

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

MOURMELON-LE-GRAND

par

J. ALLOUC, J. LE ROUX

MOURMELON-LE-GRAND

La carte géologique à 1/50 000
MOURMELON-LE-GRAND est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : REIMS (N° 34)
à l'est : VERDUN (N° 35)

Astfeld- la-Ville	Attigny	Vouziers
Reims	MOURMELON- LE-GRAND	Monthois
Avize	Suilpes	Ste-Menehould



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,
DES POSTES ET TÉLÉCOMMUNICATIONS
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
MOURMELON-LE-GRAND À 1/50 000**

par

J. ALLOUC, J. LE ROUX
avec la collaboration de
C. MONCIARDINI, J.P. RAVAUX, P. MORFAUX

1995

Éditions du BRGM
Service géologique national

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

— *pour la carte* : ALLOUC J., LE ROUX J. (1995). — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Mourmelon-le-Grand** (133). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Allouc, J. Le Roux, avec la collaboration de C. Monciardini, J.P. Ravaux, P. Morfaux (1995), 65 p.

— *pour la notice* : ALLOUC J., LE ROUX J., avec la collaboration de MONCIARDINI C., RAVAUX J.P., MORFAUX P. (1995) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Mourmelon-le-Grand** (133). Orléans : BRGM, 65 p. Carte géologique par J. Allouc, J. Le Roux (1995).

© BRGM, 1995. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1133-5

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ	5
ABSTRACT	6
INTRODUCTION	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	<i>7</i>
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	<i>9</i>
DESCRIPTION DES TERRAINS	11
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	<i>11</i>
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	<i>13</i>
Crétacé	13
Tertiaire	16
Quaternaire et formations superficielles	17
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	27
CADRE STRUCTURAL	30
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	40
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	44
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	<i>44</i>
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	<i>46</i>
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	<i>49</i>
<i>SUBSTANCES UTILES - CARRIÈRES</i>	<i>51</i>
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	52
<i>SITES ARCHÉOLOGIQUES</i>	<i>52</i>
<i>SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES</i>	<i>55</i>
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	<i>56</i>
<i>GLOSSAIRE</i>	<i>56</i>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<i>57</i>
AUTEURS	64
ANNEXE : LISTE DES FORAGES	65

RÉSUMÉ

Le territoire couvert par la feuille Mourmelon-le-Grand s'étend, d'Ouest en Est, des monts de Champagne du massif de Moronvilliers à la Côte de Champagne qui domine le Vallage d'Aisne. La plus grande partie du substratum est constituée de craies sénoniennes. Ce sont des craies blanches, généralement tendres, pauvres en macrofaune. Les craies blanchâtres à gris clair du Turonien supérieur et les marnes grises du Turonien inférieur n'affleurent qu'à la faveur de rentrants de la Côte de Champagne ou du réseau de vallons, secs ou drainés, qui entaillent le substratum dans la partie nord-est de la feuille. Par ailleurs, des témoins de dépôts marneux lacustres, d'âge ludien possible, subsistent sur le Téton, le plus oriental des monts de Champagne, d'altitude voisine de 240 m. Les formations superficielles sont essentiellement constituées de grèzes crayeuses d'origine périglaciaire (« graveluches » dans la terminologie locale) et d'alluvions anciennes et récentes. Certains monts du massif de Moronvilliers (ceux dont l'altitude est voisine de 240 m), ainsi que les éminences de cote 200 de la plaine crayeuse, jalonnent deux paléosurfaces sur lesquelles se sont développées des altérites argilo-limoneuses à meulières. Ces formations sont probablement d'âge quaternaire ancien. Etant donné la monotonie des faciès du Sénonien et la rareté de la macrofaune, l'âge des terrains crayeux a été déterminé à partir de leur contenu micro-paléontologique. Sur les dix biozones d'associations de foraminifères mises en évidence dans le Sénonien du bassin de Paris (Monciardini, 1980), huit ont été reconnues sur la feuille Mourmelon-le-Grand. Les terrains créacés les plus récents appartiennent au Campanien inférieur.

La carte structurale en isohypses a été établie à partir des âges d'environ 300 échantillons prélevés dans les formations crayeuses de l'ensemble de la feuille. Les courbes isohypses (courbes de niveau des surfaces géologiques) donnent une image de la structure. Malgré la complexité de celle-ci on peut distinguer trois secteurs, de superficie inégale, et une lanière tectonique NE-SW. Le secteur oriental est le prolongement sud du monoclinial oriental mis en évidence sur la feuille voisine Attigny. Le secteur central est essentiellement formé de digitations synclinales au Nord de la lanière de Sommepey-Tahure, et de dômes et cuvettes au Sud de celle-ci. Le secteur occidental, particulièrement complexe, est constitué d'ondulations d'orientation variable, lesquelles correspondent aux terminaisons de structures plus développées à l'Ouest, sur la feuille Reims.

Les sols sur craie et grèze crayeuse sont des rendzines. Les rendements agricoles sont remarquables depuis l'utilisation massive des engrais.

La craie et la « graveluche » ne sont plus guère utilisées que pour l'entretien des chemins.

Quelques sites archéologiques (départ d'aqueduc romain, enceintes et buttes de terre) sont visibles sur la feuille.

ABSTRACT

The Mourmelon-le-Grand sheet covers an area eastward of Rheims, in the Champagne crayeuse. Eastern and western boundaries joint the cuesta named Côte de Champagne and the Monts de Champagne of the Moronvilliers massif respectively. The Monts de Champagne are little hills dominating the adjacent plain; they correspond to outliers eastward of the tertiary cuesta of the Côte d'Île-de-France. The substratum of the whole sheet is essentially made up of Senonian chalks. These chalks are white, generally rather soft. They have a low macrofauna content except for some horizons enriched in bioclasts of *Inoceramus*. The whitish to light-grey chalks of the upper Turonian and the grey marls of the lower Turonian are exposed only in the NE part of the sheet. Outcrops are restricted to the Côte de Champagne or to drained or undrained thalwegs. Besides, some evidences of lake-marls, possibly of Ludian age, can be seen on the more eastern significant rise of the Monts de Champagne.

The Quaternary superficial deposits are principally composed of periglacial colluvium ("graveluches") and of Pleistocene or Holocene alluvia. Several Monts de Champagne (the altitude of which is about 240 m) and a number of 200 m hills are covered with clayey-silty weathered formations containing more or less porous siliceous limestones. The ages of the corresponding paleosurfaces are tentatively attributed to the Pleistocene.

Considering the monotony of facies and paucity in macrofauna, the microfauna was used to distinguish between Turonian, Coniacian, Santonian and Maastrichtian chalks. Among the ten biozones of foraminiferal associations established for the Senonian of the Paris Basin (Monciardini, 1980), eight of them were recognized in the studied area. The more recent biozone is of early Campanian age (biozone *h*).

The isohypses structural map was established from the (biostratigraphic) dating of about 300 carefully selected samples taken from the whole of the chalky substratum. Isohypses (contour lines of geological surfaces) point to the complexity of the structure. It is however possible to distinguish three areas of unequal size and a NE-SW narrow and elongated tectonic compartment : the "Sommepey-Tahure strip". The eastern area is the continuation of the eastern monocline also recognized on the Attigny map, immediately in the north. The central part mainly show finger-like synclines in the north of the "Sommepey-Tahure strip" and domes and structural basins in the south of the latter. The particularly complicated western area shows undulations with variable directions; they correspond to the endings of structures more developed in the west, on the adjoining sheet of Rheims.

The more important structures probably correspond to remote responses to deformations of the Ardennian basement during phases of the Pyrenean and Alpine orogenies; on the contrary, the minor undulations are surely independant of these latter because of the great thickness of sediments between the Hercynian floor and the superficial horizons. Faults have been interpreted as shear failures which accompany, offset, change or interrupt other tectonic structures.

Soils developed on chalks and on periglacial colluvium are rendzinas. These soils are generally chemically poor but the use of fertilizers allows a great agricultural production.

The chalk and periglacial colluvium were used in the past for traditional buildings; now they serve for the maintenance and filling in of paths and country roads.

Some archeological sites : beginning of a roman aqueduct, earthen ring-wall and earth-mounds built during the historic period are still visible.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE (fig. 1)

Presque toute la surface de la feuille Mourmelon-le-Grand est située dans l'unité géographique et géologique de la Champagne crayeuse (ou Champagne sèche). Seule l'extrémité nord-est déborde très légèrement de ce cadre et, à la faveur d'un rentrant de la Côte de Champagne, touche au Vallage d'Aisne, dépression N-S qui sépare l'Argonne de la Champagne crayeuse. Le modelé est essentiellement celui qui caractérise toute l'auréole correspondant au Crétacé supérieur de l'Est du bassin de Paris : molles ondulations d'orientation générale NE-SW, séparées par d'amples vallons évasés. Dans une grande partie du quart sud-ouest de la carte, notamment entre Mourmelon-le-Grand et la vallée de la Suippe, les versants ont une pente très faible et certains sont à peine sensibles dans le paysage. Seule la partie orientale de la carte, où les talwegs forment un réseau plus dense et plus encaissé, ainsi que l'ossature ESE-WSW des monts de Champagne située en bordure ouest de la feuille, présentent un relief un peu plus accusé. L'altitude de la plaine crayeuse, généralement comprise entre 110 et 140 m à l'Ouest de la feuille, s'élève insensiblement vers l'Est où les points hauts des interfluves atteignent 180 à 200 m. Pour leur part, les monts de Champagne forment de modestes élévations dont la cote maximale est voisine de 240 m dans la partie médiane du massif de Moronvilliers (le Casque*, le Téton) et de 210 m au Blanc-Mont situé au Nord de Sommepey-Tahure. Ailleurs, l'altitude des « monts » reste comprise entre 170 m environ et 200 m.

Le système d'écoulement superficiel est réduit, peu ramifié, et la pente longitudinale en est très faible. Le principal cours d'eau est la Suippe qui assure un drainage vers le Nord-Ouest après avoir contourné le massif de Moronvilliers. En rive droite, la Suippe reçoit successivement l'Ain (ou la Aïn), la Py et l'Arnes, dont les vallées lui sont à peu près perpendiculaires. Seuls les ruisseaux obséquents des abords de la Côte de Champagne : la Dormoise, l'Allin et son affluent le ruisseau de la Tannerie, ainsi que le ruisseau de la Liry, assurent

* Le fond topographique à 1/50 000 indique 194 m pour le Casque et 245 m pour la Warde située à 1 km au Nord; en fait, ces deux cotes sont interverties (cf. la coupure 1 du fond topographique à 1/25 000).

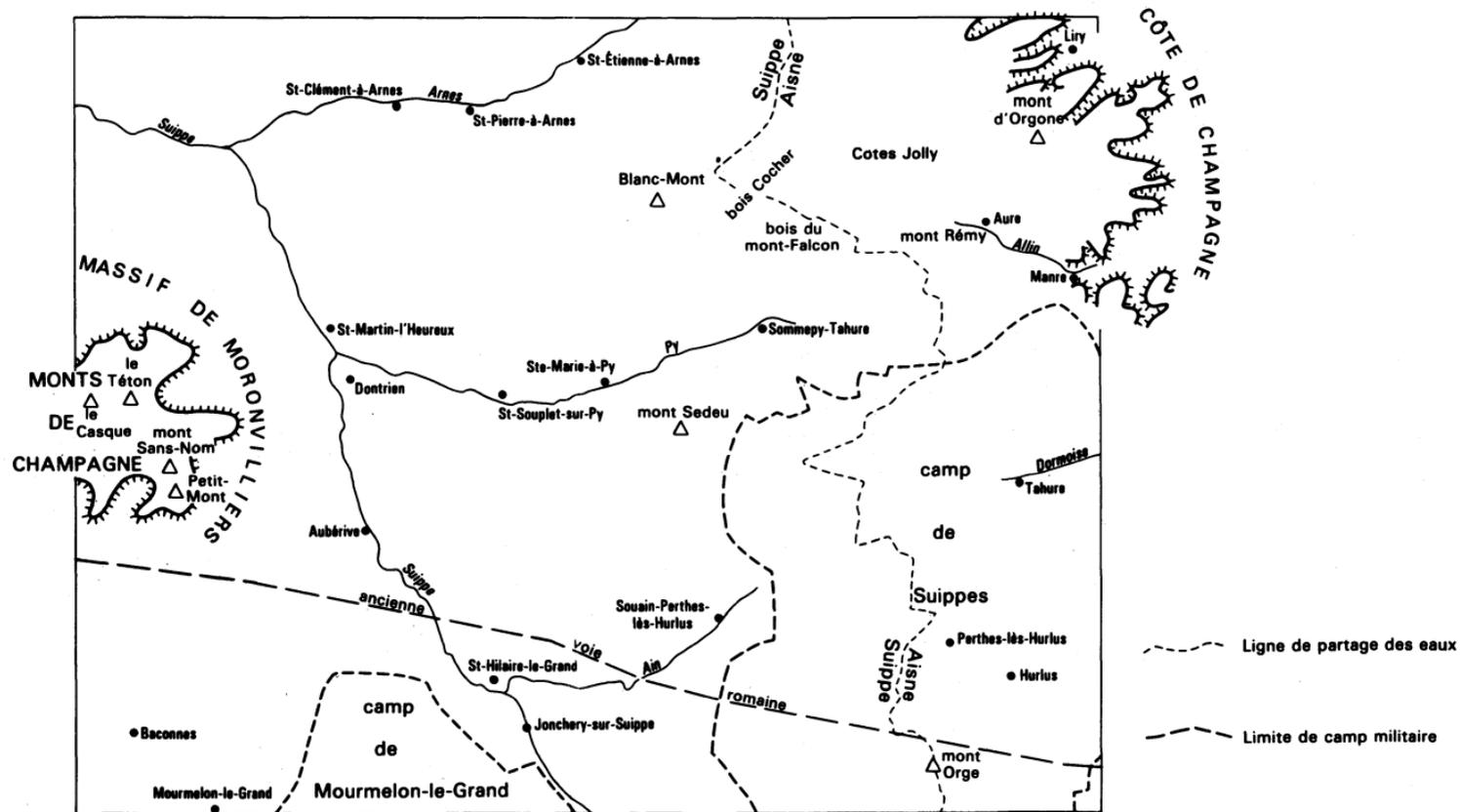


Fig. 1 - Géomorphologie, plan de situation

un écoulement vers l'Est. Tout le réseau hydrographique fait partie du bassin-versant de l'Aisne. Les vallées, très évasées au regard des débits actuels, se prolongent, en amont du griffon de source (« somme » ou éventuellement « sou » dans la désignation champenoise), par des vallons fossiles parfois longs de plusieurs kilomètres.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Travaux antérieurs

La partie orientale du territoire de la feuille Mourmelon-le-Grand avait été levée par E. Fuchs et E. Saladin pour l'établissement de la première édition (1885) de la carte géologique Verdun à 1/80 000, puis par R. Abrard pour la deuxième édition (1934). Les explorations de la partie occidentale avaient été faites par E. Nivoit pour la première édition (1880), puis par A.F. de Lapparent pour la deuxième édition (1945) de la carte géologique Reims à 1/80 000.

Les marqueurs étant des oursins ou des bélemnites, depuis E. Hébert (1863) et J. Lambert (1878) l'ensemble des formations crayeuses *s.s.* était simplement subdivisé en Turonien supérieur (craie à *Holaster planus*), Coniacien (craie à *Inoceramus involutus*), Santonien (craie à *Micraster coranguinum*) et Campanien (craie à bélemnites : *Goniot euthis quadratus* (= *Actinocamax quadratus* = *A. quadrata*) et *Belemnitella mucronata*). Dans le Campanien de Champagne on reconnaissait en outre, à la suite de A. Péron (1881), une zone inférieure à *Micraster fastigatus* et une zone supérieure à *M. glyphus*. Les macrofossiles étant peu abondants et les faciès très difficilement différenciables macroscopiquement, on comprend que les formations crayeuses n'aient pu donner lieu, à cette époque, à une cartographie précise et détaillée. Sans doute pour la même raison, les terrains concernés par la feuille Mourmelon-le-Grand n'avaient pas suscité de commentaires particuliers de la part des auteurs.

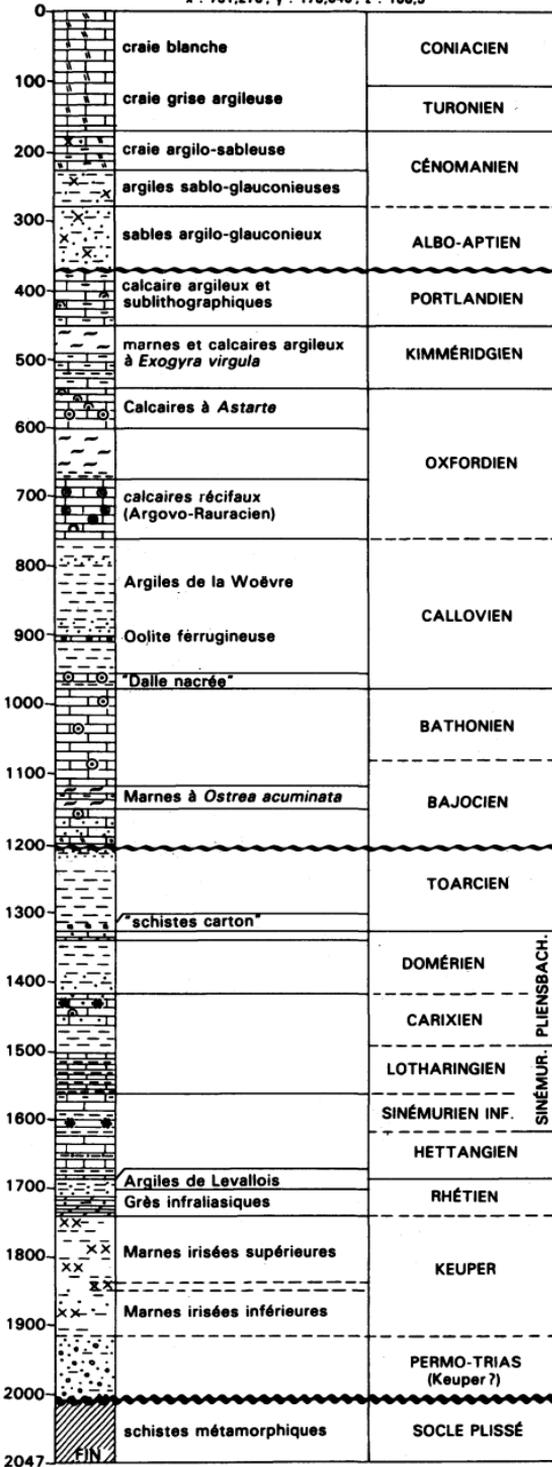
Depuis les travaux des micropaléontologistes, et en particulier de C. Monciardini (1980), le Sénonien du Bassin parisien est divisé en dix biozones d'associations de foraminifères. Bien que l'âge des craies ne puisse pas toujours être connu de manière précise du fait que la microfaune est parfois pauvre ou les associations incomplètes, cette échelle biostratigraphique permet maintenant d'établir des cartes beaucoup plus riches en informations que les documents anciens.

Conditions d'établissement de la carte

Lorsque les faciès du substratum crétacé sont suffisamment différenciés, la méthodologie cartographique repose sur les reconnaissances d'unités lithostratigraphiques (qui, dans cette région, correspondent approximativement aux subdivisions des unités chronostratigraphiques) et les contours géologiques ont été tracés directement. Il en est

Fig. 2 - Coupe lithostratigraphique
du forage de Dontrien (2-5)

x : 751,270 ; y : 173,640 ; z : 108,5



LÉGENDE

-  argilites
-  argilites bitumineuses
-  argilites anhydritiques
-  marnes
-  grès
-  conglomérats
-  calcaires
-  calcaires argileux
-  craie, calcaires crayeux
-  calcaires construits
-  débris coquilliers
-  oolites
-  oncoïdes
-  polypiers
-  oolites ferrugineuses
-  entroques
-  glauconie
-  discordance angulaire
-  arrêt de sédimentation

ainsi pour la limite entre les marnes crayeuses du Turonien inférieur et moyen (c_{3a-b}) et la craie du Turonien supérieur (c_{3c}). De même, la limite entre la craie du Turonien supérieur (c_{3c}) et celle du Coniacien de la biozone *a* a pu être repérée à de nombreux endroits car l'articulation Turonien—Coniacien est soulignée par des craies atypiques, dures et jaunâtres.

