



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

MONTHOIS

par

M. LAURAIN, F. MÉNILLET,
E. PLUCHERY

MONTHOIS

La carte géologique à 1/50 000
MONTHOIS est recouverte par la coupure VERDUN (N°35)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Attigny	Vouziers	Stenay
Mourmelon-le-Grand	MONTHOIS	Verdun
Suilpes	Ste-Menehould	Clermont-en-Argonne

MINISTÈRE DE L'ÉDUCATION NATIONALE,
DE LA RECHERCHE ET DE LA TECHNOLOGIE
MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



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

par

M. LAURAIN, F. MÉNILLET, E. PLUCHERY

avec la collaboration de
G. DUERMAEL, P. J. FAUVEL, S. THÉVENIN

1998

**Editions du BRGM
Service géologique national**

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

pour la carte : LAURAIN M. (1998) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Monthois (134). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Laurain, F. Ménéillet, E. Pluchery et coll. (1998), 56 p.

pour la notice : LAURAIN M., MÉNILLET F., PLUCHERY E., avec la collaboration de DUERMAEL G., FAUVEL P. J., THÉVENIN S. (1998) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Monthois (134). Orléans : BRGM, 56 p. Carte géologique par M. Laurain (1998).

© BRGM, 1998. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1134-3

SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
RESUME	5
INTRODUCTION	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	7
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	9
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	10
DESCRIPTION DES TERRAINS	11
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	11
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	14
Secondaire	14
Quaternaire	26
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS	
<i>GÉOLOGIQUES</i>	35
STRUCTURE	37
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	39
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	41
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	41
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	41
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	43
<i>RISQUES NATURELS</i>	44
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	45
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	49
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	51
<i>SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES</i>	51
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	52
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	53
AUTEURS	56

RÉSUMÉ

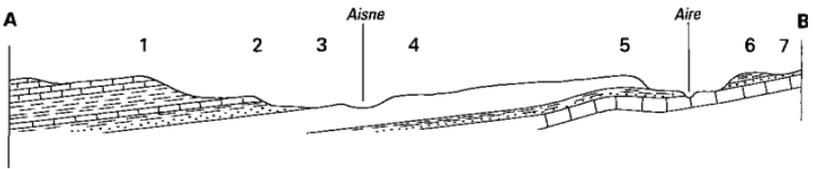
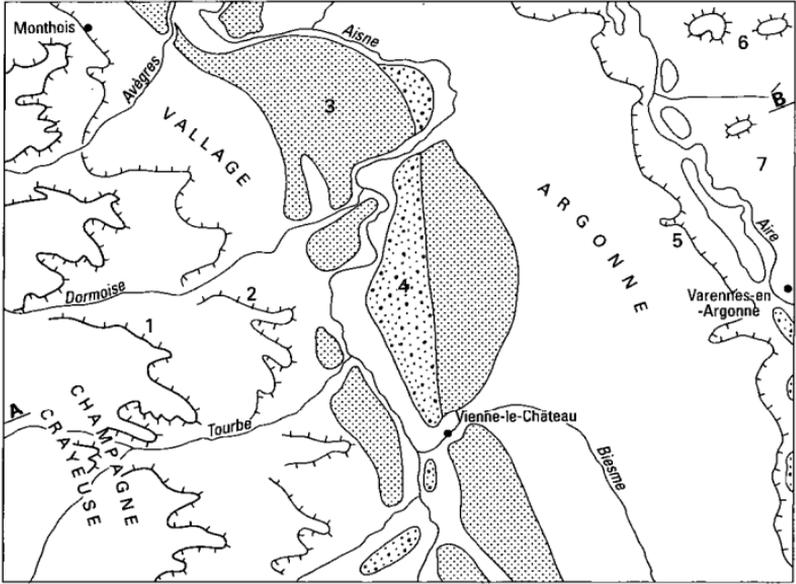
La feuille Monthois se situe géographiquement à la transition entre la Champagne et la Lorraine, dans le quart nord-est du bassin de Paris. D'un point de vue géologique, ce territoire appartient au bloc ardennais pour lequel les données de subsurface mettent en évidence un substratum paléozoïque affecté par des accidents hercyniens délimitant des bassins d'effondrement à remplissage permien. La couverture sédimentaire mésozoïque (Trias à Crétacé supérieur), recoupée par des sondages pétroliers, atteint ici une puissance de 1 700 m environ.

La carte ne montre à l'affleurement que les terrains allant du Jurassique supérieur au Crétacé supérieur (Kimméridgien à Coniacien), ainsi que des formations superficielles quaternaires. D'Est en Ouest sont distingués :

- les plateaux sud-ardennais, constitués par les calcaires micritiques et les marnes à exogyres du Kimméridgien. Ils sont terminés par une discordance cartographique nette à laquelle est associée une lacune stratigraphique très importante (Tithonien à Aptien, soit trente millions d'années environ) ;
- le massif de l'Argonne, constitué par la Gaize d'Argonne (silicarénite à ciment d'opale de l'Albien supérieur) et venant sur la série transgressive de l'Albien inférieur et moyen représentée par les Sables verts et les Argiles du Gault ;
- le Vallage, vaste plaine creusée dans la série marseuse du Cénomaniens au Turonien moyen ;
- le plateau de la Champagne crayeuse, armé par les craies du Turonien supérieur et du Coniacien inférieur à moyen.

Les couches présentent une structure globalement monoclinale avec un pendage très faible en direction de l'Ouest, mais sont également affectées par des ondulations faibles d'orientation ENE-WSW et NNW-SSE.

La région a été atteinte par la transgression triasique issue du bassin germanique au Muschelkalk. La grande transgression issue de la Téthys durant le Lias amène des conditions franchement marines et l'installation d'une plate-forme mixte carbonatée-siliciclastique. L'absence de l'Aalénien correspond à une phase de déformation (surrection de la bordure ardennaise). Les conditions marines prévalent encore durant le Dogger et le Malm, qui voient se succéder les plates-formes carbonatées : oobioclastique au Bathonien, récifale au Callovo-Oxfordien et distale au Kimméridgien-Tithonien. En raison de la régression fini-jurassique et de la structuration qui affecte le bassin de Paris au Crétacé inférieur, la région est exondée jusqu'à l'Aptien. La mer revient à l'Albien inférieur, et la sédimentation siliciclastique s'opère en domaine néritique jusqu'à l'Albien supérieur. À partir du Cénomaniens, la tendance transgressive s'amplifie et la région est recouverte par la mer de la



