes diminue très sensiblement d'Est en Ouest, passant de 15-20 ‰ à moins de 10 ‰. Les valeurs extrêmes

sont mesurées autour de la faille de Noyers-le-Val : 7,5 % à l'Ouest sur le compartiment surélevé, plus de 40 % à l'Est dans le compartiment effondré.

CADRE STRUCTURAL RÉGIONAL

Les failles

La faille de Noyers-le-Val n'est qu'une composante du grand linéament subméridien des failles de la Marne (fig. 6, hors-texte). Allongé sur près de cent kilomètres, ce linéament est constitué de multiples failles souvent courbes qui se relaient de manière complexe. À hauteur de Bar-le-Duc, des accidents obliques NNE-SSW viennent s'y greffer (failles de Haironville et de Seigneulles). Tous ces accidents présentent des caractéristiques communes : (1) leur regard est toujours est, (2) le compartiment effondré est accompagné d'une flexuration importante vers la faille, ce qui en augmente considérablement le rejet, et (3) cette flexuration s'accompagne fréquemment d'une fracturation responsable de l'apparition de petits fossés à rejet dissymétrique allongés le long de la faille principale.

De Joinville à Bar-le-Duc, ce système se superpose exactement à une très importante anomalie gravimétrique : anomalie de Saint-Dizier (ou de Vitry-le-François ou de Wassy) (Le Roux, 1997, 2000). Il est donc évident que sa présence est due au rejet en extension d'un accident ancré dans le socle du bassin de Paris.

Au Sud de Joinville, le système méridien se courbe vers l'Est, assurant la jonction des deux fossés tectoniques de Joinville et de Gondrecourt-le-Château. D'orientation NNE-SSW, ces fossés ont cependant des caractéristiques qui les différencient nettement des failles du linéament de la Marne : très rectilignes, ces fossés ont des rejets symétriques et n'apportent que peu de changement à la structure locale ; ils font partie d'un système de mêmes caractéristiques qui s'étend, au Nord de la faille de Vittel, de Doulevant-le-Château (Haute-Marne) à Châtenois (Vosges). Leur passage ne s'accompagne d'aucune anomalie gravimétrique. Il est donc hâtif de parler d'un système de fossés de la Marne englobant le fossé de Joinville. Leur origine est probablement différente. Certains des éléments du linéament de la Marne ont en effet joué pendant la sédimentation, bien avant l'apparition des fossés tectoniques dont la mise en place est réputée oligocène (Le Roux, 2000).

Les déformations souples

Le synclinal de Mognéville – Vernancourt (fig. 5) représente la retombée nord de l'importante ondulation anticlinale de Trois-Fontaines qui s'étend

plus au Sud (fig. 6, hors-texte). Sa culmination, surélevée de plus d'une centaine de mètres, se développe vers l'WSW depuis le Sud de Mognéville (Forêt de Trois-Fontaines) jusqu'au-delà de Vitry-le-François. L'axe de cette ondulation anticlinale correspond exactement au bord nord de l'anomalie gravimétrique de Saint-Dizier. Elle s'efface vers l'Est au passage du linéament de la Marne, en même temps que l'anomalie gravimétrique décroche vers le Sud. Elle est donc également l'expression dans le revêtement sédimentaire du jeu de structures du socle hercynien, structures dont la nature et la signification demeurent encore inconnues.

La discordance infra-crétacée

La différence de pendage déjà notée entre les assises du Jurassique et celles du Crétacé est à attribuer à deux causes qui agissent ensemble.

D'une part, le pendage régional s'amointrit vers l'Ouest, vers le centre du bassin, au fur et à mesure que l'on rencontre les assises les plus élevées du Crétacé. La raison en est à rechercher dans la subsidence du bassin qui a été constamment plus forte au centre qu'en périphérie. Vers la bordure, les horizons inférieurs acquièrent de ce fait une pente plus grande durant le comblement du bassin.

D'autre part, la discordance du Crétacé sur le Jurassique s'accompagne d'un relèvement important des couches vers le Nord et probablement vers l'Est, ce qui a pour résultat de tronquer les couches anté-Crétacé de plus en plus profondément jusqu'à les faire totalement disparaître vers l'Ardenne. La coupe géologique et la figure 2 illustrent ce propos, de même qu'elles mettent en évidence les modalités de l'importante transgression des « Sables verts albiens » sur un substratum jurassique largement érodé.

CRAIES FRACTURÉES ET INDURÉES

Indépendamment des déformations régionales mises en évidence par les cartes structurales, indépendamment aussi des fractures générées par compaction et tassement (Hibsch *et al.*, 2003), la Craie blanche de l'Est champenois est le siège de déformations se traduisant par une fréquence remarquable de craies fracturées et indurées (CFI).

Les craies fracturées et indurées signalées sur les feuilles Suippes, Sainte-Menhould, Mourmelon-le-Grand et Reims (Allouc *et al.*, 2000), ainsi que sur la feuille Châlons-sur-Marne (Labourguigne *et al.*, 1975 ; Coulon et Frizon de Lamotte, 1988 ; Coulon, 1992 ; Allouc *et al.*, 2000) sont également présentes dans les craies du Turonien supérieur et du Coniacien de la feuille

Revigny-sur-Ornain. Les explorations relatives à la présente étude et de nouvelles observations sur les feuilles Châlons-sur-Marne et Suippes, confirment les alignements (« bandes ») hectométriques à kilométriques de direction N20°E à N35°E (Allouc *in* Allouc *et al.*, 2000) mais permettent également d'envisager l'existence de quelques alignements conjugués N150-170° E (N30-10°W). Ces derniers ne sont cependant pas clairement exprimés cartographiquement. Localement, les « bandes » ont tendance à se regrouper en « couloirs » N25-30° E mais l'extension longitudinale de ces derniers dépasse rarement quelques kilomètres. L'organisation hiérarchisée entrevue sur la feuille Suippes (Allouc *in* Allouc *et al.*, 2000) demande donc à être confirmée régionalement.

Les affleurements de « pierres volantes » qui permettent de restituer les « bandes » ont des dimensions très variables. Les plus modestes sont de longueur décamétrique (les fragments de CFI sont peu abondants et dispersés sur quelques ares seulement), tandis que les plus importants sont de longueur généralement plurihectométriques pour une largeur pluridécamétrique (les fragments de CFI sont alors abondants et dispersés sur des centaines d'ares). Les « bandes » importantes peuvent se suivre sur plusieurs kilomètres mais, dans ce cas, il s'agit souvent de relais. Les « bandes » s'amenuisent et disparaissent de manière progressive ou, au contraire, s'interrompent brutalement, même les plus larges. Dans le cas le plus courant (densité moyenne), leur écartement est généralement de 350 à 400 m, mais dans les zones de forte densité, celui-ci n'est que de 50, 75 ou 100 m.

Les zones à forte densité de CFI et comportant des « bandes » de largeur métrique ou plurimétrique sont probablement moins sensibles à l'érosion que les craies blanches typiques. Les reliefs de côte rectilignes et orientés N20-30°E correspondent souvent à de telles zones (Côte de Champagne au Nord-Ouest de Bassu et de Vanault-le-Châtel, Nord-Ouest de Noirlieu). Dans le cas contraire, les CFI n'ont qu'une incidence minime, voire pas d'influence, sur la topographie.

D'après les observations dans diverses carrières des feuilles voisines (notamment au Sud de Poix, le long de la D 254, feuille Suippes, et au Mont Favarger, feuille Châlons-sur-Marne), les « bandes » de CFI sont toujours associées à des fractures. Ces dernières sont souvent planes, verticales à subverticales, évoquant un réseau de diaclases, mais les fractures courbes ne sont pas rares. Qu'elles soient planes ou gauches, leur direction est comprise entre N15-30°W (N165-150°E) et N40°E. Lorsque les fractures ont évolué en veines syntaxiales à remplissage fibreux, l'organisation de la cimentation syntectonique montre que l'ouverture s'est déroulée de manière discontinue, en 2, 3 ou parfois 4 phases. Le système de fracturation NNE-SSW (N20-40°E) apparaît souvent comme le plus développé et le mieux exprimé mais ce n'est pas systématique et, localement, les fractures N30-40°W (N150-

140°E) peuvent aussi être très ouvertes (jusqu'à 7 ou 8 cm). Souvent, le déplacement relatif des lèvres semble se limiter à un simple écartement mais des marqueurs tectoniques peuvent parfois être observés. La datation relative des mouvements à l'aide de ces marqueurs implique successivement : (1) un mouvement en décrochement sénestre pour le système NNE-SSW, (1') un premier mouvement en décrochement dextre, très modestement exprimé, pour le système NNW-SSE, (2) une petite composante en faille normale (à regard généralement ouest) reprenant ou effaçant les marqueurs des systèmes précédents, (3) un deuxième coulissage sénestre, parfois très bien exprimé, pour le système NNW-SSE. Ce rejeu sénestre sur le système NNW-SSE recoupe ou efface les marqueurs liés aux déplacements antérieurs et donne lieu à de très beaux stylolithes dans les CFI. Il est donc postérieur à l'induration de la craie.

La dispersion des directions observées apparaît donc liée à une fracturation polyphasée, ce qui rejoint les observations réalisées dans différents secteurs de Champagne crayeuse (Coulon et Frizon de Lamotte, 1988 ; Coulon, 1992 ; Allouc *et al.*, 2000). Une première phase de compression approximativement N-S (probablement pyrénéenne) aurait engendré des joints de cisaillement conjugués NNW-SSE (dextres) et NNE-SSW (sénestres), les fractures subméridiennes ayant valeur de fente de tension. Cette fracturation initiale serait ensuite reprise dans une extension oligocène ESE-WNW. L'extension oligocène variant de N50°E à N115-120°E, n'a pas besoin d'être omnidirectionnelle pour expliquer le rejeu en ouverture ou en faille normale des fractures NNW-SSE à NNE-SSW. Enfin, la compression alpine NW-SE d'âge miocène serait responsable des rejeux tardifs sur le système NNW-SSE qui est correctement orienté pour être repris en décrochement sénestre. L'étude de la fracturation de la Côte-d'Or et de la Bresse Chalonnaise (fossé de la Saône) (Bergerat, 1986) ou de la Lorraine (Steiner, 1980a, b) avait conduit à des conclusions voisines.

La variabilité des directions de fractures à l'échelle locale, celle d'une carrière par exemple, s'explique aussi par les inhomogénéités lithologiques ou les anisotropies structurales, lesquelles entraînent des modifications ponctuelles du champ de contrainte et de la direction de σ_3 . Au reste, même dans les formations mal stratifiées ou à bancs épais, ce qui est le cas dans une certaine mesure des craies turono-sénoniennes, la direction des fractures peut varier assez largement (Lorenz *et al.*, 1991). Au contraire, à l'échelle régionale, l'orientation de la plupart des « bandes » selon une direction N20° E à N35° E peut s'expliquer si l'on considère que la fracturation oligocène correspond pour l'essentiel à une réactivation du système de lithoclasses mis en place durant la phase de compression éocène.

Les leviers montrent que les bandes de CFI existent au moins dans toute la Craie blanche comprise dans le triangle délimité par Vitry-le-François,

Sainte-Menehould, et les buttes témoins qui précèdent la Côte de l'Île-de-France dans la région de Reims (avec néanmoins une densité beaucoup plus faible à l'Ouest de Mourmelon-le-Grand et de Les Grandes Loges) (Allouc *et al.*, 2000). Leur cartographie détaillée en rive droite de la Marne (Allouc, inédit), de part et d'autre du tracé de la supposée « Faille d'Omey » (*cf.* feuille Châlons-sur-Marne, Labourguigne *et al.*, 1975) ne permet de mettre en évidence ni densité, ni lithologie particulières ; la fréquence des brèches hydrauliques, notamment, y est la même que dans les secteurs avoisinants. L'étude de secteurs distants de plusieurs dizaines de kilomètres à l'Est (cette feuille) ou à l'Ouest (région de Vadenay et Bouy, *cf.* feuille Suippes, Allouc *et al.*, 2000) conduit également à des observations peu différentes. Il est difficile dans ces conditions de relier les craies fracturées et indurées à une structure régionale particulière, notamment à un « couloir tectonique Mayence-Sancerre », dont la faille d'Omey serait la limite régionale nord (Coulon et Frizon de Lamotte, 1988 ; Coulon, 1992). Il s'agirait plutôt d'une fracturation diffuse à l'échelle régionale, se développant dans un ensemble structuralement très simple (« structurally drabed area » des auteurs anglo-saxons), sans faille d'importance régionale.

Cette fracturation et les transformations lithologiques qui lui sont associées reflètent les conditions dans lesquelles se sont appliquées les contraintes anisotropes à l'Oligocène : la diminution de la contrainte principale minimale σ_3 (qui a même pu devenir négative) a permis à la pression interstitielle d'approcher sa valeur, et localement de l'excéder, dans une partie importante du massif crayeux de l'Est champenois. Les filonnets et les brèches, signatures de processus de fracturation assistée, voire hydraulique (Gretener, 1981 ; Coulon et Frizon de Lamotte, 1988 ; Mercier et Vergely, 1992 ; Richard *et al.*, 1997), montrent bien que la pression interstitielle a égalé ou dépassé σ_3 local en maints endroits.

Ce système de fractures reflète aussi les propriétés pétrophysiques particulières des matériaux crayeux : relative homogénéité, bonne porosité mais perméabilité réduite, bonne transmission des contraintes (faible accommodation des déformations et temps de relaxation court), résistance à la rupture faible, que ce soit en traction ou en cisaillement (Dessenne et Duffaut, 1970 ; Lorenz *et al.*, 1991).

L'absence de CFI dans les craies cénomaniennes tient probablement à diverses causes. Plusieurs hypothèses complémentaires peuvent être avancées : (1) la composante isotrope de la charge lithostatique s'oppose à l'ouverture des fractures, (2) la fraction argileuse associée à la matrice carbonatée étend le domaine de déformation plastique du matériau, et (3) la présence d'interbanes de marnes crayeuses gêne la propagation verticale des ruptures (Lorenz *et al.*, 1991).

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES ET CONTEXTE DE DÉPÔT

Un des apports majeurs de la stratigraphie séquentielle (Posamentier *et al.*, 1988) a été de montrer que l'évolution dans le temps des caractères de l'enregistrement sédimentaire résultent du différentiel entre la vitesse de création d'espace disponible pour le dépôt des sédiments d'une part, et la vitesse de remplissage de cet espace par le flux sédimentaire d'autre part (Jervey, 1988 ; Posamentier *et al.*, 1988). La vitesse de création de d'espace disponible (encore appelée accommodation, *cf.* glossaire) est fonction des déformations de la lithosphère (c'est-à-dire de la tectonique) et/ou des variations du niveau absolu de la mer (c'est-à-dire de l'eustatisme). Lorsque l'accommodation est plus rapide que le remplissage sédimentaire, le niveau marin relatif est de plus en plus haut (ou, ce qui revient au même, les dépôts sont de plus en plus profonds) et le fond marin est progressivement soustrait à l'action des facteurs hydrodynamiques. Dans le cas contraire, les dépôts enregistrent l'accroissement du niveau d'énergie. L'exemple suivant illustre cette évolution : (1) sédiments fins montrant uniquement des perturbations d'origine biologique, (2) sédiments fins à intercalations silteuses ou sableuses et structures sédimentaires indiquant l'action de vagues de tempête (100 à 200 m selon les conditions locales), (3) sédiments sableux et structures sédimentaires reflétant l'action des vagues de tempête mais aussi de beau temps (10-20 m avec un maximum de 50 m environ), (4) sédiments principalement sableux où dominent les effets des courants de marées et où apparaissent des caractères d'avant-plage. Il est évident que l'exemple précédent représente un cas idéal et que la réalité est plus complexe. Ainsi, selon les conditions locales, l'enregistrement des vagues de beau temps peut être partiellement ou totalement remplacé par celui des courants de marée ou, en environnement deltaïque, par celui (4 bis) des apports fluviaux de crue. Les milieux de sédimentation correspondant aux dépôts successifs de l'exemple cité sont : (1) le large inférieur, (2) le large supérieur, (3) l'avant côte, (4) la zone intercotidale (intertidale) ou (4 bis) le front de delta. Un espace disponible nul correspond à des dépôts de plage ou de plaine côtière puis, lorsque le caractère continental s'affirme, à des dépôts de plaine alluviale (fluviaux et/ou lacustres, ...).

La méthodologie utilisée pour reconstituer l'histoire des systèmes sédimentaires comporte donc deux étapes. Dans un premier temps, l'analyse et l'interprétation de l'enregistrement sédimentaire à partir des données paléontologiques et sédimentologiques (structures sédimentaires, caractéristiques granulométriques, composition minéralogique) permettent de caractériser les milieux de sédimentation correspondant à chacune des formations géologiques reconnues. Dans un deuxième temps, l'enregistrement sédimentaire est analysé dans son aspect évolutif en prenant en compte les variations du niveau marin relatif qui traduit l'existence de cycles

transgressifs-régressifs à différentes échelles. En effet, « La variation de niveau marin relatif résulte de l'addition de trois types de signaux élémentaires (Guillocheau, 1995) : (1) cycliques périodiques (à haute fréquence : quelques dizaines à quelques centaines de milliers d'années), (2) cycliques non périodiques (de moyenne durée : quelques millions d'années) et (3) non cycliques (de longue durée : de la dizaine à la centaine de millions d'années) » (Robin *et al.*, 2000). « Une cause glacio-eustatique est le plus souvent évoquée pour les signaux à haute fréquence. Les signaux non périodiques à basse « fréquence » enregistrent des variations de vitesse de subsidence de durée comprise entre 10 et 40 Ma, correspondant à des événements géodynamiques globaux (Vail *et al.*, 1991 ; Guillocheau, 1991 ; Rioult *et al.*, 1991 ; Sloss, 1991, ...) » (Robin *et al.*, 2000). Il semblerait que dans le bassin de Paris, bassin flexural intracratonique reposant sur un socle cadomien et varisque (Perrodon et Zabeck, 1990 ; Autran *et al.*, 1994), les variations non périodiques du niveau marin relatif de la mer, de durée comprise entre 1 et quelques millions d'années, soient principalement d'origine tectonique (Robin *et al.*, 2000).

Du Trias inférieur (Scythien = Buntsandstein si l'on se réfère au Trias de faciès germanique) à la base du Crétacé supérieur (Cénomanién), neuf cycles stratigraphiques transgressifs-régressifs majeurs, c'est-à-dire de durée comprise entre 5 et 40 Ma, ont été identifiés (Robin *et al.*, 2000). Les terrains allant de l'articulation Jurassique-Crétacé à la fin du Crétacé supérieur concernent les cycles six à neuf. L'enregistrement sédimentaire met également en évidence des changements brutaux de sédimentation, changements qui traduisent des modifications profondes des paléopaysages et des paléoenvironnements à certaines périodes. Ainsi, les sédiments du Jurassique supérieur se sont déposés sur une plate-forme carbonatée ou mixte terrigène/carbonatée en domaine marin ouvert (exception faite du Tithonien), alors que le Crétacé inférieur (du Berriasien supérieur à l'Albien) est pour sa part constitué de faciès terrigènes continentaux (plaine alluviale et côtière) ou marins peu profonds (lagon, baie, delta, ...) (Robin *et al.*, 2000).

Le sixième cycle (Kimméridgien - limite Berriasien inférieur/supérieur), ne peut être mis en évidence sur la feuille Revigny-sur-Ornain mais il est bien défini dans le Barrois et dans le système de failles de la Marne. La succession « Calcaires gris verdâtres inférieurs », « Oolithe vacuolaire », « Calcaires gris verdâtre supérieurs », « Dolomies verdâtres supérieures » en constitue la phase régressive. En effet, ces formations à faciès purbeckien, d'abord représentées par des boues calcaires plus ou moins bioclastiques ou oolithiques du domaine marin ouvert, évoluent vers des dépôts lagunaires. Ce cycle s'achève par une discontinuité intra-berriasienne qui marque la limite avec les « faciès wealdiens » du cycle suivant (Rusciadelli, 1996 *in* Robin *et al.*, 2000).

Le cycle Berriasien-Barrémien terminal qui correspond en partie aux « faciès wealdiens », commence par les sables rapportés au Valanginien. Dans la Meuse et en Haute-Marne, ces dépôts continentaux discontinus sont généralement stériles, hormis quelques débris végétaux indéterminables. Se biseautant sur la feuille Revigny-sur-Ornain, le « Calcaire à Spatangues », s'étend dans le Barrois et le système de failles de la Marne (Stchépinsky, 1962). Ce faciès littoral dominé par les vagues représenterait le maximum de la transgression (rapportée à l'Hauterivien terminal par Rusciadelli, 1996, *in* Robin *et al.*, 2000). Au-dessus, la tendance régressive débute avec l'« Argile ostréenne », dépôt de milieu littoral peu profond (Fauvel *et al.*, 1980), puis s'affirme avec les sables plus ou moins argileux à concrétions ferrugineuses sommitales. Ces sables de plaine côtière (Fauvel, 1980) sont affectés par une altération continentale de type ferrallitique à leur partie sommitale. Latéralement à la feuille Revigny-sur-Ornain, cette ferrallitisation d'âge barrémien est connue dans l'Aube, où elle se manifeste par des argilisations et ocrifications des formations marines hauteriviennes (Ferry *et al.*, 2001), ainsi qu'en Haute-Marne, vers Saint-Dizier et Joinville, où les concrétions de « fer fort » concentrées dans les poches karstiques de la surface (jurassique ?) résultent de l'altération de sédiments d'âge crétacé inférieur (Casanova *et al.*, 2001). Cette altération est associée à une phase de déformation positive qui affecte tout l'Est de la France et s'étend même au-delà, vers le Luxembourg et la Belgique orientale (Quesnel, 2003). En effet, il en existe des témoins jusqu'au Nord de Briey, près de la frontière luxembourgeoise (Borne de fer), où une altérite à cuirasse ferrugineuse développée aux dépens de calcaires et de marnes bajociens a été datée de 120-130 Ma, c'est-à-dire du Barrémien (Théveniaut *et al.*, 2002 ; Quesnel, 2003).