Au contraire, les faciès crayeux monotones du Sénonien ne permettent pas d'établir des contours géologiques lors des levés; les subdivisions, d'ordre biostratigraphique, sont fondées sur la zonation par les foraminifères proposée par C. Monciardini (1980). Le mode d'établissement des limites géologiques est donc très différent. Il repose, dans un premier temps, sur la détermination de l'âge relatif d'échantillons ponctuels répartis sur l'ensemble de la surface à lever. Ceux-ci, 300 environ, ont été prélevés en carrière, dans les fouilles et sur les talus où affleure le substratum en place, ou proviennent de sites pour lesquels des pollutions par des craies remaniées paraissent peu probables : point haut, large replat ou épaulement séparé du reste du versant par une contre-pente, etc. Ces déterminations (C. Monciardini, BRGM, Orléans) permettent d'établir les isohypses (ou courbes de niveaux) des toits des unités biostratigraphiques reconnues. Les contours géologiques des biozones sont ensuite construits par intersection entre les isohypses et les courbes de niveaux de la surface topographique. Le principe et les limites de cette méthode appliquée au cas particulier des biozones des craies sénoniennes du bassin de Paris, sont discutés dans le chapitre « Cadre structural » ainsi que dans les chapitres correspondants des notices des feuilles Avize (Alloué et Le Roux, *in* Laurain *et al.*, 1986) et Attigny (Alloué et Le Roux, *in* Laurain *et al.*, 1990) à 1/50 000.

Le secteur non cartographié correspond à la partie orientale d'un domaine appartenant au Commissariat à l'énergie atomique.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

La colonne lithostratigraphique (fig. 2) correspond aux formations traversées par le forage pétrolier de Dontrien (coordonnées Lambert $x = 751,270$; $y = 173,640$; $z = 108,5$). En première analyse, on retrouve les mêmes grands ensembles sédimentaires que ceux qui forment les classiques auréoles successives de l'Est du bassin de Paris. Néanmoins, un examen plus détaillé montre qu'il existe des particularités régionales portant sur la puissance des dépôts et leurs faciès, car la paléogéographie du bassin dans la région proche de Reims n'est pas la même que dans ses marches plus orientales. Outre les renseignements que donne le forage de Dontrien, les textes et cartes de synthèse établis ou coordonnés par C. Cavelier *et al.* (1980), C. et F. Mégnien (1980) et S. Debrand-Passard (1980), ainsi que les notices des feuilles voisines

de celle de Mourmelon-le-Grand, permettent de préciser la nature et la répartition des terrains non affleurants.

Le socle, constitué de terrains paléozoïques, se trouve à une profondeur comprise entre 2000 m et 2500 m. La série sédimentaire du bassin de Paris débute par un ensemble grossièrement détritique représentant le Permien et/ou la semelle détritique du Trias. Les formations silicoclastiques prévalent jusqu'aux « Marnes irisées » à anhydrite du Keuper dont la puissance atteint 150 m environ. Les « Grès rhétiens » disparaissent près de Reims et passent à des faciès argileux.

La puissance du Lias est d'environ 500 m et, comme dans une grande partie du bassin de Paris, les dépôts sont essentiellement constitués d'argilites et de marnes plus ou moins silteuses (silts = particules de 2 μm à 63 μm) associées à des calcaires argilo-silteux en proportions variables. Le territoire de la feuille Mourmelon-le-Grand correspond à une zone de subsidence accentuée du Lotharingien au Carixien.

Au Dogger s'installe une sédimentation à dominante carbonatée, dont la puissance est comprise entre 200 m et 250 m. Il s'agit essentiellement de marnes et de calcaires oolitiques et bioclastiques, mais les calcaires sublithographiques sont présents au Bathonien.

Le Jurassique moyen se termine par les puissants dépôts d'argilites ou argilites calcaires du Callovien. Ces argilites représentent le terme inférieur d'une mégaséquence qui se poursuit au Jurassique supérieur par des faciès carbonatés subrécifaux à l'Oxfordien moyen, tandis qu'à l'Oxfordien supérieur se déposent des marnes plus ou moins sableuses, puis des calcaires sublithographiques ou oolitiques. La deuxième mégaséquence du Jurassique supérieur débute au Kimméridgien supérieur avec des marnes et calcaires argileux, remplacés progressivement par des faciès carbonatés à dominante micritique. Les calcaires micritiques et marno-calcaires du Portlandien sont épais d'une centaine de mètres vers Reims mais, tronqués lors de l'exondation purbeckienne, ils disparaissent très rapidement vers le Nord-Est (*cf.* fig. 6, p. 42).

Sur la feuille Attigny (Laurain *et al.*, 1990), le Crétacé inférieur repose directement sur les « Marnes et grès de Montgon » et le « Calcaire supérieur à *Astarte* » du Kimméridgien inférieur. Au Crétacé inférieur, la région de Reims marque la limite nord-est des grands épandages sablo-argileux du Wealdien. Toutefois, au Nord de l'Aisne, des témoins de cette sédimentation subsistent en remplissage intrakarstique dans les calcaires jurassiques (feuilles à 1/50 000 Raucourt-et-Flaba : Ardaens *et al.*, 1983, et Rethel : Bonte et Hatrival, 1966). Les « Argiles à plicatules » aptiennes sont absentes de cette partie de la Champagne. Les sables de l'Aptien supérieur ont été reconnus au Nord-Est du territoire de la feuille Mourmelon-le-Grand, à Grandpré (Lapparent *et al.*, 1958 : feuille Vouziers à 1/50 000), ainsi qu'en Thiérache ; ils restent cependant très localisés. Les premiers sédiments

de large extension datent de l'Albien inférieur durant lequel se déposent les « Sables verts inférieurs » constitués d'un mélange de sables quartzeux très évolués et de glauconie, puis les « Argiles du Gault ». L'Albien supérieur de l'Argonne est dominé par la « Gaize » mais ce faciès deltaïque (Fauvel, *in* Blondeau, 1987) passe très rapidement à des marnes vers l'Ouest.

Les « Sables verts supérieurs » cénomaniens débutent le cycle du Crétacé supérieur. Au-dessus, les marnes plus ou moins glauconieuses du Cénomaniens moyen précèdent les marnes blanches et la craie du Cénomaniens supérieur (« Craie à *Actinocamax plenus* » auct.) qui touchent ou avoisinent la limite orientale de la feuille Mourmelon-le-Grand.

TERRAINS AFFLEURANTS

Crétacé

La correspondance entre les systèmes de notation utilisés pour les unités stratigraphiques du Turonien et du Sénonien est donnée dans le tableau 1 (en pages centrales).

c2b. Cénomaniens supérieur. Marnes blanches. Il est possible qu'il existe un tout petit peu de Cénomaniens supérieur de faciès marnes blanches dans l'angle nord-est de la carte. Sa présence est toutefois problématique car les alluvions et l'altération rendent les observations difficiles.

c3a-b. Turonien inférieur et moyen. Marnes grises (« Dièves ») (25 à 35 m environ). Les terrains de cet âge n'affleurent qu'autour de Liry, à la faveur de la Côte de Champagne. La biozone *Tb* n'a pu être identifiée que dans un seul prélèvement; sa puissance ne dépasse probablement pas une dizaine de mètres. Ce sont essentiellement des marnes crayeuses contenant entre 40 et 55 % de carbonates pour les échantillons analysés. L'assemblage minéral argileux est constitué de smectites, illite et kaolinite en proportions à peu près équivalentes.

Généralement de teinte gris foncé, elles peuvent prendre des nuances gris verdâtre dans la partie supérieure et s'éclaircissent à l'approche du Turonien supérieur *c3c*. Ces marnes peuvent présenter un débit parallélépipédique plus ou moins fruste mais, en surface, elles apparaissent complètement déstructurées.

Quelques fragments d'inocérames ont pu être récoltés mais la bio-phase déterminable en lame mince comprend surtout des foraminifères. Les lavages ont également permis de reconnaître des ostracodes, des spicules d'éponges et, en ce qui concerne la lithophase, du quartz (60 à 80 μm en moyenne) et des grains de glauconie.

La relative imperméabilité de cette assise explique l'abondance de sources ou de sourcins au pied de la Côte de Champagne. Les écoulements concentrés ou les suintements présents autour de Liry ont cette origine.

C3c. Turonien supérieur. Craie de Rethel (25 m au Nord-Est, 30-35 m à l'Est). Il forme la partie supérieure de la Côte de Champagne et s'étend un peu sur son revers. C'est une craie relativement tendre, prenant un aspect microgrenu sur cassure fraîche. La teinte est généralement blanchâtre mais, vers la base, elle se nuance de gris. Les indices de bioturbation sont assez fréquents.

Le pourcentage d'éléments figurés est voisin de 20 % et la taille modale des foraminifères fluctue entre 80 et 100 μm . Pour leur part, les bioclastes ont le plus souvent une taille proche de 150 μm . Le microfaciès est caractérisé par l'abondance des calcisphères. D'après les observations au microscope électronique à balayage (MEB), les coccolithes sont assez bien conservés.

Aucun accident siliceux n'a pu être observé alors que des silex noirs sont présents dès la vallée de l'Aisne, dans le Rethelois (*cf.* notices des feuilles Attigny : Laurain *et al.*, 1990, et Rethel : Bonte et Hatrival, 1966). L'assise contient en revanche quelques nodules de sulfures de fer ; ils sont plus petits et ont une forme moins régulière que les classiques nodules de marcassite (ou de pyrite) des craies sénoniennes.

Les couches de passage de l'articulation Turonien-Coniacien forment un niveau plus ou moins continu de craies jaunies et indurées. Etant donné leur faible puissance (quelques mètres) et leur différenciation parfois délicate, ces couches n'ont pas été reportées sur la carte. Au microscope, ces craies montrent une tendance à la recristallisation avec des plages microsparitiques disséminées dans la matrice micritique (dismicrite). La présence de franges pariétales dans les vides intraparticulaires (loges de foraminifères) témoigne également de phénomènes de cimentation. Ceux-ci sont probablement liés à une diagenèse superficielle très précoce, puisque les assises qui encadrent ces craies indurées ne montrent pas de telles figures diagénétiques. Reconnu également sur d'autres feuilles de Champagne, ce faciès atypique pourrait correspondre à un équivalent latéral des « tuns » de Picardie (Bellier et Monciardini, 1986).

C4a ; C4b ; C4c. Coniacien. Craie de Châlons (à *Micraster decipiens*)

● **C4a** (35-40 m). Il s'agit d'une craie blanche, relativement tendre, à aspect plutôt microgrenu sur cassure fraîche. Les fragments d'inocérames ne sont pas rares. Le pourcentage d'éléments figurés avoisine 7 à 10 % ; la taille modale des foraminifères benthiques est de l'ordre de 80-100 μm et celle des bioclastes est comprise entre 120 et 140 μm . Au MEB, les coccolithes apparaissent assez bien conservés.

Des silex ont été signalés à la base du Coniacien de la feuille Châlons-sur-Marne (Labourguigne *et al.*, 1975) mais le c_{4a} de la feuille Mourmelon-le-Grand est exempté d'accidents siliceux.

- **c_{4b}** (20 m au Nord, 30 m au Sud). La craie correspondante est blanchâtre, assez tendre, traçante, à cassure conchoïdale relativement lisse. Les fragments d'inocérames sont assez bien représentés, surtout à la base et au sommet de la biozone. Dans la partie médiane de c_{4b}, le pourcentage d'éléments figurés s'abaisse à 5 %; la taille modale des foraminifères décroît vers 50-60 μm et celle des bioclastes vers 100-120 μm . Les coccolithes sont bien conservés.

Au Sud de Liry, à l'Est du mont d'Orgone, de nombreux fragments de craie plus ou moins indurée, de couleur beige à gris clair, à perforations de lithophages, témoignent de l'existence d'un fond durci synsédimentaire. Il en est probablement de même à l'Est du mont Rémy où l'extrême base de c_{4b} (ou peut-être le sommet de c_{4a}) présente le même faciès atypique, bien que les traces d'organismes perforants y soient peu nombreuses. Etant donné la difficulté de repérer ces craies légèrement transformées dans les labours, il est possible qu'il en existe ailleurs. Ces craies lithifiées montrent en lame mince des indices de recristallisation importants et des imprégnations d'oxyhydroxydes de fer liées à la bioturbation.

- **c_{4c}** (20-25 m au Nord, 30-40 m au Sud). C'est une craie blanche, tendre, traçante, mais les fragments d'inocérames y sont plus rares que dans les biozones précédentes. Les caractères texturaux de cette craie sont également légèrement différents de ceux de la craie de la biozone *b* : le pourcentage d'éléments figurés fluctue entre 5 et 10 % selon les échantillons et la taille modale des foraminifères benthiques avoisine 100 μm ; celle des bioclastes est comprise entre 100 et 140 μm . La conservation des coccolithes est assez bonne.

c_{5a}; c_{5b-c}. **Santonien. Craie de Châlons (à *Micraster coranguinum*)**

- **c_{5a}** (20-25 m au Nord, 25-30 m au Sud). La craie de la biozone *d* est blanche, homogène, à cassure conchoïdale franche, et apparaît à la fois plus sonore et plus compacte que les craies des biozones précédentes. La macrofaune y est rare. Le microfaciès est caractérisé par une augmentation du pourcentage d'éléments figurés (10-15 %) et de la taille modale des foraminifères benthiques (100-120 μm environ) comme des bioclastes (150 μm environ). Les examens au MEB révèlent une conservation imparfaite des coccolithes.

Aucun fond durci n'a pu être décelé alors qu'il existe des accidents de ce type au Sud de Reithel, sur la feuille Attigny (Laurain *et al.*, 1990).

- **c_{5b-c}** (10 à 20 m). C'est une craie blanche, homogène et compacte, dont les caractères pétrographiques montrent peu de variations par rapport à ceux de la craie appartenant à la biozone *d*.

Contrairement aux dépôts de même âge de la feuille Attigny (Laurain *et al.*, 1990), elle ne semble receler que peu de grains phosphatés

et il n'a pas été possible d'y reconnaître avec certitude d'indices de fonds durcis.

C6a ; C6b. **Campanien. Craie de Reims (à *Actinocamax quadrata*)**

● **C6a** (35 à 45 m). C'est une craie blanche, traçante, plus tendre que celles des biozones sous-jacentes, et à cassure moins nette. La macrofaune y est très rare. L'examen microscopique montre une diminution du pourcentage d'éléments figurés (5-7 %) et de la taille modale de ceux-ci (50-60 μm pour les foraminifères, 100 à 130 μm pour les bioclastes). Au MEB, les coccolithes apparaissent bien conservés.

● **C6b** (probablement 40 à 50 m). Les caractéristiques macroscopiques et microscopiques restent voisines de celles de la craie appartenant à la biozone *g*, avec toutefois une augmentation de la taille modale des foraminifères (80-100 μm).

Craie indurée et fracturée. À l'Est de la feuille (au Sud du mont d'Orgone et de Champs-Minon), des craies jaunâtres à nombreux filonnets de calcite spathique témoignent d'une bréchification d'origine tectonique (Coulon et Frizon de Lamotte, 1988). Des dendrites d'oxydes métalliques sont visibles çà et là. En lame mince, les volumes situés entre les filonnets ne montrent pas d'indice de microfracturation, mais le fond carbonaté prend un aspect franchement cristallin tandis que les pores intraéléments sont occlus par un ciment de calcite spathique.

Tertiaire

Paléogène (Ludien ?). Marnes lacustres. Les témoins de Tertiaire sont limités aux monts les plus élevés du massif de Moronvilliers. Malgré les bouleversements dus aux combats de la guerre 1914-1918, des placages de marnes gris clair sont encore visibles par endroits sur le Téton (cote 237). L'examen micropaléontologique indique qu'il s'agit de Paléogène lacustre, d'âge ludien possible. L'analyse minéralogique du cortège argileux (BRGM, Orléans) donne les résultats suivants (base 10) : édifice interstratifié irrégulier smectite-illite à 70 % de smectite = 9,5 ; kaolinite = 0,5 ; illite = traces.

Par ailleurs, la présence d'Éocène supérieur continental est probable sur le sommet du Casque situé en limite ouest de la feuille (cote 245 et non 194 comme indiqué sur le fond topographique à 1/50 000). En effet, des alternances de calcaires et marnes attribuées au Bartonien supérieur existent sur le mont Haut (cote 256) à 1,5 km seulement du Casque (cf. Laurain *et al.*, 1981 : feuille Reims à 1/50 000). Le Casque se trouvant à l'intérieur d'une zone où il a été impossible de pénétrer, cette hypothèse n'a malheureusement pas pu être vérifiée.

En revanche, il est certain qu'il n'y a pas d'Éocène sur les autres « monts » de cote égale ou supérieure à 200. De même, les argiles

vertes basales du Stampien inférieur de faciès sannoisien, signalées à l'Est de la Montagne de Reims (Laurain *et al.*, 1981), n'existent pas sur le territoire de la feuille Mourmelon-le-Grand.

Quaternaire et formations superficielles

Altérites et paléosols

R.M/e. Formation résiduelle à meulière s.s. (démantelée) sur marnes lacustres du Paléogène (Ludien ?). D'une manière générale, la notation R.M désigne des altérites à meulière. Il est probable qu'une telle formation a existé sur le Téton (et sans doute sur le Casque) à l'Est du massif de Moronvilliers. Toutefois, les violents combats qui s'y sont déroulés lors de la première guerre mondiale ne permettent plus d'observations précises ; par ailleurs, comme il a déjà été indiqué, il n'a pas été possible d'accéder dans la zone où se trouve le Casque.

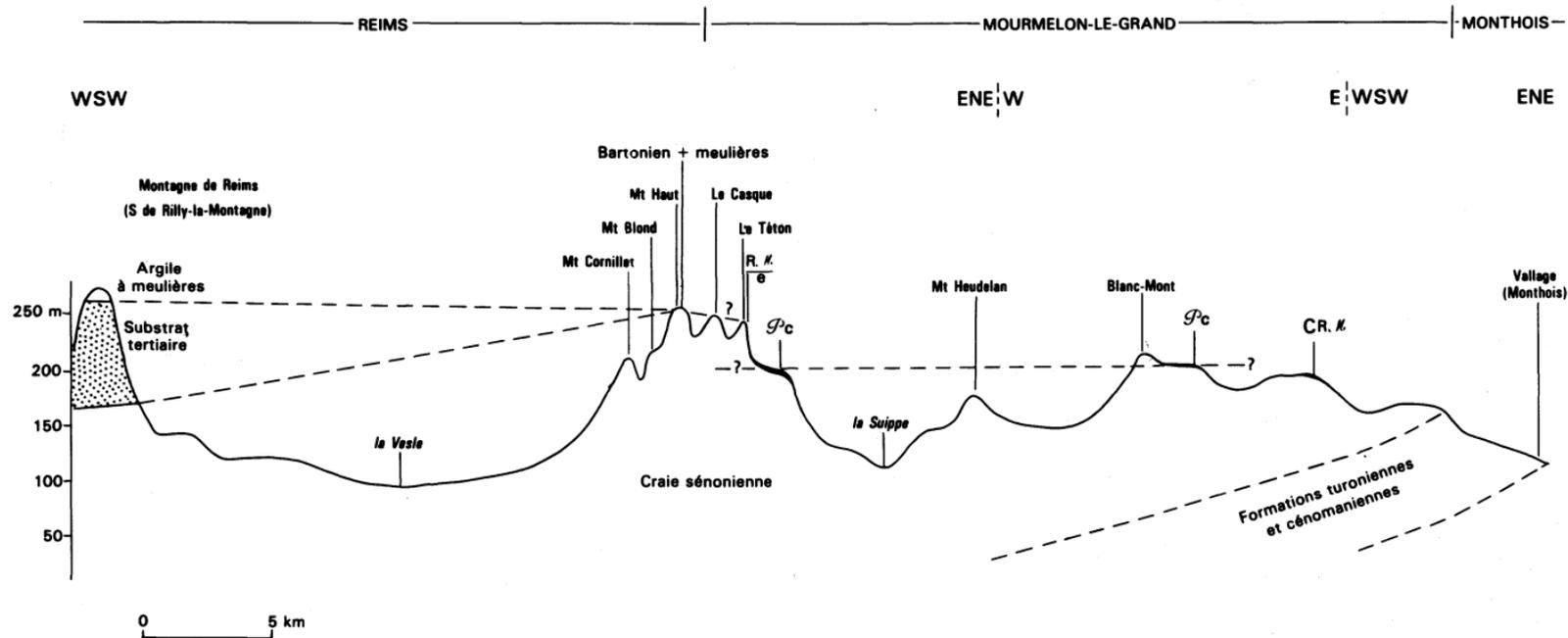
La présence est en effet suggérée par des blocs et cailloux de meulière disséminés sur le sommet du Téton et sur les versants du Téton et du Casque. Quelques placages argilo-limoneux, brun orangé à brun-rouge, plus ou moins riches en meulière, colluvionnés ou soliflués, sont également préservés dans des dépressions ou sur des replats situés immédiatement en contrebas de ces éminences.