- 1 : cuesta du Turonien supérieur (côte de Champagne)
- 2 : cuesta du Cénomanién supérieur
- 3 : surface structurale de la Gaize d'Argonne
- 4 : Terrasses alluviales
- 5 : cuesta de l'Albien supérieur (côte d'Argonne)
- 6 : buttes-témoins de Gaize
- 7 : surface structurale du Jurassique supérieur (plateaux meusiens ou sud-ardennais)

Fig. 1 - Schéma physiographique du territoire de la feuille Monthois

craie, peut-être jusqu'au Maastrichtien. Comme à la fin du Jurassique, une régression et une phase de structuration provoquent l'émergence à la fin du Crétacé. Celle-ci est définitive dans la région de Monthois qui ne sera pas atteinte par les transgressions modérées du Cénozoïque. Durant le Tertiaire, les phases tectoniques compressives et distensives provoquent le rejeu des anciens accidents hercyniens, ce que montrent les directions des légères déformations décelables sur la carte Monthois. A partir du Pliocène et durant le Quaternaire, la morphologie actuelle se dessine. Les rivières déposent des terrasses alluviales et voient leurs cours modifiés par des phénomènes de capture.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Situé dans l'Est du bassin de Paris, à cheval sur les départements des Ardennes, de la Meuse et de la Marne, le territoire couvert par la feuille à 1/50 000 Monthois assure la transition entre la Champagne et la Lorraine. Il recouvre différentes entités géographiques et géologiques, globalement orientées selon une direction NNW-SSE. La région présente un relief modéré, dont la morphologie classique de cuestas et de vallées séparées par de larges plateaux en pente douce est commandée par l'alternance monoclinale de couches calcaires ou gréseuses (gaizes) résistantes et d'assises marneuses plus facilement érodées.

L'angle nord-est de la feuille appartient aux plateaux meusiens et sud-ardennais, prolongation vers le Nord des plateaux du Barrois qui se développent plus au Sud (fig. 1). Le plateau est limité à l'Ouest par la vallée dissymétrique de l'Aire, qui s'écoule vers le Nord-Ouest en dessinant de nombreux méandres.

Le vaste massif forestier de l'Argonne, culminant vers 270 m d'altitude, occupe la partie centrale de la feuille. Profondément entaillé par de nombreux ruisseaux s'écoulant vers l'WSW, il est partagé en deux par la vallée encaissée de la Biesme qui décrit un large coude vers l'Ouest, avant son confluent avec l'Aisne en amont de Vienne-la-Ville.

La vallée de l'Aisne s'écoule vers le Nord en suivant de nombreux méandres le long du bord occidental de l'Argonne. Le flanc ouest de sa vallée correspond à une vaste plaine appartenant à la « Champagne humide », appelée « Vallage », où se concentre l'activité agricole.

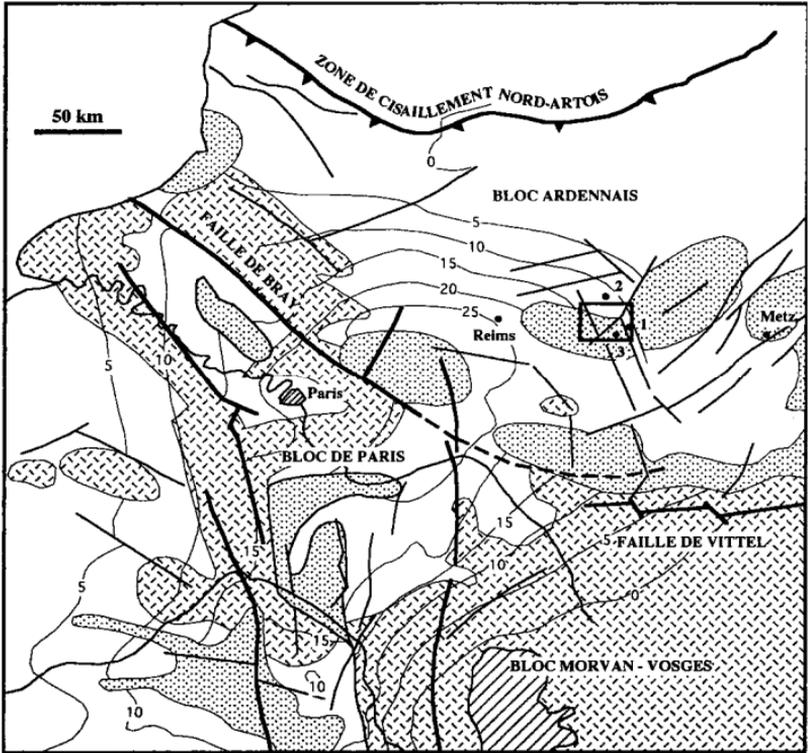


Fig. 2 - Situation de la feuille Monthois sur l'écorché anté-triasique du bassin de Paris
(modifié d'après Mégnien, 1980 ; Perrodon et Zabeck, 1990)

L'angle sud-ouest de la carte est occupé par un plateau appartenant à la « Champagne crayeuse », séparée du Vallage par l'escarpement de la « côte de Champagne ».

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille 1/50 000 Monthois se situe à l'inflexion vers le Nord-Ouest des auréoles de terrains du Jurassique supérieur et du Crétacé dans le quart nord-est du bassin de Paris, et hormis les formations superficielles quaternaires, ces deux seuls systèmes géologiques sont représentés sur la feuille. Néanmoins, la confrontation des données sismiques, gravimétriques et magnétiques, avec les nombreux sondages d'exploration pétrolière ayant atteint le socle, permet la reconstitution du bâti paléozoïque et du remplissage sédimentaire méso-cénozoïque de ce vaste bassin intracratonique.

Le secteur appartient au bloc ardennais (fig. 2), séparé du bloc de Paris et du bloc Morvan-Vosges par la faille de Bray et la faille de Vittel, qui sont des accidents de socle majeurs issus de l'héritage structural hercynien (Perrodon et Zabek, 1990). Le substratum antétriasique du bloc Ardennais est essentiellement formé par des terrains sédimentaires d'âge briovérien à paléozoïque, déformés et localement métamorphisés lors de l'orogénèse hercynienne. Il montre en outre la présence de bassins d'effondrement permien, également d'orientation générale hercynienne N60°, dont les contours exacts varient selon les auteurs (Masclé, 1990 ; Mégnier, 1980). Le secteur recouvert par la feuille Monthois se trouve au droit du bord septentrional d'un de ces bassins, puisque les forages pétroliers Sainte-Menehould 101 (limite sud de la feuille 1/50 000 Monthois) et de Vacherauville (feuille 1/50 000 Verdun ; Bresson *et al*, 1969) atteignent des argilites gréseuses et conglomératiques rapportées au Permien, alors que le sondage Granpré 2 (feuille 1/50 000 Vouziers ; Lapparent *et al*, 1958) montre le contact des sédiments triasiques sur un socle schisteux anté-permien. Ce bassin est en outre interrompu par un horst sur lequel les formations du Trias reposent sur des argiles dolomitiques rapportées au Stéphanien (sondage Varennes 1, en limite orientale de la feuille Monthois).