Le cycle Barrémien terminal - Albien basal, de faible durée, présente un maximum de transgression enregistré en domaine marin ouvert par les « Argiles à Plicatules » du Bédoulien (Aptien inférieur). Les « Sables blancs » ou « Sables et grès jaunâtres » du Gargasien (Aptien supérieur) forment la partie régressive du cycle. Ces sables sont vraisemblablement des dépôts très littoraux, peut être pour partie des sables de plage (Fauvel, 1980).

Le cycle Albien basal - Cénomaniens débute par les « Sables verts inférieurs », épandages terrigènes relativement grossiers distribués par les courants de marées en milieu infratidal. Le maximum de la transgression est caractérisé par des sédiments terrigènes fins appartenant au domaine marin ouvert du large inférieur : ce sont les « Argiles du Gault » ou « Gault » de l'Albien moyen à supérieur. La composante détritico-silto-sableuse s'affirme avec la « Gaize de l'Argonne » d'âge vraconien (Albien supérieur élevé) qui reflète probablement le début de la régression sur la bordure nord-est du bassin. Ce dépôt littoral de milieu généralement abrité, aux eaux certainement très productives avec indices de déficit en oxygène dans le sédiment (bioturbation forte mais oligospécifique), a été favorable à la prolifération

d'éponges siliceuses. On retrouve la même signature à l'Ouest (Pays de Caux, Picardie) et au Sud-Ouest du bassin (Yonne), alors qu'au Sud de l'Argonne méridionale (partie centrale de la feuille Revigny-sur-Ornain), le faciès gaize passe progressivement aux « Marnes de Brienne », dépôts terrigènes fins du large inférieur.

Les « Sables verts supérieurs », de la base du Cénomaniens, marquent une récurrence des conditions littorales et franchement détritiques qui étaient celles des « Sables verts inférieurs » albiens. Ensuite, la sédimentation traduit l'installation d'une vaste plate-forme constituée de boues bioclastiques, d'abord mélangées d'apports terrigènes, puis franchement carbonatées, avec de fréquents indices de fonds fermes et durcis. Comme en Normandie (Juignet, 1980 ; Juignet et Breton, 1992), ce sont les premières manifestations de la mise en place de la plate-forme de la craie.

L'approche séquentielle des dépôts crayeux post-cénomaniens reste délicate, comme le confirment les études récentes entreprises à la faveur de forages implantés dans la région de Provins où l'épaisseur de la « Craie blanche » est maximale (Barrier, 2000). C'est la raison pour laquelle il n'existe pas encore de modèle de faciès permettant de proposer des cycles transgressifs-régressifs pour le Crétacé supérieur post-cénomaniens (Robin *et al.*, 2000). Pour autant, divers arguments paléontologiques, notamment les traces fossiles (Ekdale et Bromley, 1984 ; Mortimore et Pomerol, 1991), permettent de situer un haut niveau marin relatif dans les biozones suivantes : *Collignoniceras woolgari* (Turonien moyen), *Uintacrinus socialis* ou base de *Marsupites testudinarius* (Santonien supérieur), *Goniot euthis quadrata* (Campanien inférieur *p.p.*). Au contraire, les biozones à *Subprionocyclus neptuni* (Turonien supérieur) et à *Offaster pilula* (Campanien basal) seraient contemporaines de bas niveaux marins relatifs (*ibid.*). En d'autres termes, dans les faciès crayeux qui représentent des dépôts pélagiques de mer épicontinentale, le passage des marnes et craies argileuses du Turonien inférieur et moyen aux craies du Turonien supérieur et du Sénonien n'a pas de traduction simple en terme de hauteur du niveau marin relatif. Par ailleurs, en l'absence d'affleurements, seule une esquisse peut être proposée pour la paléogéographie de la mer maastrichtienne. Il est vraisemblable qu'elle s'étendait largement vers l'Est et le Nord du bassin, recouvrant même tout ou partie du massif ardennais (Colbeaux *et al.*, 1977) car : (1) des foraminifères du Maastrichtien supérieur (notamment *Laffiteina bibensis*), associés à d'autres faunes remaniées du Crétacé supérieur, ont été trouvés dans les premiers dépôts paléocènes de la région de Vertus et du Mont Aimé (*cf.* discussion in Blondeau, 1987), et (2) des silex campaniens et maastrichtiens gisent, dans l'ordre stratigraphique, sur plusieurs mètres d'altérites à silex, dans les Hautes Fagnes et sur les hauts plateaux ardennais, vers 650-700 m (Bless *et al.*, 1991).

Le Crétacé se termine par une discontinuité majeure. Elle correspond à une continentalisation du bassin, avec érosion du Maastrichtien (Crétacé terminal), karstification et évolution pédogénétique (Quesnel *et al.*, 1996 ; Thiry et Simon-Coinçon, 1996 ; Quesnel, 1997).

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

CONTRÔLE DE L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE

Les grands traits de l'évolution sédimentaire, constatée à la fois dans le temps et dans l'espace, sont gouvernés par des facteurs intervenant à l'échelle de la région, voire à celle du bassin.

Comme ceux du Trias et du Jurassique, les cycles stratigraphiques majeurs (10-40 Ma) du Crétacé résultent, en partie ou totalement, de variations d'accommodation (*cf.* glossaire) d'origine tectonique ; ces variations d'accommodation sont contemporaines d'événements géodynamiques majeurs ayant affecté la plaque eurasiatique (Robin *et al.*, 2000). Il en est de même pour les cycles intermédiaires de 1-5 Ma (*ibid.*). Certains de ces cycles, et les discontinuités associées, peuvent être rapprochés des grands événements géodynamiques structurant le domaine ouest-européen du Trias à l'Actuel (Ziegler, 1989 ; Mascle *et al.*, 1994). Ainsi, la discordance intra-berriasiennne (ainsi que la discordance intra-purbeckienne à la limite Jurassique-Crétacé) sont l'expression de l'ouverture du golfe de Gascogne. Elles correspondent à la « phase » néo-cimmérienne d'extension ouest européenne (Ziegler, 1989).

La phase régressive associée au cycle Barrémien terminal-Albien basal et la discordance de l'Aptien terminal enregistrent un événement majeur : la fin du stade rift dans le Golfe de Gascogne et le début de la convergence alpine (Graciansky *et al.*, 1988 ; Robin *et al.*, 2000 ; Guillocheau *et al.*, 2000). Cette discordance signe donc la fin du régime extensif qui a prévalu dans le bassin durant le Trias et le Jurassique (Robin *et al.*, 2000 ; Guillocheau *et al.*, 2000).

Après un bref retour du régime extensif (Albien à Turonien), une compression NE-SW s'installe dès la fin du Turonien. Ce régime aboutira à la discordance du Crétacé terminal qui est l'expression de la collision alpine (Méginn, 1980 ; Robin *et al.*, 2000 ; Guillocheau *et al.*, 2000).

Les dépôts cénozoïques du centre du bassin peuvent également être subdivisés en trois cycles transgressifs-régressifs majeurs mais les vicissitudes de la sédimentation cénozoïque montrent que la création d'espace disponible est généralement restée faible (Robin *et al.*, 2000 ; Guillocheau *et al.*, 2000). Ceci s'explique par le régime essentiellement

compressif qui résulte du déplacement de la plaque africaine vers la plaque eurasiatique.

L'histoire crétacée et cénozoïque du bassin de Paris fait donc apparaître des successions de cycles majeurs d'une durée de 10-40 Ma. L'examen du régime de subsidence tout au long de l'histoire du bassin (Robin *et al.*, 2000) montre que ces cycles majeurs sont, (1) corrélés aux phases tectoniques de ralentissement et d'accélération de la subsidence, et (2) se surimposent à une subsidence à long terme sur 230 Ma résultant de la relaxation thermique selon le modèle de McKenzie (1978).

Il apparaît ainsi que le remplissage sédimentaire du bassin de Paris reflète non seulement les fluctuations de divers paramètres : vitesse de subsidence à plus ou moins long terme, variations eustatiques et flux sédimentaires, mais aussi les déformations lithosphériques du domaine ouest-européen.

CONTEXTE TECTONIQUE

Une partie non négligeable du pendage des couches a été acquise au cours de la sédimentation, en fonction de la disposition des aires de subsidence. Cependant, la structuration du bassin ne saurait se réduire aux modalités de son remplissage. D'importantes crises tectoniques ont ponctué son histoire, certaines responsables de mouvements d'ensemble de la lithosphère, notamment du relèvement des bords du bassin (la discordance du Crétacé en est un excellent exemple), d'autres responsables du jeu d'accidents tectoniques hérités ou non du socle hercynien (Le Roux, 1999, 2000).

Le bassin de Paris se met en place progressivement à partir de l'Est : une gouttière de sédimentation, d'abord continentale jusqu'au Buntsandstein (inclus), puis marine, progresse vers l'Ouest, déposant des sédiments détritiques diachrones. La région de Revigny-sur-Ornain n'est atteinte par la mer qu'au cours du Muschelkalk, le centre du bassin à la fin du Keuper. Au Lias, la sédimentation marine se généralise sur tout le bassin. Au Toarcien, le seuil du Barrois s'individualise. S'étendant du Sud de Bar-le-Duc à l'Ardenne, souligné par le cours de l'Aisne, large de plusieurs dizaines de kilomètres, il sépare un bassin lorrain complexe d'une cuvette à trois branches centrée approximativement entre Provins et Sézanne (le bassin de Paris *s.s.*). La région de Revigny-sur-Ornain, située en bordure occidentale de ce seuil, n'appartient donc à cette époque à aucune de ces zones subsidentes. Cette situation perdure jusqu'à la fin du Jurassique, date à laquelle la mer se retire et où intervient une première structuration importante du bassin. À cette époque, son bord nord se soulève, entraînant une intense érosion qui tronque les couches jusqu'au socle hercynien. La

mer revient d'abord timidement au Néocomien (ses dépôts venant du Sud ne débordent que légèrement sur la feuille), puis franchement à partir de l'Albien (*cf.* coupe géologique et fig. 2).

Vers l'Est, aucun dépôt post-jurassique n'est préservé à l'affleurement, il est donc difficile d'en préciser l'histoire. Cependant, des dépôts ferrallitiques barrémiens reposant sur le Bajocien des régions de Briey (Meurthe-et-Moselle) et d'Ottange - Audun-le-Tiche (Moselle) (Théveniaut *et al.*, 2002 ; Quesnel, 2003, *cf.* chapitre : Conditions de formation des entités géologiques et contexte de dépôt), permettent d'envisager un âge essentiellement crétacé inférieur pour la surface d'érosion sommitale qui tronque le sommet des côtes lorraines. Il est donc possible que tout l'Est du bassin de Paris, à l'Est du seuil du Barrois, se soit surélevé durant le Crétacé inférieur, assurant sa structuration presque définitive dès cette époque. D'une manière plus générale, durant le Crétacé inférieur - période d'ouverture du Golfe de Gascogne et de naissance de l'Atlantique Nord - l'ensemble du bassin de Paris est soumis à d'importantes déformations verticales, dont les altérations continentales sont des signatures majeures (Benard *et al.*, 1987 ; Wyns, 2003). Cependant, du fait du comportement principalement plastique des dépôts, le Crétacé inférieur de la région étudiée n'a enregistré aucune mobilisation des accidents cassants.

Vers le centre du bassin, la subsidence persiste durant tout le Crétacé. Cependant, l'inversion successive des sillons de subsidence jurassiques modifie progressivement et considérablement sa géométrie ; des dômes et des seuils finissent par prendre la place des sillons jurassiques, les rejetant latéralement. Sur la base d'une importante anomalie sismique entre une craie inférieure-moyenne rapide et une craie supérieure lente, des inversions tectoniques intra-Crétacé supérieur ont été envisagées dans le centre du bassin, dans la région comprise entre les failles du Bray et de la Seine (Hanot et Renoux, 1991 ; Hanot et Renoux, 1999). En fait, deux forages réalisés dans la région de Provins, près de la bordure du bassin cénozoïque, ont montré que les variations lithologiques responsables de cette dysharmonie sismique sont dues à des processus de recristallisation et de dolomitisation secondaire intervenant sous couverture cénozoïque (Barrier, 2000 ; Blanc et Gély, 2000 ; Mégnién, 2000 ; Vasseur *et al.*, 2000). D'après leurs relations spatiales avec les dépressions (cuvettes) au toit de la craie d'une part, et avec les déformations des dépôts paléocènes et éocènes surincombants d'autre part, il apparaît que ces phénomènes diagénétiques de grande ampleur sont gouvernés par l'évolution de la couverture cénozoïque (Hanot et Thiry, 1999 ; Mégnién, 2000).

Il est vraisemblable que la mer du Crétacé supérieur a recouvert l'ensemble du bassin de Paris, y compris l'Est et ses massifs bordiers (*cf.* chapitre : Conditions de formation des entités géologiques et contexte de dépôt) mais le

manteau crayeux, ensuite érodé, n'aurait laissé de témoins que dans les zones où il contenait des silex (sommet de l'Ardenne et de l'Eifel par exemple) (Bless *et al.*, 1991 ; Le Roux et Harmand, 2003). La fin du Crétacé est marquée par une nouvelle émergence générale suivie par une transgression débutant au Thanétien sur un substratum altéré et érodé. Les bordures nord et sud se relèvent fortement, assurant une deuxième structuration importante au centre du bassin. La Champagne est alors le lieu de déformations en dômes et en cuvettes. C'est le cas, par exemple, de la région de Champillon (Est de la Montagne de Reims) où une cuvette relativement importante s'est mise en place entre le Campanien et le Thanétien (Le Roux et Allouc, 1988). Le rôle des érosions et dissolutions au toit de la craie n'est pas à exclure (Hanot et Thiry, 1999 ; Mégnien, 2000) mais cette phase de déformation fini-crétacée à paléocène, déjà évoquée par ailleurs (Mégnien, 1980 ; Curnelle et Dubois, 1986), apparaît ici suffisamment importante pour que les mouvements cénozoïques ultérieurs n'apportent plus que des modifications mineures.

Au Cénozoïque, la sédimentation marine reprend mais se cantonne au centre du bassin. Au Rupélien (Stampien *s.l.*), le maximum de transgression atteint très probablement la région de Revigny-sur-Ornain et l'Argonne.

À l'Éocène supérieur, d'importantes déformations interviennent à nouveau qui mettent en place des dômes et des cuvettes au centre du bassin. Seul un léger basculement vers le Sud-Ouest s'y manifeste ultérieurement.

Accompagnant ces déformations, les failles ont eu une réponse variable, soit en s'accordant à la subsidence, soit en réagissant aux contraintes liées aux mouvements des plaques lithosphériques. C'est ainsi que vers l'Est, trois épisodes tectoniques principaux auraient mobilisé les accidents cassants en fonction de leur orientation :

- une phase pyrénéo-provençale éocène compressive NNE-SSW ;
- une phase oligocène extensive essentiellement ESE-WNW ;
- une phase alpine miocène compressive NW-SE.

Aucune étude n'a été entreprise spécialement sur les failles de la Marne. Cependant, il est certain que plusieurs d'entre elles ont joué pendant la sédimentation triasique et jurassique, quoique généralement de manière discrète, insuffisante pour expliquer leur rejet actuel. Leur origine est donc à rechercher dans les phases tectoniques précitées. Leur géométrie de failles normales accompagnées de petits fossés de compensation, ainsi que leur orientation favorable, laissent supposer un jeu essentiellement oligocène, mais n'excluent pas des mouvements décrochants pyrénéens ou alpins.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Introduction

Sur le territoire de la feuille, l'épaisseur des sols peut varier de quelques décimètres à 1 ou 2 m. Les propriétés, le fonctionnement et la distribution spatiale des différents types de sols sont étroitement liés à leur environnement : climat, roche mère, situation topographique, activité des organismes vivants.

Le climat régional, de type océanique à tendance semi-continentale, se caractérise par une pluviométrie modérée (650 à 850 mm/an) et une température moyenne annuelle de l'ordre de 10 °C. Compte tenu des interceptions par le couvert végétal et les litières, des pertes par ruissellement, des restitutions rapides à l'atmosphère par évaporation et transpiration, les quantités d'eau qui pénètrent dans le sol et peuvent contribuer efficacement aux réactions d'altération et de redistribution de matière sont en fait assez modestes, de l'ordre de 150 à 300 mm/an selon les types de sols.

Ces conditions actuelles permettent la désagrégation physique et une décarbonatation lente des roches calcaires libérant des altérites meubles (exemple : argiles de décarbonatation). Par contre, les réactions d'altération des silicates et les transferts de matière (lixiviation des ions et lessivage des argiles) ne peuvent être que très lents et ménagés.

Les températures sans excès et l'humidité bien répartie tout au long de l'année constituent des facteurs favorables au bon développement des organismes vivants (microflore et faune) qui assurent la décomposition des matières organiques, le fonctionnement des cycles biologiques, et contribuent de ce fait à la structuration et à l'organisation des sols.

Les conditions climatiques sont à peu près identiques sur tout le territoire de la feuille. Elles participent à la formation et au fonctionnement des sols, mais ne peuvent être responsables de leur diversité et de leur répartition.

La végétation naturelle associée au climat est celle des régions tempérées : c'est une forêt caducifoliée où le chêne, le hêtre et le charme représentent les essences principales s'il n'y a pas d'excès de carbonate de calcium. Cette couverture végétale participe, elle aussi, au fonctionnement des sols, en tant que pourvoyeuse de matière organique et comme élément moteur des cycles biologiques, mais elle n'est pas capable d'orienter leur évolution.

Deux facteurs ont un rôle majeur dans la différenciation des sols et leur distribution géographique. Ce sont :

- le type de roche mère qui, par ses propriétés intrinsèques, influence directement certaines propriétés du sol et son fonctionnement ;
- le relief, qui intervient dans la dynamique de l'eau et les transferts de matière.

Ces considérations conduisent logiquement à présenter les sols rencontrés en fonction des grands ensembles lithologiques.

Les différentes familles de sols

• Sols sur formations argileuses, argilo-calcaires ou argilo-sableuses (Aptien, Albien *p.p.*, Cénomaniens *p.p.*)

Les caractéristiques majeures de ces sols tiennent aux teneurs très élevées en éléments fins (argiles et limons fins) hérités des roches mères et présents dans tous les horizons malgré un appauvrissement fréquent dans les horizons de surface. Ces textures ont des conséquences importantes sur les propriétés physiques et chimiques, ainsi que sur le fonctionnement hydrique.

À l'état humide, les sols sont très plastiques et collants ; à l'état sec, ils deviennent durs et largement fissurés. En toutes circonstances, ils sont difficiles à travailler. L'abondance d'argile entraîne des capacités d'échange cationiques élevées. La saturation du complexe d'échange par le calcium s'accompagne de pH neutres ou alcalins.

Tous les horizons possèdent une porosité très fine importante (microporosité texturale) capable d'emmagasiner beaucoup d'eau, dont une grande partie ne peut être utilisée par les plantes car elle est retenue trop énergiquement (eau capillaire non absorbable encore appelée eau liée). Seul l'horizon organo-minéral A, bien structuré grâce à l'abondance de complexes argilo-humiques et à l'activité de la faune, est doté d'une macroporosité satisfaisante permettant à la fois une bonne pénétration de l'eau et le maintien d'une bonne aération. En revanche, l'horizon B n'offre qu'une macroporosité fissurale épisodique qui ne s'ouvre que lors des sécheresses estivales et n'autorise guère l'infiltration des eaux. Cette macroporosité est encore plus réduite dans l'horizon C. Au total, il en résulte de grandes difficultés pour la circulation des eaux vers le sous-sol et la plus grande partie des précipitations doit s'évacuer latéralement sous forme de ruissellement de surface ou de circulation hypodermique temporaire. Ce drainage latéral semble efficace car on observe relativement peu d'indices d'oxydo-réduction.

Dans les paysages mollement vallonnés, on peut distinguer deux types de situation :

- sur les pentes ayant subi ou subissant encore l'érosion, le substratum, quasi-affleurant et faiblement altéré, donne naissance à des sols non ou peu décarbonatés : sols bruns calcaires ou sols bruns calciques argileux (pédosols) ;
- sur les pentes faibles ou nulles où l'érosion est très discrète, et sur roche mère contenant des sables ou des silts associés aux argiles, se développent des sols planosoliques à horizon A2 très appauvri en argiles (Baize, 1983). Le contraste textural entre les horizons supérieurs limoneux ou limono-argileux de couleur claire et l'horizon Bt argileux et compact est brutal et peu profond (20 à 50 cm). Lorsque la couche limoneuse appauvrie est plus épaisse (50 cm à 1 m), le développement du lessivage vertical peut permettre la formation de sols bruns lessivés à pseudogley.