Les meulière de ces formations présentent des similitudes avec celles de l'« Argile à meulière » de l'Est de la Montagne de Reims. Les accidents siliceux sont relativement compacts, de couleur gris-blanc laiteux ou brun résineux ; l'auréole d'altération est blanchâtre, parfois à taches brun-rouge, d'épaisseur plurimillimétrique à centimétrique.

En outre, un prélèvement dans un épandage situé tout près du sommet du Téton montre que le spectre minéralogique des argiles est peu différent de celui de l'« Argile à meulière » de l'Est de la Montagne de Reims ; (méthode des agrégats orientés, analyses BRGM, Orléans, base 10) :

— R.M (monts de Champagne, le Téton) édifice interstratifié irrégulier illite-smectite à 70 % de smectite = 9,5 ; kaolinite = 0,5 ; illite = traces ;
— « Argile à meulière » (Montagne de Reims, Villers-Marmery) édifice interstratifié irrégulier illite-smectite à 42 % de smectite = 8,5 ; kaolinite = 1,5 ; illite = traces.

Il est probable que cette altérite s'est développée sur les dépôts tertiaires qui couronnent encore certains monts de Champagne. La figure 3 montre d'ailleurs que les monts du massif de Moronvilliers jalonnent une surface qui peut se raccorder assez facilement à la paléosurface de la Montagne de Reims et de Brie orientale, sur laquelle repose l'« Argile à meulière ». Cette dernière est attribuée au Quaternaire ancien (Ménillet, 1985, 1988b). La formation résiduelle à



Position relative des deux paléosurfaces portant des formations à meulière (s.s. et s.l.) mises en évidence entre la Montagne de Reims et la Côte de Champagne dominant le Vallage d'Aisne. La paléosurface jalonnée par les monts de Champagne semble pouvoir être raccordée à celle de la Montagne de Reims

R. # : formation résiduelle à meulière s.s. sur Ludien (?) Pc : formation argilo-limoneuse de paléosols sur craie CR. # : formation argilo-limoneuse à meulière s.l. remaniée

Fig. 3 - Schéma des hypothèses paléomorphologiques

meulières qui, avant son démantèlement, recouvrait les points hauts du massif de Moronvilliers, pourrait donc avoir le même âge. Toutefois, le synchronisme reste à déterminer de manière certaine.

Pc. Formations argilo-limoneuses de paléosols sur craie. Cette notation désigne des paléosols plus ou moins anciens formés sur craie. Ces formations argilo-limoneuses à calcaires silicifiés plus ou moins meuliérisés (meulières *s.l.*) sont caractéristiques d'un certain nombre de replats, croupes, buttes et avant-monts de cote 200 où elles forment des affleurements généralement de faible étendue. Elles sont visibles en bordure sud-est du massif de Moronvilliers et dans le prolongement ENE de celui-ci (bois Cocher, mont Falcon et Cotes Jolly, au Nord et Nord-Est de Sommepy-Tahure) (fig. 3), ainsi qu'à l'Est du mont Orge dans le coin sud-est de la feuille. Sur la feuille Mourmelon-le-Grand, l'épaisseur de ces formations apparaît souvent de l'ordre de 0,5 m à 1,5 m, mais elle varie beaucoup et rapidement en fonction des irrégularités locales du substrat.

Lorsqu'il est visible, ce dernier est une craie parfois simplement jaunie et légèrement indurée mais, le plus souvent, il s'agit d'une craie bréchoïde ou d'une brèche plus ou moins silicifiée où l'on reconnaît la nature crayeuse originelle des éléments et de la matrice. Les éléments sont millimétriques à centimétriques, subanguleux à anguleux. Ces caractères, ainsi que l'association fréquente avec des *Microcodium* (cf. *infra*), indiquent une altération du substrat crayeux et la formation de poches karstiques où les matériaux argilo-limoneux ont pu être préférentiellement conservés.

La gangue des formations argilo-limoneuses de paléosols sur craie est constituée par une phase argileuse brun-rouge (5YR 5/6 à l'état légèrement humide) dont l'aspect est intermédiaire entre celui de la « terra rossa » et de la « terra fusca ». Pour les trois échantillons analysés, le spectre granulométrique de la gangue s'établit comme suit (analyses BRGM, Orléans et ENSG, Nancy) : argiles = 55 à 60 % ; limons fins = 25 à 30 % ; limons grossiers = 20 à 25 % ; sables = 1 à 3 %. L'analyse diffractométrique de la fraction inférieure à 2 μm décarbonatée (méthode des agrégats orientés, analyses BRGM, Orléans) indique, à côté des minéraux argileux (phyllosilicates), la présence de quartz et des traces de feldspaths. En proportions relatives, sur la base 10, les minéraux argileux se répartissent de la manière suivante :

- édifice interstratifié irrégulier illite-smectite à 40-45 % de smectite = 8 à 8,5 ;
- minéral interstratifié régulier illite-smectite = traces à 1 ;
- kaolinite = 1 à 1,5 ;
- attapulgite = traces éventuelles.

Les accidents siliceux des formations Pc ont une taille généralement plus petite que ceux de la formation résiduelle à meulières (ce sont souvent des rognons ou des fragments anguleux pluricentimétriques à décimétriques) et leur faciès est différent. On reconnaît quelques

zones massives mais, pour l'essentiel, la roche apparaît poreuse et parfois celluleuse. Sur cassure, la partie centrale est généralement gris blanchâtre, rarement brune, tandis que la périphérie est fréquemment contaminée par des oxydes de fer et des argiles brun-rouge. Certains échantillons ont un aspect bréchoïde et, de par leur forme, les vides évoquent une décarbonatation d'îlots incomplètement silicifiés, comme cela se produit dans les meulières de décarbonatation (Ménillet, 1988b).

Au microscope, les parties massives montrent essentiellement un fond siliceux très finement cristallisé, résultant de l'épigénie siliceuse de la craie, ainsi que des plages de quartz et de microquartz en mosaïque ou en puzzle. Il est fréquent d'observer des *Microcodium*; ceux-ci sont presque toujours silicifiés, parfois ferruginisés. Certaines lames minces montrent par ailleurs des fantômes d'éléments figurés interprétables comme des restes organiques probablement végétaux. Les parties poreuses ou celluleuses sont le siège de néoformations siliceuses tardives sous forme de franges granulaires de microquartz ou de franges palissadiques plus ou moins isopaques de calcédonite. Les franges siliceuses secondaires qui bordent les pores peuvent être elles-mêmes tapissées de cutanes argileuses brunes (ferri-argilanes) orientées parallèlement aux parois, ce qui indique une illuviation postérieure à la restructuration de l'accident siliceux. Dans quelques cas, une seconde frange de silice de néoformation recouvre le matériel illuvial.

Des indices de calcitisation de la silice sont visibles çà et là dans les faciès les plus cariés.

Le pourcentage non négligeable de limons, ainsi que la présence de quartz et de feldspaths, laissent supposer que la phase fine de ces formations a une origine essentiellement éolienne. C'est probablement l'évolution ultérieure de ce matériel, sous l'influence de conditions climatiques suffisamment chaudes et humides mais à saisons contrastées (ce qui autorise à la fois une décarbonatation, une désilicification et une cristallisation en surface des oxyhydroxydes de fer libérés par altération), qui lui a donné ses caractéristiques actuelles. Ces hypothèses sont au reste compatibles avec ce que l'on sait de la genèse d'autres formations résiduelles argilo-limoneuses du bassin de Paris, par exemple l'« Argile à meulières » (Ménillet, 1985, 1988b).

Pour sa part, la tendance vers la meuliérisation témoigne d'une restructuration partielle, par désilicification et redistribution de la silice, d'accidents siliceux antérieurs formés en milieu calcaire non marin. F. Ménillet (1985, 1988a,b) a clairement démontré ce processus pour les meulières reposant sur les formations tertiaires du bassin de Paris. Compte tenu des macrofaciès et microfaciès observés et de la signification des *Microcodium*, dont la présence est liée à la genèse d'un paléosol (Bodergat, 1974; Klappa, 1978) ou d'un paléokarst (Freytet, 1969), il apparaît que la roche siliceuse parentale est probablement le substrat crayeux bréchifié et silicifié de la base de la formation *Pc*. À titre d'hypothèse, on peut penser qu'une partie au

moins de la silice provient de l'altération météorique des apports éoliens argilo-limoneux piégés dans le karst. L'abondance d'édifices interstratifiés illite-smectite implique en effet une dégradation partielle des minéraux des argiles avec libération de silice, mais d'autres sources sont possibles (cf. Thiry *et al.*, 1983; Ménillet, 1988a, pour l'« Argile à meulière »).

L'âge des paléosols limono-argileux sur craie est difficile à préciser. L'ancienne surface de cote 200 environ est considérée comme miopliocène par certains auteurs (cf. Labourguigne *et al.*, 1975). En fait, elle pourrait avoir été contemporaine de la paléosurface de 250 m environ que jalonnent les monts du massif de Moronvilliers, ou même postérieure. Si cette dernière se raccorde effectivement à la paléosurface de l'« Argile à meulière », celle de cote 200 serait donc au plus d'âge quaternaire ancien (cf. R.M/e). D'autre part, si les blocs et rognons de meulière de la formation *Pc* et de l'« Argile à meulière » quaternaire de la partie orientale de la Montagne de Reims ont des faciès différents, les compositions minéralogiques de la phase argileuse associée sont très voisines (cf. analyse du prélèvement de Villiers-Marmery, *in* R.M/e). Enfin, la faible teneur en kaolinite et la dominance des illites témoignent d'une altération ménagée sous climat peu hydrolysant. Ces arguments plaident plutôt en faveur d'un âge quaternaire. Peut-être le matériel éolien de ces formations *Pc* appartient-il au cycle Riss, comme beaucoup de lœss qui contaminent ou fossilisent des paléosols du Nord-Est du bassin de Paris (Jamagne et Mathieu, 1971; Mathieu, 1975).

Formations périglaciaires

GP; GPL. **Grèzes** : « **graveluches** » **crayeuses**; « **graveluches** » **limoneuses**

- Les **grèzes** (« **graveluches** ») **crayeuses** (GP) correspondent à des accumulations de granules de craie de taille généralement comprise entre 2 et 8 mm, avec un mode vers 4-5 mm, de teinte beige à jaunâtre (10YR 8/2 ou 8/3 à 2,5Y 8/2). En carrière, les grèzes crayeuses apparaissent généralement litées. La puissance de ces dépôts est très variable, de moins de un mètre à une dizaine de mètres au pied de certains versants de vallons secs de la partie orientale de la feuille.

- Les **grèzes** (« **graveluches** ») **limoneuses** (GPL) sont des formations brun clair (10YR 7/3 à 10YR 6/4) à brun franc (10YR 5/4), montrant une association intime entre de nombreux granules de craie et une matrice fine limono-argileuse responsable de la teinte du matériau. L'épaisseur de ces formations est généralement comprise entre 3 et 5 m mais peut atteindre une dizaine de mètres lorsque le versant prend de l'ampleur. Les grèzes limoneuses sont largement représentées sur la feuille Mourmelon-le-Grand.

Il n'est pas rare que ces matériaux s'associent en complexes (grouperment dans le sens vertical) où, du bas vers le haut du profil, figurent

successivement la craie déstructurée, puis les faciès GP et GPL. Ces différents groupes de formations de versants se répartissent également selon des toposéquences. Dans les cas simples, du haut vers le bas de la pente, se succèdent la craie plus ou moins déstructurée par cryoturbation, les grèzes crayeuses (GP) et enfin les grèzes limoneuses (GPL).

Toutefois, le pourcentage de matériel fin associé aux granules est très sensible aux moindres variations de la topographie. La distribution énoncée ci-dessus souffre de nombreuses exceptions et, sur de nombreux versants, les unités GP et GPL coexistent sans qu'il soit possible de faire apparaître une loi de distribution claire. Dans ce cas, la répartition des deux types de grèze n'a pu être représentée à l'échelle du 1/50 000 et l'appellation retenue, choisie en fonction du faciès dominant, n'a qu'une valeur statistique. Dans les camps militaires de Suippes et de Mourmelon-le-Grand, la distinction est souvent particulièrement délicate car le tapis végétal ne permet que des observations ponctuelles. Le choix entre GP et GPL a été fait à partir des données disponibles, et la cartographie des dépôts de grèze y est nécessairement moins détaillée que dans les zones de culture.

La répartition des formations grèzeuses est largement tributaire de l'orientation des versants ainsi que, dans une moindre mesure, de leur déclivité car les ruptures de pente font souvent réapparaître des témoins du substratum crayeux :

- les formations grèzeuses tapissent les versants nord-est, est et sud-est d'une grande partie du territoire de la feuille. Seuls certains monts de Champagne (le mont Sans-Nom et le Petit-Mont par exemple) font exception à cette règle car la couverture colluviale y est peu épaisse et très discontinue ;
- sur les versants nord à nord-ouest, la présence de ces formations est beaucoup moins systématique. Susceptibles de former de grands recouvrements continus à certains endroits (autour de Sommepey-Tahure et de Saint-Étienne-à-Arnes), elles ne sont que peu épaisses et discontinues à maints endroits, notamment sur les grands glacis à faible déclivité situés à l'Ouest de Souain—Perthes-lès-Hurlus, ou à l'Ouest de la vallée de la Suippe. Les grèzes, généralement limoneuses, y sont mélangées de fragments pluricentimétriques de craie localement abondants mais la plupart du temps épars.

Ces matériaux ont fréquemment posé un problème cartographique. En effet, en dehors de quelques rares points d'observation ou de sondages systématiques à la tarière, il n'est guère possible de savoir si les fragments de craie ont été remontés du substratum crayeux par les labours (30 cm environ) ou s'ils correspondent aux éléments grossiers de festons de cryoturbation à cœur grèzeux. Ces turbations périglaciaires sont certainement fréquentes en Champagne et de beaux exemples de festons de 0,50 à 1 m de développement vertical sont nettement visibles sur certains talus en déblais récemment rafraîchis (ceux de la partie occidentale du périphérique du camp militaire de Suippes, notamment). Le choix entre substratum ou formation su-

perficielle a été fait en fonction de l'abondance des morceaux de craie sur l'ensemble de la surface cartographiée ;

— sur les versants exposés au Sud ou à l'Ouest, les formations gréseuses sont absentes ou très discrètes. Quelques fronts de tailles implantés en bas de pentes permettent d'y reconnaître soit le substratum crayeux plus ou moins cryoturbé, soit un dépôt de blocs et de cailloux de craie mélangés d'un peu de grèzes sur les versants les plus pentus. La puissance de cette formation de craie déstructurée varie selon la ligne de plus grande pente mais aussi latéralement. À Sommepey-Tahure et Sainte-Marie-à-Py par exemple, elle peut passer très rapidement de moins de 1 m à plus de 5 m.

Bien qu'il soit souvent difficile de le vérifier à cause de l'absence de coupe, un certain nombre des placages de grèzes observés se rattache probablement aux dépôts ordonnés, au moins dans leur partie proximale proche du substratum qui les a nourris. Quelques points d'observation (carrière du mont d'Orgone au Sud de Liry, carrières et talus autour de Aure) mettent en évidence le caractère rythmique des apports. On y reconnaît une succession de lits grossiers, constitués de granules plurimillimétriques plus ou moins contaminés de sables et limons crayeux jaunâtres (lits « maigres »), et de lits où la proportion de sables et limons est nettement dominante, bien que puissent y figurer des éléments de taille supérieure (lits « gras »). L'épaisseur des lits est comprise entre quelques centimètres et un ou deux décimètres, et leur pendage est voisin de celui de la pente topographique.

Les grèzes crayeuses correspondent à des accumulations de gélifracts en régime périglaciaire. Leur localisation sur les versants nord-est, est et sud-est serait liée aux nombreux cycles gel-dégel auxquels ces pentes sont plus particulièrement soumises (Journaux, 1976 ; *in* Campy et Macaire, 1989). L'alternance de lits « gras » et « maigres » résulterait de l'action conjuguée de la congélifluxion et du ruissellement (*ibid.*). À partir de ce matériau, l'évolution vers des grèzes limoneuses peut résulter de plusieurs processus d'enrichissement en fines : apport latéral par entrainement préférentiel le long d'une pente, contamination par du matériel éolien avec possibilité d'évolution par décarbonatation sur place ou, et c'est peut-être souvent le cas, combinaison des deux processus.

B ; BGP. Complexe des limons : limons ; limons à granules de craie. Ils forment des placages brun foncé (7, 5YR 4/4 à l'état légèrement humide). La matrice limono-argileuse à argilo-limoneuse est pratiquement seule présente (B) ou très largement prépondérante par rapport aux granules de craie (BGP).

Ces faciès sont beaucoup moins fréquents que sur la feuille Attigny (Laurain *et al.*, 1990) située immédiatement au Nord de celle de Mourmelon-le-Grand. Ils forment néanmoins quelques placages d'extension notable (notamment au Sud-Est de Saint-Clément-à-Arnes : B, et au Nord de Sainte-Marie-à-Py : BGP) entre les rivières de l'Arnes

et de la Py. La matrice limono-argileuse à argilo-limoneuse de ces dépôts a sans doute pour partie une origine éolienne; cependant, un enrichissement en fines à partir des épandages d'altérites apparaît également très probable (cf. *infra* : CR. 11).

Formations alluviales

Fy. Alluvions anciennes (« basses terrasses »). Les bas niveaux de terrasse sont particulièrement bien représentés le long de la Suippe, surtout en rive gauche; en rive droite, les nappes d'alluvions attribuables à Fy sont plus discontinues. L'élévation maximale au-dessus du lit d'inondation actuel ne dépasse pas 10 m. Vers le bas, la limite avec les alluvions actuelles à subactuelles n'est pas toujours facile à établir, tant à cause de l'identité des faciès que de l'absence de talus de terrasse bien marqué. Souvent, la limite entre Fy et Fz n'est indiquée que par un faible infléchissement de la topographie.

Les alluvions appartenant à Fy sont constituées essentiellement par des granules de craie plus ou moins émoussés, dont le spectre granulométrique montre un mode très marqué aux environs de 4-5 mm. Néanmoins, ces sédiments présentent également un mode secondaire; il est situé vers 1 cm pour les alluvions anciennes de la Suippe et entre 1,5-2 cm pour les bas niveaux de terrasse de ses affluents. Les graviers, d'ordre centimétrique, ont un indice d'émoussé élevé et montrent parfois un aplatissement notable. Etant donné le calibrage et le façonnement des granules constitutifs, il est probable que le matériel des alluvions des basses terrasses est issu pour une large part des grèzes de versants (GP et GPL). Pour leur part, les petits galets de craie proviennent certainement d'une reprise longitudinale de fragments empruntés aux colluviums et craies déstructurées de versant ouest ou sud. Les alluvions anciennes de l'Arnes, ainsi que celles de la Suippe en aval d'Aubérive, contiennent quelques cailloux et graviers de meulière provenant respectivement du Blanc-Mont et de l'Est du massif de Moronvilliers.

De nombreuses carrières permettent d'observer divers types de figures syn- ou post-sédimentaires. Assez fréquemment, les dépôts apparaissent constitués d'ensembles à stratifications subhorizontales, interrompus par des faisceaux métriques de larges stratifications obliques concaves et à allure parfois entrecroisée. Les structures planaires de lits peu inclinés indiquent une croissance verticale par aggradation dans la plaine alluviale lors des crues, tandis que les faisceaux résultent probablement du remplissage de chenaux d'écoulement. Par ailleurs, la carrière implantée en bordure du chemin de Reims, immédiatement à l'Ouest de Dontrien, montre des lits décimétriques de graviers centimétriques roulés, interstratifiés avec des sables et granules crayeux. Le contact basal des lits grossiers est nettement érosif. Ces séquences peuvent être interprétées comme des dépôts de crues et de décrues. Pour sa part, l'ancienne « grèzière » située au Sud-Ouest de Saint-Souplet-sur-Py (en contrebas de la voie ferrée), montre une petite

faille inverse liée à la contraction du litage par affaissement le long de la berge.