Sur ce substratum varié, le remplissage sédimentaire, uniquement représenté à l'affleurement dans cette région du bassin de Paris par ses assises mésozoïques, atteint une puissance de 1 500 m environ (1 636 m à Varennes 1, 1 688 m à Sainte-Menehould 101, 1 206 m à Granpré 2). Les couches présentent un pendage de quelques degrés en direction du centre du bassin.

Les grandes régions naturelles de la feuille Monthois correspondent à autant d'unités géologiques :

- l'extrémité du plateau du Barrois (angle nord-est de la carte) est constitué par les calcaires du Jurassique supérieur (Kimméridgien) qui déterminent une vaste surface structurale. Il montre de façon claire la lacune de la quasi-totalité du Crétacé inférieur. À cette lacune est associée la discordance cartographique des Sables verts de l'Albien, qui reposent sur des couches de plus en plus anciennes en direction du Nord, en raison du relèvement du massif ardennais durant l'épisode continental marquant le passage du Jurassique terminal au Crétacé inférieur. Le plateau supporte en outre quelques buttes-témoins déterminées par les formations albiennes (bois de Montrebeau, bois de Moncy, bois de Montrefagne, le Petit-Bois) ;

- le massif de l'Argonne est déterminé par la Gaize d'Argonne. Cette formation silicoclastique, épaisse de 80 m environ et résistante à l'érosion, arme la cuesta albienne qui domine la vallée de l'Aire. Le rebord de la côte, souvent très abrupt, surplombe de 80 à 100 m la surface du toit du Jurassique. La pente au pied de côte s'adoucit au niveau des Sables verts et des Argiles du Gault de l'Albien inférieur et moyen, souvent masqués par les formations superficielles issues de l'abrupt ou par les alluvions anciennes des terrasses de l'Aire. La surface structurale de la Gaize constitue approximativement le revers de l'Argonne, qui s'enfonce progressivement à l'Ouest sous les dépôts cénomaniens. Sur le revers sont préservés de vastes placages d'alluvions anciennes de l'Aisne à proximité de son cours actuel ;

- le rebord occidental du Vallage occupe la dépression déblayée dans les marnes et marnes crayeuses du Cénomaniens et du Turonien inférieur et moyen. Seule la petite cuesta déterminée par la craie du Cénomaniens supérieur se détache de cet ensemble largement colluvionné, où se devinent les méandres d'un ancien cours de l'Aisne ;

- dans le quart sud-ouest de la feuille, la côte de Champagne correspond à la cuesta déterminée par la Craie de Rethel, du Turonien supérieur. Sur le plateau de la Champagne crayeuse affleure la Craie de Châlons (Coniacien inférieur à moyen).

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Le territoire de la feuille à 1/50 000 Monthois est intégralement situé sur celui de la carte à 1/80 000 Verdun (2^e édition, 1934, par R. Abrard). S'il n'existe pas de différence majeure avec les contours de cette dernière, il faut toutefois noter des changements dans les attributions stratigraphiques des formations. En effet, les Argiles du Gault et la Gaize d'Argonne, y étaient respectivement attribuées à l'Albien supérieur et au Cénomaniens inférieur à moyen. Ces datations sont reprises par la carte à 1/50 000 attenante Clermont-en-Argonne (Maïaux *et al*, 1975). Grâce à la révision des faunes d'ammo-

nites (Amédéo, 1984), les deux formations sus-citées sont maintenant respectivement datées de l'Albien moyen et de l'Albien supérieur.

Bien qu'anciennes, il faut citer les contributions à la géologie régionale de A. Buvignier (1852), C. Barrois (1878), J. Tricart (1952) et P.L. Maubeuge (1955).

La feuille Monthois peut être remise dans son contexte régional par la consultation de la Synthèse géologique du bassin de Paris (Mégny, 1980), et d'un mémoire de l'Association des géologues du bassin de Paris (Cavelier et Lorenz, 1987).

Pour les terrains s'étagant du Kimméridgien au Turonien moyen, les distinctions adoptées sur la présente carte correspondent à des formations, unités lithostratigraphiques clairement différenciables entre elles sur le terrain (comme par exemple les « Marnes moyennes à *Exogyra virgula* » du Kimméridgien moyen, ou la Gaize de l'Albien supérieur). En l'absence de noms de formations officiellement déposés selon les règles internationales définies par le « code Hedberg », nous avons utilisé, comme sur les cartes géologiques voisines, les noms de formations employés par les géologues régionaux et répertoriés dans le lexique des noms de formations de la Synthèse géologique du bassin de Paris (Mégny, 1980). Au contraire, dans les craies blanches du Turonien supérieur et du Coniacien, les unités cartographiées correspondent à des unités biostratigraphiques, différenciées par leur contenu micropaléontologique.

Bien que le relief soit assez vigoureux pour le bassin de Paris, les conditions d'affleurement sont médiocres, les bois et herbages prédominant dans le paysage. En l'absence de grandes coupes pour préciser la lithologie des différentes formations, quelques forages à vocation lithostratigraphique ont été effectués.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

La description des terrains non affleurants est présentée, de façon sommaire, en fonction des résultats du sondage pétrolier Varennes 1 (fig. 3). Elle a pour but de donner les grands traits de la sédimentation, servant à la reconstitution géodynamique régionale présentée dans un chapitre ultérieur.