Dans l'ensemble, tous ces sols cumulent beaucoup de défauts auxquels il est difficile de remédier. Les prairies permanentes et les forêts (chênaies à charmes) se partagent ces terrains.

• Sols sur gaize

Lorsque le relief est suffisamment accidenté (sommets, crêtes, versants à fortes pentes), l'altération de la gaize sub-affleurante fournit des matériaux siliceux à la fois caillouteux et sablo-limoneux à limono-sableux. L'acidité de la phase minérale ralentit l'activité biologique et favorise la formation de formes d'humus de type mull acide, mull-moder et même moder. Les sols ne sont pas très profonds (40-60 cm) et l'horizon d'altération ((B) ou Bw) est souvent peu différencié, ce qui reflète une altération chimique très faible. Les analyses peuvent révéler une discrète migration d'aluminium, de fer, et de matières organiques à C/N élevés, indice d'un processus de cryptopodzolisation. Les pH sont bas (4,0 à 4,5), le complexe d'échange très désaturé, la réserve en eau faible à moyenne. Au total, les potentialités sont médiocres. Ces sols sont généralement à rattacher aux sols bruns acides et certains aux sols bruns ocreux (cryptopodzoliques). Tous portent des forêts, hêtraies ou chênaies-hêtraies, traitées en futaies ou en taillis sous futaies, avec strates herbacées acidiphiles (exemples : canche flexueuse, fougère aigle, mousses acidiphiles dont le leucobryum glauque dans certaines stations).

Sur les interfluves plus larges, replats, versants à faibles pentes, la couche altérée peut être plus épaisse, avec une matrice fine limoneuse ou limono-sableuse emballant de petits fragments de gaize altérée. Une petite différence de texture et de couleur entre les horizons minéraux supérieurs (A2 ou E) et profonds (Bt) indique une amorce de lessivage. Parfois, l'horizon Bt est compact, il est alors à l'origine de rétentions d'eau accompagnées de taches d'oxydo-réduction. Les sols sont de type brun faiblement lessivé ou brun lessivé à pseudogley mais les végétations

forestières ne diffèrent pas fondamentalement de celles des sols des stations à relief plus accusé.

Localement, sur les versants sud ou est, ces sols peuvent être plus acides avec des humus plus dégradés de type moder ; quelques indices de podzolisation apparaissent alors. Il s'agit de sols lessivés podzoliques dont la flore, avec son cortège d'acidiphiles (fougère aigle, molinie, callune, canche flexueuse), rend bien compte de la faible fertilité chimique.

• Sols sur formations crayeuses

La plus grande partie de la Champagne crayeuse est couverte de sols peu évolués, peu profonds, parfois squelettiques, classés dans les rendosols (rendzines). Ces sols se développent sur les différents faciès de craie, ainsi que sur les grèzes et colluvions crayeuses. Localement, on peut rencontrer des sols un peu plus profonds et plus différenciés de type brun calcaire. Pédologues et agronomes distinguent plusieurs variantes.

1 - Les rendzines blanches et les rendzines grises se rencontrent préférentiellement sur les pentes les plus fortes, sommets, ruptures de pentes. Une couche d'une vingtaine de centimètres de terre arable, grisâtre, meuble, filtrante, repose directement sur la craie déstructurée. La terre fine, grumeleuse, fortement calcaire (50 à 70 % CaCO_3) est mélangée à une forte charge (20 à 50 %) de graviers et de cailloux de craie. La réserve en eau de l'horizon labouré (Ap) est faible mais les plantes peuvent bénéficier d'apports complémentaires importants fournis par les remontées capillaires d'eau contenue dans la microporosité de la craie sous-jacente.

Sous végétation forestière, l'horizon de surface, de type mull calcaire, prend une couleur noire en raison de l'abondance de matière organique stabilisée par les ions calcium et par la calcite.

2 - Les rendzines brunes et rendzines rouges se rencontrent sur les versants à faible pente tournés vers l'Est. La couleur brune à rougeâtre de l'horizon Ap traduit un début d'altération, qui, par décarbonatation, libère un peu d'argiles et d'oxyhydroxydes de fer. Simultanément, des recristallisations de calcite apparaissent au niveau de l'horizon C (craie déstructurée) sous forme de cristaux isolés, de pseudomycéliums ou d'encroûtements. Cet horizon est souvent affecté par des poches de cryoturbation.

3 - Les sols bruns calcaires peuvent se rencontrer dans quelques stations subhorizontales ou à l'amont de talwegs évasés. Ils sont un peu plus épais (40 à 50 cm). La teneur en calcaire dans la terre fine est moindre et les cailloux sont peu nombreux. Un horizon d'altération ((B) ou Bw)) brun,

limono-argileux, à structure polyédrique, s'intercale entre Ap et C. La réserve en eau est satisfaisante et la fertilité chimique est assez bonne.

Parfois, une décarbonatation encore plus poussée conduit à un sol plus profond (50 cm à 1 m) et sans cailloux, partiellement ou totalement décarbonaté, de type brun calcique ou brun eutrophe. La couleur de l'ensemble du profil est brun rougeâtre, la texture limono-argileuse à argileuse, et la structure grossièrement polyédrique. Ceux qui sont associés aux altérites reposant sur les marnes et craies argileuses turoniennes contiennent des nodules et concrétions ferrugineux qui, en l'absence de tout indice d'oxydo-réduction, doivent être considérés comme des reliques d'évolutions antérieures (cf. paragraphe : Formations résiduelles *A*(ou *Rc2*)).

4 - Les grèzes ou « graveluches » donnent naissance à des rendzines grises ou à des sols bruns calcaires peu différents des sols précédents sur craie, si ce n'est une pierrosité très faible ou nulle contrastant avec l'abondance des granules et graviers et la présence assez constante d'un horizon calcique Cca. Cet horizon plus ou moins induré par l'accumulation de calcite constitue un obstacle à l'enracinement et gêne la circulation de l'eau en diminuant notablement les remontées capillaires. L'alimentation hydrique est donc moins bien assurée sur « graveluches » que sur craie.

Ces différents types de sols peuvent se succéder le long des versants de façon plus ou moins ordonnée en fonction de la pente et de l'orientation. Cependant, on peut également rencontrer des distributions apparemment aléatoires avec des passages latéraux très rapides d'un sol à l'autre. Ces variations sont à mettre en relation avec l'intensité de la fracturation et de la déstructuration qui affectent la roche mère crayeuse, et avec les remaniements subis par les matériaux (cryoturbation, solifluxion et gélifluxion, colluvionnement).

Dans l'ensemble, les sols de Champagne crayeuse sont de très bons sols de culture, notamment d'excellents supports physiques, bien aérés, se ressuyant rapidement, faciles à travailler, et dont les réserves en eau sont suffisantes toute l'année grâce aux remontées capillaires à partir de la craie sous-jacente. Une fertilisation minérale est toutefois nécessaire pour assurer des rendements élevés. Le paysage actuel est très ouvert et la grande culture est omniprésente : céréales, betteraves, luzerne, colza, pois protéagineux, pomme de terre, etc. Quelques haies ou boqueteaux subsistent çà et là, vestiges des savarts, pelouses sèches et plantations de pins antérieurs à la « révolution agricole » de l'après-guerre. Dans les formations arbustives ou forestières, le cortège des plantes adaptées aux sols à forte charge en carbonate de calcium (cornouiller sanguin, troène, fusain, aubépine, viorne lantane, genévrier commun, ...) occupe une place importante.

• Sols des hautes et moyennes terrasses alluviales (Fx et Fy)

Les dépôts alluviaux anciens ont permis le développement de sols à horizons bien différenciés, dont les caractères dépendent de la granulométrie et de la nature des matériaux :

– lorsque le dépôt de galets calcaires est affleurant ou sub-affleurant, le sol est de type brun calcaire bien drainé. La texture équilibrée de la terre fine, la forte charge en galets et la structure stable assurent une forte porosité et une bonne circulation de l'eau. La plupart de ces sols sont cultivés,

– lorsque la formation limoneuse qui recouvre les dépôts de galets calcaires ne dépasse pas 70-80 cm d'épaisseur, le sol comporte deux parties distinctes : les horizons supérieurs, limoneux à limono-argileux, décarbonatés et parfois un peu lessivés, surmontent un horizon profond de « cailloutis ». En fonction de l'épaisseur des horizons supérieurs, les sols, tous parfaitement drainés, s'échelonnent entre les types sol brun calcaire et sol brun lessivé. Tous présentent de bonnes qualités agronomiques,

– lorsque la couverture limoneuse décarbonatée est plus épaisse, le sol s'y développe en totalité. Le lessivage peut s'accroître, d'où une différenciation texturale plus marquée entre l'horizon A2 ou E éluvial et l'horizon Bt illuvial. Ce dernier s'enrichit en argiles, devient plus compact et moins poreux, ce qui ralentit l'infiltration de l'eau. Une nappe perchée temporaire peut se constituer. En dépit de quelques défauts (structure fragile et risque de battance, excès temporaire d'eau), ces sols bruns lessivés à pseudogley ne sont pas réservés uniquement à la forêt, beaucoup sont utilisés en prairie ou sont même cultivés.

• Sols des alluvions récentes (Fz)

Les matériaux sont trop récents pour présenter des indices pédogénétiques d'altération *in situ* ou de transferts de matière. Néanmoins, le faible taux de sédimentation de ces plaines alluviales permet une amorce de différenciation en trois horizons A, B, C. Des taches rouille plus ou moins fréquentes révèlent une certaine oxydo-réduction dans les horizons profonds. Tous ces terrains peuvent être soumis épisodiquement à des inondations.

Les alluvions récentes des grands cours d'eau originaires du Barrois (Ornain, Saulx, Chée) portent des sols bruns calcaires à texture limoneuse à argilo-limoneuse avec quelques graviers calcaires, surmontant un dépôt de « cailloutis » calcaires. Les taches d'oxydo-réduction visibles dans l'horizon profond Cg, et parfois dans l'horizon Bg, résultent d'un engorgement temporaire lié à des hétérogénéités texturales ou, plus vraisemblablement, à des battements de la nappe phréatique. Dans l'ensemble, ces sols demeurent suffisamment sains pour être cultivés ou mis en prairie.

Les matériaux limono-argileux à argileux de la Vière et des affluents de l'Aisne engendrent des sols lourds dans lesquels l'eau s'infiltré difficilement et circule très lentement. L'oxydo-réduction peut concerner tout ou partie du profil et les aménagements de billons et de fossés pour évacuer l'eau en excès ont une efficacité très limitée. Le plus souvent, l'engorgement est temporaire et les sols, de type brun calcaire à pseudogley, sont valorisés soit par des prairies, soit, plus rarement, par la forêt. Localement, l'engorgement peut être plus prolongé, voire subpermanent en profondeur. L'évolution pédologique conduit alors à des sols bruns calcaires à gley supportant des prairies très humides, des peupleraies ou des aulnaies-frênaies.

Les alluvions fines, parfois graveleuses, de la partie aval des petits cours d'eau du domaine crayeux donnent des sols bruns calcaires sains ou affectés d'une légère hydromorphie temporaire. Ils sont généralement cultivés ou parfois mis en prairie. Il arrive que le drainage profond soit déficient et un sol brun calcaire à gley profond apparaît. Il est mis en valeur par la prairie humide ou par des peupleraies.

• Sols sur limons (LH₁ et LH₂)

Les couvertures limoneuses les plus épaisses (ce sont celles qui ont été cartographiées) sont constituées de matériaux limono-argileux, poreux, non carbonatés, donc très propices au lessivage des argiles et du fer libre qui leur est associé.

Les sols sont de type brun lessivé à pseudogley ou parfois lessivé à pseudogley. La différence plus ou moins marquée entre l'horizon A2g (d'appauvrissement) et Btg (d'accumulation), dépend de l'intensité du lessivage qui porte, en priorité, sur les argiles les plus fines, notamment les smectites, entraînant ainsi un tri granulométrique et minéralogique et une différenciation morphologique.

L'horizon Btg est plus compact et plus coloré. Sa structure devient fragmentaire polyédrique et sa macroporosité diminue. La circulation des eaux gravitaires est peu à peu ralentie pour aboutir à la constitution d'une nappe temporaire localisée dans la partie inférieure de l'horizon A2g sus-jacent. Les alternances réduction/oxydation induites par cette nappe temporaire conduisent au blanchiment plus ou moins poussé de A2g et à la ségrégation du fer sous forme de taches rouille et de nodules noirs (nodules ferro-manganiques). La déferrification peut affecter le sommet de Btg de manière diffuse ou y pénétrer sous forme de langues verticales (sol lessivé glossique). La lixiviation des cations dans l'horizon A2g précède et accompagne le lessivage ; il en résulte une désaturation du complexe absorbant cationique : rapport S/T (somme des bases échangeables/capacité

totale d'échange) compris entre 60 % et 10 %, et une acidification des horizons supérieurs : pH compris entre 5,5 et 4,0.

La mise en culture rencontre des difficultés sérieuses. La pauvreté en bases des horizons supérieurs par suite de la lixiviation peut être corrigée par chaulage. La texture très limoneuse en surface entraîne une structure fragile et des phénomènes de battance qui peuvent être réduits en améliorant le taux humique par des apports d'amendements organiques réguliers. L'hydromorphie temporaire est l'inconvénient majeur de ces sols : lors des fortes pluies, et en l'absence d'évapotranspiration, les horizons profonds ne peuvent évacuer l'excès d'eau, d'où un engorgement des horizons supérieurs. Autrefois, une amélioration était obtenue par la réalisation d'ados encore visibles en maints endroits, mais leur efficacité reste limitée. Une meilleure maîtrise de l'excès d'eau passe par la mise en place de systèmes de drainage par tuyaux enterrés. Pour toutes ces raisons, la majorité des sols lessivés sur limons épais est occupée par des prairies ou des massifs forestiers. Les forêts sont traitées en futaies ou, le plus souvent, en taillis sous futaies à réserves de chênes et de hêtres, accompagnés de charmes et de plantes herbacées plus ou moins acidiphiles.

RISQUES NATURELS

Mouvements de terrain. Actuellement, d'après la banque de données nationale sur les mouvements de terrain (BD Mvt), aucune anomalie n'a été recensée dans la région.

Risques sismiques. Les risques sismiques de la région de Revigny-sur-Ornain sont très faibles, car la sismicité locale y est quasi nulle. Historiquement, et selon le site Internet SisFrance, les rares séismes ressentis dans la région ont une origine lointaine. Parmi les plus récents, on peut citer celui du 13 avril 1992 (épicerne en Hollande) avec une intensité locale très réduite de 3,5 MSK, ainsi que celui du 22 février 2003 (épicerne vers Rambervillers, dans les Vosges), avec une intensité ressentie de 3 MSK, que seules quelques personnes ont perçus.

RESSOURCES EN EAU (fig. 7)

Le territoire de la carte de Revigny-sur-Ornain recouvre les formations très diversifiées du Crétacé de l'Est du Bassin de Paris. Cette diversité géologique à laquelle s'ajoutent les mécanismes tectoniques, ainsi que de décompression et de dissolution, confèrent aux différents réservoirs des caractéristiques hydrauliques extrêmement variables dans l'espace.

Les réservoirs individualisés sur ce territoire sont :

- le réservoir constitué de craie dite « *Craie blanche de Champagne* » du Coniacien moyen et inférieur, et de celle du Turonien supérieur ;
- les réservoirs constitués des craies légèrement glauconieuses et sableuses du Cénomaniens ;
- le réservoir captif des calcaires du Jurassique ;
- le réservoir alluvial des vallées de la Sault, de l'Ornain et de la Chée.

Nappe de la Craie Blanche de Champagne :

Localisée dans le quart nord-ouest de la feuille, cette nappe correspond à la limite d'extension vers l'Est de l'importante « *nappe de la Craie blanche de Champagne* ».

Le réservoir correspond aux craies du Coniacien et Turonien supérieur. Il est constitué d'un calcaire tendre à grains très fins composés de granules de calcite de 20 à 50 μm de diamètre. Cette structure microscopique constitue une véritable « éponge rigide » affectée de fissurations multiples où l'eau circule à des vitesses très contrastées et où les échanges chimiques sont complexes.



La maîtrise de l'ensemble de ces phénomènes permet d'expliquer le fonctionnement hydraulique et hydrodispersif de cet aquifère. Quatre types de perméabilité se superposent :

- **Perméabilité de matrice (10^{-6} à 10^{-7} m/s)** correspondant à la structure de la roche. Elle est contemporaine de la sédimentation et s'applique à l'ensemble des formations crayeuses.
- **Perméabilité de diaclase (10^{-5} à 10^{-2} m/s).** L'importante phase d'érosion post-crétacée, en déchargeant les horizons terminaux de la craie, a engendré une série de diaclases de décompression dont la répartition verticale est maximum sous le niveau du sol et diminue naturellement avec la profondeur en raison du poids résiduel des terrains. Cette zone est considérée comme le réservoir principal de la nappe de la craie.


Ces diaclases ont été le lieu privilégié de circulation d'eau et en perpétuel agrandissement par dissolution. Elles confèrent à l'aquifère crayeux ses caractéristiques hydrodynamiques les plus performantes.

- **Perméabilité d'origine tectonique (10^{-3} à 10^{-2} m/s).** Cette perméabilité correspond à des fissurations issues de mouvements de terrain profonds. Les contraintes communiquent à la roche des familles de cassures dont les orientations sont liées aux failles et aux structures souples. Cette perméabi-

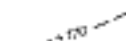


Légende

-  Zone imperméable du Turonien moyen et inférieur
-  Zone imperméable du Crétacé inférieur

Hydrogéologie

-  24 Ouvrage BSS possédant des informations hydrogéologiques

Piezométrie de la nappe de la « Craie blanche de Champagne »

-  Courbe hydrotopographique avec sa valeur altimétrique
-  Sens d'écoulement de la nappe
-  Ligne de partage des eaux souterraines

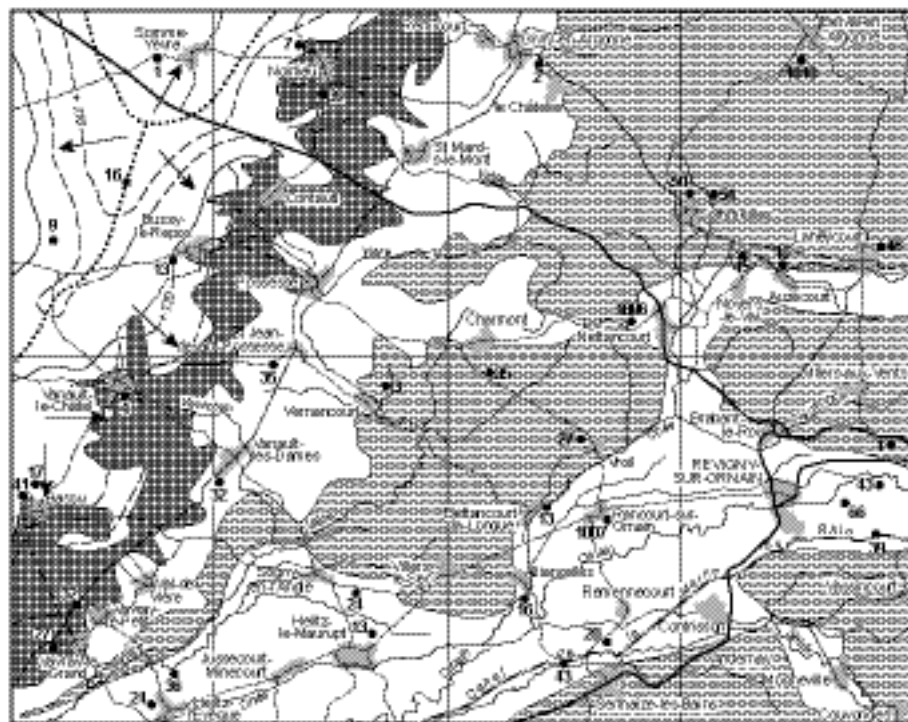


Fig. 7 - Ressources en eau

lité se caractérise, au niveau des forages d'exploitation, par une productivité significative des ouvrages situés souvent à plus de 30-40 m de profondeur.

- Les terrains du Turonien moyen et inférieur sont considérés comme le mur lithologique de l'aquifère ; en réalité, en dehors des perméabilités d'origine tectonique, la craie devient pratiquement improductive au-delà de 40 à 50 m de profondeur.

Caractéristiques hydrauliques

Cette perméabilité, développée par l'élargissement par dissolution des diaclases de décompression de la roche, a pour conséquence une très grande diversité dans la répartition spatiale des valeurs de transmissivité et d'emmagasinement.

Les valeurs de perméabilité, fortes en surface (10^{-2} m/s), diminuent régulièrement pour être inférieures à 10^{-7} m/s au-delà de 40 m de profondeur, en craie compacte. Il en est de même pour les coefficients d'emmagasinement qui, de 5 % en surface, passent à 1 % en profondeur.