Par endroits, les alluvions anciennes, notamment celles de la Suipe, se chargent en fragments pluricentimétriques et peu roulés de craie, ce qui peut laisser croire que le substratum est à peine recouvert. En fait, deux anciennes carrières situées au Sud de Saint-Martin-l'Heureux montrent que ces éléments sont localement bien représentés dans le matériel alluvionnaire. Ils proviennent vraisemblablement d'apports gravitaires locaux de craies déstructurées superficielles, à partir des versants dépourvus de grèzes.

RFy. Matériaux des alluvions anciennes démantelées. Il s'agit de minces placages discontinus constitués de granules crayeux ayant les mêmes caractéristiques sédimentologiques que ceux des formations alluviales Fy et situés, comme ces dernières, à une cote supérieure à celle du lit d'inondation. Le rapport granules d'origine alluviale/fragments de craie du substrat est très rapidement variable. Ces matériaux ont été attribués à des reliques des « basses terrasses » démantelées par érosion.

Fz. Alluvions récentes (lit majeur). Elles occupent le lit majeur (lit d'inondation) des cours d'eau et reposent sur la craie ou sur la nappe des basses terrasses dans laquelle le cours d'eau actuel s'est enfoncé. Pour le bassin-versant de la Suipe, les alluvions actuelles à subactuelles sont représentées le plus souvent par des dépôts de sables et limons calcaires, issus de colluvionnements latéraux ou empruntés aux matériaux des basses terrasses. Ces formations, ainsi que les alluvions anciennes qu'elles recouvrent, représentent un aquifère important dont la surface libre n'est jamais très profonde, 1,5 m au plus, même en période de sécheresse prolongée. Par endroits, il y a un début d'évolution tourbeuse de la matière organique superficielle (entre Aubérive et Dontrien, par exemple).

Les alluvions des ruisseaux obséquents de la partie orientale de la feuille sont généralement un peu plus limoneux, voire limono-argileux, au moins en surface. L'hydromorphie y est souvent accentuée, notamment dans la partie de la Dormoise située en aval du village détruit de Tahure.

Formations colluviales

CR.M. Formations argilo-limoneuses à meulière (s.s. et s.l.) remaniées. La notation implique un remaniement par colluvionnement. Le processus est compris ici dans son sens large : il inclut à la fois les phénomènes de solifluxion auxquels les formations argilo-limoneuses sont très sensibles, et la mise en place par ruissellement diffus (Campy et Macaire, 1989 : p. 121-122).

Sous cette dénomination sont regroupés :

— les placages argilo-limoneux situés à proximité des monts du massif de Moronvilliers et provenant du remaniement des altérites à meulières qui se sont probablement développées sur leur couverture tertiaire (cf. R.M/e);

— les épandages provenant des formations argilo-limoneuses remaniées des paléosols sur craie. Ces derniers sont caractérisés par des fragments de meulières *s.l.* (calcaires silicifiés plus ou moins meuliérisés) emballés dans une matrice argileuse brun rougeâtre plus ou moins recarbonatée et chargée en granules de craie. Les fragments de roches siliceuses sont pluricentimétriques à décimétriques, souvent anguleux.

Le matériel provient du mélange des produits de démantèlement des paléosols argilo-limoneux *Pc* et des grèzes de versants. Seule subsiste parfois la formation CR.M, le paléosol initial ayant été totalement érodé au sommet du relief. Comme dans les cas des « biefs à silex » (Dewolf *et al.*, 1983), le fractionnement des meulières pourrait être dû aux actions périglaciaires quaternaires. Les épandages de ce type sont particulièrement bien représentés à l'Est et au Sud-Est du Blanc-Mont.

Cette formation de remaniement a probablement alimenté une partie des limons à granules de craie (BGP) situés entre la vallée de l'Arnes et le Blanc-Mont. On y trouve en effet fréquemment des petits cailloux et graviers centimétriques de meulières *s.l.*

Blocs et cailloux de meulières (s.s. et s.l.) remaniés sur les versants.

Des blocs et cailloux de ces roches résistantes sont disséminés en grand nombre sur les versants orientaux des monts du massif de Moronvilliers (le Téton, le mont Sans-Nom), ainsi que sur le flanc est du promontoire qui s'avance au Sud du Blanc-Mont vers Sommepey-Tahure. Leur faciès est celui des meulières *s.s.* des formations R.M/e ou des calcaires silicifiés, plus ou moins meuliérisés (meulières *s.l.*), des paléosols sur craie *Pc* dont ils proviennent; toutefois, ces éléments remaniés sont généralement plus petits et plus anguleux que leur matériel parental.

CF. Colluvions de vallons secs et dépressions. Il s'agit de matériaux provenant essentiellement d'apports latéraux à partir des versants. Néanmoins, certains ont pu subir une reprise longitudinale limitée et sont alors de nature colluvio-alluviale. C'est notamment le cas des dépôts des vallées et vallons non drainés situés en amont des cours d'eaux actuels de la partie orientale de la feuille.

L'épaisseur des colluvions est souvent comprise entre 1 et 3 m dans les larges talwegs de la partie occidentale et centrale de la carte, mais elle peut atteindre 4 à 5 m dans les vallées et vallons fossiles situés plus à l'Est.

Les colluvions ont sensiblement les mêmes caractéristiques lithologiques que les formations superficielles qui les alimentent. En parti-

culier, la teneur en éléments fins et la coloration sont très influencés par la proximité de dépôts quaternaires argilo-limoneux appartenant aux altérites et paléosols du complexe des limons.

Formations anthropiques

X. **Ouvrages militaires, remblais, structures en terre.** Ces formations n'ont été mentionnées que là où elles présentent quelque importance en volume : déblais de mise à jour du tunnel de la voie ferrée (maintenant désaffectée) entre Sommepey-Tahure et Manre, ou lorsque elles ont un intérêt historique : buttes de terre de Manre et de Saint-Hilaire-le-Grand (*cf.* chapitre « Sites archéologiques »). Les superstructures des forts et autres ouvrages du camp militaire de Mourmelon-le-Grand ont été représentées de la même manière.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

L'histoire géologique du substratum crétacé de la feuille Mourmelon-le-Grand s'inscrit en totalité dans celle du Crétacé supérieur qui forme typiquement une série comprise entre la transgression cénomaniennne et la régression fini-crétacée. Toutefois, si l'on excepte de modestes fluctuations internes à cette série, notamment à la limite Turonien—Sénonien, seuls les faciès transgressifs sont présents, les témoins de l'épisode régressif ayant disparu par érosion et/ou altération durant le Cénozoïque.

À l'Est de la Côte de Champagne, les terrains du Vallage d'Aisne et de l'Argonne montrent que les dépôts du Crétacé inférieur, ainsi que ceux du Cénomanienn inférieur et moyen, sont essentiellement constitués de matériel détritique terrigène fin (argiles, limons) ou de sables fins associés en proportions variables à de la glauconie authigène (« Sables verts »). La « Gaize de Vouziers », dont les éléments figurés sont constitués de détritiques terrigènes et de biodétritiques (spicules d'éponges), s'inscrit dans ce type de sédimentation. La « Gaize de Vouziers » est d'âge albien moyen à supérieur.

L'assise crayeuse du Cénomanienn supérieur constitue le premier épisode franchement carbonaté depuis le Jurassique. Le net développement des organismes planctoniques dans cette formation traduit une meilleure communication avec le domaine marin ouvert (Alcaydé *et al.*, 1980). Malgré l'accentuation du mouvement transgressif, il lui succède, au Turonien inférieur et moyen, un dépôt de marnes crayeuses grises à verdâtres, marquant une récurrence atténuée de la sédimentation détritique fine. Ce faciès est un équivalent latéral des « Dièves » (« Dièves moyennes » *auct.*) signalées sur les feuilles Rethel (Bonte et Hatrival, 1966) et Attigny (Laurain *et al.*, 1990). D'après la biophase, le milieu de sédimentation des « Dièves » peut être rattaché au domaine circalittoral distal, c'est-à-dire à un milieu de basse énergie situé au-dessous de la zone euphotique (Monciardini et Alcaydé, 1983). Il est possible que le milieu de sédimentation de leur équivalent champenois

soit un peu moins distal. Le Turonien supérieur par lequel débute le dépôt de la craie blanche est marqué par une régression, d'ampleur limitée mais générale, qui se poursuit jusque dans la base du Sénonien. Il en résulte la formation de faciès atypiques qui interrompent la monotonie de la sédimentation :

- les craies de la partie sommitale du Turonien supérieur peuvent montrer de petites variations portant sur la teneur en argiles ou l'importance de la bioturbation visible macroscopiquement ;
- les craies de l'articulation Turonien—Sénonien sont fréquemment indurées et jaunies et évoquent, comme l'ont signalé J.P. Bellier et C. Monciardini (1986), les « tuns » de Picardie. Elles témoignent de processus diagénétiques précoces lors de phases de vacuité sédimentaire ;
- il existe des fonds durcis colonisés localement par une endofaune de lithophages dans la biozone *b*, ou peut-être même dans le Coniacien basal (biozone *a*).

Du Turonien supérieur au Sénonien basal, le milieu de dépôt apparaît donc moins profond et plus fluctuant que précédemment, ce que confirme l'examen de la biophase des craies des feuilles voisines (*ibid.*). D'une manière générale, d'après les observations réalisées en diverses régions du bassin de Paris, l'environnement sédimentaire du Turonien supérieur s'apparente à celui du domaine circalittoral proximal (niveau d'énergie moyen à élevé), (Monciardini et Alcaydé, 1983). Celui de l'articulation Turonien—Sénonien pourrait avoir été encore plus littoral, mais comme la zone concernée ici faisait partie d'une aire de pénétration marine privilégiée (Bellier et Monciardini, 1986), il n'y a pas de certitude à ce sujet.

À partir de la biozone *b* (*c4b*), le contexte sédimentaire qui peut être déduit de la biophase est à nouveau celui d'un milieu de basse énergie en domaine circalittoral distal (*ibid.*). Dans cette partie de la mer du Crétacé supérieur, l'augmentation de la profondeur et l'abaissement parallèle de la température, dont témoigne le caractère boréal des assemblages de foraminifères, semblent avoir entraîné un certain confinement sur le fond (*ibid.*). Les faciès du Sénonien apparaissent généralement très monotones mais leur comparaison avec ceux d'autres régions révèle l'existence de variations sédimentogénétiques d'importance régionale. Il en est ainsi de la condensation des biozones *e* et *f* (*c5b-c*) du Santonien moyen et supérieur ; très nette dans cette partie de la Champagne sèche (*ibid.* ; Laurain *et al.*, 1981, 1990), elle n'est pas signalée aux confins de la Champagne et du Sénonais (*cf.* Pomerol et Monciardini, 1983). Cette condensation, parfois accompagnée d'indices phosphatés comme cela est visible sur la feuille Attigny à 1/50 000 (Laurain *et al.*, 1990), pourrait être imputable à un renforcement temporaire des apports d'eaux froides (Bellier et Monciardini, 1986).

La sédimentation de la mer de la craie se poursuit au moins jusqu'au Campanien moyen (biozone *i*) et sans doute au-delà, puisque le Campanien supérieur (biozone *j*) existe en Montagne de Reims (feuille Vertus à 1/50 000 : Mégny *et al.*, 1977), à une quarantaine de kilo-

mètres seulement au Sud-Ouest de Mourmelon-le-Grand. Divers indices (présence de grands foraminifères dans la région d'Épernay, notamment), laissent à penser que c'est à cette période que débute le mouvement de régression fini-crétacée (Cavelier *et al.*, 1980). Il n'est malheureusement pas possible de savoir quelle épaisseur de craie a été érodée lors de l'émersion qui suit la grande régression fini-crétacée. Le foraminifère *Laffiteina bibensis*, considéré comme maastrichtien par de nombreux auteurs, a été trouvé, associé à d'autres faunes remaniées du Crétacé supérieur, à la base de dépôts paléocènes de la région de Vertus (*cf.* Blondeau, 1987). Toutefois, ce fait ne constitue pas une preuve déterminante de l'extension possible du Maastrichtien jusqu'en Champagne, car *L. bibensis* a peut-être pu subsister au Paléocène (*ibid.*).

Après une longue période d'érosion et d'altération continentale, la mer revient jusqu'aux confins de la Champagne et de l'Île-de-France au Thanétien moyen (mont Berru) ou supérieur (Est de la Montagne de Reims). La région de Reims marquera à peu près la limite est à sud-est du golfe méridional de la mer nordique depuis le Paléocène supérieur jusqu'à l'Éocène moyen, puis la limite orientale du golfe d'obédience atlantique du Lutétien moyen à l'Éocène supérieur (*cf.* Cavelier *et al.*, 1980). Seule, la grande transgression de la mer stam-pienne a pu dépasser largement le méridien de Reims et s'étendre jusqu'aux confins de la Champagne humide et de l'Argonne, mais l'âge exact des amas gréseux signalés près de Vitry-le-François et de Sainte-Menehould reste controversé (*cf.* Labourguigne *et al.*, 1975 ; Blondeau, 1987). Sur l'étendue de la feuille Mourmelon-le-Grand, la continentalisation s'affirme donc probablement dès la régression fini-crétacée.

Malgré la rareté des dépôts tertiaires — le seul témoin caractérisé affleure au sommet du Téton, en bordure ouest de la carte —, il est tout à fait possible que ceux-ci se soient étendus plus à l'Est. Des éléments en faveur de cette hypothèse sont fournis par l'extension de reliefs résiduels d'altitude supérieure à 200 m très à l'Est du massif de Moronvilliers, jusque dans la région de Sommepey-Tahure. Ces éminences (notamment le Blanc-Mont) pourraient résulter de la momification locale de la paléosurface de la craie par une couverture protectrice anté-quadernaire, limitant les effets de l'altération physique (*cf.* Guilcher et Tricart, 1953 ; Mathieu et Pomerol, 1976, pour d'autres exemples et développements).

Quoi qu'il en soit, après les derniers dépôts de la mer sénonienne et jusqu'à la fin du Paléogène, débute une période d'altérations continentales sous climat chaud et humide, avec probablement des épisodes à saisons contrastées (Laurain et Meyer, 1979, 1986). À partir du Néogène commence à s'élaborer de hautes surfaces d'érosion. Les reliefs des monts de Champagne qui, dans le massif de Moronvilliers, jalonnent approximativement la surface du toit de la Craie, sont certainement les témoins d'une des plus anciennes. Celle de cote 200 environ, également signalée dans la notice de la feuille Châlons-sur-

Marne à 1/50 000 (Labourguigne *et al.*, 1975), a été attribuée au Mio-Pliocène mais elle est sans doute plus récente (*cf.* *Pc*). Sur ces paléosurfaces se sont développées des formations résiduelles où des phénomènes complexes de redistribution de la silice ont conduit à la formation de meulière *s.s.* (monts du massif de Moronvilliers) ou de calcaires silicifiés plus ou moins meulériés (meulière *s.l.*) (paléosurface de cote 200 environ). Comme l'« Argile à meulière » de la Montagne de Reims (Ménillet, 1985, 1988b), il est possible que ces altérites et paléosols à meulière se soient formés au Quaternaire ancien.

Durant les phases froides du Quaternaire, les actions périglaciaires ont largement contribué à donner à la région son modelé actuel. Elles combinent cryoclastie et congélifluxion ou solifluxion, tout particulièrement sur les versants orientés vers l'Est, lesquels sont davantage soumis aux alternances gel-dégel. Le résultat en est un amenuisement des interfluves de stade interglaciaire, tandis que les nappes de grèzes générées par ces processus s'étalent largement sur les versants orientaux, colmatent les dépressions et s'accumulent dans les talwegs et vallées. Lorsqu'il existe un écoulement longitudinal, les gélifracts des grèzes sont redistribués plus ou moins loin en aval et forment des ensembles colluvio-alluviaux à alluviaux. Si l'on excepte le ravinement dû à la mise en culture intensive, l'érosion actuelle consiste principalement en un recreusement sur place des nappes grézeuses de remblaiement.

CADRE STRUCTURAL

ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE STRUCTURALE ET DE LA CARTE GÉOLOGIQUE

Carte structurale

La structure de la feuille Mourmelon-le-Grand est illustrée par des courbes isohypses qui sont les courbes de niveau de surfaces géologiques repères. Pour la craie, les isohypses représentées (*cf.* fig. 4a) sont celles des toits de quatre biozones de foraminifères définies par C. Monciardini (1980). Ces courbes structurales ont été tracées à partir de points cotés pour lesquels la craie affleurante a été datée par sa microfaune (déterminations de C. Monciardini, BRGM, Orléans).

Simple lorsqu'il est possible de situer le prélèvement par rapport au toit ou au mur de l'unité cartographiée (limites géologiques repérables sur le terrain, précision biostratigraphique sur la position basale, médiane ou sommitale de l'échantillon par rapport à l'unité considérée), l'établissement d'une carte en isohypses est beaucoup plus délicat dans le cas contraire.

Le principe, déjà indiqué dans les notices des cartes à 1/50 000 Avize (Allouc et Le Roux, *in* Laurain *et al.*, 1986) et Attigny (Allouc et Le Roux, *in* Laurain *et al.*, 1990), est rappelé ci-après.

Pour un secteur de la carte donné, la surface structurale choisie (représentée par une famille d'isohypses) est celle du toit de la biozone qui affleure le plus largement. Pour chaque point d'échantillonnage de cette zone, la cote est affectée d'un signe indiquant si la surface structurale retenue est, à la verticale de ce point, située au-dessus ou au-dessous de la surface topographique; ex. : si les isohypses sont celles du toit de la biozone $d (= c5a)$, la cote d'un échantillon appartenant à d est affectée d'un signe +, celle d'un échantillon appartenant à $e-f (= c5b-c)$, d'un signe -.

Les cotes minimale et maximale de la surface structurale à la verticale du point considéré sont alors calculées en fonction des épaisseurs déduites des secteurs où existe une précision suffisante. Par exemple, pour un prélèvement de cote 150 appartenant à la biozone $d (= c5a)$ d'épaisseur 25 m, le toit de cette biozone à la verticale du point est situé à une altitude comprise entre 150 m au moins et 175 m au plus.

Par approximations successives et en privilégiant la solution qui donne la structure la plus simple, il est alors possible de tracer les isohypses du toit de la biozone considérée. La même démarche est appliquée à tous les secteurs de la feuille en choisissant, à chaque fois, la famille d'isohypses la mieux adaptée.

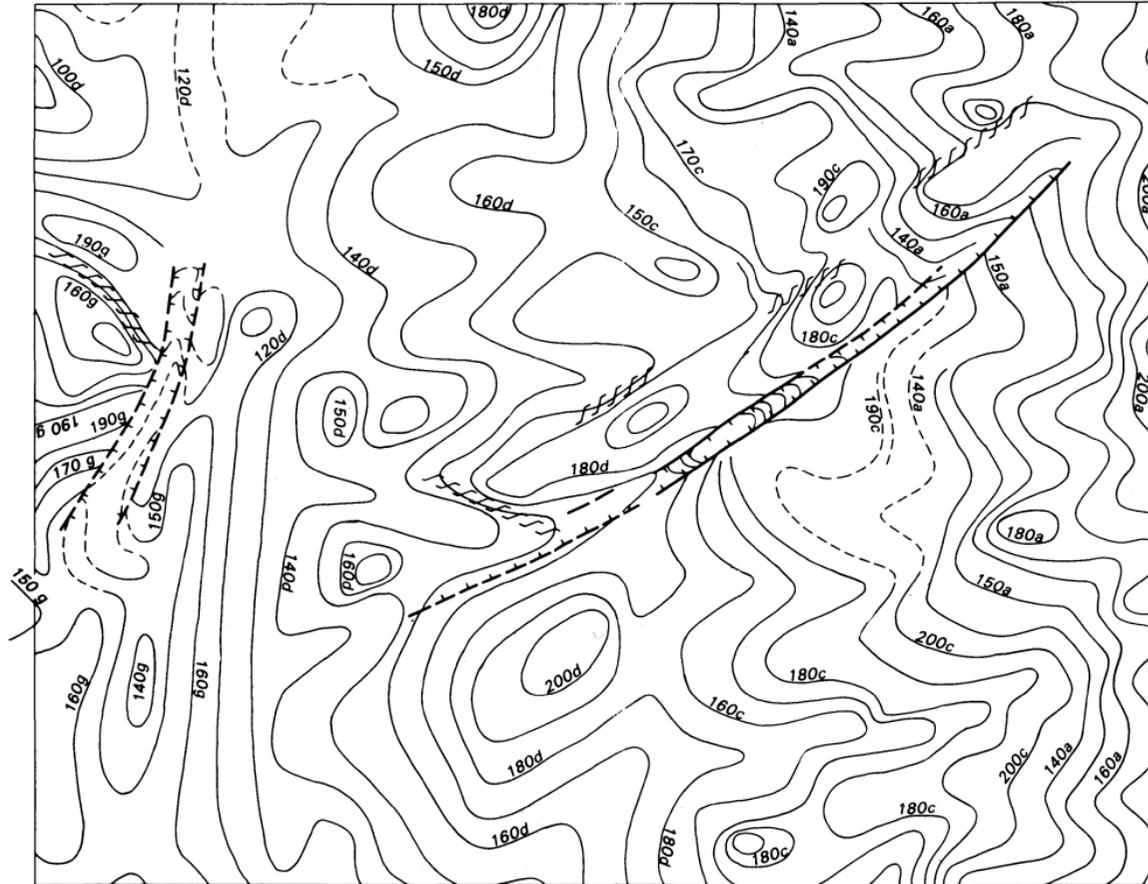
La précision de la carte structurale varie selon celle des données utilisées et la densité des prélèvements. Le plus souvent, la marge d'erreur est voisine de 5 m mais peut atteindre 10 m localement. Lorsque les valeurs indiquées paraissent fiables à 5 m près, les courbes figurent en trait plein; dans le cas contraire, elles ont été tracées en tirets.