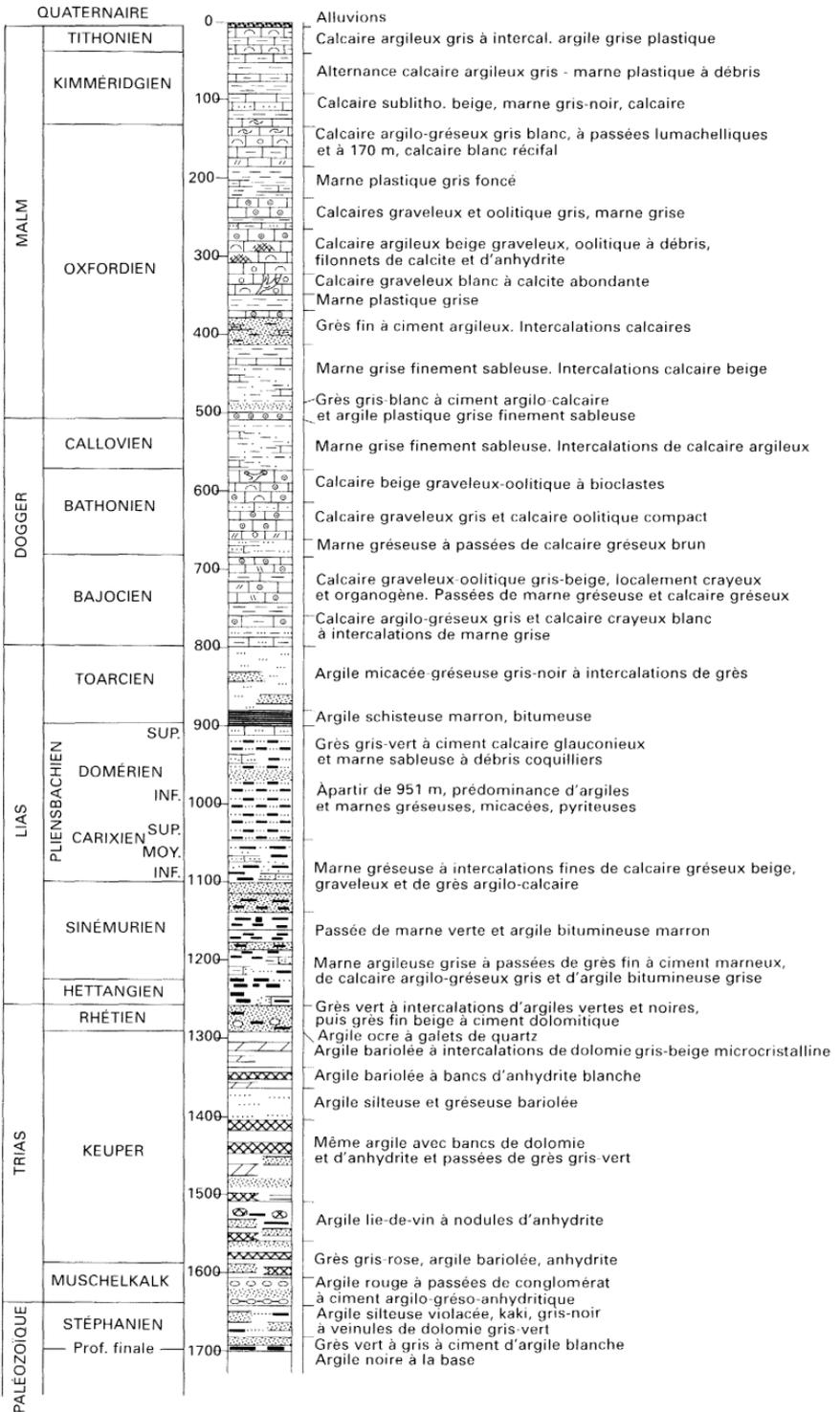


Fig. 3 - Colonne lithostratigraphique du sondage Varennes 1
 x = 796,585 ; y = 171,390 ; z = 178,73

Trias (374 m)

Les formations du Trias viennent à 1 636,2 m de profondeur sur des assises rapportées au Stéphanien. Le Buntsandstein (Trias inférieur) est absent. Le Muschelkalk (Trias moyen), épais d'une quarantaine de mètres, est représenté par des argiles à passées conglomératiques puis par des grès. Le Keuper (Trias supérieur), très épais, est constitué par des argiles bariolées à fréquentes intercalations de grès et d'anhydrite ; des bancs de dolomie apparaissent vers son sommet. Dernier terme du Keuper, le Rhétien, puissant d'une trentaine de mètres, est constitué par des argiles à galets de quartz passant à des grès à ciment dolomitique.

Lias (460 m)

Tous les étages du Lias sont représentés. La série est épaisse et monotone, surtout constituée par des marnes ou des marnes gréseuses, dans lesquelles s'individualisent quelques épisodes à sédimentation plus gréseuse ou carbonatée. Les « schistes cartons », argiles feuilletées bitumineuses du Toarcien inférieur, sont bien identifiables.

Dogger (295 m)

Le Dogger est séparé du Lias, à Varennes 1, par une lacune totale de l'Aalénien, alors que cet étage est représenté plus à l'Est en Lorraine par un calcaire à oolites ferrugineuses (la « minette », exploitée comme minerai de fer et correspondant à un horizon condensé diachrone du Toarcien supérieur à l'Aalénien). Le reste du Dogger se distingue du Lias par un changement lithologique majeur par rapport au Lias, puisque le Bajocien et le Bathonien sont représentés par d'épaisses formations de calcaires bioclastiques et oolitiques que séparent des intervalles à sédimentation marneuse ou marno-gréseuse. Le Callovien est à nouveau constitué par des marnes et des calcaires argileux.

Malm (501 m)

L'Oxfordien au sens actuel (c'est-à-dire la succession des anciens auteurs, reprise dans la notice de la carte 1/80 000 Verdun, comprenant l'Oxfordien *sensu stricto*, l'Argovien, le Rauracien et le Séquanien) est très épais (370 m), et peut être largement observé à l'affleurement sur le territoire de la carte 1/50 000 Verdun (Bresson *et al*, 1969), à l'Est de celle de Monthois. Sur les marnes de l'Oxfordien inférieur (ou « Argiles de la Woèvre »), viennent plusieurs ensembles constitués chacun par un terme inférieur à dominante marneuse passant à un terme supérieur fait de calcaire lithographique, oolitique ou bioclastique. Le Kimméridgien est identique à ce qu'il montre à l'affleurement dans le quart nord-est de la présente feuille, la base des Cal-

caires du Barrois, anciennement attribuée au Portlandien, devant être rattachée, selon les échelles biostratigraphiques actuelles, au Kimméridgien.

Contrairement à la situation du centre du bassin de Paris, il faut noter l'absence dans la région, aussi bien à l'affleurement que dans les sondages, des faciès continentaux ou margino-littoraux du Purbeckien (Jurassique terminal) et du Wealdien (Crétacé inférieur : Valanginien à Barrémien). La discordance entre Jurassique et Crétacé supérieur est donc très importante et correspond à une lacune d'enregistrement sédimentaire d'environ trente millions d'années.