Ce réservoir, lié à la surface du sol, est pratiquement dénoyé sous les plateaux et totalement saturé dans les vallées avec cours d'eau. Cette particularité explique que la productivité d'un ouvrage soit directement liée à la profondeur de son niveau statique, ce qui entraîne des variations de productivité importantes entre les hautes et basses eaux.

Situations/Paramètres	Q spécifique	Transmissivité	Coefficient d'emmagasinement
Plateau niveau statique > À 20 m	0,5 à 5 m ³ /h/m	10 ⁻⁶ à 10 ⁻⁵ m ² /s	1 à 2 %
Vallée sèche 20 > niveau Statique < 5 m	5 à 20 m ³ /h/m	10 ⁻⁵ à 10 ⁻³ m ² /s	2 à 3 %
Vallée avec cours d'eau Niveau statique < 5 m	10 à 100 m ³ /h/m	10 ⁻³ à 10 ⁻² m ² /s	3 à 5 %

Double porosité du réservoir

La particularité de l'aquifère crayeux est le contraste important entre une fine porosité de matrice de l'ordre de 30 à 40 % où l'eau est pratiquement fixe, et une porosité de fissure de 1 à 5 % où l'eau circule conformément à la loi de Darcy.

Cette double porosité confère à la nappe la particularité que seulement 5 à 10 % de l'eau qu'elle contient est mobile, donc exploitable par forage, mais que

la totalité de la porosité (soit plus de 400 l d'eau par m³ de craie) est envahie lors de contamination chimique par des éléments solubles. Cela a pour conséquence une fixation des pollutions et une grande difficulté à la décontamination.

Qualité des eaux

Les eaux sont du type essentiellement bicarbonaté calcique, les autres éléments comme les chlorures et les sulfates, le sodium et le potassium étant faiblement représentés. La nappe est sensible aux pollutions diffuses de types nitrates et pesticides.

Nappe de la craie et sables glauconieux du Cénomanién

Séparée de la nappe de la craie blanche de Champagne par des craies argileuses et des marnes crayeuses du Turonien moyen et inférieur, la nappe, ou plus précisément les différents niveaux aquifères contenus dans des craies et des sables crayeux plus perméables, constituent une unité hydrogéologique complexe.

Le réservoir

Aux différentes perméabilités décrites pour le réservoir de la « Craie blanche » de Champagne s'ajoute une perméabilité de strate contenue dans des bancs crayeux intercalés de bancs marneux et de niveaux sableux dans la partie basale.

Ce réservoir possède donc, par cette structure stratifiée, une perméabilité verticale 10 à 100 fois inférieure à sa perméabilité horizontale. Sa productivité globale est très inférieure à celle de la craie mais est moins liée à la morphologie. Les forages qui exploitent cette ressource doivent recouper une grande épaisseur de formations pour rencontrer quelques niveaux producteurs. C'est le cas des alimentations en eaux potables des communes de : Vernancourt, Charmont, Bassu, Saint-Jean-devant-Possesse et Possesse.

Qualité des eaux

Les eaux sont du type bicarbonaté calcique uniquement et peu sensibles aux pollutions diffuses comme celles provenant des nitrates et des pesticides.

Le réservoir captif des calcaires du Jurassique

Transgressif sur les calcaires érodés du Tithonien, le Crétacé débute, pour la plus grande partie de la feuille, par les « Sables verts » plus ou moins argileux de l'Albien inférieur.

Le réservoir

Cette configuration de quelques mètres de sables reposant sur des calcaires compacts susceptibles de posséder une perméabilité issue de la phase érosive anté-crétacée, ainsi que l'absence de ressource dans les formations du Crétacé inférieur, ont conduit la recherche en eau à reconnaître ces formations profondes.

Le Jurassique est sub-affleurant au Sud-Est de Revigny-sur-Ornain où il est présent directement sous les alluvions de l'Ornain. Il plonge ensuite sous les formations imperméables du Crétacé pour atteindre 190 m de profondeur sur la commune de Saint-Jean-devant-Possesse.

La productivité, très forte à l'Est avec des débits spécifiques de plus de 100 m³/h/m, devient alors pratiquement nulle à Charmont, situé une quinzaine de kilomètres au Nord-Ouest de Revigny-sur-Ornain.

Cette ressource captive, non vulnérable aux pollutions ni aux sécheresses, est exploitée pour l'alimentation des communes de Revigny-sur-Ornain, Laheycourt, Auzécourt, Noyers-le-Val et Laimont.

Qualité des eaux

Les eaux sont de type bicarbonaté calcique et magnésiennes, en raison de la présence de calcaire dolomitique dans le Jurassique ; la minéralisation mesurée est en moyenne de 35 à 40 mg/l. Comme pour toutes les eaux captives dans des milieux réducteurs, le fer est présent sous sa forme réduite et l'azote, en très faible quantité, se présente sous la forme ammoniacale. Ces eaux pourraient nécessiter un traitement oxydant, avant consommation.

Le réservoir alluvial des vallées de la Saulx, de l'Ornain et de la Chée

Les vallées de la Saulx, de l'Ornain et de la Chée convergent en aval de Revigny-sur-Ornain pour former une très large plaine alluviale qui se raccorde, au Sud, à la plaine alluviale de la Marne pour former un ensemble aquifère remarquable, dit du « Perthois ».

Le réservoir

Ces cours d'eau en provenance de l'Est où dominent les formations calcaires du Jurassique ont apporté, lors de différents épisodes glaciaires, des matériaux en provenance de cryoclastes du Tithonien, remaniés sous forme de sables, graviers et galets calcaires. À la faveur d'un élargissement des vallées au niveau des formations tendres du Crétacé, ces matériaux se sont

déposés par des séries de séquences granoclassées qui se superposent et s'emboîtent de manière complexe.

Ce réservoir alluvionnaire présente des perméabilités variables liées à la granulométrie des sables et à la présence de niveaux argilo-sableux. L'épaisseur moyenne est de 4 à 6 m mais peut atteindre plus de 10 m dans la vallée de l'Ornain et 16 m à Mognéville. Au contraire, les alluvions de la vallée de la Chée, avant de rejoindre la vallée de l'Ornain, ne présentent presque pas de sables et graviers perméables ; le réservoir est donc pratiquement inexistant. À l'exception de la zone située à l'Est de Revigny-sur-Ornain où les alluvions reposent directement sur les calcaires du Tithonien, le mur de ce réservoir est constitué par les formations imperméables du Crétacé inférieur. L'ensemble est surmonté par quelques mètres de limons.

La productivité est importante dans les basses vallées où la charge hydraulique de la nappe est régulée par les niveaux des cours d'eau. Les transmissivités mesurées sur certains captages sont de l'ordre de 10^{-2} m²/s. Latéralement, les graviers liés aux différentes terrasses reposent sur un substratum plus élevé de quelques mètres, ce qui entraîne un drainage important vers les réservoirs situés plus bas et vers les cours d'eau, d'où une forte diminution de l'épaisseur utile de la nappe.

Qualité des eaux

Situé à faible profondeur, sous une protection limoneuse peu épaisse et semi perméable, cet aquifère est très vulnérable aux pollutions de surface, qu'elles soient diffuses ou ponctuelles.

Par contre, la vitesse de régénération est assez rapide et les efforts d'amélioration des pratiques polluantes de surface se font rapidement sentir sur la qualité des eaux souterraines.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Actuellement, seules les argiles du Barrémien (près de Cheminon) et du « Gault » (autour de Pargny-sur-Saulx) sont encore exploitées mais, au 19^e siècle, beaucoup de formations du Crétacé inférieur servaient de matières premières à une florissante activité artisanale ou industrielle (Buvignier, 1852).

Valanginien : Marnes noires (tuileries et briqueteries) et minerai de fer géodique dans la région de Bar-le-Duc et en Haute-Marne. Pour le département de la Meuse, les fonderies et forges étaient surtout concentrées sur les arrondissements de Commercy et de Bar-le-Duc mais les vallées de

la Saulx et de l'Ornain contenaient néanmoins à elles seules 16 hauts fourneaux.

Les sables propres pouvaient être utilisés comme matériaux réfractaires (briques siliceuses des cheminées des hauts-fourneaux), sables de fonderie, ou comme produits pour la verrerie grossière (verre de bouteille).

Hauterivien : plusieurs assises du « Calcaire à Spatangues » étaient exploitées comme pierre à bâtir, les faciès les plus gréseux pouvant former des bancs pluridécimétriques propices à la taille de moellons (Ville-sur-Saulx) ou ont été localement utilisés pour la fabrication de ciments « romains » à prise rapide. Quand elle existe, la partie inférieure marneuse a servi d'amendement.

Barrémien inférieur : des essais pour la fabrication de chaux hydrauliques et de ciment avec les « Argiles ostréennes » avaient été tentés. Certains horizons plus argileux ont été utilisés pour la fabrication des tuiles, par exemple à Mognéville, au lieu-dit « la tuilerie ». Les argiles destinées à la poterie grossière, aux terres cuites et aux glaises de sculpteurs, provenaient des argiles « figulines » du Néocomien de la bordure champenoise.

Barrémien supérieur : les faciès sableux ont été exploités, encore assez récemment, pour les moules de fonderies et la construction. Des carrières situées à la sortie est de Mognéville sont encore visibles. Les « Argiles roses marbrées » peuvent être utilisées pour la fabrication de réfractaires, et, en mélange, pour la fabrication de tuiles (Cheminon). Les « Argiles panachées » peuvent convenir pour la céramique ou la faïencerie.

Aptien inférieur : fabrication de tuiles et de briques avec les « Argiles à Plicatules », de poteries et de faïences localement.

Aptien supérieur : comme ceux du Valanginien, les sables de l'Aptien supérieur servaient de sable de moulage, à la fabrication de briques réfractaires des fours à pudler, et au revêtement intérieur des hauts-fourneaux. Ils pouvaient également intervenir comme compléments granulométriques pour certains sables, et comme adjuvant granulaire pour l'industrie de la tuile.

Albien inférieur : les « Sables verts inférieurs » ont servi comme sable de moulage et entraient dans la composition des mortiers destinés aux constructions locales. Les « coquins » et autres fragments phosphatés ont fait l'objet d'une exploitation intense et ont été utilisés comme engrais jusque vers 1950, avant que les phosphates étrangers ne les concurrencent.

Albien supérieur : les argilites du « Gault » ou « Argiles tégulines » (du latin tegula = tuile) ont alimenté de nombreuses tuileries, poteries et quelques

faïenceries, dont celles, très renommées, des Islettes et de Waly (feuille Sainte-Menehould et Clermont-en-Argonne). Dans la région de Revigny-sur-Ornain, elles ont été exploitées en particulier le long du canal de la Marne au Rhin. Actuellement, une tuilerie (Iméry's Toitures, ex Huguenot-Fernal, et Gilardoni Frères) est implantée à Pargny-sur-Saulx. Cette société exploite également le « Gault » à Contrisson (Meuse) et Pargny-sur-Saulx (Marne), ainsi que le Barrémien supérieur à Cheminon (Marne). Les argiles du « Gault » présentent toutefois quelques inconvénients : nodules pyriteux qui peuvent par oxydation fragiliser les tuiles, cristaux de gypse, nodules phosphatés.

Albien supérieur : au 19^e siècle, la gaize a été employée comme pierre à bâtir dans la plupart des communes où elle est présente. En effet, malgré l'inconvénient que représente sa gélimité, elle est très facile à travailler. Elle a également été beaucoup utilisée pour la construction et la recharge des chemins. Buvignier (1852) indique qu'elle « ...forme des empierrements très solides, pourvu qu'elle soit recouverte d'une couche mince de pierres plus résistantes qui la préservent des influences atmosphériques ». À Bettancourt-la-Longue, l'exploitation de gaize est destinée à la cimenterie de Couvrot (Calcina, ex Ciments Français). Associée à la craie turonienne, elle fournit l'apport siliceux et alumineux nécessaire à l'élaboration des clinkers.

Les assises du Crétacé supérieur étaient beaucoup moins systématiquement utilisées.

Cénomannien inférieur : les « coquins » phosphatés des « Sables verts supérieurs » ont été exploités très localement.

Cénomannien moyen et supérieur : les marnes crayeuses et les craies argileuses n'ont pas donné lieu à des utilisations particulières ; les prélèvements sont restés ponctuels.

Turonien inférieur et moyen : la carrière de la cimenterie de Couvrot (feuille Vitry-le-François) est implantée en partie dans le Turonien moyen.

Turonien supérieur et Coniacien : les carrières ouvertes dans les craies blanches servent à la recharge des chemins. Anciennement, les craies étaient exploitées en moellons dans des exploitations à ciel ouvert ou souterraines : les « perrières ». La toponymie a fréquemment conservé le souvenir de ces lieux d'extraction.

Quaternaire - grèzes (« graveluches ») : les « graveluches » ont actuellement la même utilisation que les craies blanches : elles servent à l'entretien des chemins de champ. Autrefois, la « graveluche » était une matière première importante dans la construction des maisons champenoises en bois et torchis.

Quaternaire - alluvions anciennes : les cailloutis des alluvions anciennes ont eu par le passé de nombreux usages : fabrication de mortier, pavage de rues, routes et chemins, utilisation comme castine dans les hauts-fourneaux (Buvignier, 1852). Ils représentent toujours des réserves très importantes. Les alluvions des nappes Fx2 ont été intensivement exploitées, notamment à Laimont où la topographie de l'interfluve situé à l'Ouest de la localité a été fortement perturbée par l'exploitation des graviers. Une seule exploitation de quelque importance subsiste aujourd'hui ; elle est située au Nord de la RD 75, près du lieu-dit « Les Côtes ».

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Le substratum géologique de la feuille est représenté par des terrains variés : calcaires, craies, marnes et argiles ou argilites, sables, gaize principalement. En ce qui concerne les formations quaternaires, les grèzes (« graveluches ») sont fréquentes et les alluvions abondantes. Une partie de ces matériaux constitue des ressources exploitables, notamment pour la construction routière.

Les calcaires. À peine représentés sur la feuille, ils sont très abondants immédiatement à l'Est de celle-ci. Après concassage, ils pourraient être exploités comme matériau de substitution, des alluvions calcaires en particulier. Bien que la demande soit encore faible dans la région, les calcaires concassés sont couramment utilisés pour la construction de remblais et de chaussées. Les prescriptions du Guide pour les Terrassements Routiers (GTR) (Collectif, 1992) précisent les conditions d'utilisation de ces matériaux classés D ou C selon la norme NFP 11-300.

Les craies. Les craies atypiques plus ou moins argileuses ou les craies blanches sont abondantes et pourraient être exploitées sur une grande partie de la feuille. Ces matériaux sont classés R parmi les roches carbonatées évolutives (GTR - Collectif, 1992). De nombreuses informations complémentaires sont données dans la notice de la feuille Suippes (Causero *in* Alloué *et al.*, 2000).

Les marnes, argilites et argiles. Sur le plan géotechnique, ces sols sont courants. En surface, ils sont classés en catégorie A (GTR - Collectif, 1992) et leur réutilisation pour la construction des remblais ne pose pas de problème particulier quand leur teneur en eau est faible. Toutefois, certains niveaux rendus très plastiques par l'altération ne peuvent pas être réutilisés pour les remblais de grande hauteur. La réalisation de déblais dans les marnes, argilites et argiles exige une reconnaissance hydrogéologique préalable du site, avec, éventuellement, le dimensionnement de l'ouvrage, une pente faible, un drainage adapté, etc. Ces matériaux peuvent être traités, en général

à la chaux, pour un usage en remblai exigeant des qualités améliorées (GTR - Collectif, 1992). Il faut cependant noter que la présence de minéraux « singuliers » : pyrite, gypse, phosphates, par exemple, peut neutraliser l'action du traitement, ou entraîner à long terme la création de produits gonflants, auquel cas les traitements sont évidemment à proscrire.

Les sables du Crétacé inférieur, notamment les sables de l'Aptien supérieur et de l'Albien inférieur. Les sables constituent de bons niveaux de fondation pour la construction. En déblai, la stabilité de la pente est fonction de la présence de la nappe. Une étude hydrogéologique est toujours nécessaire, et la mise en place d'un drainage de talus peut s'imposer. Pour la construction des remblais, les prescriptions du GTR (Collectif, 1992) précisent les règles d'utilisation de ces matériaux classés B selon la norme NFP 11-300. Les sables peuvent être traités en place ou en centrale pour la construction de plates-formes et de couches de fondation de chaussées. Pour les études et la qualification, il convient d'appliquer les prescriptions du Guide technique pour le traitement des sols à la chaux et/ou aux liants hydrauliques (GTS) (Collectif, 2000). Les sables sont couramment utilisés en construction routière dans tout le bassin de Paris.

La gaize. C'est un matériau singulier sur le plan géotechnique du fait, (1) de sa structure, rocheuse en apparence mais souvent fragile sous charge et au choc, et (2) de sa composition, notamment de sa richesse en silice (réaction neutre par rapport à la teneur en eau, mais forte sensibilité au gel). En déblai, les talus de gaize semblent stables, même avec une pente presque verticale, comme on peut le constater sur l'autoroute A4 (feuille Sainte-Menehould). En réalité, le front de taille évolue en surface par gélivité. La gaize est utilisée pour la construction de remblais de faible et moyenne hauteurs (inférieures à 10 m) et pour l'empierrement des chemins à faible trafic. Il faut rester prudent avant d'envisager son utilisation comme « granulat » car sa résistance mécanique sous charge reste en général faible. Son utilisation ne serait à envisager qu'après un traitement destiné, entre autres, à neutraliser sa gélivité.

Les grèzes crayeuses ou « graveluches ». Leurs gisements superficiels sont très faciles à exploiter. Malgré leur hétérogénéité portant sur les teneurs en eau et en fines < 80 µm, et des caractéristiques géotechniques médiocres à l'état naturel, ces gisements constituent une ressource très intéressante après traitement destiné à renforcer leurs performances. Les grèzes crayeuses sont classées B selon le GTR (Collectif, 1992), et plus précisément B1 à B6 en fonction de la proportion et de la nature géotechnique des fines. L'état varie fortement - en général de moyen (m) à très humide (th) selon les critères retenus par le GTR - en fonction des conditions météorologiques et de la proportion de fines argileuses. Leur utilisation en construction routière permet de répondre aux besoins en substitution des matériaux dits nobles : alluvions criblées ou calcaires concassés par exemple. En effet, après

traitement chimique, leurs propriétés géomécaniques sont supérieures à celles des matériaux qualifiés de nobles ou de normaux. La reconnaissance du gisement porte en premier lieu sur leur hétérogénéité qui constitue leur principal handicap. Outre une teneur en eau variable, la proportion de fines < 80 µm peut changer brutalement. Il est ainsi fréquent de passer de la classe B3 à la classe B6. Il faut dans ce cas adopter des dispositions qui participent à l'homogénéisation, et donc proscrire le traitement en place par « pulvimixeur » pour tous les gisements non homogènes. En revanche, ces gisements se prêtent au traitement en centrale qui favorise l'homogénéisation de nature (de classe), et contribue à optimiser le dosage du liant et de la teneur en eau. L'étude du traitement doit être conduite selon le Guide pour le traitement des sols (GTS) (Collectif, 2000). Le dosage en liant moyen est voisin de 5-6 % (liant routier) mais, quand la teneur en argiles est élevée, il est souhaitable d'adopter un prétraitement à 1-2 % de chaux qui peut être effectué sommairement en place. Le matériau traité sera utilisé selon les règles codifiées par le GTR (Collectif, 1992-1993) et le Catalogue des structures de chaussées neuves (Collectif, 1998). Cette méthode, adoptée de manière courante pour de grands chantiers, devrait l'être également pour des chantiers plus modestes. Elle permet d'utiliser les « graveluches » pour la réalisation de plates-formes et de couches de forme-fondation de chaussées dans d'excellentes conditions technico-économiques. Les couches de forme peuvent dans ces conditions atteindre la classe PF4 (module supérieur à 200 Mpa), alors que les alluvions de l'Ornain, par exemple, sont limitées à PF3.

Les formations alluviales : nappes Fx1-Fx2 et Fy1-Fy2 ; nappes Fz de fond de vallée de la Saulx, de l'Ornain et de la Chée. Ces dépôts ont été intensément exploités dans le passé, et le sont encore dans la vallée de l'Ornain, car ils sont très faciles à extraire et satisfont la demande locale. Les faciès grossiers sont des graves comportant des éléments calcaires aplatis (mauvais coefficient de forme) et une matrice sableuse (plus ou moins calcaire ou quartzreuse selon les sites) souvent contaminée par des argiles (présence de lentilles argileuses). Les mélanges résultant de leur extraction sont classés B : B3, B4, parfois B5 ou B6. Ils ne présentent donc pas un grand intérêt comme tout-venant. Ils nécessitent une élaboration par criblage associé à un concassage pour corriger la forme des éléments grossiers. Il faut considérer qu'à terme, les alluvions de fond de vallée ne seront plus utilisées car leur exploitation porte atteinte de manière définitive au milieu alluvial. Les contraintes environnementales seront généralement moins sévères pour les alluvions anciennes des moyennes terrasses, mais leur qualité et leur facilité d'exploitation sont moins intéressantes.