Il est clair que des prélèvements supplémentaires apporteraient des modifications de détail; toutefois, l'allure générale et la position des principales structures ne seraient certainement que peu modifiées.

Carte géologique

Les contours géologiques ont été tracés à partir des courbes isohypses. En effet, une unité géologique affleure lorsqu'il y a intersection entre la surface structurale de son mur (ou, ce qui revient au même, la surface structurale du toit de l'unité inférieure) et la surface topographique. La prise en compte de données nouvelles modifiant localement la carte structurale, modifierait également les contours géologiques dans le même secteur.

Fig. 4a
Carte structurale
(isohypses)



- a, c, d, g Sénonien,
toit des zones de foraminifères
- Isohypse
- - - - - Faille avec indication du rejet
- ~~~~~ Flexure

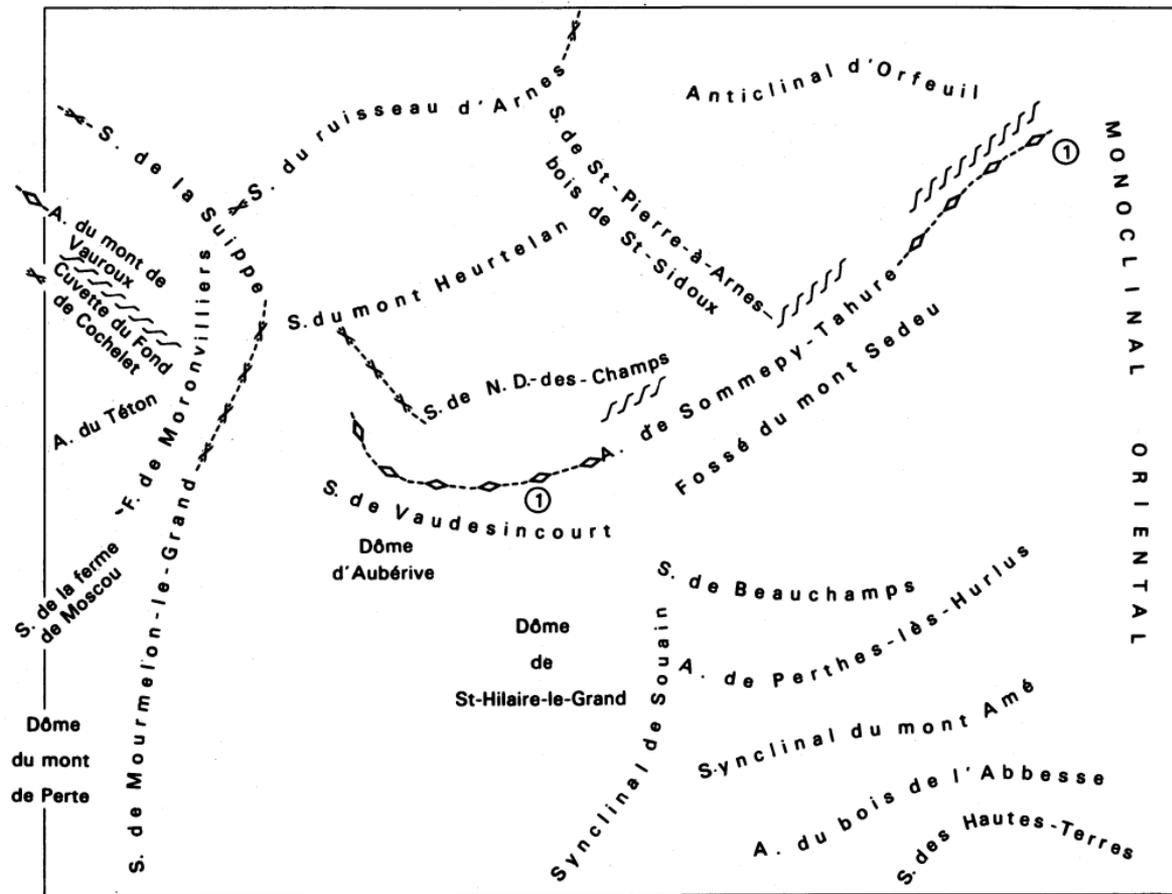


Fig. 4b
Carte structurale
(positionnement des structures)

- ① Lanière tectonique de Sommepey-Tahure
- A. ou ---◇--- Anticlinal
- S. ou --->--- Synclinal
- ~~~~~ Flexure

DESCRIPTION DES STRUCTURES

La lecture des cartes en isohypses (fig. 4a) se fait de la même manière que pour une carte en courbes de niveaux : les vallées sont les synclinaux, les lignes de crête sont les anticlinaux, les falaises sont les failles ou les flexures, etc. Les désignations synclinal, anticlinal, dôme et cuvette doivent être comprises dans le contexte géologique du bassin de Paris : il s'agit d'amples ondulations à très grands rayons de courbure ; ces termes demeurent purement descriptifs.

Il faut signaler également que la carte structurale ne met pas en évidence de failles, mais seulement des flexures (zones généralement allongées le long desquelles le pendage des couches est nettement plus fort que le pendage régional). Les failles sont ensuite mises en place après interprétation en fonction des observations de terrains (craie jaunie, indurée et fracturée ; cf. Coulon et Frizon de Lamotte, 1988) et/ou du relief (alignement de talus, par exemple).

Structures souples

La structure de cette coupure est complexe. Il est impossible d'y trouver des ensembles simples comme sur la feuille Attigny (Le Roux et Allouc, 1988 ; Allouc et Le Roux, *in* Laurain *et al.*, 1990). On peut y distinguer trois parties de superficie inégale, recoupées par la lanière tectonique de Sommepey-Tahure et séparées par les ondulations synclinales, approximativement N-S, de Saint-Pierre-à-Arnes—bois de Saint-Sidoux et de Souain (fig. 4b).

- La **partie orientale** correspond approximativement à la moitié est de la carte. C'est le prolongement du monoclinale oriental de la feuille Attigny, accidenté ici par de nombreuses ondulations arquées, d'orientation sensiblement E-W.

Le pendage moyen y est d'environ 9 à 10 ‰, avec des valeurs pouvant atteindre 30 ‰ dans certaines zones très localisées, notamment au passage de la lanière de Sommepey-Tahure.

- La **partie centrale** est limitée à l'Est par les synclinaux de Saint-Pierre-à-Arnes—bois de Saint-Sidoux et de Souain, à l'Ouest par les synclinaux de la Suipe et de Mourmelon-le-Grand.

Ce compartiment n'est pas homogène. Au Nord de la lanière de Sommepey, il est essentiellement formé par les digitations du synclinal de la Suipe qui se résoud ici en un chevelu d'ondulations synclinales de faible amplitude. Les pendages y sont faibles, de l'ordre de 6 ‰ en moyenne.

À la hauteur de la lanière et vers le Sud, la structure est gaufrée en dômes et en cuvettes. La déformation la plus importante est le dôme de Saint-Hilaire-le-Grand, flanqué au Nord-Ouest, au passage de la terminaison de la lanière, du dôme d'Aubérive. Les pendages y sont plus forts, de l'ordre de 10 ‰ sur le flanc des structures.

• La **partie occidentale** est de superficie plus restreinte mais elle est plus complexe. Formée d'une succession d'ondulations allongées d'orientations variables, elle marque la terminaison de structures plus développées sur la feuille Reims et décrites par J. Le Roux et J. Allouc (1988). On peut y distinguer deux ensembles :

— au Nord, la structure complexe des monts de Champagne. Structure haute, comme la topographie à laquelle elle est liée, son centre est curieusement déprimé ; ce dernier est occupé par la cuvette allongée NW-SE du Fond de Cochelet, au flanc nord très escarpé (la pente y dépasse 30 ‰). Cette cuvette est flanquée des deux anticlinaux du mont de Vauroux au Nord et du Téton au Sud. Cette structure se complique encore vers l'Est du fossé tectonique de Moronvilliers ; perturbant la continuité des structures, ce fossé ne laisse subsister sur son bord oriental qu'une zone haute, flanc nord-ouest du synclinal de Mourmelon-le-Grand ;

— au Sud, séparé de la structure des monts de Champagne par le synclinal de la ferme de Moscou, le dôme du mont de Perte (feuille Reims) est plus simple ; ses flancs sont aussi beaucoup moins pentés (de l'ordre de 5 ‰).

Structures cassantes

Les accidents tectoniques sont très difficiles à mettre en évidence dans la craie à cause du nombre extrêmement réduit des affleurements de roche en place et de la monotonie des faciès. La carte en isohypses, par contre, a permis d'observer des flexures, zones allongées le long desquelles la pente structurale dépasse largement le pendage régional. Les plus importantes de ces flexures ont été remplacées par des failles, notamment lorsque les pentes sont particulièrement fortes (c'est le cas, par exemple, dans la partie centrale du fossé du mont Sedeu) et lorsque des critères supplémentaires de terrain ont pu être recueillis (craie indurée et fracturée, à la terminaison orientale de ce même fossé). Certaines flexures ont été laissées en l'état. Il se peut qu'elles correspondent en réalité à des failles (flanc nord de l'anticlinal de Sommepy-Tahure, par exemple, où un alignement de quatre zones flexurées sur une dizaine de kilomètres, pourrait bien correspondre à une faille de rejet variable, parallèle au fossé du mont Sedeu).

Une seule petite faille a été observée, au Sud du massif de Moronvilliers. D'orientation N135°E, son rejet n'a pu être estimé. Il s'agit vraisemblablement d'un accident satellite du fossé de Moronvilliers.

• **Lanière tectonique de Sommepy-Tahure.** Bien que placée sous la rubrique « Structures cassantes », les ondulations souples y sont intimement liées aux failles et flexures. La structure dominante est l'anticlinal de Sommepy-Tahure : allongé sur plus de 15 km, pour une largeur n'excédant pas 1,5 km, il se poursuit vraisemblablement dans le dôme d'Aubérive. Surplombant sur tout son parcours, son axe prend cependant l'allure de marches d'escalier formées par une succession de petits dômes asymétriques séparés par de légers enselle-

ments. Ses flancs, aux isohypses très tendues, sont bordés par une succession de flexures alignées. Le flanc nord a été cartographié dans cet état, les indices de terrain ayant semblé trop peu nombreux pour confirmer l'existence d'une faille. Le flanc sud, par contre, est vraisemblablement bordé par un fossé tectonique étroit (le fossé du mont Sedeu). Large de 500 m au maximum, ce fossé conserve un lambeau de Campanien inférieur effondré au milieu de Coniacien ou de Santonien, ce qui lui confère un rejet maximum d'une cinquantaine de mètres.

● **Fossé de Moronvilliers.** Son tracé n'a pu être établi avec une très grande certitude : la complexité structurale des monts de Champagne se prête à plusieurs interprétations. En outre, malgré tout le soin apporté à leur récolte, les bouleversements engendrés par les combats de la guerre 1914-1918 ne garantissent pas toujours la fiabilité des échantillons. La solution proposée a l'avantage d'intégrer toutes les observations. Il est possible que la moitié nord du fossé n'existe pas (elle est liée à un seul échantillon). Dans ce cas, l'anticlinal du mont de Vauroux et celui du Téton se réuniraient au-delà du fossé. Ce dernier serait alors limité à sa moitié sud, ou bien serait remplacé par un coin faillé ouvert au Sud et échançant le flanc méridional de l'anticlinal du Téton.

CADRE STRUCTURAL RÉGIONAL (fig. 5)

La moitié est de la carte représente la prolongation du monoclinale oriental déjà signalé sur la feuille Attigny. Les isohypses, globalement N-S, y sont parallèles aux limites d'affleurement du Crétacé ; leur forme, régionalement arquée, est le reflet de la géométrie globale du bassin.

La moitié occidentale apparaît plus originale. Elle marque la terminaison de structures déjà décrites régionalement (Le Roux et Allouc, 1988) et l'apparition de structures propres :

— au Nord, le synclinal digité de la Suipe n'est que le prolongement d'une grande structure déprimée, conforme sur la majeure partie de son tracé au cours de cette rivière. Il s'intègre dans le même contexte que le grand synclinal de Juniville de la feuille Attigny : les structures déprimées s'organisent à la manière d'un réseau hydrographique hiérarchisé, pour finalement confluer, sur la feuille Asfeld, en un seul et vaste synclinal très plat ;

— le synclinal N-S de Mourmelon-le-Grand est la structure la plus originale, d'une part à cause de son orientation, inhabituelle dans cette partie du bassin, d'autre part parce qu'il interrompt des structures bien développées sur la feuille Reims. Ainsi :

- l'anticlinal du mont de Vauroux est la prolongation de celui de Witry-Époye,
- l'anticlinal du Téton est en continuité avec celui du mont Cornillet,

- la cuvette du Fond de Cochelet, bien qu'isolée, serait dans ce contexte le prolongement du synclinal de Beine-Nauroy,
- le dôme du mont de Perte est mal défini dans sa partie méridionale mais il apparaît comme une diverticulation de l'anticlinal de Mourmelon-le-Petit, lequel est situé dans le prolongement de la Montagne de Reims.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Contexte de dépôt

La succession des terrains sédimentaires au-dessus des dépôts continentaux du Permien et de la semelle détritique triasique, s'inscrit dans le cadre du développement d'un bassin intracratonique typique, en environnement peu mobile. Selon les principes proposés par J. Delfaud (1980) on peut, de manière synthétique, distinguer trois types de dépôts :

— les sédiments confinés, correspondant au stade initial de formation du bassin. Ils sont bien représentés par les dépôts lagunaires à évaporites du Keuper. Au Lias, il s'agit d'un milieu marin franc, mais les circulations marines, vraisemblablement restreintes, sont responsables de l'enrichissement en matière organique, surtout vers la fin du cycle sédimentaire (« schistes carton » du Toarcien) ;

— les sédiments de plate-forme caractérisant, au Dogger et au Malm, le stade d'expansion du bassin. Ainsi, au Dogger, le dispositif sédimentaire de l'ensemble du bassin de Paris correspond à des plates-formes carbonatées peu profondes, d'extension variable au cours du temps ; il s'y dépose essentiellement des sables oolitiques ou bioclastiques qui peuvent isoler des lagons où sédimentent des vases calcaires. Ces plates-formes sont séparées les unes des autres par des faciès marneux de mer ouverte. La région considérée ici se situe à l'intérieur d'une grande plate-forme occupant le centre du bassin ;

— les sédiments chimiques et détritiques du stade de comblement, qui s'installent dès le Portlandien supérieur (« Purbeckien ») puis se développent au Crétacé inférieur malgré la discordance fini-Jurassique—début Crétacé. Après la grande transgression du Crétacé supérieur à laquelle correspond la « mer de la Craie », le processus de comblement reprend au Cénozoïque, comme l'indiquent les coupes sédimentaires de la Montagne de Reims.

Pour sa part, la craie apparaît comme un faciès de type particulier ; ses caractéristiques pétrographiques l'apparentent à un dépôt pélagique déposé dans un environnement néritique (Pomerol *et al.*, 1980).

Vers le centre du bassin de Paris, les sondages, les diagraphies et la sismique-réflexion révèlent un Sénonien différencié, avec des dépôts évaporitiques (dolomie et éventuellement anhydrite) et même localement silico-détritiques (grès) (Hanot et Renoux, 1991) ; une importante phase d'érosion a également été mise en évidence (*ibid.*). Ces phéno-

mènes traduisent des modifications notables du paléoenvironnement, liées à une inversion tectonique intrasénonienne particulièrement marquée entre les failles du Bray et de la Seine (*ibid.*).

Au contraire, les dépôts crayeux de Champagne sont macroscopiquement homogènes à partir du Turonien supérieur. Les intercalations d'épandages détritiques observées en Touraine et Anjou, à proximité du Massif armoricain, ne sont pas visibles dans le reste du bassin et il n'est donc pas possible de suivre, par ce moyen, les pulsations transgressives de la sédimentation. Toutefois, les petites variations pétrographiques enregistrées par les craies des différentes biozones (*cf.* « Description des terrains ») apparaissent comme des signatures de fluctuations eustatiques qui ont pu être décelées à l'échelle de tout le bassin de Paris (Alcaydé *et al.*, 1980). Ce contrôle eustatique s'est d'ailleurs exercé de manière bien plus large, et les courbes de variation du niveau marin établies pour le Crétacé supérieur de l'Europe de l'Ouest et d'Amérique du Nord (Western Interior) ont une allure très voisine (*cf.* Hancock, 1975a,b). On sait maintenant que les changements relatifs de la bathymétrie sont des phénomènes généraux et qu'ils correspondent à la superposition d'oscillations de courte et de longue période; leur chronologie est connue avec une assez grande précision depuis le Trias (Haq *et al.*, 1987). En ce qui concerne les variations eustatiques à long terme du Crétacé, le plus bas niveau marin correspond au Valanginien, le plus élevé au Campanien supérieur (Hancock, 1975a,b). Après ce maximum, qui est aussi celui de tout l'ensemble Mésozoïque—Cénozoïque, il y aura un déclin graduel du niveau relatif moyen de la mer à partir du Maastrichtien. Malgré un certain nombre de fluctuations, cette tendance à l'abaissement se poursuivra durant le Cénozoïque (Haq *et al.*, 1987).

Contexte tectonique

Une fois replacées dans leur contexte régional, les structures de la feuille Mourmelon-le-Grand ne permettent pas de dégager une logique structurale évidente. En particulier, sauf peut-être pour la lanière de Sommepey-Tahure, il est très difficile d'y trouver une liaison avec d'éventuels jeux d'accidents du socle ardennais lors des compressions tertiaires.

Plusieurs éléments peuvent cependant être pris en compte pour essayer de comprendre la genèse de la forme actuelle de cette partie du bassin, que ce soit au niveau de la pente structurale globale ou au niveau des ondulations apparemment anarchiques qui s'y superposent.

En ce qui concerne la *pente structurale globale*, elle évolue d'environ 15 ‰ dans le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur (feuilles Vouziers et Attigny), à 4-5 ‰ dans le Crétacé supérieur (feuilles Asfeld, Reims, Avize). Sur la carte Mourmelon-le-Grand, les pentes moyennes sont comprises entre ces valeurs extrêmes : environ 10 ‰ à l'Est et 5 ‰ à l'Ouest. Cette pente a été acquise pour la majeure partie pendant le remplissage du bassin, comme le montre la figure 6.