TERRAINS AFFLEURANTS

Secondaire

Jurassique

Le Kimméridgien est constitué par des marnes et des calcaires alternativement dominants. Le découpage en formations est inspiré de celui des cartes 1/50 000 voisines Stenay (Maubeuge, 1976) et Verdun (Bresson *et al.*, 1969). Les attributions stratigraphiques sont celles données par S. Debrand-Passart et M. Rioult (*in* Mégnién, 1980). Les ensembles suivants sont successivement distingués, de la base au sommet.

j6. Calcaires rocailloux à *Astarte minima*, Argiles inférieures à *Exogyra virgula*, Calcaires blancs inférieurs (Kimméridgien inférieur à supérieur) (40 m)

- Les **Calcaires rocailloux à *Astarte minima*** sont des calcaires beige clair à grain fin (texture de mudstone), en bancs irréguliers parfois lumachelliques, séparés par de minces lits marneux. Les surfaces de bancs durcies, perforées et encroûtées sont fréquentes et contribuent à leur donner leur aspect rocailloux. Les fossiles sont nombreux : lamellibranches (astartes, trigonies, huîtres) et brachiopodes (zeilléridés). Les microfaciès montrent des biomicrites peloïdales à débris hétérométriques d'huîtres et autres lamellibranches, filaments et calcisphères. Les bioclastes sont microperforés et rnicritisés, ce qui indique de faibles taux de sédimentation. Les oxydes de fer diffus sont abondants. La formation serait terminée par une surface durcie perforée, selon S. Debrand-Passart et M. Rioult (*in* Mégnién, 1980). Les conditions d'affleurements n'ont toutefois pas permis de retrouver ce niveau.

Les Calcaires rocailloux sont rattachés à la Zone à Cymodoce, indiquant le Kimméridgien inférieur sommital. Leur épaisseur est estimée à 15 m environ, bien que la base ne soit pas visible sur la feuille Monthois. Ils

affleurent très localement en rive droite de l'Aire où ils sont le plus souvent masqués par les colluvions de bas de versant. Leur partie supérieure est accessible dans une carrière au Nord de Fléville (x = 791,25 ; y = 1 183,2).

- Les **Argiles inférieures à *Exogyra virgula*** correspondent à des marnes argileuses fossilifères (lamellibranches, gastéropodes, brachiopodes, ammonites) gris foncé (beiges par altération), intercalées de bancs de calcaire lumachellique à exogyres. Sur la surface perforée au toit des Calcaires rocaillieux, la formation débiterait par un conglomérat intraformationnel glauconieux à fossiles remaniés, qui n'a pu être retrouvé en raison de la qualité médiocre des affleurements.

La formation est épaisse d'une dizaine de mètres. Elle appartiendrait à la base de la Zone à Mutabilis (Kimméridgien supérieur basai).

- Les **Calcaires blancs inférieurs** sont des calcaires blancs ou beiges, à grain fin (texture de mudstone), légèrement argileux, se débitant en plaquettes et pauvres en fossiles. Les microfaciès montrent des biomicrites blanches à peloïdes, débris d'huîtres rares et d'autres lamellibranches à tests recristallisés en sparite, petits gastéropodes et foraminifères micro-agglutinants. Les Calcaires blancs inférieurs apparaissent graduellement, par diminution de la fraction argileuse, à partir des Argiles inférieures et sont terminés par une surface durcie perforée.

La formation a une vingtaine de mètres de puissance et est rattachée à la Zone à Mutabilis (Kimméridgien supérieur basai).

J6Mm. Marnes moyennes à *Exogyra virgula* (Kimméridgien supérieur) (8-10 m). Ce sont des marnes gris foncé à nombreuses exogyres de grande taille (3 à 4 cm, dites « oreilles de souris »). La formation débiterait par une lumachelle marnreuse riche en ammonites, selon S. Debrand-Passart et M. Rioult (*in* Mégnien, 1980). Elle a fourni *Aspidoceras lallierianum* et *A. altenensis* sur la feuille 1/50 000 Verdun (Bresson *et al*, 1969). Elle est rapportée à la Zone à Eudoxus (Kimméridgien supérieur).

J6Ms. Marnes et marno-calcaires supérieurs (Kimméridgien supérieur) (45 m). Cette formation est subdivisée en deux membres, chacun dominé d'abord par des marnes puis par des calcaires.

Le Membre des *Marnes et marno-calcaires supérieurs A* est constitué dans sa partie inférieure (12 m environ) par des marnes grises à très nombreuses exogyres intercalées de passées de calcaire lumachellique. La partie supérieure (7 à 8 m) montre un calcaire sublithographique (texture mudstone), à fines intercalations de marnes à exogyres. Les microfaciès montrent des micrites blanches très peu bioclastiques, ainsi que des biomicrites peloïdales bioturbées à débris d'exogyres et d'autres lamellibranches, rares radioles

d'oursins et intraclastes de micrite finement quartzeuse. Les bioclastes sont parfois organisés en laminations horizontales.

Ce membre affleure bien autour de Charpentry. Il appartiendrait à la Sous-zone à *Pseudomutabilis* (Zone à Eudoxus, Kimméridgien supérieur).

Le Membre des *Marnes et marno-calcaires supérieurs B* est constitué dans sa partie inférieure (20 m) par des marnes grises à passées de calcaire lumachellique à exogyres. Ces marnes peuvent parfois présenter un faciès bitumineux (carte à 1/50 000 Verdun). La partie supérieure (5 m) est faite de calcaires sublithographiques compacts à exogyres et brachiopodes (térébraatulidés), séparés par des interbancs marneux. Les microfaciès montrent des biomicrites grises finement quartzesuses à débris d'exogyres et d'autres lamellibranches parfois encroûtés par des foraminifères agglutinants, rares encrines et lithoclastes arrondis.

Ce membre appartiendrait également à la Sous-zone à *Pseudomutabilis* (Zone à Eudoxus, Kimméridgien supérieur). La récolte d'*Aspidoceras caletanum*, indicatif de cette même zone dans le vallon situé entre Cornay et le Montremont (récolte F. Ménillet, détermination P. Hantzpergue), confirme cette appartenance.

j6B. Calcaires du Barrois (Kimméridgien terminal) (25 m). Les Calcaires du Barrois sont des calcaires lithographiques beiges à gris clair, en bancs épais de 10 à 25 cm séparés par des interbancs marneux dans la base de la formation. Ils contiennent encore de fréquentes exogyres dans des faciès lumachelliques. Les calcaires lithographiques sont des mudstones gris pratiquement azoïques, à minuscules grains de quartz et de pyrite souvent oxydée. Les faciès lumachelliques apparaissent brutalement au sein des micrites. Ce sont des biomicrites à biomicrosparites à débris hétérométriques d'huîtres et autres lamellibranches, serpules, filaments (prodissoconques), foraminifères benthiques agglutinants de grande taille et petits gastéropodes ; les éléments figurés sont arrondis et micritisés, et la matrice est quartzeuse et pyriteuse. Ces lumachelles ne représentent pas des communautés en place mais résultent probablement d'une sédimentation événementielle (lors de tempêtes par exemple), par progradation de matériel plus proximal dans les faciès fin de plate-forme distale.