Les alluvions de l'Aisne et les formations alluvio-colluviales à colluvio-alluviales des petits cours d'eau. À dominante limono-argileuse, ces matériaux ne présentent aucun intérêt pour la construction. Ils ont des

caractéristiques géotechniques proches de celles des limons. Sensibles à l'eau, ils sont classés A2 en général, localement A3. Ils soulèvent des difficultés pour les terrassements car leur état varie de humide (h) à très humide (th) selon les critères retenus par le GTR et, étant donné leur faible épaisseur, leur traitement n'est pas économiquement intéressant.

Les limons. Les complexes limoneux sont étendus mais leur épaisseur est souvent inférieure à 1 m. Leurs caractéristiques géotechniques sont en général médiocres : classe A, souvent A3 à cause de la présence de minéraux argileux qui augmentent la sensibilité à l'eau. Leur traitement est possible à la chaux ou avec des liants hydrauliques adaptés mais n'est pas économiquement intéressant.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ANCIENNE SOURCE THERMALE DE SERMAIZE-LES-BAINS

Les eaux minérales de la source dite « Fontaine des Sarrasins » (ou « Sarrasins ») ont été utilisées depuis au moins l'époque romaine. Bien qu'il n'y ait jamais eu de fouilles systématiques, on a trouvé auprès d'elle, au 18^e siècle et au milieu du 19^e siècle, des objets qui ne laissent pas de doute sur sa fréquentation par les Gallo-Romains. Le nom même de la source est révélateur d'un usage continu depuis l'époque romaine. En effet, le terme de « sarrasin » a longtemps été synonyme de « païen », et désignait aussi bien les païens extérieurs à la Chrétienté que ceux qui avaient précédé le Christianisme. Les vertus curatives de la source ne furent jamais oubliées par la suite et, dès la fin du 17^e siècle, les eaux étaient citées comme efficaces contre la « gravelle ». Elle fut utilisée pour les cures thermales à partir de 1852 (traitement des affections des reins et du foie), déclarée d'intérêt public par un décret du 2 octobre 1865, et la commune modifia son nom : Sermaize, pour s'appeler Sermaize-les-Bains en 1897. L'établissement thermal est fermé depuis 1940.

En 1979, la source fournissait 33 600 litres par jour et la société exploitante commercialisait annuellement 2 millions de bouteilles de 1,5 l et 300 000 bouteilles de 90 cl. L'exploitation a cessé peu après cette date.

Ailleurs, des eaux « fortifiantes » ont été fréquentées à Ancerville, Mognéville, Laimont, Sommellonne et Cousances-aux-Forges (Corroy, 1926).

SITES ARCHÉOLOGIQUES

• **Ancienne chaussée romaine.** Une importante voie romaine permettant d'aller de Reims à Toul traverse la région concernée. Une

« station » (relais) nommée « Ariola » citée par les Itinéraires, se trouvait sur le territoire de Noyers-le-Val (Meuse). Le tracé de cette voie est repris par la D994 ; sur la zone crayeuse, elle est encore bien reconnaissable et son soubassement romain, remarquablement bien conservé, est présent sous la chaussée moderne.

• **Structures en terre.** Les châteaux-forts de la Champagne crayeuse furent des châteaux sur motte, au moins jusqu'au 13^e siècle. La plupart d'entre eux étaient en bois. Il n'en subsiste plus un seul mais les mottes subsistent parfois. Celle de Vanault-le-Châtel, dont on connaît la date de fondation (entre 1122 et 1126), ce qui est rare, a été fouillée de façon scientifique. De plus, elle faisait partie d'un ensemble cohérent, dont les vestiges sont bien conservés.

En fond de vallée, entre la Heurlotte et le ru Saint-Loup, la motte correspond encore à une vaste plate-forme de 85 sur 67 m à la base, haute de 5,40 m ; elle est défendue par un fossé large de 10 m. À l'Ouest du fossé, légèrement surélevée par rapport au fond de vallée, on reconnaît la basse-cour. Elle-même entourée d'un fossé, elle mesure 130 m sur 25 à 40 m. À l'Ouest encore, se voit un dernier fossé, enfermant un enclos de 8,25 ha, dans lequel s'élevait un village (avec une église dédiée à Saint-Loup) qui acheva de disparaître au 19^e siècle.

À 300 m à l'Est, sur une légère éminence, se trouvait un prieuré de l'abbaye lorraine de Gorze ; c'est un quadrilatère de 75 sur 100 m, protégé à l'Est et au Sud par un fossé partiellement rempli d'eau.

Sur la feuille Revigny-sur-Ornain subsistent également les mottes de Possesse (avec une partie des fossés qui défendaient le village proprement dit et le hameau de Saint-Crépin), de Renaumont (à Charmont), et de Saint-Mard-sur-le-Mont.

AMÉNAGEMENT HYDRAULIQUE DE L'ARGONNE MÉRIDIIONALE

Les moines de l'abbaye cistercienne de Montiers-en-Argonne ont profondément modifié le paysage de l'Argonne. Leur première fondation fut au lieu-dit le Vieux-Monthier (à Sommeilles), avant 1133. En 1144, les religieux adoptèrent la règle cistercienne et, entre 1154 et 1161, ils déplacèrent leur abbaye à Monthiers (commune de Possesse). Celle-ci prit alors un développement rapide. Les moines défrichèrent la forêt, installèrent des « granges » (exploitations agricoles gérées par des moines) et créèrent de nombreux étangs où ils pratiquèrent la pisciculture. La population augmenta rapidement, tant dans les anciens villages que dans de nouveaux centres de peuplement, en partie grâce à l'exploitation rationnelle des étangs. Ceux-ci ont été créés en installant des digues (ou chaussées) qui barrent une cuvette

naturelle, alimentée par des sources. Périodiquement, chaque étang est vidangé grâce à une « bonde ». La baisse du niveau de l'eau permet de récolter les poissons ; l'étang est ensuite remis en eau et, dès que la vie végétale (algues, herbes, roseaux) est bien développée, il est à nouveau empoissonné.

SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires sur la région, et notamment des itinéraires d'excursions, dans le Guide géologique régional : Lorraine-Champagne, par J. Hilly, B. Haguenaer et coll., (1979), Paris, Masson édit., 216 p., nombreuses cartes et figures.

GLOSSAIRE

Les termes : argiles, limons, sables, graviers, cailloux, blocs, correspondent aux intervalles dimensionnels suivants :

- argiles : taille inférieure à 2 μm (micromètres) ;
- limons : 2 μm à 50 μm (fins : 2 à 20 μm ; grossiers : 20 à 50 μm) ;
- sables : 50 μm à 2 mm (fins : 50 μm à 0,2 mm ; grossiers : 0,2 à 2 mm) ;
- graviers : 2 mm à 20 mm ;
- cailloux : 20 mm à 200 mm ;
- blocs : taille supérieure à 200 mm.

Remarque : dans d'autres classifications, cailloux et blocs peuvent avoir des limites dimensionnelles supérieures.

Les « **granules** » de craie sont des fragments dont la dimension est généralement comprise entre 2 mm et 8 mm, la taille modale (taille la plus fréquente) étant généralement voisine de 4-5 mm.

Les appellations **lutites** (particules inférieures à 63 μm), **arénites** (grains dont la taille est comprise entre 63 μm et 2 mm) et **rudites** (grains et éléments dont la taille est supérieure à 2 mm), font également référence à la granulométrie du matériau. Elles sont plus particulièrement utilisées par les géologues. Les lutites se subdivisent en **argiles** (taille inférieure à 2 μm) et en **silts** (2 à 63 μm). Selon leur taille, les arénites sont :

- très fines : 63 à 125 μm ;
- fines : 125 à 250 μm ;
- moyennes : 250 à 500 μm ;
- grossières : 500 μm à 1 mm ;
- très grossières : 1 à 2 mm.

Outre son sens granulométrique, le terme **argile** a également un sens **minéralogique** (phyllosilicate hydraté de taille micrométrique) ou **lithologique** (roche détritique terrigène meuble ou relativement meuble principalement constituée de minéraux argileux). De même, **silt** peut avoir un sens lithologique (roche détritique terrigène meuble ou relativement meuble principalement constituée de grains dont la taille est celle des silts). Le sens utilisé est précisé dans le texte. Les équivalents indurés des argiles et des silts au sens lithologique sont les **argilites** et les **siltites**. Tous les intermédiaires sont possibles entre argilite et siltite (argilite silteuse ou siltite argileuse par exemple).

Les roches détritiques terrigènes *s.s.* et les roches calcaires *s.s.* forment les deux pôles de séries continues de **roches mixtes**. La désignation des roches mixtes tient compte de leur teneur en CaCO_3 . En se limitant au cas où le pôle détritique terrigène est représenté par une argilite, la classification est la suivante :

- argilite : moins de 5 % CaCO_3 ;
- argilite calcaire : 5 à < 35 % CaCO_3 ;
- marne : 35 à < 65 % CaCO_3 ;
- calcaire argileux : 65 à < 95 % CaCO_3 ;
- calcaire : 95 à 100 % CaCO_3 .

Certaines roches particulières ont reçu des noms hérités des classifications traditionnelles. Il leur correspond une désignation à la fois plus descriptive et plus précise dans les classifications modernes. Ainsi, la **gaize** s'apparente souvent à un **quartz-wacke**, c'est-à-dire à une roche arénacée contenant entre 15 et 75 % de matrice (voir ce terme), les éléments figurés (voir ce terme) étant constitués presque exclusivement de quartz (> 95 % si l'on s'en tient rigoureusement à la définition).

La **porosité** d'un matériau correspond au rapport entre le volume des vides de ce matériau et son volume apparent (volume apparent = volume solide + volume des vides). Elle est exprimée en %.

La **perméabilité** traduit l'aptitude d'un matériau à laisser passer un fluide ; elle est souvent exprimée en darcys. Porosité et perméabilité ne sont pas nécessairement corrélées : une roche peut être à la fois très poreuse et imperméable, les argiles par exemple.

En géologie, la **texture** désigne les relations spatiales entre les **éléments figurés** d'une roche (minéraux, grains d'origines diverses, fossiles et débris coquilliers), ainsi que les caractères de forme, taille et position de ceux-ci. Le matériel fin qui entoure les éléments figurés constitue la **phase de liaison**. Les éléments de la **phase de liaison** sont souvent indifférenciables à la loupe,

voire au microscope. La phase de liaison correspond soit à une **matrice** (elle est alors détritique), soit à un **ciment** (il résulte de processus de précipitation sur place), soit encore à un mélange des deux. En pédologie et en agronomie, texture a un sens différent : elle fait référence à la distribution granulométrique des particules du sol après destruction des agrégats.

Au sens utilisé dans la notice, le **faciès** est défini à partir des caractères lithologiques (taille, pourcentage et nature des éléments figurés, pourcentage et nature de la phase de liaison), il s'agit donc du **lithofaciès**. Les lithofaciès permettent de définir des catégories auxquelles on peut rattacher les roches ou les terrains présentant des caractères semblables. Si les critères utilisés étaient les fossiles, on parlerait de **biofaciès**. Le **nannofaciès** est le faciès observé aux grossissements du microscope électronique à balayage (couramment 5 000 à plus de 10 000).

Au sens stratigraphique utilisé dans la notice, une **formation** (ou **unité lithostratigraphique**) est un ensemble de couches ou de terrains formant une unité lithologique cartographiable. Son appellation rappelle l'endroit où elle a été définie ou met en relief un ou plusieurs caractères que les anciens auteurs ont jugé utile de distinguer (exemples : « Marnes de Brienne » ; « Sables verts supérieurs »).

L'**accommodation** ou **espace disponible** est l'espace qui peut être occupé par des sédiments en fonction des variations du **niveau marin relatif**. Ce dernier est contrôlé par les **variations eustatiques** (changements globaux du niveau marin) et par l'enfoncement (**subsidence**) ou, au contraire, la remontée du tréfonds du bassin sédimentaire.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM (BSS) détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés :

- Service géologique régional Champagne-Ardenne, 12 rue Clément-Ader, BP 27, 51051 Reims Cedex, pour le département de la Marne ;
- Service géologique régional Lorraine, 1 allée du Parc de Brabois, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy, pour le département de la Meuse ;
- ou au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris ;
- ou sur le site internet <http://www.brgm.fr/infoterre>.

Les questions d'ordre agronomique ou pédologique peuvent être soumises :

– Centre de Recherche Agronomique, 2 esplanade Roland Garros, 51686 Reims Cedex 2 ;

ou :

– Chambre Départementale d'Agriculture de la Marne, Complexe Agricole du Mont-Bernard, BP 525, 51009 Châlons-en-Champagne Cedex, pour le département de la Marne ;

– Chambre Départementale d'Agriculture de la Meuse, Les Roises, Savonnières-devant-Bar, BP 229, 55005 Bar-le-Duc Cedex, pour le département de la Meuse.

BIBLIOGRAPHIE

- ALCAYDÉ G., JUIGNET P., MONCIARDINI C. (COORDS), LOUAIL J., MANIVIT J., ROBASZYNSKI F., SORNAY J. (1980) – Crétacé supérieur. *In* C. Mégnien , F. Mégnien (coords) : Synthèse géologique du bassin de Paris. Volume I : Stratigraphie et paléogéographie, Mémoire BRGM n° 101, p. 289-325.
- ALLOUC J., LE ROUX J. (1995) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Mourmelon-le-Grand (133). Orléans : BRGM. Notice explicative par Allouc J. et Le Roux J., avec la collaboration de Monciardini C., Ravaux J.-P., Morfaux P. (1995), 65 p.
- ALLOUC J., LE ROUX J. (2000) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Suippes (159). Orléans : BRGM. Notice explicative par Allouc J. et Le Roux J., avec la collaboration de Batkowski D., Bourdillon C., Catillon J., Causero L., Ménillet F., Morfaux P., Ravaux J.-P. (2000), 73 p.
- AMÉDRO F. (1984) – Nouvelles données paléontologiques (ammonites) sur l'Albien de la bordure nord-est du bassin de Paris (de la Thiérache au Perthois). *Bull. Soc. Normandie et Muséum du Havre*, **LXXI**, 2 -3, p. 17-30.
- ANDREIEFF P. (Ed.) – Comité de la Carte géologique de France (1997) - Notes d'orientation pour l'établissement de la Carte géologique de France à 1/50 000. Coll. Techniques et Méthodes, BRGM édit., 225 p.
- AUTRAN A., LEFORT J.P., DEBEGLIA N., EDEL J.B., VIGNERESSE J.L. (1994) – Gravity and magnetic expression of terranes in France and their correlation beneath overstep sequences. *In* J.D. Keppie (Ed.) : Pre-Mesozoic geology in France and related area. Springer Verlag, Berlin, p. 49-72.
- BAIZE D. (1983) – Les planosols de la Champagne humide. INRA, Orléans, 286 p.

- BARRIER P. (2000) – Étude microfaciologique de deux forages profonds dans la craie de Provins (701 Poigny et 702 Sainte-Colombe) : empilement des faciès, biodiversité et découpage séquentiel. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, **37**, 2, p. 33-43.
- BENARD F., DE CHARPAL O., MASCLE A., TRÉMOLIÈRES P. (1985) – Mise en évidence d'une phase de serrage E-W au Crétacé inférieur en Europe de l'Ouest. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 300, p. 765-768.
- BERGERAT F. (1986) – Apports et résultats de l'analyse microstructurale dans l'étude de la Bresse Chalonnaise (fossé de la Saône) : tectonique cassante et paléo-champs de contrainte au Tertiaire. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, **23**, 2, p. 17-22.
- BERTRAND L. (1953) – Le Valanginien de la région de Saint-Dizier (Haute-Marne), révision de la collection J. Cornuel et observations stratigraphiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), IV, p. 261-275.
- BERTRAND L. (1954) – La limite entre les étages Aptien et Albien dans la région de Saint-Dizier (Haute-Marne). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), IV, p. 585-596.
- BLANC P., GÉLY J.-P. (2000) – Études pétrographiques et minéralogiques de la diagenèse carbonatée de la craie du Crétacé supérieur des forages profonds 701 (Poigny) et 702 (Sainte-Colombe) (région de Provins, Seine-et-Marne). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, **37**, 2, p. 87-100.
- BLESS M.J.M., DEMOULIN A., FELDER P.J., JAGT J.W.M., REYNDERS J.P.H. (1991) – The Hautes Fagnes area (NE Belgium) as a monadnock during the Late Cretaceous. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **113**, 2, p. 75-101.
- BLONDEAU A. (1987) – La Champagne. In C. Cavelier, J. Lorenz (coords) : Aspect et évolution géologiques du Bassin parisien. Mémoire hors-série n° 6 du Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris, p. 117-132.
- BLONDEAU A. (1992) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Vitry-le-François (252). Orléans : BRGM. Notice explicative par A. Blondeau, avec la collaboration de M. Bourniéras, M. Coulon, D. Fauconnier, M. Magniez-Jannin, C. Monciardini (1992), 36 p.
- BLONDEAU A., POMEROL B., MONCIARDINI C. (1988) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Sainte-Menehould (160). Orléans : BRGM. Notice explicative par A. Blondeau, P.-J. Fauvel, B. Pomerol, M. Bourniéras (1988), 40 p.
- BRGM (1975) – Notes d'orientation pour l'établissement de la carte géologique à 1/50 000. BRGM, Orléans, p. 123-152.
- BUVIGNIER A. (1852) – Statistique géologique, minéralogique, métallurgique, et paléontologique du département de la Meuse, Baillière édit., Paris, 694 p. + atlas.

- CAILLEUX A. (1939) – Blocs façonnés par le vent dans l'Est et le Centre du Bassin de Paris. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 7, p. 108-110.
- CAMPY M., MACAIRE J.-J. (1989) - Géologie des formations superficielles. Géodynamique – faciès – utilisation. Masson, Paris, 433 p.
- CASANOVA J., FOURNIER J., GARCIN M., GIOT D., NÉGREL P., QUESNEL F., ROBELIN C., ROGER J., THÉVENIAUT H., WIDORY D., WYNS R. (2001) – Projet SEDIMOR, apports de l'histoire géologique des argilites sur les interactions fluides-roches. Rapport BRGM/RP-51165-Fr, 160 p.
- COJAN I., VOINCHET P. (2003) – Site Meuse/Haute-Marne – Quantification de l'érosion : essai de datation de terrasses alluviales par méthode ESR (2001-2002). Rapport ANDRA - École des Mines, n° CRP 0ARM 01-015/A, 49 p.
- COLBEAUX J.-P., BEUGNIES A., DUPUIS C., ROBASZYSKI F., SOMME J. (1977) – Tectonique de blocs dans le Sud de la Belgique et le Nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, 97, p. 191-222.
- COLLECTIF (1992) – Guide des terrassements routiers : norme AFNOR - NFP 11 - 300. Classification des matériaux utilisables dans la construction des remblais et des couches de forme routières, 26 p.
- COLLECTIF (1992-1993) – Guide des terrassements routiers : guide technique pour la réalisation des remblais et des couches de forme. SETRA-LCPC, Bagnaux, 2 tomes, 98 et 102 p.
- COLLECTIF (1998) – Guide des terrassements routiers : catalogue des structures de chaussées neuves. SETRA-LCPC, Bagnaux, trois fascicules : 19, 23 et 47 p., 52 fiches.
- COLLECTIF (2000) – Traitement des sols à la chaux et/ou aux liants hydrauliques. SETRA-LCPC, Bagnaux, 166 p.
- CORDIER S. (2004) – Creusement plio-pléistocène des vallées de la Meurthe et de la Moselle antérieurement et postérieurement à la capture de la Haute Moselle. Thèse de Géographie physique, Université de Paris XII.
- CORROY G. (1925) – Le Néocomien de la bordure orientale du Bassin de Paris. Thèse Nancy, 334 p.
- CORROY G. (1926) – Ressources minérales de l'infra-Crétacé ou Néocomien de la bordure est du Bassin de Paris. *Revue industrielle de l'Est*, 31 p.
- COULON M., FRIZON DE LAMOTTE D. (1988) – Les craies éclatées du secteur d'Omey (Marne, France) : le résultat d'une bréchification par fracturation hydraulique en contexte extensif. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. IV, n° 1, p. 177-185.
- COULON M. (1992) – La distension oligocène dans le Nord-Est du bassin de Paris (perturbation des directions d'extension et distribution des stylolites). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 163, 5, p. 531-540.