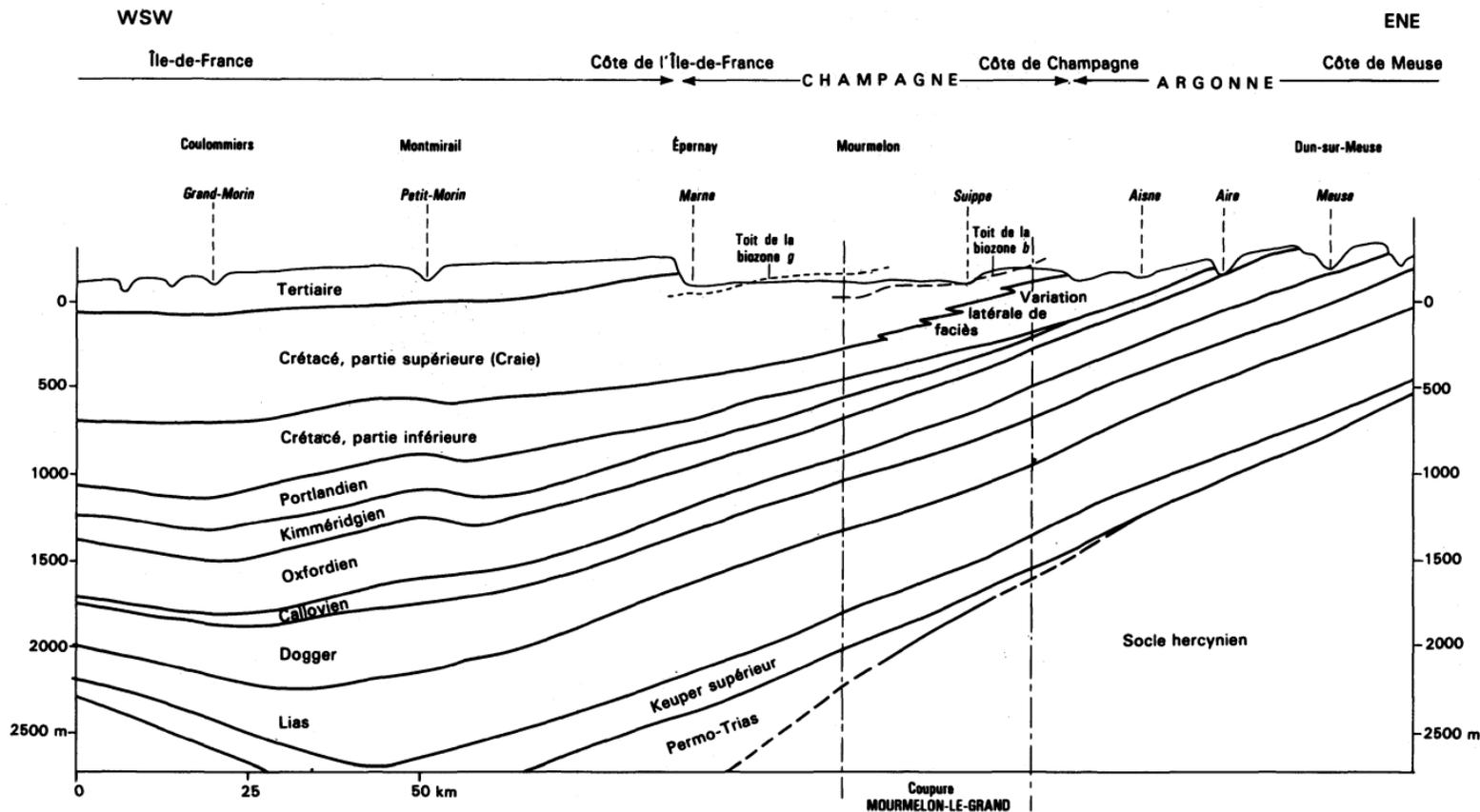


Fig. 6 - Coupe géologique synthétique vers le centre du bassin de Paris (J. Le Roux, 1992)

Depuis le Lias, la subsidence a été presque constamment plus forte vers le centre du bassin, ce qui se traduit, vers les bordures, par un pendage plus élevé dans les horizons inférieurs que dans les formations affleurantes. Estimée sur une cinquantaine de kilomètres entre les forages de Selles (feuille Reims) et Essises (feuille Château-Thierry), la pente structurale globale au toit du Jurassique est de 8 ‰ ; elle n'est plus que de $3,75 \text{ ‰}$ à un repère diagraphique situé vers la base du Sénonien. La différence, $4,25 \text{ ‰}$, correspond à l'augmentation de la subsidence vers le centre du bassin entre ces deux forages. Plus de la moitié de la pente structurale actuelle au toit du Jurassique a donc été acquise avant la fin du Crétacé. Le même raisonnement est valable pour les autres formations. Il n'est donc pas besoin, dans cette partie du bassin en tout cas, d'évoquer un relèvement spectaculaire des bordures pour expliquer les variations du pendage régional.

En ce qui concerne les *ondulations structurales*, axes tectoniques, dômes et cuvettes et les quelques failles mises en évidence dans cette région, elles sont classiquement liées aux phases compressives pyrénéennes et alpines, qui auraient débuté au Crétacé supérieur (Mégny, 1980; Steiner 1980a,b; Curnelle et Dubois, 1986). Certains auteurs évoquent cependant une compression albienne qui aurait provoqué une inversion tectonique le long de quelques accidents, telle la faille de Sennely (Trémolières, 1981; Perrodon et Zabeck, 1991). La coupe synthétique (fig. 6) nous permet de confirmer que des ondulations structurales importantes se sont mises en place précocement, dès la moitié inférieure du Crétacé. À cette époque, en effet, le centre de subsidence se dévagine et migre vers le Sud, tandis qu'à son emplacement se développe une structure anticlinale. Bien marquée au toit du Jurassique, elle s'amortit à la base du Sénonien et disparaît dans la partie supérieure du Crétacé; au mur du Tertiaire, elle n'est plus visible. Cette structure anticlinale s'est donc mise en place entre la fin du Jurassique et la base du Sénonien, et a cessé de fonctionner avant les premiers dépôts tertiaires.

L'apparente anarchie qui règne dans les structures mises en évidence dans la craie de cette partie de la Champagne, se retrouve au toit du Crétacé au centre du bassin de Paris (Labourguigne *et al.*, in Debrand-Passard, 1980 : pl. T2). C'est donc un comportement général qui trouve son explication dans le découplage qui existe entre le socle et les horizons de surface. En effet, les épaisses formations argileuses du revêtement sédimentaire estompent les éventuelles déformations et fractures du substratum.

Il est donc vraisemblable que les plus importantes structures de surface (synclinal de Mourmelon-le-Grand, par exemple, et surtout lanière de Sommepey-Tahure), ne soient que le lointain écho déformé d'un rejeu du socle ardennais. Il est tout aussi vraisemblable que les ondulations mineures, dont la flèche dépasse rarement 20 m, soient devenues presque totalement indépendantes des déformations du tréfonds.

Les *failles*, quant à elles, ont été interprétées comme des accidents cisailants qui accompagnent, décalent, modifient ou interrompent les ondulations (Le Roux et Allouc, 1988). Les failles et flexures de la lanière de Sommepey-Tahure s'accommodent bien de cette analyse. Orientées correctement pour être mobilisées lors de la phase compressive N10°E Crétacé supérieur—Éocène (Steiner, 1980a,b; Mégnien, 1980; Perrodon et Zabeck, 1991), elles auraient isolé l'anticlinal qui leur est lié, lui permettant de se développer indépendamment des structures voisines. L'allure en marches d'escalier de son axe évoque le tronçonnement, selon un système de fracture du type Riedel, d'un couloir de cisaillement. Le fossé du mont Sedeu nécessiterait l'intervention d'une deuxième phase, extensive cette fois. Les relations du fossé de Moronvilliers avec les structures souples avoisinantes sont trop complexes pour être liées de manière aussi évidente à un effort en cisaillement. Peut-être faut-il y voir le résultat de la phase d'extension SE-NW, d'âge oligocène, déjà évoquée pour la mise en place de fossés tectoniques dans le bassin de Paris (Steiner 1980b; Coulon, 1992).

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Sols, végétation et cultures

Les sols sur substratum crayeux en place ou sur craie remaniée par gélifraction sont généralement des rendzines grises; ils tendent toutefois vers des rendzines blanches sur les parties convexes des versants ouest et sud à forte déclivité où, comme l'ont reconnu P. Dutil et J.L. Ballif (1968), le ravinement tronque le profil. Sur les grandes surfaces à faibles pentes d'orientation N ou NNE, la pédogenèse s'est développée sur un matériau crayeux à festons de cryoturbation ou sur des colluvions peu épaisses formées d'un mélange de fragments de craie et de grèzes (« graveluches ») plus ou moins limoneuses, notamment dans les zones légèrement déprimées. Les sols sont alors des rendzines brunes ou, très localement, des rendzines rouges. La coloration est due aux oxyhydroxydes de fer associés aux particules fines non crayeuses. La concentration en fer total est comprise entre 0,7 et 1 % dans les rendzines brunes, supérieure à 1 % dans les rendzines rouges (*cf.* également les notices des feuilles Châlons-sur-Marne : Durand et Dutil, *in* Labourguigne *et al.*, 1975, et Reims : Durand, *in* Laurain *et al.*, 1981).

La craie constitue un support physique favorable. Elle est facile à travailler et, du fait de son intense déstructuration superficielle et de la forte microporosité des fragments crayeux (essentiellement répartie dans l'intervalle 0,3-3 μm ; Ballif, 1978), elle assure à la fois un bon drainage en cas d'excès d'eau et une bonne nutrition hydrique estivale (Dutil, 1975; Durand, 1979; Ballif, 1978, 1980). Toutefois, les sols sur craie sont chimiquement pauvres et l'abondance de calcaire actif

bloque la minéralisation de la matière organique. Par ailleurs, les rendzines blanches et grises ne se réchauffent que lentement au printemps (Ballif et Dutil, 1975). Leur mise en valeur n'a été rendue possible qu'avec l'apport massif de fertilisants de synthèse.

Les sols sur « graveluches » crayeuses grossières (GP) sont essentiellement des rendzines grises ou brunes de caractéristiques chimiques voisines mais de texture différente. Du fait du grand développement de la porosité interparticulaire, le drainage de l'eau gravitaire est très rapide, tandis qu'au contraire, la migration ascendante de l'eau capillaire est limitée. Enfin, des reprécipitations de carbonate de calcium entraînent des cimentations partielles limitant la pénétration de l'eau et des racines (Radet, 1958, 1964; Durand, *in* Laurain *et al.*, 1981). Les sols sur grèzes crayeuses ont donc des propriétés hydriques nettement moins favorables que ceux qui se sont formés directement sur roche-mère crayeuse ou sur la craie à poches de cryoturbation.

Les sols développés sur les « graveluches » limoneuses (GPL), limons à granules de craies (BGP) ou limons (B) sont des rendzines brunes à rouges, des rendzines brunifiées ou des sols bruns calcaires, suivant la teneur en calcaire actif. Sur limons et limons à granules de craie, le profil reste de couleur rougeâtre, même dans les horizons supérieurs. Du fait de leur teneur plus élevée en éléments fins silico-alumineux, ces sols ont une meilleure potentialité agricole que ceux développés sur les « graveluches » crayeuses (GP).

Les placages argilo-limoneux remaniés de formations résiduelles et paléosols sont plus ou moins contaminés par des granules et des limons crayeux, en fonction de leur position proximale ou distale par rapport au matériau qui les a alimentés. Les sols formés sur ces matériaux sont donc du type brun calcaire ou évoluent vers des rendzines rouges s'il y a une forte réincorporation de carbonates. Il existe des indices d'hydromorphie (concrétions Fe-Mn de taille plurimillimétrique), mais ceux-ci sont probablement hérités du paléosol.

Les sols des alluvions anciennes de la Suipe et de ses affluents sont identiques à ceux que portent les « graveluches » crayeuses. Pour leur part, les sols alluviaux des lits majeurs peuvent être localement plus ou moins hydromorphes et le caractère réducteur peut atteindre le stade gley, avec début d'évolution tourbeuse de l'anmoor superficiel dans les stations les plus humides. Si le profil est mieux aéré, il y a brunification (sol brun alluvial).

Les camps militaires témoignent de ce que pouvaient être les formations végétales qui ont successivement caractérisé la Champagne sèche au cours des siècles derniers. Le savart, sorte de pelouse xéro-ophile secondaire parsemée d'arbustes, paysage dominant jusqu'aux reboisements du XVIII^e siècle et surtout du XIX^e siècle, y est encore visible sur de vastes surfaces. C'est dans cette formation végétale, longtemps intimement associée à l'élevage du mouton, que pousse le « pouillot » (thym serpolet) qui, selon certains auteurs, est à l'origine

de la dénomination « Champagne pouilleuse ». Pour leur part, les surfaces enrésinées couvrent encore une grande partie des camps de Suippes et Mourmelon-le-Grand. On assiste toutefois à un dépérissement progressif des pins depuis une vingtaine d'années, et les espèces caducifoliées font leur réapparition, en particulier dans les fonds de vallons où la strate arbustive peut former des halliers difficilement pénétrables. La forêt du massif de Moronvilliers correspond maintenant à un peuplement mixte. Avant la première guerre mondiale, c'était une forêt climacique relique, comprenant surtout des chênes sessiles. En dehors des camps militaires, le paysage correspond typiquement à une « champagne », terroir aux champs ouverts, sans haie. Les grands reboisements des XVIII^e et XIX^e siècle ont pratiquement disparu ; ils sont réduits à l'état de bosquets ou de petits bois implantés sur les versants les plus accentués ou disséminés de loin en loin sur la plaine crayeuse. Actuellement, la végétation arborée est principalement cantonnée le long des cours d'eau où elle forme une sorte de « bois-galerie ». Il s'agit d'une ripisilve anthropisée et entrecoupée de peupleraies.

La Champagne sèche est une région de grande culture aux rendements remarquables. Sur le territoire de la feuille Mourmelon-le-Grand, comme ailleurs, l'utilisation intensive du sol rend compte de cette révolution agricole. Le blé, l'escourgeon (orge d'hiver), la betterave sucrière, la luzerne, pour la déshydratation, le colza et le pois protéagineux constituent l'essentiel de la production. Le maïs est limité aux rendzines brunes ou rouges et aux sols bruns qui se réchauffent plus vite au printemps du fait de leur albedo plus faible. La place accordée aux autres cultures (pavot œillette et tournesol principalement) est très variable selon les années et, de toute façon, elles restent largement subordonnées aux autres productions.

Géographie humaine

Comme dans toute la Champagne crayeuse, les fermes isolées sont rares et l'habitat est concentré presque exclusivement à proximité des cours d'eau. Il s'agit souvent de villages allongés, développés le long de la voie de communication qui suit la rivière. Néanmoins, quelques-uns, situés sur un nœud routier, montrent une évolution vers des formes de villages-carrefours. La seule agglomération de quelque importance est celle de Mourmelon-le-Grand dont la population est voisine de 6 000 habitants.

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Craie

Le comportement de la craie en terrassement ou en tant que matériau naturel est lié à un certain nombre de paramètres inhérents à son mode de gisement et à ses caractéristiques pétrophysiques. Certains comportements sont relativement constants et prévisibles, d'autres sont très variables en fonction de la position géographique, topogra-

pique ou stratigraphique de la craie mise en œuvre. Les indications données dans ce paragraphe sont pour l'essentiel tirées de F. Baguelin (1973), A. Le Roux (1973), M. Masson (1973), J. Puig (1973), R. Struillou (1973).

Dans son gisement, la craie blanche typique présente une grande homogénéité d'aspect et la microfissuration est faible. Par contre, la macrofissuration est généralement abondante (diaclasses à maille souvent relativement serrée, ouvertes ou non, lithoclasses horizontales à espacement métrique ou plurimétrique). Les fractures de ces craies sont exemptes de joint argileux et peuvent être fermées.

La zone d'altération (de haut en bas : zone cryoturbée et fortement déstructurée, puis zone de fissuration horizontale d'abord très serrée puis de plus en plus lâche) est comprise en moyenne entre 1 et 5 m dans la partie supérieure des versants. Dans le cas de craies tendres ou relativement tendres, l'épaisseur de la zone déstructurée peut devenir très importante en fond de vallée. En fond de vallon sec, il y a fréquemment ouverture des fissures du fait de la décompression et de la circulation temporaire des eaux.

La craie est une roche très gélive, ce qui constitue un obstacle à la réalisation de talus en déblais verticaux ou subverticaux.

Les essais courants permettent de classer les craies (très bonnes, bonnes, médiocres à mauvaises, très mauvaises) et de prévoir leur comportement lors des travaux de terrassement et de mise en remblais. On mesure généralement :

- la teneur en eau naturelle (W_n);
- la densité de la roche sèche (γ_d);
- la vitesse de la propagation d'ultrasons sur échantillons (V_1 vitesse longitudinale);
- la résistance à la compression simple sur échantillon saturé (R_c sat) et sec (R_c sec).

Les craies ont des caractéristiques mécaniques d'autant plus favorables que les valeurs de γ_d , V_1 , R_c sat et R_c sec sont plus élevées.

Les propriétés intrinsèques des craies dépendent beaucoup de leur caractères pétrographiques, lesquels sont variables en fonction de leur âge (donc de leurs conditions de formation) et de leur position par rapport à la zone d'altération. Il apparaît que le comportement de ce matériau est très sensible aux petites variations de texture (forme, taille et mode d'agencement des grains). En particulier, l'existence de ponts diagénétiques assurant une liaison entre grains, peut améliorer considérablement les propriétés mécaniques. L'examen d'échantillons au microscope électronique à balayage (MEB) permet une bonne approche des caractères texturaux des différentes craies.

Du point de vue terrassements, la craie est considérée comme une « roche évolutive » dont l'état est déterminé par sa densité, sa teneur

en eau et sa friabilité. Les conditions de mise en œuvre en remblai sont très variables suivant l'état en place. Pour les matériaux denses, à faible teneur en eau et peu friables, le réemploi est facile ; dans le cas contraire, des traitements sont indispensables.

L'aptitude au compactage est très différente selon les classes (très bonne à très mauvaise) définies plus haut. C'est la tendance à libérer des fines — laquelle dépend également de la texture — qui est déterminante. Ces fines sont très sensibles à de faibles variations de la teneur en eau et peuvent permettre le passage du comportement non plastique au comportement liquide.

Du point de vue fondations, la craie a également un comportement particulier. La capacité portante de la roche saine est le plus souvent très convenable, ce qui en fait un bon matériau de fondations superficielles ou profondes (pieux). Toutefois, comme la profondeur de la zone d'altération, donc l'état, est susceptible de changer rapidement, il peut exister des variations très importantes de portance sur de petites distances. On notera que la résistance au battage est généralement faible (même dans la roche saine) car le matériau est alors désorganisé et perd sans doute une grande partie de sa cohésion ; cependant, il retrouve après quelques jours une partie de sa résistance grâce à la réapparition du frottement latéral.

Matériaux grézeux

M. Zénére (1990) a analysé en laboratoire les caractéristiques pétrographiques, pétrophysiques et mécaniques des grèzes de Champagne. Les données ci-après sont empruntées à son mémoire.

Les grèzes de Champagne ont une teneur en fine plus ou moins élevée suivant leur provenance et sont constituées de granulats de dureté médiocre. Ces caractères limitent leur domaine d'emploi, notamment en géotechnique routière.

En effet, la perte de portance en présence d'eau limite l'utilisation de ces matériaux en assise de chaussées. Pour compenser, dans une certaine mesure, leurs caractéristiques médiocres, il faut y incorporer un liant hydraulique actif (ciment, laitier prébroyé, laitier activé au gypse sodé) à un dosage suffisant. De toute manière, il vaut mieux ne les employer que pour des assises de chaussées à faible trafic et il faut éviter de les mettre en œuvre en arrière-saison.

Les essais de laboratoire indiquent des tassements très importants mais pas de gonflement. Si une utilisation en remblai est envisagée, il faut compacter le matériau dans des conditions très précises, aux teneurs en eaux optimales définies par l'essai proctor (valeurs voisines de 17 %).

RESSOURCES EN EAU

La feuille Mourmelon-le-Grand couvre un seul ensemble hydrogéologique constitué d'un unique réservoir crayeux perméable, reposant sur un horizon de craie marneuse imperméable considéré comme le mur du réservoir. Le réseau hydrographique est étroitement lié à celui-ci et est alimenté en totalité par les eaux souterraines.

Nappe de la craie

Elle constitue la ressource en eau essentielle de la région.

Le réservoir correspond à la craie du Sénonien et du Turonien supérieur; le substratum de la nappe est théoriquement représenté par la craie marneuse du Turonien moyen.

Les craies compactes, bien que de forte porosité totale (volume des vides/volume total), possèdent une porosité efficace (volume d'eau mobilisable gravitairement/volume total) extrêmement faible, voire nulle.

En réalité, la qualité hydrodynamique du réservoir est due à un important réseau de diaclases développé à partir de la surface du sol par les variations climatiques, et surtout par le pouvoir de dissolution de la craie par les eaux de pluie. À partir de 40 m de profondeur, ces phénomènes ne se font plus sentir et le réservoir crayeux est considéré comme improductif. Les perméabilités varient de 1 m/s en surface à 0,00001 m/s à 40 m de profondeur et au-delà.

Cette très forte hétérogénéité verticale des perméabilités a pour conséquence une très grande variabilité dans les productions des ouvrages d'exploitation, selon l'état d'ennoyage ou non des niveaux producteurs. Lorsque le niveau statique de la nappe est près du sol, les débits spécifiques des ouvrages peuvent atteindre 270 m³/h/m comme à Mourmelon-le-Grand, et seulement 8,1 m³/h/m dans la région de Perthes-lès-Hurlus où la nappe se situe à plus de 30 m de profondeur en basses eaux (fig. 7).