Plus haut dans la formation, les microfaciès montrent une évolution sensible. Ce sont en effet des biomicrites à petites huîtres entières, accompagnée par une biophase plus variée : bivalves, encrines, serpules, gastéropodes, foraminifères à test agglutinant et hyalin ; des biomicrosparites grossières et bien triées à très nombreux foraminifères agglutinant de grande taille ; ou des pelbiomicrosparites quartzesuses (5 à 10 %) fines et bien triées, à laminations granulométriques. Tous ces faciès traduisent une augmentation de la diversité des apports et de l'hydrodynamisme, en relation probable

avec une diminution de la profondeur du milieu de dépôt. Ces faciès, situés près de la discordance sommitale du Jurassique, montrent en outre une porosité importante. Les vides, moldiques et intergranulaires, sont incomplètement obturés par des ciments calcitiques de plusieurs générations, parfois même par des grands cristaux de quartz automorphe. Ces caractères diagénétiques complexes indiquent une succession de phases de dissolutions et de cristallisations.

Il faut noter que seule la base des Calcaires du Barrois est représentée sur cette carte, les niveaux les plus récents (Tithonien) ayant probablement été érodés lors de la longue période d'émersion précédant la transgression de la fin du Crétacé inférieur. Ceux-ci apparaissent progressivement vers le Sud-Est (feuilles à 1/50 000 Clermont-en-Argonne et Verdun).

Signalons à ce propos que la partie inférieure des Calcaires du Barrois est ici considérée comme appartenant au Kimméridgien terminal. Sur les feuilles Clermont-en-Argonne et Verdun où ils affleurent largement, ils sont attribués au Portlandien, ancien nom d'étage correspondant (à quelques différences près) au Tithonien. Bien que ces calcaires n'aient livré aucune faune caractéristique permettant de les dater avec précision, ils sont sur les feuilles sus-citées surmontés par des faciès conglomératiques (indiquant donc d'éventuels remaniements) ayant livré les ammonites *Gravesia irius* et *G. gravesiana*. Or, ces deux espèces indiquent respectivement la dernière sous-zone du Kimméridgien (Sous-zone à Irius, Zone à Autissiodorensis) et la première zone (Zone à Gigas) du Tithonien du domaine franco-germanique (Groupe français d'étude du Jurassique, 1997) et, dans leur région type, la partie inférieure des Calcaires du Barrois appartient au Kimméridgien (présence de *Gravesia irius* (Salin, 1935 ; F. Ménéillet inédit, détermination P. Hantzpergue).

Crétacé

n6Sv. **Sables verts (Albien inférieur)** (environ 10 m). La Formation des Sables verts est constituée par des sables siliceux fins argilo-glaucouneux, fossilifères. Localement, la base de la formation montre un sable grossier à nombreux petits galets de quartz et granules ferrugineux. Elle peut être grésifiée, cimentée par des phosphates et/ou des carbonates. Les sables contiennent en outre des « coquins » qui sont des nodules de sable glaucouneux, de forme irrégulière, cimentés par du phosphate de calcium (15 à 21 %). Les « coquins » sont organisés en lits, qui sont disséminés dans la formation.

Les Sables verts viennent en discordance sur une paléotopographie (quelques mètres) au toit des calcaires jurassiques, marquée par une surface de ravinement perforée souvent encroûtée par des oxydes de fer (limonite)

ou des phosphates. Leur épaisseur est donc variable, sans toutefois dépasser 10 m.

Les Sables verts de l'Argonne correspondent à la première des trois formations stratotypiques de l'Albien, définies par A. d'Orbigny en 1842. Ils sont rapportés à l'Albien inférieur par F. Amédéo (1984), en accord avec l'association palynologique datée par D. Fauconnier de l'Albien inférieur ou moyen (coupe de la côte de la Manchette à Châtel-Chéhéry : $x = 792,8$; $y = 1\ 178,2$) : pollens inaperturés de gymnospermes (*Perinopollenites elatoides*, *Spheripollenites scabratus*, *Callasporites dampieri*), spores de schizéacées (*Cicatricisporites dorogensis*), microplancton à dinoflagellés (*Cribroperidium orthoceras*, *C. apione*, *C. tabulatum*, *Systematophora cretacea*, *Fromea amphora*, *Sentusidinium* sp.). Les fossiles, que l'on retrouve aussi dans les « coquins », sont nombreux et variés : ammonites (*Douvillieceras mammilatum*, hoplitidés), brachiopodes (rhynchonellidés), lamellibranches (*Inoceramus*, *Nucula*, *Arca*, huîtres) et fragments de crustacés. Selon G. Petit (1985), la minéralogie et la géochimie des Sables verts est assez constante dans la région.

L'abondance des grains ferrugineux avait permis le développement d'une activité sidérurgique, et les « coquins » servaient à l'amendement des cultures. La formation affleure très mal sur la feuille. Elle peut être observée dans les anciennes minières de Chevières (feuille Vouziers) et de la Grande-Décombe à Marcq (Sauvage et Buvignier, 1842).

n6G. Argiles du Gault (Albien moyen) (30 m). La Formation des Argiles du Gault est représentée dans sa partie inférieure par des argiles grises à débit en feuillets, qui se chargent en silts siliceux dans sa partie supérieure. Elle contient sur toute son épaisseur des fossiles nacrés : restes de gastéropodes, lamellibranches et ammonites parfois pyriteuses. Les niveaux supérieurs contiennent des lits discontinus de nodules phosphatés, également fossilifères. Elle est épaisse de 30 m environ. Sa base est parfois sableuse, par remaniement des Sables verts sous-jacents.

Les Argiles du Gault sont datées en Argonne de l'Albien moyen par F. Amédéo (1984), qui note une lacune entre cette formation et les Sables verts sous-jacents. Elles correspondent ici à un équivalent latéral des Argiles tégulines, seconde formation de l'Albien stratotypique de A. d'Orbigny.

La formation est présente entre la côte d'Argonne à l'Ouest et la vallée de l'Aire, au fond de la vallée de la Biesme, en rive droite de l'Aisne, ainsi que dans les vallons affluents des rives droites de la Biesme et de l'Aisne. Elle est cependant mal observable, car le plus souvent masquée par les alluvions ou les formations de pentes.