- CURNELLE R., DUBOIS P. (1986) – Évolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français : bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4, p. 529-546.
- DAMOTTE R., FAUVEL P.-J., GEISLER D., HILLY J., MORETTO R., MEYER R., MAGNIEZ-JANNIN F., SOUDET H. (1978) – Le Barrémien et l'Aptien inférieur de Saint-Dizier (Haute-Marne). 103^e Congrès des Sociétés savantes, Nancy, sciences, IV, p. 351-362.
- DEMASSIEUX L., LE ROUX J. (1969) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Vauécourt (XXXI-14). Orléans : BRGM. Notice explicative par L. Demassieux (1969), 8 p.
- DESSENNE J.-L., DUFFAUT P. (1970) – Les propriétés rhéologiques de la Craie et leur influence sur le percement des galeries. *La houille blanche*, 5, p. 437-477.
- DURAND R. (1979) – La pédogenèse en pays calcaire dans le Nord-Est de la France. *Sci. Géol. Mém.*, 55, 198 p.
- DOLLFUSS G.F. (1907) – Excursions à Verzenay. *Ass. fr. pour l'Avancement des Sciences*, 37^e session, 1^e partie, p. 210-211.
- DUPUIS C., STEURBAUT R. (1987) – Altérites, sables marins (NP8, NP9) et fluviatiles, silicifications et stromatolites dans le Paléocène supérieur entre Criel et le Cap d'Ailly (Haute-Normandie). *Ann. Soc. géol. Nord*, p. 233-242.
- DUPUIS C., STEURBAUT R., DE CONINCK J., RIVELINE J. (1998) – The western argiles à lignite facies, Cap d'Ailly sections. In Thiry M., Dupuis C. (Eds) : The Palaeocene/Eocene boundary in the Paris basin : the Sparnacian deposits, field trip guide. *Mém. Sci. Terre*, 34, p. 62-71.
- EKDALE A.A., BROMLEY R.G. (1984) – Comparative ichnology of shelf-sea and deep-sea chalk. *J. Palaeontology*, 58, p. 322-332.
- EIMBERCK-ROUX M. (1977) – Les sols lessivés glossiques à pseudogley de l'Argonne méridionale : caractérisation micromorphologique et minéralogique. *Science du sol*, 2, p. 81-104.
- FAUVEL P.-J., GUÉRIN-FRANIATTE S., MAGNIEZ-JANNIN F. (1978) – Nouvelles données paléontologiques sur l'« Albien supérieur » de Revigny (Meuse). C.R. Congr. Soc. Savantes, Nancy, fasc. IV, p. 323-334.
- FAUVEL P.-J. (1984) – Approche sédimentologique de la gaize d'Argonne (France). 5^e Congrès européen de Sédimentologie, Marseille, p. 165.
- FAUVEL P.-J., MAGNIEZ-JANNIN F., DEMONFAUCON A. (1980) – Plicatules (Argiles à). In C. Mégnien : Synthèse géologique du bassin de Paris. Volume III : Lexique des noms de formation. Mémoire BRGM n° 103, BRGM éd., Orléans, p. 270-271.

- FAUVEL P.-J., PETIT G. (1984) – Sédimentation argilo-carbonatée du Crétacé moyen de Champagne (France). 5^e Congrès européen de Sédimentologie, Marseille, p. 166.
- FERRY S., KAELIN J.-L., ELION P., COURTINAT B., BUSNARDO R., CLAVEL B. (2001) – Révision stratigraphique du Crétacé inférieur du Bassin de Paris à la lumière des travaux de l'ANDRA sur le site de l'Aube. Communication au 8^e Congrès ASF, Orléans, Livre des résumés, Publ. ASF, Paris, 36, p. 135.
- GARDET G. (1937) – Les alluvions de l'Ornain en aval de Bar-le-Duc (feuille Bar-le-Duc à 1/80 000). *Bull. Soc. géol. Fr.*, p. 222-229.
- GRACIANSKY DE P.C., DARDEAU G., LEMOINE M., TRICART P. (1988) – De la distension à la compression : l'inversion structurale dans les Alpes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), IV, p. 779-785.
- GRETENER P.E. (1981) – Pore pressure : fundamentals, general ramifications, and implications for structural geology (revised). Education course note serie 4. AAPG, Tulsa, Oklahoma, 131 p.
- GUILLAUME C. (1982) – Stations de surface du Paléolithique inférieur et moyen de Lorraine. *Bull. Assoc. fr. Étude Quaternaire*, 2-3, p. 135-146.
- GUILLAUME C., COUDROT J.-L., DEYBEYER A., CABOURDIN G. (1992) – Encyclopédie illustrée de la Lorraine. Histoire de la Lorraine 1. De la pierre au fer. Presses Universitaires de Nancy, Éditions Serpenoise, vol. 1, 167 p.
- GUILLOCHEAU F. (1991) – Mise en évidence de grands cycles transgression-régression d'origine tectonique dans les sédiments mésozoïques du bassin de Paris. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 312, p. 1587-1593.
- GUILLOCHEAU F. (1995) - Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 320, p. 1141-1157.
- GUILLOCHEAU F., ROBIN C., ALLEMAND P., BOURQUIN S., *et al.* (2000) – Mesozoic geodynamic evolution of the Paris Basin : 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta*, 13, p. 189-246.
- HANOT F., RENOUX P. (1991) – Petrophysical variations in the Senonian chalk of the Paris Basin and their influence on static corrections. *First Break*, 9, 11, p. 515-526.
- HANOT F., RENOUX P. (1999) – Variations pétrophysiques dans la craie sénonienne du Bassin parisien et leur influence sur les corrections statiques. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 36, 2, p. 3-12.
- HANOT F., THIRY M. (1999) – Anomalies sismiques dans la craie et déformations superposées dans les formations tertiaires du Sud-Est du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 170, 6, p. 915-926.
- HAQ B.U., HARDENBOL J., VAIL R.P. (1987) – Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, p. 1156-1167.

- HAQ B.U., HARDENBOL J., VAIL R.P. (1988) – Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. In C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross, J.C. Van Wagoner (Eds): Sea-level change: an integrated approach. *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.*, **42**, p. 71-108.
- HARMAND D., LE ROUX J. (2000) – La capture de la Haute Moselle. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, **37**, 3, p. 4-14.
- HARMAND D., FAUVEL P.-J., JAILLET S., LE ROUX J., ALLOUC J., BRULHET J., BROCANDEL M. (2002) – Incision ante- et post-capture dans les vallées de l'Ornain et de la Saulx (Est du bassin de Paris). *Revue géographique de l'Est*, XLII, 4/2002, p. 171-183.
- HARMAND D., LEJEUNE O., JAILLET S., ALLOUC J., BRULHET J., *et al.* (à paraître, in Quaternaire, 2005) – Dynamique de l'érosion dans le Barrois : incision et karstification dans les bassins-versants de la Marne, de la Saulx et de l'Ornain. *Quaternaire*, 15, 4, p. 305-318.
- HATRIVAL J.-N., MORFAUX P. (1977) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Epernay (157). Orléans : BRGM. Notice explicative par Hatrival J.-N. (1977), 19 p.
- HIBSCH C., CARTWRIGHT J., HANSEN D.M., GAVIGLIO P., ANDRÉ G. *et al.* (2003) – Normal faulting in chalk : tectonic stresses vs. compaction-related polygonal faulting. In Van Rensbergen P., Hillis R.R., Maltman A.J., Morley C.K. (eds) : Subsurface Sediments Mobilization. Geological Society, London, Special Publication, **216**, p. 291-308.
- HILLY J., HAGUENAUER B. et collaborateurs (1979) – Guides géologiques régionaux. Lorraine–Champagne. Masson, Paris, 216 p.
- JAILLET S. (2000) – Un karst couvert de bas-plateau : le Barrois. Structure-Fonctionnement-Évolution. Thèse de Géographie physique. Université Michel de Montaigne, Bordeaux 3, 710 p.
- JERVEY M.T. (1988) - Quantitative geological modeling of siliclastic rock sequences and their seismic expressions. In Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C. (Eds) : Sea-level change: an integrated approach. *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.*, **42**, p. 47-69.
- JOLY H., GARDET G. (1967) – Carte géol. France (1/80 000), feuille Bar-le-Duc (51), 3^e édition, réimpression sans modification de la 2^e édition (1940). Paris : Service Carte géol. France. Notice explicative, 8 p.
- JUIGNET P. (1980) – Transgressions-régressions, variations eustatiques et influences tectoniques de l'Aptien au Maastrichtien dans le bassin de Paris occidental et sur la bordure du Massif armoricain. *Cretaceous Research*, **1**, p. 341-357.

- JUIGNET P., BRETON G. (1992) – Mid-Cretaceous sequence stratigraphy and sedimentary cyclicity in the western Paris Basin. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **91**, p. 197-218.
- LABOURGUIGNE J., MÉGNIEN F., CAUDRON M., MANIVIT J., VILLALARD P., DURAND R., DUTIL P., MONCIARDINI C. (1975) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Châlons-sur-Marne (XXIX-14). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Labourguigne, F. Mégnién (coords), C. Duermael, R. Durand, P. Dutil, H. Manivit, C. Monciardini (1975), 18 p.
- LAURAIN M., ALLOUC J., GUÉRIN H., MONCIARDINI C. (1990) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Attigny (109). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Laurain, J. Allouc, J. Le Roux, M. Coulon, D. Frizon de Lamotte, C. Monciardini, P. Morfaux (1990), 43 p.
- LAURAIN M., GUÉRIN H., BARTA L., MONCIARDINI C., DURAND D., NEISS R. (1981) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Reims (132). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Laurain, H. Guérin, R. Durand, B. Chertier, P. Louis, P. Morfaux, R. Neiss (1981), 34 p.
- LAURAIN M., GUÉRIN H., BARTA L., ALLOUC J., MONCIARDINI C. (1986) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Avize (158). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Laurain, J. Allouc., J. Le Roux, C. Monciardini, P. Louis (1986), 37 p.
- LAURAIN M., GUÉRIN H., MARRE A., RICHARD J. (1995) – Processus génétiques à l'origine des formations de pentes à graviers de craie en Champagne. *Permafrost and Periglacial Processes*, **6**, p. 103-108.
- LAURAIN M., MEYER R. (1986a) – Sables stampiens et paléosols ferrallitiques fossilisés sous les Faux de Verzy. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, **23**, 2, p. 23-28.
- LAURAIN M., MEYER R. (1986b) – Stratigraphie et paléogéographie de la base du Paléogène champenois. *Géologie de la France*, **1-2**, p. 103-123.
- LAURAIN M. (2001) – Conséquences des périodes froides du Quaternaire en Champagne. *Bull. Ass. géol. Aubeoise*, **22**, p. 21-38.
- LAURENT J. (1948) – L'Argonne et ses bordures. Paris, 310 p.
- LAURENT J., LEMOINE P. (1912) – Les lignes tectoniques de la Champagne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **12**, p. 631-642.
- LEFÈVRE D., HEIM J., GILLOT E., MOUTHON J. (1993) – Évolution des environnements sédimentaires et biologiques à l'Holocène dans la plaine alluviale de la Meuse (Ardennes, France). Premiers résultats. *Quaternaire*, 4/1, p. 17-30.
- LEJEUNE O., MARRE A., DEVOS A., LAURAIN M., BRULHET J. (2002) – Les phases d'incision de la vallée de la Marne entre Joinville et Vitry-le-François (Est du Bassin parisien, France). *Revue Géographique de l'Est*, XLII, 4/2002, p. 163-170.

- LE ROUX J. (1997) – Structuration du Nord-Est du bassin de Paris pendant la sédimentation. Les grandes phases de structuration. Particularités sédimentaires et structurales. Poster EG1 - 1 à 3. Journées scientifiques CNRS/ANDRA, Atlas des posters, Bar-le-Duc 27-28 octobre, p. 10-12.
- LE ROUX J. (1999) – Le contexte structural de l'Est du Bassin parisien et les relations avec la sédimentation. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, **36**, 1, p. 7-13.
- LE ROUX J. (2000) – Structuration du Nord-Est du bassin de Paris. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, **37**, 4, p. 13-34.
- LE ROUX J., ALLOUC J. (1988) – Structure de la Champagne crayeuse occidentale et de la Côte champenoise : mise en évidence et analyse de déformations anté et post-thanésiennes. *Géologie de la France*, **4**, p. 33-40.
- LE ROUX J., HARMAND D. (2003) – Origin of the hydrographic network in the Eastern Paris Basin and its border massifs. Hypothesis, structural, morphologic and hydrographic consequences. *Géologie de la France*, **1**, p. 105-110.
- LOISY C., PASCAL A. (1998) – Les encroûtements carbonatés (« calcrètes ») en Champagne crayeuse : rôles de la diagenèse et des actions biologiques sous climat tempéré. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 169, n° 2, p. 189-201.
- LORENZ J.-C., TEUFEL L.W., WARPINSKY N.R. (1991) – Regional fractures I: mechanism for the formation of regional fractures at depth in flat-lying reservoirs. *AAPG Bull.*, **75**, 11, p. 1714-1737.
- MAGNIANT D., DUTIL P. (1969) – Les sols hydromorphes du Perthois marnais. *Bull. AFES*, **2**, 4, p. 19-30.
- MAGNIEZ F., MÉDIONI R., MÉGNIEN C., MÉGNIEN F. (coords.), AMÉDRO F., DESTOMBES P. *et al.* (1980) – Crétacé inférieur. In C. Mégnien, F. Mégnien (coords) : Synthèse géologique du bassin de Paris. Volume I : Stratigraphie et paléogéographie, Mémoire BRGM n° 101, p. 255-287.
- MASCLE A., BERTRAND G., LAMIRAUX C. (1994) – Exploration for and production of oil and gas in France: a review of the habitat, present activity and expected developments. In A. Mascle (Ed.): Hydrocarbon and petroleum geology of France. Spec. Publ. Eur. Assoc. Petroleum Geol., Springer-Verlag, **4**, p. 3-27.
- MATRION B., TOUCH R. (2002) – Les Marnes à *Actinocamax plenus* et la limite Cénomalien-Turonien dans l'Est du Bassin parisien - Comparaison avec le Sud-Est de l'Angleterre et le Boulonnais. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, **39**, 4, p. 3-13.
- McKENZIE D. (1978) – Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Letters*, **40**, p. 25-32.
- MÉGNIEN C. (1980) – Tectogenèse du bassin de Paris : étapes de l'évolution du bassin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXII, p. 669-680.

- MÉGNIEN C. (2000) – Quels sont les résultats des forages du programme CRAIE 700 ? *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, **37**, 2, p. 142-147.
- MÉGNIEN C., HANOT F. (2000) – Deux forages scientifiques profonds pour étudier les phénomènes diagénétiques de grande ampleur dans la craie du bassin de Paris. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, **37**, 2, p. 3-7.
- MÉGNIEN C., MÉGNIEN F. (coords) (1980) – Synthèse géologique du bassin de Paris. Vol. I : Stratigraphie et paléogéographie. Mém. BRGM, n° 101, BRGM édit., Orléans, 468 p.
- MÉGNIEN F. (coord.) (1980) – Synthèse géologique du bassin de Paris. Volume III : Lexique des noms de formation. Mémoire BRGM n° 103, BRGM édit., Orléans, 467 p.
- MÉGNIEN F., DUTIL P., MONCIARDINI C. (1977) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Fère-Champenoise (224). Orléans : BRGM. Notice explicative par Mégnién F., avec la collaboration de Dutil P., Monciardini C. (1977), 13 p.
- MERCIER J., VERGELY P. (1992) – Tectonique. Géosciences. Dunod édit., Paris, 214 p.
- MEUNIER A. (1935) – Sur l'extension des formations gréseuses dans l'Est du Bassin parisien. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, **115**, p. 237-239.
- MEYER R. (1976) – Continental sedimentation, soil genesis and marine transgression in the basal beds of the Cretaceous in the East of the Paris Basin. *Sedimentology*, **23**, p. 235-253.
- MONCIARDINI C. (1978) – Biozones de foraminifères et faciès du Turonien dans le nord du bassin de Paris. *Bull. BRGM*, sect. 1, 3, p. 207-223.
- MONCIARDINI C. (1980) – Le Sénonien. In C. Mégnién, F. Mégnién (coords) : Synthèse géologique du bassin de Paris, vol. 1, Mém. BRGM, n° 101, p. 302-309.
- MORTIMORE R.N., POMEROL B. (1991) – Stratigraphy and eustatic implications of trace fossils events in the Upper Cretaceous Chalk of Northern Europe. *Palaios*, **6**, 3, p. 216-231.
- OZOUF J.C. (1983) – Comparaison de gélifracfs naturels de grèzes charentaises et de gélifracfs fabriqués. Etude expérimentale et traitement statistique. Application des méthodes d'analyse des données. Thèse de l'Université de Caen, 185 p.
- OWEN H.G. (1971) – Middle Albian stratigraphy in the Anglo-Paris Basin. *Bull. Brit. Museum (Nat. Hist.,) Geol. Suppl.*, **8**, London, 164 p.
- PÂQUE A. (1943) – Co-existence d'*Elephas antiquus* et d'*E. primigenius* dans les alluvions anciennes du plateau de Vassincourt (Meuse). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 11-12, p. 133-135.
- PÂQUE A., CAILLEUX A. (1946) – A propos des alluvions anciennes entre Ornain et Aisne. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, **9**, p. 157-159.

- PASTRE J.-F., LEROYER C., LIMONDIN-LOZOUET N., CHAUSSÉ C. *et al.* (2000) – Le Tardiglaciaire des fonds de vallée du Bassin parisien (France). *Quaternaire*, **11** (2), p. 107-122.
- PATTE E. (1937) – Le Quaternaire dans la vallée de l'Aisne. *Mém. Soc. géol. Fr.*, **32**, 47 p
- PERRODON A., ZABECK J. (1990) – Paris basin. In M.W. Leighton, D.R. Kolata, D.F. Oltz, J.J. Eidel (Eds) : Interior cratonic basins. AAPG Mem., **51**, p. 633-679.
- PETIT G. (1985) – Les argiles dans le Crétacé moyen du Nord-Est du bassin de Paris et de la Fosse vocontienne. Héritage et évolution diagénétique. Thèse Doct. Université, Nancy, 257 p.
- POSAMENTIER H.W., JERVEY M.T., VAIL P.R. (1988) – Eustatic control on clastic deposition I : Conceptual framework. In C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross, J.C. Van Wagoner (Eds): Sea-level change : an integrated approach. *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.*, **42**, p. 109-124.
- QUESNEL F. (1997) – Cartographie numérique en géologie de surface - Application aux altérites à silex de l'Ouest du bassin de Paris. Thèse de Doctorat en Géologie, Université de Rouen. Documents du BRGM, 263, 268 p. + 160 p. annexes.
- QUESNEL F. (2003) – Paleoweathering and paleosurfaces from northern and eastern France to Belgium and Luxembourg: geometry, dating and geodynamics implications. Special Conference on paleoweathering and paleosurfaces in the Ardenne-Eifel region at Preizerdaul (Luxembourg) on 14 to 17 may 2003. *Géologie de la France*, **1**, p. 95-104.
- QUESNEL F., BOURDILLON C., LAIGNEL B. (1996) – Maastrichtien supérieur au Nord-Ouest du bassin de Paris (France). Témoins résiduels en Seine-Maritime. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **322**, IIa, p. 1071-1077.
- QUESNEL F., GIOT D., ROBELIN C., ROGER J., WYNS R., CASANOVA J. (2002) – Apports des paléaltérations et des paléosurfaces à la reconstitution de l'histoire hydrogéologique de l'Est de la France (projet SEDIMOR). Journées du Partenariat de Recherche et de Développement entre le BRGM et l'ANDRA, Orléans, France, 5 mars 2002. Programme et résumés, p. 57-62.
- RICHARD J., COULON M., GAVIGLIO P., RAMSEYER K. (1997) – L'hydrofracturation : une déformation tectonique à haut potentiel diagénétique. Exemple des craies hydrofracturées de la région d'Omey (Bassin de Paris, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **325**, p. 359-366.

- RICHARD J., BARBIN V., RAMSEYER K., PASCAL A., ROUX M., HENRY P. (1999) – Les ciments syntectoniques : des enregistrements complexes de la diagenèse liée aux déformations tectoniques cassantes. Exemple des ciments des craies hydrofracturées de l'Est du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **170**, 5, p. 719-731.
- RIOULT M., DUGUÉ O., JAN DU CHENE R., PONSOT C., FILY G., MORON J.M., VAIL P.R. (1991) – Outcrop sequence stratigraphy of the Anglo-Paris basin middle to upper Jurassic (Normandy, Maine, Dorset). *Bull. Centre rech. explor.-prod. Elf-Aquitaine*, **15**, p. 101-194.
- RIVELINE J. (1980) – Fontainebleau (Sables et grès de). In C. Mégnien et F. Mégnien « Synthèse géologique du bassin de Paris », vol. 3, Mém BRGM, n° 101, p. 374.
- ROBIN C., GUILLOCHEAU F., ALLEMAND P., BOURQUIN S., DROMART G., GAULIER J.-M., PRIJAC C. (2000) – Échelles de temps et d'espace du contrôle tectonique d'un bassin flexural intracratonique : le bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **t. 171**, n° 2, p. 181-196.
- SLOSS L.L. (1991) – The tectonic factor in sea level change : a countervailing view. *J. Geophys. Res.*, **96**, p. 6609-6617.
- STCHÉPINSKY V. (1957) – La double faille de la Marne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), VII, p. 1117-1125.
- STCHÉPINSKY V. (1962) – Histoire géologique de la Haute-Marne et des régions voisines. Thèse Doct. état, Paris, 223 p., carte.
- STEINER P. (1980a) – La fracturation du Dogger lorrain. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, **17**, 4, p. 69-74.
- STEINER P. (1980b) – Lithostratigraphie et fracturation du Dogger lorrain. Thèse 3^e cycle, Nancy 1, 203 p.
- THÉVENIAUT H., WYNS R., QUESNEL F. (2002) – Étude paléomagnétique de la Borne de fer. Journées du Partenariat de Recherche et de Développement entre le BRGM et l'ANDRA, Orléans, 5 mars 2002, Programme et résumés, p. 63-65.
- THIERRY J., CARIOU E., DUBOIS P., FILY G., GABILLY J., LAURIN B., LE ROUX J., LORENZ J., RIOULT M., YAPAUDJAN L. (1980) – Jurassique moyen. In C. Mégnien, F. Mégnien (coords) : Synthèse géologique du bassin de Paris. Volume I : Stratigraphie et paléogéographie, Mémoire BRGM n° 101, BRGM édit., p. 125-193.
- THIRY M., SIMON-COINÇON R. (1996) – Tertiary paleoweatherings and silcretes in the southern Paris basin. *Catena*, **26**, p. 1-26.
- TRICART J. (1948) – La partie orientale du Bassin de Paris. Etude morphologique. Thèse de l'Université de Paris (lettres) et SEDES édit., Paris. 1 : la genèse du bassin, p. 1-210 ; 2 : l'évolution morphologique au Quaternaire, p. 211-274.