La porosité efficace (volume d'eau mobilisable gravitairement/volume total) varie dans le même sens que la perméabilité.

Amplitude saisonnière

Les variations piézométriques sont directement liées à la porosité efficace. Elles sont en moyenne de 1 m dans les vallées à cours d'eau permanents et peuvent atteindre 10 à 15 m à proximité des crêtes piézométriques. Elles sont également liées au volume et à l'intensité des pluies efficaces; celles-ci sont comprises entre 50 et 350 mm/an en volume et peuvent atteindre 150 mm/mois en intensité.

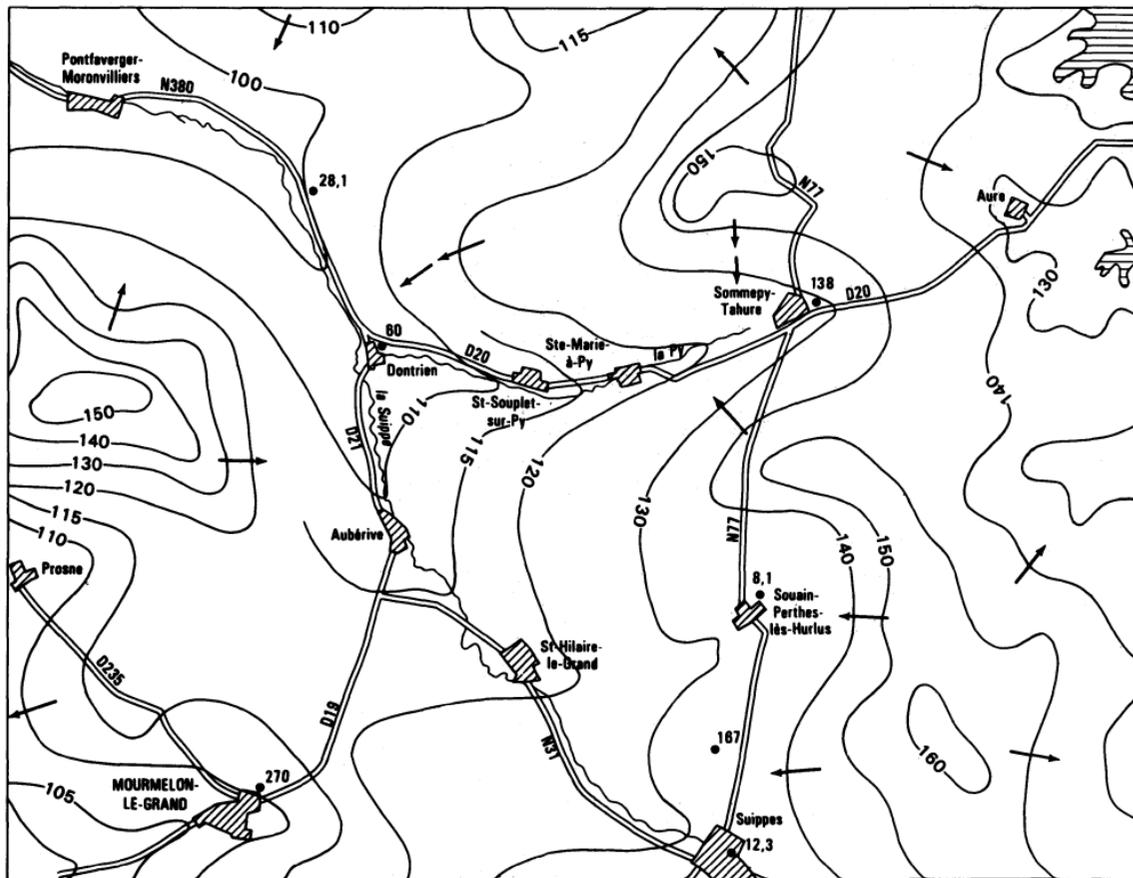


Fig. 7
Schéma hydrogéologique

-  Zone imperméable
-  Zone perméable
-  Sens d'écoulement de la nappe
-  Courbe piézométrique de la nappe de la craie
-  187 Puits ou forage et débit spécifique en m³/h/m

Le réservoir poreux est souvent en continuité avec la surface (« terre blanche »). Il a été mis en évidence une importante reprise d'eau en nappe lors de l'évapotranspiration estivale, et la réserve facilement utilisable par les plantes est réalimentée en continu par la nappe dans les zones d'affleurement de la craie.

Qualité chimique

L'eau est du type bicarbonaté calcique essentiellement ; dureté de 20 à 35° ; absence de sulfates et très faible concentration en chlorures ; faible concentration en potassium et magnésium. Les teneurs en nitrates sont directement liées à l'activité agricole mais ne dépassant que rarement et de façon permanente la limite de potabilité de 50 mg/l. Les variations saisonnières de concentration peuvent être importantes.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Craie

Exploitée épisodiquement dans quelques petites carrières, elle ne sert plus guère qu'au remblaiement des chemins. Autrefois, au contraire, la craie était un matériau assez largement utilisé dans l'habitat traditionnel. Parallèlement au bois et au pisé, les moellons de craie entraient fréquemment dans les constructions. Les moellons devant être taillés dans la craie saine, l'extraction de la craie était assez souvent souterraine afin de limiter le volume de stérile à déblayer.

Le mode d'exploitation employé alors se rapportait à deux types principaux :

- « en bouteilles » : la chambre d'exploitation, de 10 à 15 m de haut, communiquait avec la surface par un puits d'accès étroit. Elle s'élargissait progressivement vers le bas et se raccordait avec la chambre voisine par une ouverture ogivale ;
- « en galeries et piliers » (ou en « piliers tournés ») : la communication avec la surface se faisant par une ouverture à flanc de coteau ou par des puits descendus jusqu'à la couche d'exploitation. Les chambres avaient des dimensions semblables au toit et au mur de la « taille » ; le soutènement était assuré par des piliers polygonaux plus ou moins régulièrement répartis.

Plusieurs puits d'accès d'une crayère, probablement de type « en bouteilles » sont encore visibles à deux kilomètres au Sud de Saint-Étienne-à-Arnes, le long du chemin communal qui relie ce village au Blanc-Mont. Fermée avant la deuxième guerre mondiale, cette crayère sert maintenant de dépotoir local.

Matériaux grézeux

Autrefois utilisés pour la fabrication de briques crues lorsqu'ils étaient suffisamment riches en fines, les matériaux grézeux ne servent

plus aujourd'hui que pour remblayer les chemins communaux. Quelques carrières ont été ouvertes dans les formations gréseuses de versant. Rares sont celles qui sont encore utilisées, la plupart sont abandonnées ou même remblayées. De même, parmi les nombreuses carrières qui ont été mises en service dans les nappes gréseuses alluviales ou colluvio-alluviales qui bordent la Suippe et ses affluents principaux, beaucoup ne sont plus exploitées et quelques-unes sont totalement envahies par la végétation. Les autres ne donnent lieu qu'à des prélèvements très réduits.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES ARCHÉOLOGIQUES

Aqueduc romain

Pour alimenter en eau la ville de Reims, les Romains étaient allés chercher l'eau de la Suippe. Ils avaient construit un aqueduc souterrain de 38 km de long, dont le point de départ était à Jonchery-sur-Suippe. Cet aqueduc a un tracé sinueux, en fonction des mouvements du terrain (la distance à vol d'oiseau, entre Reims et Jonchery est de 35 km). La dénivellation entre le point de départ et le point d'arrivée (près du parc Pommery à Reims) est de 30 m environ.

L'aqueduc a été creusé dans la craie, en tunnel et parfois en tranchée. L'intérieur fut entièrement tapissé de pierres et de briques recouvertes de mortier.

De cet aqueduc, il ne reste que des fragments : il s'est effondré par endroits, les parties en tranchée furent comblées et il semble qu'une part notable des matériaux ait été récupérée. On disait même, au XIX^e siècle, que les églises de Saint-Hilaire-le-Grand et d'Aubérive avaient été construites avec eux ; toutefois leur démolition ne permet plus d'en juger.

On a retrouvé récemment un ensemble de bassins pour la régulation et le traitement des eaux à proximité de l'entrée sud de Jonchery-sur-Suippe, ainsi que le départ de l'aqueduc (Ardhuin, 1985).

Ancienne chaussée romaine

La chaussée romaine allant de Reims à Metz par Verdun traversait de part en part toute la partie sud de la feuille. À l'Est de la RD 77, dans le camp de Suippes, son parcours est encore reconnaissable grâce à un alignement de chemins et de sentiers ; à l'Ouest de la Suippe, elle correspond à la RD 31 (*cf.* le fond topographique à 1/50 000). Entre les deux, l'ancien tracé supposé (qui figure sur le fond topographique IGN n° 10 à 1/100 000, Reims-Verdun) est jalonné par des concentrations très localisées de blocs et cailloux de meulières. Leur très faible extension, leur position particulière et enfin le contexte

morphologique, permettent de les distinguer facilement des épandages provenant du remaniement des altérites à meulrières.

Structures en terre *

Sur le territoire de la feuille Mourmelon-le-Grand se trouvent d'assez nombreuses structures en terre d'origine humaine ; elles sont souvent relativement difficiles à dater.

La plus importante en dimensions est l'enceinte qui entoure le village de Baconnes. C'est une levée de terre, dont la longueur totale était d'environ 1,3 km. Elle a un plan irrégulier, vaguement circulaire. Sa hauteur atteint encore, par endroits, environ 4 m. Vers l'extérieur du village, son pied est bordé par un fossé qui a jusqu'à 2 ou 3 m de profondeur. La dénivellation de 10 à 12 m indiquée par A. Guérard (1862) paraît donc plausible. L'ensemble formé par le rempart et le fossé a une dizaine de mètres de large. Il a subi de très fortes dégradations au cours des cent cinquante dernières années.

On a cherché diverses explications à cette enceinte, jusqu'aux plus inattendues.

Il s'agit, comme l'attestent tous les textes anciens, d'une enceinte fortifiée à usage défensif. Sa datation ne peut être déterminée à la simple vue, car on a fait des remparts en terre depuis le 1^{er} siècle avant Jésus-Christ jusqu'au XVI^e siècle. Partant du principe bien connu qu'un monument est d'autant plus intéressant qu'il est vieux, on y a vu parfois, mais rarement, une enceinte contemporaine de celle de La Chappe (feuille Suippes à 1/50 000), c'est-à-dire du 1^{er} siècle avant notre ère.

En fait, elle est datée de 1578 par un texte qu'a vu E. de Barthélemy (1867) et qui a probablement été détruit pendant la première guerre mondiale. Elle était donc contemporaine d'autres enceintes aujourd'hui disparues, mais qui existaient encore au siècle dernier, à Somme-Suippe (1579) (feuille Suippes à 1/50 000), à Saint-Hilaire-le-Grand (1579) (feuille Mourmelon-le-Grand à 1/50 000), à Beine et à Berru (feuille Reims à 1/50 000), etc.

Comme ces dernières, elle fut élevée au temps des guerres de religion, période troublée pendant laquelle les troupes sillonnaient la région, pillant et brûlant le plat pays. Toujours d'après E. de Barthélemy (1852), en 1577 le roi Henri III avait accordé aux bourgs de Champagne le droit de s'entourer de remparts. En 1581, cette autorisation fut retirée à cause des abus qui en résultaient.

Alors que les enceintes en terre ont une fonction bien précise, quelle que soit leur date d'édification, les buttes de terre ont été construites pour des motifs très variés. Encore assez nombreuses au

* Lorsqu'il s'agit simplement de situer une localité ou une structure, les feuilles ont été désignées dans le texte selon la nomenclature figurant dans le tableau d'assemblage de l'Institut géographique national.

XIX^e siècle, elles sont aujourd'hui souvent arasées pour les besoins des engins mécanisés.

Les plus anciennes sont des structures funéraires élevées à l'époque gauloise ou aux temps mérovingiens ; c'est-à-dire qu'on en a édifié pendant mille ans environ.

Par la suite, on a construit des buttes en terre pour des raisons très différentes. C'est le cas de celle qui se voit à Saint-Hilaire-le-Grand, dans l'angle formé par deux cours d'eau. Il s'agit d'une motte féodale, récemment étudiée par M. Bur (Bur *et al.*, 1987). Elle servait de base à une structure défensive en bois, couronnée par une tour ; sa base était cernée par un fossé. Les mottes ont été l'élément constitutif principal des châteaux forts érigés du X^e au XII^e siècle. Nombre d'entre elles furent abandonnées ou détruites quand se répandit la technique de châteaux en pierre. Mais certaines ont subsisté, parfois même à côté d'un château plus récent, par exemple à Hans (feuille Sainte-Menehould à 1/50 000).

De nombreuses églises champenoises sont placées sur des éminences naturelles (Sainte-Menehould...) ou artificielles. Sur le territoire correspondant à l'emprise de cette carte, la position la plus spectaculaire est occupée par l'église de Sommepey-Tahure. L'édifice actuel date des XV^e et XVI^e siècles ; il remplace une construction beaucoup plus ancienne, puisqu'une église existait déjà en 1084. Il est construit à un endroit où la base du versant domine de 5 à 6 m, de façon abrupte, le lit de la Py. Il est situé sur le sol naturel, tandis que le cimetière qui le borde au Sud et à l'Ouest est implanté sur un sol surélevé artificiellement, comme en témoigne la façon dont il domine la vallée par des pentes trop raides pour être naturelles en cette région crayeuse. Il est vraisemblable que ces terrassements avaient été faits pour les fortifications médiévales (château) depuis longtemps disparues.

Bien d'autres églises sont bâties sur des buttes évidemment artificielles (même celle de Souain, reconstruite après 1918), sans qu'il soit possible d'en connaître les raisons (exhaussement dû au cimetière ?, volonté de christianiser le paysage ?, implantation dans la cour d'un château ?), ni les dates, par manque d'études sur ce sujet. Un cas particulièrement intéressant est celui de l'église de Jâlons (feuille Avize à 1/50 000), implantée au XII^e siècle sur une butte artificielle, pour une raison utilitaire. En effet, elle se trouve en bordure de la partie inondable de la vallée de la Marne et, lors des crues importantes, l'eau arrive au niveau de la base de la butte. Celle-ci est très élevée afin que la crypte, indispensable au fonctionnement liturgique que l'on voulait donner à cette église (culte des reliques, processions, pèlerinage), ne soit jamais inondée.

Champs de bataille de la guerre 1914-1918

Toute cette région de la Champagne sèche a été marquée au cours des siècles par les grandes luttes qui ont jalonné l'histoire de France (Husson, 1872) et elle fut le théâtre de violents combats durant la première guerre mondiale (collectif, 1921 ; Laurent, 1988 ; Rossignol,

1989). La ligne de front qui reliait Reims à Verdun s'y maintint de la fin du mois de septembre 1914, après la première bataille de la Marne, au début du mois d'octobre 1918, lors de l'offensive française de Champagne succédant à la seconde bataille de la Marne. À quelques variantes près, les premières et deuxièmes positions alliées et allemandes sont restées longtemps cantonnées dans une bande E-W, d'une dizaine de kilomètres de profondeur, passant à l'Ouest par les monts du massif de Moronvilliers et à l'Est par les villages martyrs de Perthes-lès-Hurlus, Hurlus et Tahure qui précèdent le promontoire de la « Main de Massiges » dominant le Vallage d'Aisne (feuille Monthois à 1/50 000). Pour ne prendre qu'un exemple, lors des offensives de septembre et octobre 1915 entre la Suippe et la « Main de Massiges », 2,6 millions d'obus de 75 et 520 000 obus d'artillerie lourde ont été tirés par les 2^e et 4^e armées françaises engagées ; d'après les seules pertes françaises, ce fut sans doute l'une des batailles les plus meurtrières de l'histoire (cf. Rossignol, 1989).

Aussi, malgré la remise en culture entre les deux guerres et la révolution agricole des années 1950, toute cette région garde de multiples traces de cette période : villages détruits (dont les noms ont été accolés à ceux d'autres communes), reconstructions en meulières contrastant avec l'habitat traditionnel en bois et pisé, ouvrages implantés sur les hauteurs et les « crêtes militaires » ou dissimulés en bas de versant, nombreux cimetières militaires. Par ailleurs, les camps de Moronvilliers et de Suippes donnent une idée de ce qu'étaient la densité du réseau de tranchées et l'ampleur des bouleversements en surface avant la remise en culture.

SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES

Point de vue remarquable

Outre son aspect historique, la tour du monument américain du Blanc-Mont permet d'avoir une vue circulaire sur une bonne partie de la région cartographiée et même au-delà. À l'Ouest, les reliefs des monts de Champagne du massif de Moronvilliers, bien que modestes, forment des sortes de buttes-témoins avancées sur la plaine crayeuse. Au Sud-Ouest, l'extrémité orientale de la Montagne de Reims ferme l'horizon au-delà de la région déprimée de Mourmelon-le-Grand et de la vallée de la Vesle. Vers l'Est, le massif de l'Argonne est visible en arrière-plan de la surface ondulée et entaillée de vallons secs qui forme le revers de la Côte de Champagne. Au Nord et au Sud, les vallées de l'Arnes et de la Py montrent bien le faible développement et la simplicité du réseau hydrographique actuel qui respecte de larges interfluves formés de croupes aux pentes convexes et de grandes surfaces peu déclives. Les surfaces boisées du camp militaire de Suippes contrastent avec l'immensité des étendues de labour et, par comparaison, soulignent l'importance des déboisements consécutifs à la révolution agricole.

Itinéraires

On trouvera des renseignements complémentaires, notamment des itinéraires d'excursions, dans le **guide géologique régional : Lorraine—Champagne** par J. Hilly, B. Haguenaer *et al.* (1979), Paris : Masson édit.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM 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 soit au service géologique régional Champagne-Ardenne, 12, rue Clément-Ader, BP 27, 51051 Reims Cedex, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

Les questions relatives aux problèmes pédologiques et agronomiques peuvent être soumises soit à la station d'agronomie INRA, route de Montmirail, Fagnières, 51510 Châlons-sur-Marne, soit à la chambre départementale d'agriculture de la Marne, route de Suippes, 51000 Châlons-sur-Marne.

GLOSSAIRE

Les termes *blocs, cailloux, graviers, sables, limons, argiles* sont pris dans une acception texturale précise et correspondent aux coupures granulométriques suivantes :

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

Les « granules » sont des petits fragments crayeux dont la taille est généralement comprise entre 2 et 8 mm, avec une taille modale de l'ordre de 5 mm.

Lorsque le terme argiles est pris dans un sens minéralogique (minéraux des argiles = phyllosilicates hydratés se présentant en cristaux de taille micrométrique) ou pétrographique (roches meubles essentiellement constituées de minéraux argileux), ceci est précisé dans le texte.

En pétrographie, la *texture* désigne les relations spatiales entre les minéraux ou grains d'une roche ainsi que l'ensemble de leurs caractères de forme, taille et position (exemples : texture jointive, texture cryptocristalline des roches dont les éléments sont difficilement visibles, même au microscope). En pédologie et en agronomie, ce terme fait

référence à la composition granulométrique du sol. Cette dernière est définie par les proportions relatives des constituants minéraux classés par taille après destruction des agrégats (exemple : texture limono-argileuse).

L'*essai proctor* est un essai de laboratoire permettant de déterminer les conditions optimales de compactage d'un sol (au sens des géomécanciens, un sol est un agrégat naturel de grains minéraux pouvant être séparés par de légères actions mécaniques). L'échantillon est compacté dans un moule proctor standard à l'aide d'une dame standard. Après compactage, une teneur en eau et une densité sèche sont déterminées. L'essai est répété un certain nombre de fois, avec des teneurs en eau croissantes, afin d'obtenir des points de la courbe représentative de la densité sèche en fonction de la teneur en eau. Cette courbe présente un maximum dont l'abscisse est la teneur en eau optimale proctor et l'ordonnée la densité sèche maximale proctor.

BIBLIOGRAPHIE

ABRARD R. (1964) — Carte géol. France (1/80 000), feuille Verdun (35), 3^e édition, réimpression sans modification de la 2^e édition (1934). Paris : Service Carte géol. Fr. Notice explicative par R. Abrard (1934), 8 p.

ALCAYDÉ G., JUIGNET P., MONCIARDINI C., MANIVIT J., ROBASZYNSKI F., SORNAY J. (1980) — Crétacé supérieur. *In* C. Mégnien, F. Mégnien (coords) : « Synthèse géologique du bassin de Paris » ; vol. 1 : stratigraphie et paléogéographie. Mém. BRGM, n° 101, p. 283-326.