D'un point de vue minéralogique, les Argiles du Gault n'ont pas été analysées sur la feuille Monthois. Sur la feuille voisine Sainte-Menehould (Blondeau *et al*, 1988), le cortège minéralogique est constitué pour moitié d'illite, le reste étant constitué de chlorite, de kaolinite et d'un peu de smectites.

Les niveaux phosphatés du sommet de la formation ont donné lieu à des exploitations en carrières et surtout en galeries (Chatel-Chéhéry, Cornay, Marcq).

n6Gz. Gaize d'Argonne (Albien supérieur) (60 à 85 m). La Gaize d'Argonne (ou Gaize de Vouziers) est une roche siliceuse (65 à 85 % de SiO₂) à débris organiques, quartz détritiques, glauconie, argile (smectite prédominante dans la fraction fine (Petit, 1985), et ciment d'opale (silicarenite gris-vert fine). C'est une roche légère (poreuse), perméable et souvent fracturée en blocs décimétriques car elle est gélive et présente généralement une faible résistance mécanique. À l'affleurement, sa couleur dominante est un gris-beige très clair. De petits cristaux de plagioclases, de muscovite et des grains carbonatés complètent la fraction minérale. Elle peut contenir de très abondants spicules de spongiaires montrant des traces de dissolution (faciès de spongolite, fréquent), des radiolaires et des tests calcaires mal conservés : ammonites, lamellibranches, échinodermes, foraminifères. Elle renferme de nombreux accidents siliceux parfois disposés en bancs, ce qui lui donne alors une couleur gris foncé à noire. Ces accidents sont le résultat d'une cimentation locale plus poussée : les spicules de spongiaires ne sont plus visibles et toute la phase interstitielle est constituée d'opale. Les faciès gris, non oxydés, peuvent contenir de fines concrétions de pyrite. La composition chimique de la gaize est connue sur la feuille voisine Sainte-Menehould (Blondeau *et al*, 1988 ; Petit, 1985).

La Gaize d'Argonne est rapportée à l'Albien supérieur par F. Amédéo (1984). Parmi les ammonites, elle livre *Mortoniceras rostratum*, *Hamites cf. maximus* et *Turrilites* sp.

L'épaisseur de la formation diminue de 85 m au Sud à 65 m au Nord.

La Gaize repose sur les Argiles du Gault par l'intermédiaire d'une dizaine de mètres de gaize argileuse relativement imperméable (couches de transition), ce qui ne permet pas d'assimiler directement la ligne de source au contact entre les deux formations. La partie supérieure, plus grossière et montrant des stratifications obliques, apparaît moins consolidée, voire sableuse. Près du toit de la formation, les spongiaires sont bien conservés (*Jerea pyriformis*, *J. clavata* et *J. mutabilis*). Leur présence identifie un niveau repère qui jalonne la surface structurale du revers de l'Argonne.

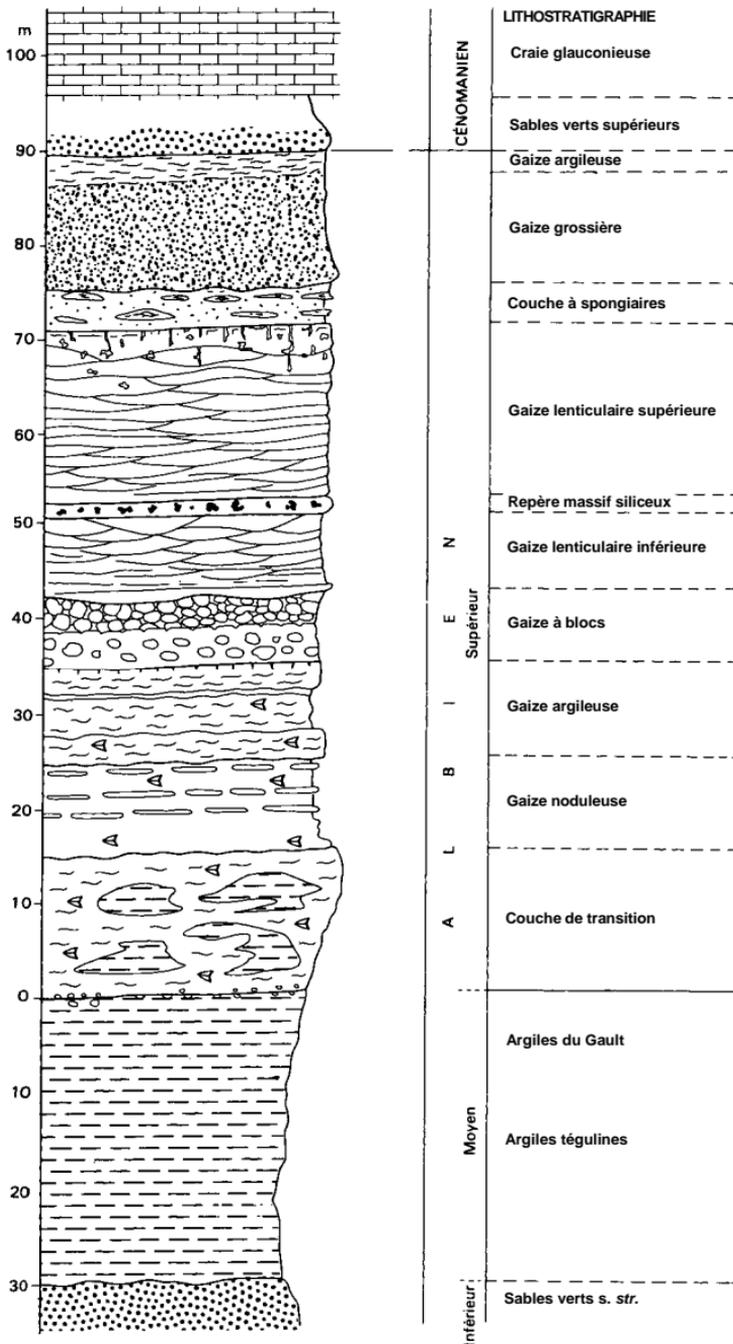


Fig. 4 - Coupe synthétique de la Gaize d'Argonne
(Fauvel, 1985)

La coupe synthétique (fig. 4) établie par P.J. Fauvel (*in* Blondeau *et al*, 1988) en grande partie grâce à la tranchée d'autoroute de la Fontaine-d'Olive (feuille à 1/50 000 Sainte-Menehould : x = 793,0, y = 1 158,0) s'applique bien à la feuille Monthois. Sur 90 m environ, la Gaize d'Argonne montre plusieurs membres successifs, caractérisés soit par leur lithologie, soit par leurs structures de dépôts. À la Fontaine-d'Olive et à la Gorge-aux-Frères pour la partie basale, on peut observer de bas en haut :