- VAIL P.R., BOWMAN S.A., EISNER P.N., PEREZ-CRUZ C. (1991) – The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. *In* G. Einsele, W. Ricken, A. Seilacher (Eds) : Cycles and events in stratigraphy. Springer-Verlag, Berlin, p. 617-659.
- VASSEUR G., LÉONARDI V., GOBLET P., COUDRAIN A. (2000) – Des paléocirculations convectives peuvent-elles être à l'origine de la diagenèse de la craie dans la région de Provins ? *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, **37**, 2, p. 137-141.
- VILLALARD P., MÉGNIEN F., GERGER G., LABOURGUIGNE J., DURAND R., DUTIL P. (1977) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Vertus (188). Orléans : BRGM. Notice explicative par Mégnién F., Monciardini C., Duermael G., Durand R., Dutil P. (1977), 24 p.
- VOISIN L. (1981) – Les silicifications en Thiérache ardennaise. *Revue Géographique de l'Est*, **XXI**, 4, p. 265-276.
- VOISIN L. (1988) – Introduction à l'étude de la Pierre de Stonne et des formations siliceuses associées au Sud-Ouest de l'Ardenne. Mémoire hors-série de la Société d'Histoire Naturelle des Ardennes, Charleville-Mézières, 44 p.
- WATERLOT J. (1953) – Essai de détermination de la provenance de l'eau de la source minérale des Sarrazins à Sermaize-les-Bains (Marne). *Annales des Mines*, **XI**, p.17-27.
- WYNS R., QUESNEL F., SIMON-COINÇON R., GUILLOCHEAU F., LACQUEMENT F. (2003) – Major weathering in France related to lithospheric deformation. *Géologie de la France*, 1, p. 79-87.
- ZIEGLER P.A. (1989) – Evolution of the North Atlantic - An overview. *AAPG Mem.*, **46**, p. 111-129.

AUTEURS

J. ALLOUC, Maître de Conférences à l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie - Institut National Polytechnique de Lorraine : Résumé, Introduction, Description des terrains non affleurants, Description des terrains du Crétacé supérieur, du Cénozoïque et du Quaternaire (formations alluviales exceptées), Cadre structural (Établissement de la carte géologique et de la carte structurale *p.p.*, Craies fracturées et indurées), Conditions de formation des entités géologiques et contexte de dépôt, Synthèse géodynamique régionale (Contrôle de l'enregistrement sédimentaire), Source thermique de Sermaize-les-Bains, Glossaire.

Coordination générale des différentes parties du texte.

– D. HARMAND, Maître de Conférences à l'Université de Nancy 2, Département de Géographie : Description des formations alluviales, Capture de l'Ornain, de la Saulx et de la Chée.

- P.-J. FAUVEL, Maître de Conférences à l'Université Henri Poincaré - Nancy 1, UMR 7566 G2R, Géologie et gestion des ressources minérales et énergétiques : Description des terrains du Crétacé inférieur, Substances utiles, carrières.
- J. LE ROUX, Maître de Conférences à l'Université Henri Poincaré - Nancy 1, UMR 7566 G2R, Géologie et gestion des ressources minérales et énergétiques : Cadre structural (Établissement de la carte géologique et de la carte structurale, *p.p.*, Description des structures de la feuille Revigny-sur-Ornain, Cadre structural régional), Synthèse géodynamique régionale (Contexte tectonique).
- C. BOURDILLON, Consultante, Eradata, Le Mans : Biozonation du Crétacé *in* tableau 1A.
- M. GURY, Maître de Conférences à l'Université Henri Poincaré - Nancy 1, Laboratoire de Science du sol : Géologie de l'environnement (Occupation du sol).
- L. CAUSERO, Directeur du Centre interrégional de formation professionnelle de l'Équipement, Pont-à-Mousson : Géologie de l'environnement (Éléments de géotechnique).
- P. MORFAUX, Directeur Régional Nord et Est de la filiale ANTEA du groupe BRGM : Ressources en eaux.
- J.-P. RAVAUX, Conservateur des musées de Châlons-en-Champagne : Documentation complémentaire (Sites archéologiques, Aménagement hydraulique de l'Argonne méridionale).

Remerciements. Les auteurs expriment leurs remerciements au Service d'analyses du BRGM, et notamment à : A. GADALIA (analyse des concrétions phosphatées), H. HAAS (analyses granulométriques et micro-granulométriques), P. JEZEQUEL (étude des minéraux lourds), V. PEDROLETTI et D. DESSANDIER (identification minéralogique par diffraction des rayons X). Ils remercient également R. MONTANARI, ingénieur de recherche au Laboratoire commun d'analyse par fluorescence X, Université Henri Poincaré - Nancy 1.

Les auteurs remercient aussi les rapporteurs du Comité de lecture de la Carte géologique de la France pour leurs corrections et commentaires.

ANNEXES

Déterminations stratigraphiques

N°	Biozone/âge	Prélèvement	n°	Biozone/étage	Prélèvement
Coupure 1			Coupures 3 et 4		
1.4	S/a	NP	3.1	Albien sommital	P, talus
1.5	S/b à S/c	NP	4.1	Albien sommital	P, talus
1.6	S/b à S/c possible	NP	Coupure 5		
1.7	S/a	P, talus	5.1	T/c	NP
1.8	T/S	NP	5.3	S/a probable à S/b	NP
1.9	S/a sommitale à S/b	NP	5.5	T/c ou T/S	P, carrière
1.10	à partir de S/a	NP	5.6	T/c élevée à T/S	NP
1.12	T/S à S/a basale	NP	5.7	T/c élevée à T/S	NP
1.13	S/a élevée à S/b basale	NP	5.9	T/c possible	NP
1.15	T/c	NP	5.10	T/S	P, talus
1.16	S/a	NP	5.11	T/b	NP
1.17	S/a élevée à S/b basale	NP	5.VaE	Cénomaniens terminal	NP
1.19	S/a élevée à S/b	NP	Coupure 6		
1.20	T/c élevée	NP	6.2	Albien sommital	P, fossé
1.21	S/a sommit. à base S/b	NP	6.5	Cénomaniens basal	P, fossé
1.22	S/a basale	NP	6.BU	Albien sup. élevé - Vraconien	P, fossé
Coupure 2			6.PVL	Albien sup. non terminal	P, fossé
2.4	T/b	P, talus	6.Ve1	Cénomaniens inférieur	P, fossé
2.5	T/S ou S/a	NP	6.Ve2	Albien sup. élevé - Vraconien	P, fossé
2.6	T/S	NP	Coupure 7		
2.7	T/c ou T/S	NP	7.D62	Albien moyen élevé	P, talus
2.8	S/a	NP	7.PA	Albien moyen	P, talus
2.10	Cénomaniens inférieur	NP	7.PTA	Albien moy. non basal à élevé	P, talus
2.11	Cénomaniens terminal	NP	7.VR	Albien supérieur	P, fossé
2.12	Cénomaniens terminal	P, carrière			
2.101	T/c probable	P, carrière			

Tabl. 2A - Chronologie relative des échantillons de contrôle. Détermination C. Bourdillon. La biozotation utilisée pour le Turonien et le Sénonien est celle de C. Monciardini (1980). Pour la colonne prélèvement, P : échantillon en place, NP : « pierres volantes » dans les champs.

Granulométrie

Intervalles/Sites	« Gault » REV IV-1	« Gaize » (base) REV IV-2	« Gaize » (p. inf.) REV IV-5	« Sables verts » sup. REV III-2	Marnes C2 REV II-13
> 2000 µm	0,32	29,49	13,92	0,44	0,31
1000-2000	0,34	0,07	4,18	1,28	0,56
500-1000	0,13	0,03	1,13	3,05	0,26
250-500	0,11	0,02	0,49	8,71	0,57
125-250	0,22	0,03	1,05	3,84	0,49
63-125	0,91	0,93	9,42	1,44	1,28
31,5-63	5,11	3,41	19,42	4,12	4,46
2-31,5	65,86	35,84	36,67	41,86	49,51
< 2 µm	27,01	30,22	13,72	35,27	42,56
Intervalles/Sites	Limons LH1/Gault REV IV-3	Formation <i>A</i> REV I-3	Formation <i>A</i> REV II-102	Formation <i>A</i> REV V-8	
> 2000 µm	0,31	1,03	0,28	3,42	
1000-2000	0,31	0,35	0,28	1,64	
500-1000	0,25	0,25	0,39	1,12	
250-500	0,28	0,27	0,65	1,33	
125-250	0,91	0,39	0,71	1,94	
63-125	1,73	0,62	1,15	3,93	
31,5-63	8,75	5,03	4,81	6,58	
2-31,5	64,45	51,56	53,53	47,53	
< 2 µm	23,02	40,47	38,21	32,51	

Tabl. 3A - Analyses granulométriques (en pour cent) sur échantillons défloculés puis lavés sur tamis de 50 µm. La fraction inférieure à 50 µm est analysée au sédigraphé. Les valeurs élevées dans les dimensions supérieures à 2 000 µm correspondent à des échantillons dont la défloculation est incomplète. La précision de la méthode est de quelques pour cent. Les chiffres après la virgule résultent du mode de calcul, ils n'ont pas de signification physique.

Minéraux de la fraction granulométrique argileuse

Étage	Minéral dominant	Min. subordonné	Min. subordonnés et/ou accessoires
Turonien inf. et moyen	kaolinite (40-50 %)	illite (25-35 %)	smectites (15-35 %)
Cénomaniens moy. et sup.	kaolinite (50 %)	illite	smectite
Cénomaniens inférieurs	kaolinite (40 %)	smectites (30-35 %)	illite (20-30 %)
Albien supérieur : Gaize	smectites(80-90 %)	illite (<10-20 %)	chlorite, quartz
Albien supérieur « Marnes de Brienne »	smectites (30-40 %)	kaolinite	n.d.
Albien supérieur « Argiles du Gault »	illite (50 %)	chlorite (25 %)	kaolinite (20-25 %) (10-14 sm) ?
Albien inférieur	illite(+glauconite)	smectites	quartz ± kaolinite
Aptien supérieur	n.d.	n.d.	n.d.
Aptien inférieur (de l'Aube)	kaolinite (20-50 %)	smectites (0-40 %)	illite (0-60 %) interstratifiés (0-50 %)
Barrémien supérieur	illite (65 %)	kaolinite (30-35 %)	n.d.
Barrémien inférieur	illite	kaolinite	chlorite, interstratifiés
Hauteriviens (de l'Aube)	kaolinite (30-50 %)	illite (30-40 %)	smectites (20-30 %)
Valanginiens	kaolinite	illite	chlorite, (10-14 sm)

n.d. = non déterminé

Tabl. 4A - Tableau récapitulatif de la composition minéralogique de la fraction argileuse. Pour l'Hauterivien et l'Aptien inférieur, les résultats proviennent d'analyses diffractométriques effectuées sur des prélèvements de l'Aube (région de Courcelles). Pour l'ensemble du tableau, les données chiffrées ne doivent être considérées que comme des indications semi-quantitatives (d'après Petit, 1985 p.p.).

Minéraux lourds

Espèces/Sites	« Gaize » (base) REV IV-2	« Gaize » (p. inf.) REV IV-5	« Sables verts » sup. REV III-2
amphibole		T	T
anatase	T		T
apatite	A		F
baddeleyite (var. zircon)	T		
crandallite			T
disthène			T
esquilles métalliques	T		T
hydroxydes de fer	P	P	A
ilménite	T	T	R
leucoxène	T	P	T
magnétite	T		T
pyrite		T	
rutile	T	F	F
sphène (limpide)		P	R
spinelle vert			T
staurotide			F
titanomagné(héma)tite	T		
tourmaline brune	T	R	F
zircon	T	T	F

A = abondant, M = moyen, P = présent, F = faible, R = rare, T = traces

Tabl. 5A - Minéraux lourds (densité supérieure à 2,89). Reconnaissance par observation microscopique et analyse à la microsonde.

Analyses de l'eau de la Source de Sermaize-les-Bains

	A		B
résidu sec à 180 °C	1492	résidu sec à 105 °C	1512
		pH	6,8
alcalinité en CO ₂ des carbonates	264,0	HCO ₃	567,3
chlore des chlorures	9,1		9,5
SO ₄ des sulfates	737,7		723,5
silice de SiO ₂	11,6	silice (en SiO ₂)	12,5
sesquioxydes (Al, Fe, Mn) ₂ O ₃	3,1		
fer soluble et insolubilisé (en Fe)	3,0	fer total (en Fe)	2,0
alumine (en Al)	traces		
manganèse (en Mn)	traces	manganèse (en Mn)	0,1
calcium (en Ca)	100,4	calcium (en Ca)	194,5
magnésium (en Mg)	86,1	magnésium (en Mg)	171,0
sodium (en Na)	186,0	sodium (en Na)	9,8
potassium (en K)	91,0	potassium (en K)	10,7
phosphates (en PO ₄)	0		
nitrates (en NO ₃)	0	nitrates (en NO ₃)	0
		fluor (en F)	0,95
sels ammoniacaux (en NH ₃)	0,468		
albuminoïdes (en NH ₃)	0,076		
<i>matières organiques par litre</i>			
dosage en milieu acide : en O absorbé	1,500		
dosage en milieu alcalin : en O absorbé	1,437		

Tabl. 6A - Analyses de l'eau de la source des Sarrazins, Sermaize-les-Bains. Teneurs exprimées en milligrammes/litre. A : Laboratoire de contrôle de l'Académie de Médecine, 1949, in Waterlot (1953). B : Laboratoire LNSP, 1973, in Banque du sous-sol, BRGM.

Forages de reconnaissance

Partie lorraine (Meuse)	N 3-1001	N3-1002	N4-10	N8-1	N8-4	N8-5	N8-7	N8-12	N8-14	N8-78
N° d'archivage BSS	190-3-01	190-3-02	190-4-10	190-8-01	190-8-04	190-8-05	190-8-07	190-8-12	190-8-14	190-8-78
X	789,558	790,238	793,103	798,226	797,256	795,641	796,738	795,359	794,655	797,497
Y	2434,095	2433,743	2436,000	2429,429	2429,761	2430,078	2431,643	2427,776	2429,688	2430,241
Z	179,7	181,8	152,5	154,2	151,1	147,0	154,2	146,2	145,0	185,0
Profondeur finale	149	144	60	40,5	42	123,50	66	91	61,50	82,5
Epaisseur form. superficielles (m)	5,00	11		4,60	6,80	4,50	7,20	5,00	5,00	4,00
Toit des « Sables verts inférieurs »	110,5	104	47		13	95,7	39,5	55	22	41,5
Toit du Jurassique	135	128	48	17,95	33,1	118,8	62,1	80	47	58

Partie champenoise (Marne)	R1-4	R2-37	R3-1	R3-2	R4-1001	R5-27	R5-32	R5-35	R6-18	D40	A31
N° d'archivage BSS	190-1-1004	190-2-1037	190-3-1001	190-3-1002	190-4-1001	190-5-27	190-5-32	190-5-35	190-6-18	190-6-D40	190-7-A31
X	777,379	780,491	786,050	787,497	795,728	773,736	774,978	776,836	779,960	782,633	787,351
Y	2436,082	2433,016	2440,104	2441,712	2442,509	2425,061	2425,740	2423,426	2424,247	2427,225	2426,154
Z	148,0	131	172,7	177	156,8	147,0	124	111	116	117,8	126,2
Profondeur finale	321	190	188,5	53	46	214,25	171		15	20	15
Epaisseur form. superficielles (m)			4	7,5	10	1,5	1,9	5,5	4	4,5	5,6
Toit du Cénomanien	27					39,5 ?					
Toit de l'Albien	47	68,5	106,5			89 ?					
Toit des « Sables verts inférieurs »		174	154		26	198,7	155				
Toit du Jurassique	195,5		175		33						

N : SGR de Nancy ; R : SGR de Reims.

X, Y, Z : coordonnées calculées par référence au carroyage Lambert zone II étendu ; D40 et A31 : forages des Côtes de Champagne. Les profondeurs des toits (en mètres) sont données par rapport à la surface du sol.

Tabl. 7A - Coupes simplifiées des principaux forages de reconnaissance archivés à la Banque du sous-sol du BRGM.

Sondages pétroliers

Nom	Laheycourt 1D	Belval-en-Argonne 1	Mognéville 1	Saint-Joseph 1	Les Quatre Bras 1
Sigle	LHC 1D	BVL 1	Mog 1	SJ 1	LQB 1
X	796,174	795,362	795,178	805,409	790,192
Y	2435,955	2 440,243	2 421,549	2 423,039	2 415,494
Z	158,5	162,9	201	250	193
Profondeur finale	2050	1860	1769	1 849	1 941,5
Niveau départ	Albien inf.	Albien	Barrémien	Tithonien	Aptien
Toit du Jurassique	?	46	32	?	50
Toit de l'Oxfordien	245	253	262	244	270
Toit du Dogger	> 680	620	>536	> 686	> 590
Toit du Lias	940,5	919	894	942	950
Toit du Rhétien	1 439,5	1 351	1 307	1 369	1 360
Toit de la Lettenkohle	1 835,5	1 678	1 633,5	1 637,5	1 674
Toit du Buntsandstein	1 968	1 784	?	1 789	1 802
Toit du socle	2 026,5	1 822	?	?	1 920
Nature du fond de trou	séricito-schistes	séricito-schistes	Muschelkalk	Buntsandstein	schistes

X, Y, Z : coordonnées calculées par référence au carroyage Lambert zone II étendu. Les profondeurs des toits sont données par rapport à la surface du sol.

Tabl. 8A - Coupes simplifiées de cinq sondages pétroliers profonds réalisés sur les feuilles Revigny-sur-Ornain (Belval-en-Argonne 1 et Laheycourt 1D), Saint-Dizier (Les Quatre Bras 1 et Mognéville 1) et Bar-le-Duc (Saint-Joseph 1).

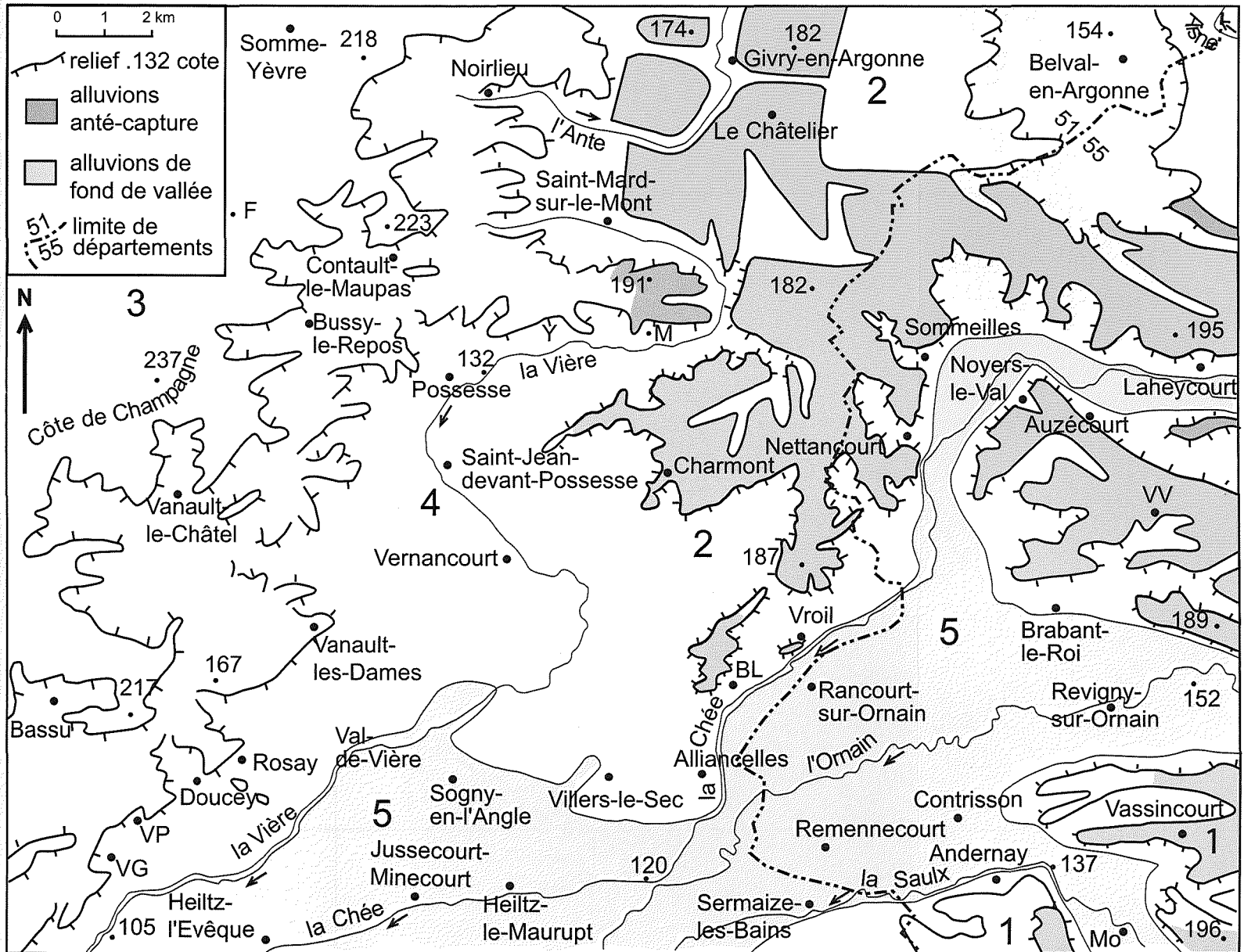


Fig. 1 - Localisation, principaux traits géomorphologiques et répartition des alluvions.