ARDAENS R., BLONDEAU A., RENARD M. (1983) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Raucourt-et-Flaba (87). Orléans : BRGM. Notice explicative par A. Blondeau, J. Duvigneaud, M. Renard, G. Richebois, L. Voisin (1982), 40 p.

ARDHUIN M. (1985) — Jonchery-sur-Suippe. *Gallia*, t. 43, fasc. 2, p. 367.

BAGUELIN F. (1973) — Fondations dans la craie. *Bull. liaison lab. Ponts et Chaussées*, n° spécial V, p. 113-120.

BALLIF J.L. (1978) — Porosité de la craie. Appréciation de la taille et de la répartition des pores. *Ann. agron.*, vol. 29, n° 2, p. 123-131.

BALLIF J.L. (1980) — Caractères et réserves hydriques des sols sur craie et sur graveluche en Champagne. *Ann. agron.*, vol. 31, n° 4, p. 473-485.

BALLIF J.L., DUTIL P. (1975) — Le réchauffement des sols sur craie par films plastiques. Mesures et bilans thermiques. *Ann. agron.*, vol. 26, n° 2, p. 159-167.

BARTHÉLEMY E. (de) (1852) — Essai sur la statistique monumentale du département de la Marne. Châlons-sur-Marne : Martin édit., 16 p.

BARTHÉLEMY E. (de) (1867) — Notice historique et archéologique sur les communes du canton de Verzy. *Ann. de la Marne*, p. 245-247.

BELLIER J.P., MONCIARDINI C. (1986) — Présence en Champagne, de craies sénoniennes riches en foraminifères planctoniques. Implications biostratigraphiques, paléoécologiques et paléogéographiques. *Bull. inf. géol. bass. Paris*, vol. 23, p. 37-43.

BLONDEAU A. (1987) — La Champagne. In C. Cavelier, J. Lorenz (coords) : « Aspect et évolution géologiques du Bassin parisien ». *Bull. inf. géol. bass. Paris*, mém. h.s. n° 6, p. 117-132.

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. Bournérias (1988), 40 p.

BODERGAT A.M. (1974) — Les microcodiums. Milieux et modes de développement. *Doc. lab. géol. fac. sci. Lyon*, vol. 62, p. 137-235.

BONTE A., HATRIVAL J.N. (1966) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Rethel (86). Paris : Service Carte géol. Fr. Notice explicative par A. Bonte, J.N. Hatrival (1966), 12 p.

BUR M., BODOVILLE D., BOUREUX J.P., THREIS R. (1987) — Inventaire des sites archéologiques non monumentaux de Champagne. Vestiges d'habitat seigneurial fortifié en Champagne centrale. Association régionale des amis de l'Université et de l'Enseignement supérieur pour la promotion de l'étude et la recherche scientifique en liaison avec le monde de l'économie. Imprimerie de la plaine des Vosges, Mirecourt, t. 3, 134 p.

CAMPY M., MACAIRE J.J. (1989) — Géologie des formations superficielles. Géodynamique-faciès-utilisation. Paris : Masson édit., 433 p.

CAVELIER C., MÉGNIEN C., POMEROL C., RAT P. (1980) — Bassin de Paris. In C. Lorenz (coord.) : « Géologie des pays européens. France, Belgique, Luxembourg ». Paris : Dunod édit., p. 431-484.

COLLECTIF (1921, réédition 1987) — Guides illustrés Michelin des champs de bataille (1914-1918). Les batailles de Champagne. Clermont-Ferrand : Michelin édit., 64 p.

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.*, t. 163, n° 5, p. 531-540.

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.

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.* (8), t. II, n° 4, p. 529-546.

DEBRAND-PASSARD S. (coord.) (1980) — Synthèse géologique du bassin de Paris ; vol. II : atlas. Mém. BRGM, n° 102, 54 pl. coul.

DELFAUD J. (1980) — Les grands bassins sédimentaires mésozoïques et cénozoïques. A : Les formations sédimentaires des bassins et plates-formes mésozoïques et cénozoïques en France. In A. Autran, J. Dercourt (coords) : « Évolutions géologiques de la France », 26^e congr. géol. int., colloque C7. Mém. BRGM n° 107, p. 260-265.

DEWOLF Y., MATHIEU C., CALLOT G. (1983) — Les argiles à silex du bassin de Paris. Nouvelle mise au point. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XXV, n° 1, p. 25-29.

DURAND R. (1979) — La pédogenèse en pays calcaire dans le Nord-Est de la France. *Sci. géol.*, Strasbourg, mém. n° 55, 198 p., 5 pl. h.-t.

DUTIL P. (1975) — Caractères généraux des sols de la Champagne crayeuse. 25^e congr. soc. savantes, Reims, vol. 1, p. 215-222.

DUTIL P., BALLIF J.L. (1968) — Sur la présence fréquente en Champagne crayeuse de rendzines développées sur paléosols cryotur-bés. *Sci. du sol*, vol. 2, p. 79-91.

FREYTET P. (1969) — Un nouveau gisement de *Microcodium* cavernicoles : le paléokarst de Saint-Bauzille (Hérault). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, t. 5, p. 166.

GUÉRARD A. (1862) — Statistique historique du département de la Marne. Châlons-sur-Marne : Martin édit., 619 p.

GUILCHER A., TRICART J. (1954) — La 36^e excursion géographique inter-universitaire : Champagne et Lorraine (1-5 Mai 1953). *Annales de géographie*, n° 335, p. 1-21.

GUILLIEN Y. (1964a) — Les grèzes litées comme dépôts cyclothémiques. In P. Birot, P. Macar, H. Mortensen (eds) : « Zeitschrift für Geomorphologie ». Berlin : Verlag Gebrüder Borntraeger, supplementhand 5, p. 53-58.

GUILLIEN Y. (1964b) — Grèzes litées et bancs de neige. *Geol. en Mijnbouw*, p. 103-112.

HANCOCK J.M. (1975a) — The petrology of the chalk. *Proc. Geol. Assoc.*, London, p. 499-533.

HANCOCK J.M. (1975b) — The sequence of facies in the Upper Cretaceous of northern Europe compared with that in the Western Interior. *Geol. Assoc. Canada*, spec. paper n° 13, p. 84-118.

HANOT F., RENOUX P. (1991) — Petrophysical variations in the Senonian chalk of the Paris Basin and their influence on static corrections. *First Break*, vol. 9, n° 11, p. 515-526.

HAQ B.U., HARDENBOL J., VAIL P.R. (1987) — Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic. *Science*, vol. 235, p. 1156-1167.

HÉBERT E. (1863) — Note sur la Craie blanche et la Craie marneuse dans le bassin de Paris et sur la division de ce dernier étage en quatre assises. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 20, p. 605-631.

HUSSON C. (1872) — Étude sur le camp de Châlons. L'homme préhistorique et le cultivateur actuel. Mémoire, Toul, 67 p.

JAMAGNE M., MATHIEU C. (1971) — Contribution à l'étude de la stratigraphie des loëss dans le NE du bassin de Paris. Quelques observations dans le Marlois. *Bull. AFES*, n° 4, p. 209-233.

JOURNAUX A. (1976) — Les grèzes litées du Châtillonnais. *Bull. AFEQ*, n° 3-4, p. 123-138.

KLAPPA C.F. (1978) — Biolithogenesis of *Microcodium* : elucidation. *Sedimentology*, vol. 25, n° 4, p. 489-522.

LA QUERRIÈRE P. (de), ROUX J.C., TIRAT M. (1971) — Carte du toit de la Craie sans recouvrement tertiaire dans le sud de la Picardie (Aisne, Oise). *Bull. BRGM*, sect. 1, vol. 2, p. 47-49.

LABOURGUIGNE J., MÉGNIEN F., CAUDRON M., MANIVIT J., VILLALARD P., MONCIARDINI C., DURAND R., DUTIL P. (1975) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Châlons-sur-Marne (189). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Labourguigne, F. Mégnién, G. Duermael, R. Durand, P. Dutil, J. Manivit, C. Monciardini (1975), 18 p.

LAMBERT J. (1878) — Notice stratigraphique sur l'étage Sénonien aux environs de Sens. *Bull. Soc. sci. nat. Yonne*, vol. 32, p. 129-192.

LAPPARENT A.F. (de) (1964) Carte géol. France (1/80 000), feuille Reims (34), 3^e édition, réimpression sans modification de la deuxième édition (1945). Paris : Service Carte géol. Fr. Notice explicative par A.F. de Lapparent (1946), 8 p.

LAPPARENT A.F. (de), TRICART J., COIN L., RENAULT P. (1958) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Vouziers (110). Paris : Service Carte géol. Fr. Notice explicative par A.F. de Lapparent, J. Tricart (1958).

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., ALLOUC J. (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, P. Morfaux (1986), 37 p.

LAURAIN M., GUÉRIN H., BARTA L., MONCIARDINI C., DURAND R., 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., MEYER R. (1979) — Paléoaffectation et paléosol : l'encroûtement calcaire (calcrète) au sommet de la craie, sous les sédiments éocènes de la Montagne de Reims. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 289, série D, p. 1211-1214.

LAURAIN M., MEYER R. (1986) — Stratigraphie et paléogéographie de la base du Paléogène champenois. *Géologie de la France*, n° 1, p. 103-123.

LAURENT A. (1988) — La Grande Guerre en Champagne et la deuxième victoire de la Marne. Horvath et secrétariat d'État aux anciens combattants, 157 p.

LE ROUX A. (1973) — Texture et comportement des craies. *Bull. liaison lab. Ponts et Chaussées*, n° spécial V, p. 49-53.

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*, n° 4, p. 33-40.

MASSON M. (1973) — Péetrophysique de la craie. *Bull. liaison lab. Ponts et Chaussées*, n° spécial V, p. 23-48.

MATHIEU C. (1975) — Sur les argiles de décarbonatation de la craie dans le Nord de la France. *Bull. AFES*, n° 3, p. 183-206.

MATHIEU C., POMEROL C. (1976) — Caractère, origine, mise en place et rôle morphologique des grèzes crayeuses de Champagne sèche au nord de Reims. *Bull. AFEQ*, n° 1, p. 45-51.

MÉGNIEU C. (1980) — Tectonogenèse du bassin de Paris : étape de l'évolution du bassin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. IV, n° 4, p. 669-680.

MÉGNIEU C., MÉGNIEU F. (coords) (1980) — Synthèse géologique du bassin de Paris ; vol. I : stratigraphie et paléogéographie. Mém. BRGM, n° 101, 468 p.

MÉGNIEU F., VILLALARD P., BERGER G., LABOURGUIGNE J., MONCIARDINI C., DURAND R., DUTIL P. (1977) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Vertus (188). Orléans : BRGM. Notice explicative par F. Mégnien, P. Villalard, C. Monciardini, G. Duermael, R. Durand, P. Dutil (1977), 24 p.

MÉNILLET F. (1985) — Les meulières et les argiles à meulières ; leurs rapports avec les surfaces néogène à quaternaire ancien du bassin de Paris. *Géologie de la France*, n° 2, p. 213-226.

MÉNILLET F. (1988a) — Les accidents siliceux des calcaires continentaux à lacustres du Tertiaire du bassin de Paris. *Bull. inf. géol. bass. Paris*, vol. 4, p. 57-70.

MÉNILLET F. (1988b) — Désilicifications et silicifications au Plio-Quaternaire dans les karsts de calcaires tertiaires du bassin de Paris. Genèse et caractéristiques des meulières types. *Bull. inf. géol. bass. Paris*, vol. 4, p. 81-91.

MONCIARDINI C. (1980) — Le Sénonien. *In* C. Mégnien, F. Mégnien (coords) : « Synthèse géologique du bassin de Paris », vol. 1. Mém. BRGM, n° 101, p. 302-309.

MONCIARDINI C., ALCAYDÉ G. (1983) — Les paléomilieus turoniens dans le bassin de Paris. *In* : « Colloque sur le Turonien ». Mém. Mus. hist. nat. Paris, p. 35-41.

PÉRON A. (1881) — Faune fossile de la craie des environs de Reims (extrait). Ass. fr. avancement sci., 9^e session, Reims (1880), p. 594-597.

PERRODON A., ZABECK J. (1991) — Paris Basin. *Amer. Assoc. Petroleum Geol.*, mém. 51, p. 633-679.

POMEROL C., JUIGNET P., LORENZ J., POMEROL B., PURSER B., RENARD M. (1980) — Les grands bassins sédimentaires mésozoïques et cénozoïques. B: Les formations sédimentaires du bassin de Paris, reflet des principales étapes de son évolution. In A. Autran, J. Dercourt (coords) : « Évolutions géologiques de la France », 26^e congr. géol. int., colloque C7. Mém. BRGM n° 107, p. 266-275.

POMEROL B., MONCIARDINI C. (1983) — Le Crétacé supérieur des feuilles à 1/50 000 Estissac et Aix-en-Othe (limite Sénonais-Champagne). *Bull. inf. géol. bass. Paris*, vol. 20, p. 35-44.

PUIG J. (1973) — Problèmes de terrassements dans la craie. *Bull. liaison lab. Ponts et Chaussées*, n° spécial V, p. 81-97.

RADET E. (1958) — Propriétés agricoles des sols de la craie de Champagne. *Bull. AFES*, n° 6, p. 277-303.

RADET E. (1964) — La Champagne crayeuse. Mém. Soc. agr. com., sci. et arts Marne, t. LXXIX, p. 155-189.

ROSSIGNOL G. (1989) — Le guide de la Champagne. Ardennes, Aube, Marne, Haute-Marne. Lyon : La Manufacture édit., 386 p.

STEINER P. (1980a) — La fracturation du Dogger lorrain. *Bull. inf. géol. bass. Paris*, vol. 17, n° 4, p. 69-74.

STEINER P. (1980b) — Lithostratigraphie et fracturation du Dogger lorrain. Thèse 3^e cycle, Nancy 1, 203 p.

STRUILLOU R. (1973) — Étude par vibrobroyage de l'aptitude des craies au compactage. *Bull. liaison lab. Ponts et Chaussées*, n° spécial V, p. 99-110.

THIRY M., AUBRY M.P., CAVELIER C., KUNTZ G., WYNS R., TRAUTH N. (1978) — Nature des smectites élaborées lors d'altérations lessivantes de la craie à silex du bassin de Paris. *Sci. géol.*, Strasbourg, vol. 31, 4, p. 163-172.

THIRY M., CAVELIER C., TRAUTH N. (1977) — Les sédiments de l'Éocène inférieur du bassin de Paris et leurs relations avec la paléooaltération de la craie. *Sci. géol.*, Strasbourg, vol. 30, 3, p. 113-128.

THIRY M., DELAUNAY A., DEWOLF Y., DUPUIS C., MÉNILLET F., PELLERIN J., RASPLUS L. (1983) — Les périodes de silicification au Cénozoïque dans le bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XXV, n° 1, p. 31-40.

TRAUTH N., LUCAS J., SOMMER F. (1969) — Étude des minéraux argileux du Paléogène des sondages de Chaignes, Montjavoux, Le Tillet et Ludes (bassin de Paris). Colloque sur l'Éocène (Paris, 1968), vol. II. Mém. BRGM n° 59, p. 53-76.

TRÉMOLIÈRES P. (1981) — Mécanismes de la déformation en zone de plate-forme : méthodes, applications au bassin de Paris. *Rev. IFP*, vol. 36, n° 4, p. 395-498 ; vol. 35, n° 5, p. 579-593.

ZÉNERÉ M. (1990) — Caractéristiques et utilisation géotechnique des grèzes de Champagne. Diplôme d'études approfondies de Génie civil et minier, Institut national polytechnique de Lorraine, 108 p.

AUTEURS

J. ALLOUC, maître de conférences à l'Institut national polytechnique de Lorraine (École nationale supérieure de géologie, Nancy) et J. LE ROUX, maître de conférences à l'université Nancy 1 : introduction, histoire géologique, conditions de formation des entités géologiques, géologie de l'environnement (occupation du sol, éléments de géotechnique, substances utiles, carrières), documentation complémentaire (sites archéologiques *p.p.*, sites classiques et itinéraires).

J. LE ROUX, J. ALLOUC : cadre structural, synthèse géodynamique régionale.

C. MONCIARDINI (BRGM, Orléans) : biozonation du Crétacé supérieur et estimation semi-quantitative de la biophase des résidus de lavage des échantillons.

J.P. RAVAUX, conservateur des musées de Châlons-sur-Marne : sites archéologiques (structures en terre et aqueduc romain).

P. MORFAUX (Antea, Lille) : ressources en eau.

Remerciements. J. Allouc remercie F. Ménillet (BRGM, Orléans) avec qui il a longuement discuté des questions relatives aux formations à meulière et qui a bien voulu relire la partie de la notice qui leur est consacrée.

Les chapitres « Sols, végétation et cultures » et « Éléments de géotechnique » ont bénéficié des corrections et addenda de J.L. Ballif (station d'agronomie de Châlons-sur-Marne, INRA) et de J.P. Tisot (laboratoire de géomécanique, Institut national polytechnique de Lorraine, École nationale supérieure de géologie de Nancy).

J. Allouc et J. Le Roux expriment leur reconnaissance aux autorités de l'Armée de terre de la 6^e région militaire, qui leur ont permis d'effectuer les levés dans les camps de Suippes, Mourmelon-le-Grand et Moronvilliers dans les meilleures conditions.

Présentation au CCGF : 10 décembre 1992.

Acceptation de la carte et de la notice : 17 juin 1993.

Impression de la carte : 1995.

Impression de la notice : avril 1995.

ANNEXE : LISTE DES FORAGES

Numéro archivage SGN	Localité	Coordonnées			Objectif	Profondeur totale	Profondeur craie
		x	y	z			
1-1003	Hauviné	750,190	180,530	113	eau	25,50	?
1-1004	Hauviné	750,350	181,730	125	eau	45,00	1
1-1005	Hauviné	749,270	180,120	113	eau	26,00	?
1-0001	Saint-Hilaire-le-Petit	749,420	177,430	107	eau	17,95	1
1-0002	Pontfaverger-Moronvilliers	744,590	179,020	101	eau	12,90	0
1-0012	Bétheniville	747,520	178,560	97	eau	?	?
1-0013	Bétheniville	747,310	178,430	99	eau	14,00	0
1-0014	Bétheniville	746,860	177,830	104	eau	22,00	4
1-0015	Saint-Hilaire-le-Petit	747,650	176,680	110	eau	19,40	2
1-0016	Pontfaverger-Moronvilliers	744,730	176,510	112	eau	24,20	2
1-0017	Bétheniville	747,360	178,720	99	eau	?	2
1-0018	Saint-Hilaire-le-Petit	748,810	177,630	104	eau	15,00	3,50
1-0019	Saint-Hilaire-le-Petit	748,450	175,770	112	eau	22,00	10
1-0020	Saint-Martin-l'Heureux	749,730	174,550	106	eau	15,00	1
1-0021	Bétheniville	747,420	178,730	97	eau	10,00	6
1-0022	Bétheniville	746,830	180,360	108	eau	22,50	?
1-0023	Bétheniville	748,450	179,190	99	eau	13,00	0
1-0024	Bétheniville	746,300	179,950	99	eau	11,00	7
1-0026	Saint-Hilaire-le-Petit	748,100	177,000	109	eau	17,50	1,25
1-0027	Saint-Martin-l'Heureux	749,880	174,660	104	eau	8,75	—
2-4001	Dontrien	751,270	173,640	108,5	pétrole	2047,60	?
2-1010	Saint-Clément-à-Arnes	751,500	180,100	105	eau	20,00	14
2-0001	Saint-Souplet-sur-Py	755,100	173,380	137	eau	83,00	0,5
2-0007	Dontrien	751,150	173,660	108	eau	18,50	0,5
2-0008	Dontrien	750,780	172,210	110	eau	25,00	15
4-0004	Aure	767,050	177,140	135	eau	22	—
5-0001	Baconnes	745,550	163,900	137	eau	83,80	1,50
5-0002	Mourmelon-le-Grand	748,360	162,350	115	eau	34	0
5-0009	Mourmelon-le-Grand	748,960	162,340	119	eau	26	0,50
6-0001	Saint-Hilaire-le-Grand	755,540	165,660	120	eau	50	?
6-0002	Jonchery-sur-Suippe	756,330	164,230	128	eau	50	?
6-0013	Aubérive	751,740	169,170	112	eau	13	9,50
7-0001	Souain-Perthes-lès-Hurlus	761,120	167,460	141	eau	19	3

? profondeur craie inconnue; — : craie non atteinte ou absente.