1 : Terminaison septentrionale du Barrois ; 2 : Prolongements méridionaux de l'Argonne (relief de la « Gaize » et du « Gault ») ; 3 : Champagne crayeuse ; 4 : Champagne humide ; 5 : Prolongements orientaux du Perthois (plaine alluviale de la Saulx, de l'Ornain, de la Chée et de la Vière) ; BL : Bettancourt-la-Longue ; Mo : Mognéville ; VG : Vavray-le-Grand ; VP : Vavray-le-Petit ; VV : Villers-aux-Vents ; F : Ferme de Frécul ; M : Ferme de Monthiers ; Y : Ferme de Yonval

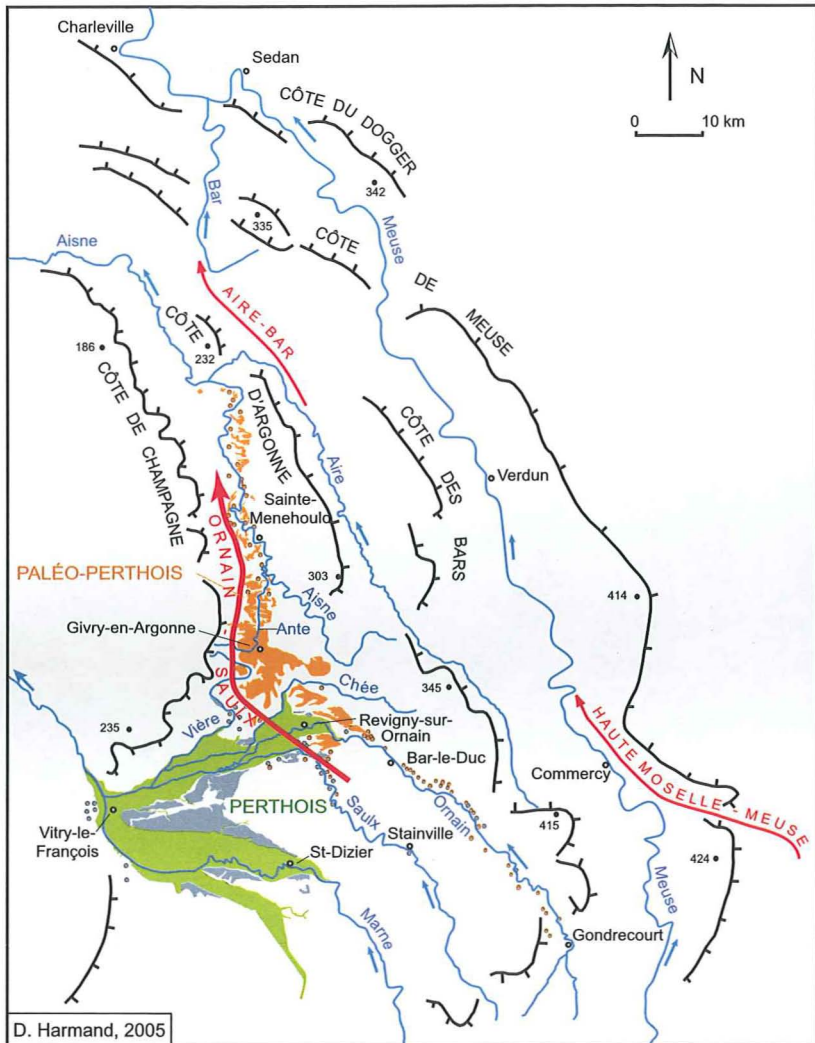


Fig. 3 - La capture de l'Ornain-Saulx et l'extension des formations alluviales anté et post-capture

- alluvions du bassin de la Marne (terrasses)
 - alluvions antérieures à la capture de l'Ornain-Saulx
 - alluvions de fond de vallée (Perthois)
 - Paléo-cours d'eau principaux
- 235 : cote de l'Ornain-Saulx

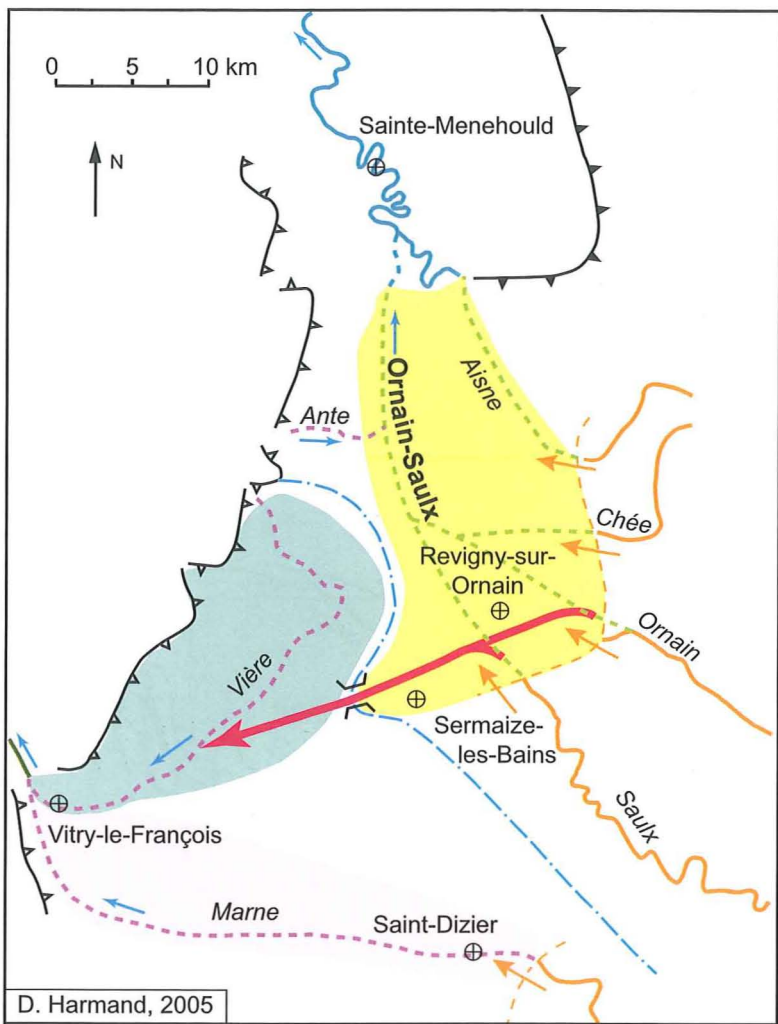


Fig. 4 - Les mécanismes de la capture de l'Orvain-Saulx

1 : côte d'Argonne ; 2 : côte de Champagne ; 3 : limite septentrionale ou occidentale des calcaires du Tithonien (Barrois) ; 4 : vallées incisées dans les calcaires du Barrois ; 5 : paléo-vallées perchées sur les formations crétacées du Paléo-Perthois (Gaize albienne, Cénomaniens) ; 6 : vallées incisées dans la Gaize albienne ; 7 : vallées incisées dans les formations argilo-sableuses et marneuses du Crétacé du Perthois ; 8 : vallée incisée dans la Craie ; 9 : remblaiement alluvial de période froide (cryoclastie active dans le Barrois) ; 10 : Paléo-Perthois ; 11 : paléo-plaine alluviale de la Marne dans le Perthois ; 12 : bassin versant de la Vière ; 13 : limite de bassin versant Marne/Orvain-Saulx ; 14 : col surbaissé dans les Argiles du Gault ; 15 : capture de l'Orvain-Saulx et de la Chée (déversement) ; 16 : localités

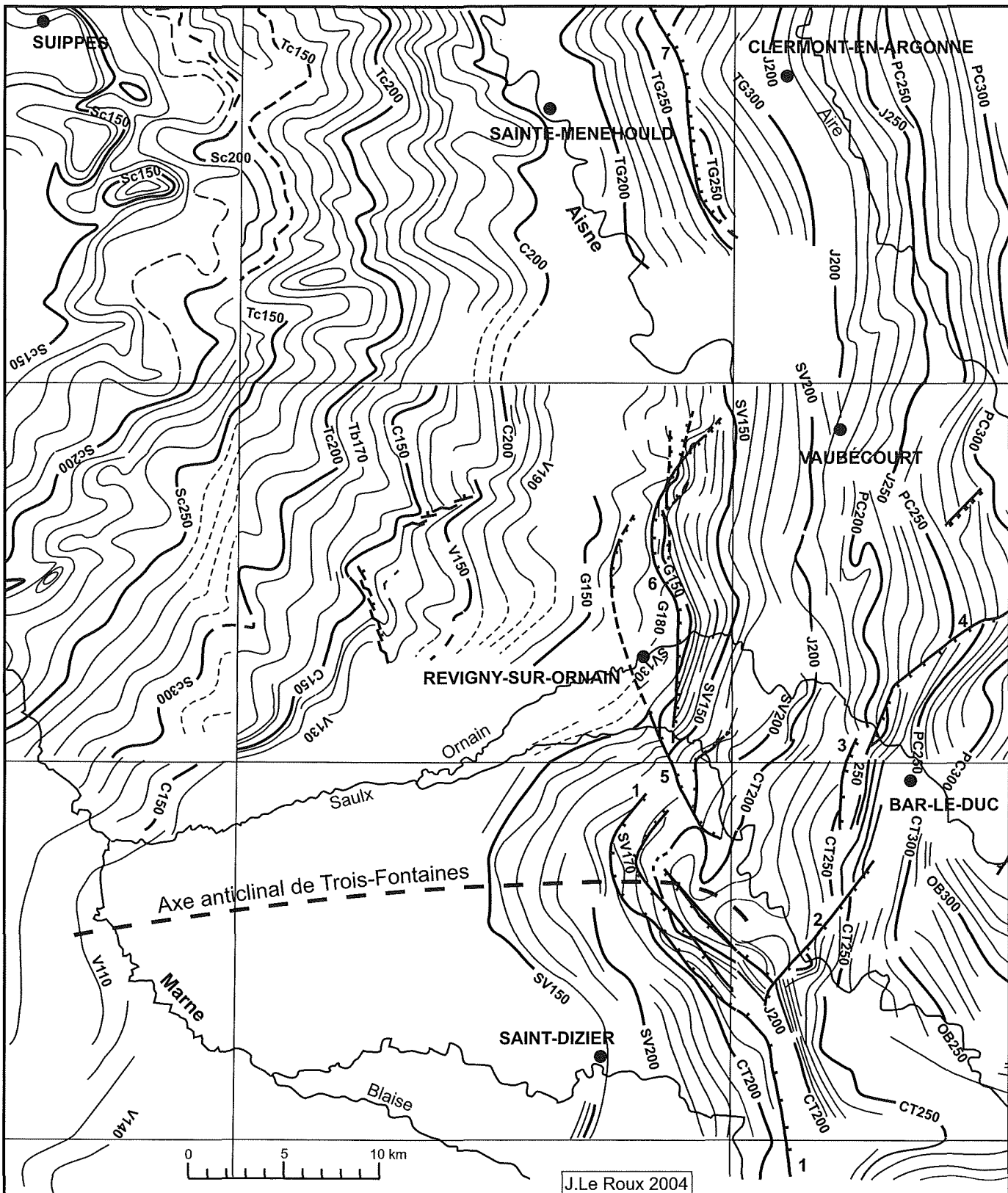


Fig. 6 - Cadre structural régional

Isohypses. Sénienien Sc : toit de la biozone c ; Turonien Tc : toit de la biozone c, Tb : toit de la biozone b ; Cénomanién C : toit du Cénomanién ; V : mur des « Sables Verts supérieurs » ; Albien G : mur de la « Gaize » ; SV : toit des « Sables verts inférieurs » ; Tithonien J : toit du Tithonien érodé, CT : toit des « Calcaires tubuleux » ; OB : toit de « l'Oolithe de Bure » ; PC : mur de la « Pierre châlne ». **Failles.** 1 - de la Houquette (ou de Cousances-les-Forges) ; 2 - de Haironville ; 3 - de Fains-les-Sources ; 4 - de Seigneulles ; 5 - de Mognéville ; 6 - de Noyers-le-Val ; 7 - des Islettes

CHRONOSTRATIGRAPHIE

Jur. sup.	Crétacé inférieur			Crétacé supérieur		
	Albien moyen	Albien supérieur	Concomitant inférieur	Turonien inférieur et moyen	Turonien supérieur	Coniacien moyen
		Vraconien				
	n7a	n7c	c1	c2a-b	c3c	c4b
	n6	n6cB		c1b-c	T/c	S/b
	n5	n6cG			T/S	S/a
	n4	n6cA				c3c/1
	n3	n6cE				c3c-4a
	n2	n6cF				
	n1	n6cH				
	n0	n6cI				
	n9	n6cJ				

ÉQUIVALENCES CHRONOSTRATIGRAPHIQUES APPROXIMATIVES
 NOTATIONS UTILISÉES ANTÉRIEUREMENT, T/c, S/a, etc. d'après Monciardini (1980)
 NOTATIONS UTILISÉES POUR LES CARTES GÉOLOGIQUES SUIPPES ET REVIGNY-SUR-ORNAIN

ÉPAISSEURS EN MÈTRES
 () : ÉPAISSEUR MAXIMALE

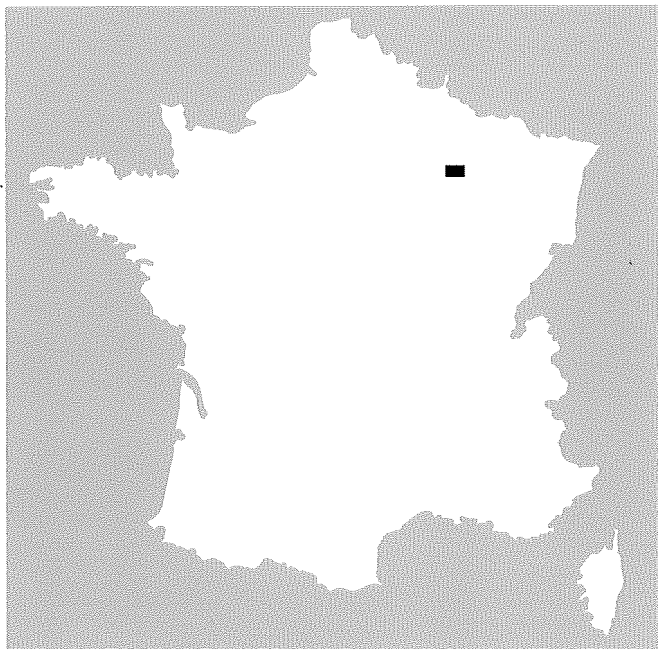
LITHOSTRATIGRAPHIE ET FORMATIONS DES AUTEURS

- fondos fermes ou durcis
- nodules phosphatés
- nodules ferrugineux
- intraclastes
- parties non représentées (faciès homogènes)
- bioclastes
- spicules d'éponges
- glaucconie
- bioturbation

Crates blancs relativement tendres, quelques bioclastes, quelques fonds durcis	« Crate de Châlons » à <i>M. descriptus</i> p.p.
Crates blancs relativement tendres, quelques bioclastes, rares fonds durcis	
Crates blancs, à bioclastes.	
Alternance de crates blanchâtres et de marnes crayeuses gris-vert argileuses grises	
Crates argileuses légèrement glauconieuses, fossilifères, fonds durcis assez fréquents	
Marnes légèrement glauconieuses, légèrement sableuses à la base	
Argilles sablo-glaucconieuses	«Sables verts supérieurs»
Quartz-wackes à spicules d'éponges, parfois légèrement silicifiés	«Gazite» au Nord passage latéral aux «Marnes de Brienne» au SSW
Argilles calcaires ou marnes grises	«Gaul»
Argilles silteuses calcaires gris foncé, concentrations locales de concrétions phosphatées	«Argiles du Gaul»
Sables argileux et glauconieux	«Sables verts inférieurs»
Sables quartzeux blancs à jaunâtres	«Sables et grès jaunâtres»
Argilles sableuses noires	«Argiles à Picalulais»
Sables argileux à concrétions Fe au sommet	«Grès et sables piquetés»
Argilles à intercalations calcaires	«Argiles ostéennes»
Bâche Fe à liant calcaire	«Calcaire à Sparangues»
Sables argileux ou argilles sableuses en poches dans J7	«Sable blanc»
Calcaires micritiques (sublithographiques) gris foncé	

- ESPÈCES - GUIDES** (☉ = formes planctoniques)
- Hedbergella gr. nishi* MOULLADE ☉
 - Lingulina loryi* (BERTHELIN)
 - Citharinella chapmani* MARIE
 - Arenobulimina macfadanyi* CHAPMAN
 - Valvulinera loertleri* (TAPPAN)
 - Saracenaria vestida intermedia* MAGNIEZ-JANIN
 - Arenobulimina sabulosa* (CHAPMAN)
 - Arenobulimina chapmani* CUSHMAN
 - Valvulinera angulata* MAGNIEZ-JANIN
 - Quinqueloculina antiqua* (FRANKE)
 - Globigerinelloides bentonensis* Egger ☉
 - Eggerellina mariae* TEN DAM (MORROW)
 - Ticinella primula* LUTERBACHER ☉
 - Spiroloculina papyracea* BURROWS, SHERBORN & BAILEY
 - Bolivina eovigeriniformis* KELLER
 - Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER) ☉
 - Pseudotextulariella cretosa* (CUSHMAN)
 - Gavellinella intermedia* (BERTHELIN)
 - Guembellitria cenomana* (KELLER) ☉
 - Gavellinella cenomana* (BROTZEN)
 - Gavellinella baltica* (BROTZEN)
 - Valvulinera praestans* MAGNIEZ-JANIN
 - Rotalipora cf. appenninica* (RENZ) (morphotype primitif) ☉
 - Gubkinella graysonensis* (TAPPAN) ☉
 - Hagenowina advena* (CUSHMAN)
 - Heterohelix moremani* (CUSHMAN) ☉
 - Flourensina gr. douvillei* MARIE
 - Rotalipora appenninica* (RENZ) ☉
 - Flourensina cf. intermedia* MARIE
 - Praeglobotruncana stephani* (GONDOLFI) ☉
 - Rotalipora reicheli* MORNOD ☉
 - Rotalipora cushmani* (MORROW) ☉
 - Helvetotruncana helvetica* (BOLLI) ☉
 - Whiteinella gr. archeoretacea* PESSAGNO ☉
 - Lingulogavellinella globosa* (BROTZEN)
 - Gavellinopsis tourainensis* BUTT
 - Globorotalites hangensis* VASSILENKO
 - Globorotalites minutus* GOEL
 - Dicarinella canaliculata* (REUSS) ☉
 - Marginotruncana sigali* (REICHEL) ☉
 - Marginotruncana coronata* (BOLLI) ☉
 - Marginotruncana pseudolinneiana* PESSAGNO ☉
 - Lingulogavellinella aff. vombensis* (BROTZEN)
 - Reussella kelleri* VASSILENKO
 - Stensioeina granulata* var.1
 - Globotruncana bulloides* VOGLER ☉
 - Vemeuilina muensteri* REUSS
 - Gavellinella thalmani* (BROTZEN)
 - Osangularia whitei* (BROTZEN)
 - Stensioeina granulata granulata* (OLBERTZ)
 - Reussella cushmani* BROTZEN
 - Gavellinella stelligera* (MARIE)
 - Stensioeina exculpta exculpta* BROTZEN

Tableau 1A - Colonne stratigraphique schématique (J-Alouic et P-J-Fauvel) et biozonation (C. Bourdillon)



REVIGNY-SUR-ORNAIN

La carte géologique à 1/50 000
REVIGNY-SUR-ORNAIN est recouverte
par la coupure BAR-LE-DUC (N° 51)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Suilppes	Sainte-Ménéhould	Clermont-en-Argonne
Châlons-sur-Marne	REVIGNY-SUR-ORNAIN	Vaubécourt
Vitry-le-François	Saint-Dizier	Bar-le-Duc