- les *couches de transition*, épaisses de 15 m environ et caractérisées par de larges enclaves métriques à décimétriques aux contours irréguliers et allongées parallèlement à la stratification. Ces enclaves bleutées sont des récurrences du faciès Gault sous-jacent et leur contact avec la gaize argileuse de l'encaissant est diffus. Dans l'ensemble, la stratification est confuse ;

- la *gaize noduleuse*, sur 10 m environ, à stratification moins fruste, marque une diminution nette de la teneur globale en argiles ;

- la *gaize argileuse*, 10 m environ, mal stratifiée, indique le retour temporaire à des conditions de sédimentation plus calmes, favorables au dépôt de lithofaciès plus fins. Les argiles sont parfois concentrées dans des joints pluricentimétriques bien marqués, toujours très ondulés. La limite supérieure de cet horizon est très nette, soulignée par une surface d'érosion bien marquée ;

- la *gaize à blocs*, de 8 m d'épaisseur environ, correspond à un faciès fortement hétérogène, constitué de gaize en nodules et blocs très hétérométriques, répartis en bancs plus ou moins réguliers de 60 cm d'épaisseur environ. À mi-hauteur de cet horizon, on peut noter la présence d'une discontinuité sédimentaire nette. Les silicifications nettes et diffuses sont fréquentes dans tout l'horizon, parfois accompagnées de silicifications noires. La moitié supérieure est riche en spongiaires ;

- la *gaize lenticulaire inférieure*, de 9 m environ, présente à la base un gros banc massif de 60 cm d'épaisseur maximale, dont la base est très oblique et le sommet marqué par un joint remarquablement plan. Formant corniche, cette lentille de 60 m de longueur est riche en nodules sulfurés altérés en limonite. Sur toute la hauteur de cet horizon, les structures lenticulaires de dimensions variables s'empilent irrégulièrement. Le sommet de cet horizon correspond à un gros joint argilo-sableux de couleur rouille, ayant livré des foraminifères benthiques après lavage ;

- le *repère siliceux* est un gros banc de 2,2 m d'épaisseur, massif en apparence, très riche en silicifications sombres de 5 cm de diamètre. Les intraclastes argileux noirs sont fréquents et atteignent 10 cm de long pour 1 cm d'épaisseur ; certains ont livré quelques éléments de microfaune benthique ;

- la *gaize lenticulaire supérieure*, sur 18 m environ, est constituée par un empilement de lentilles dont la longueur et l'épaisseur moyennes sont respectivement de 10 et 1 m. La gaize y apparaît noduleuse, toujours riche en intraclastes argileux et silicifications, ces dernières sont souvent réparties

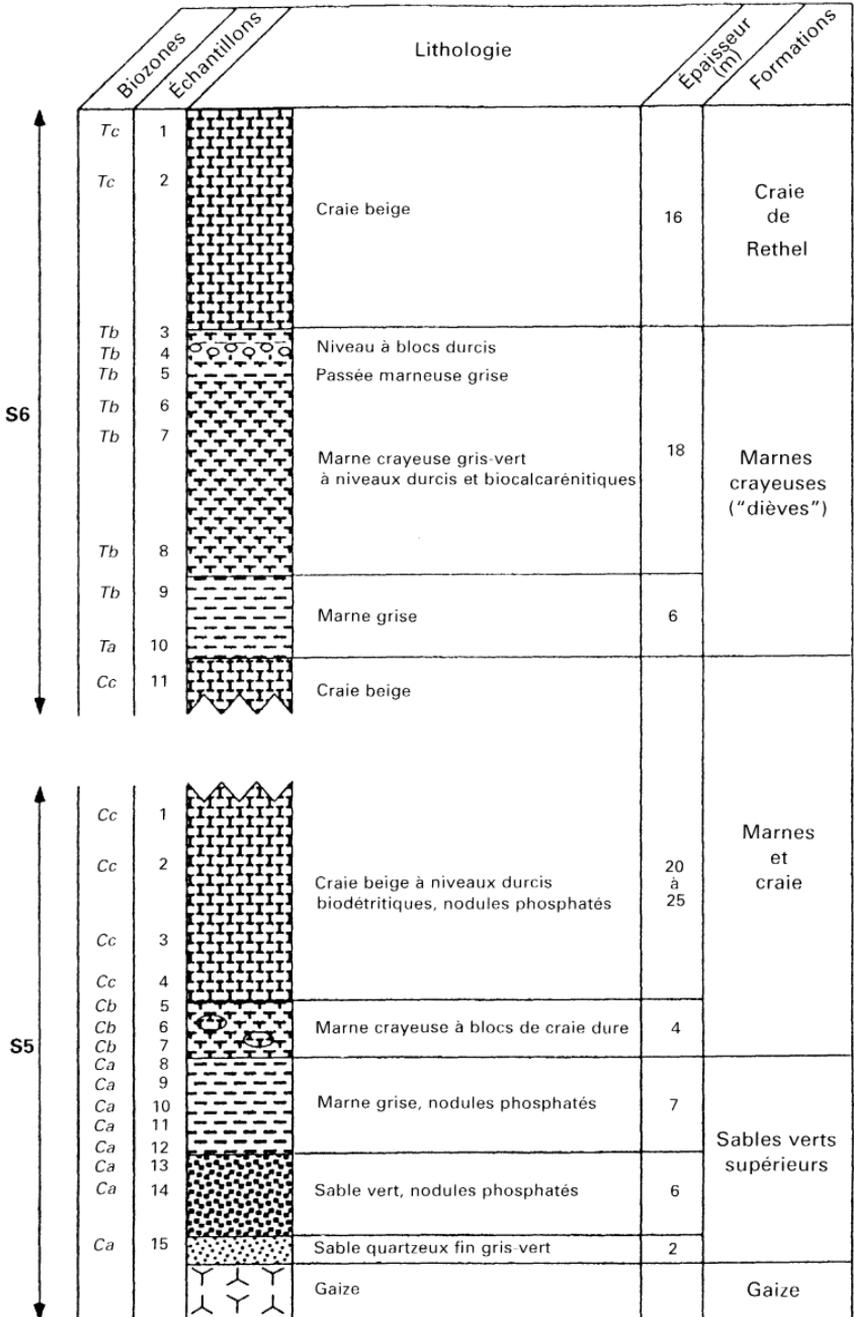


Fig. 5 - Sondages de Berzieux S5 (x = 778,35; y = 1136,85) et S6 (x = 777,1; y = 1163,6), recoupant la série de l'Albien supérieur au Turonien supérieur

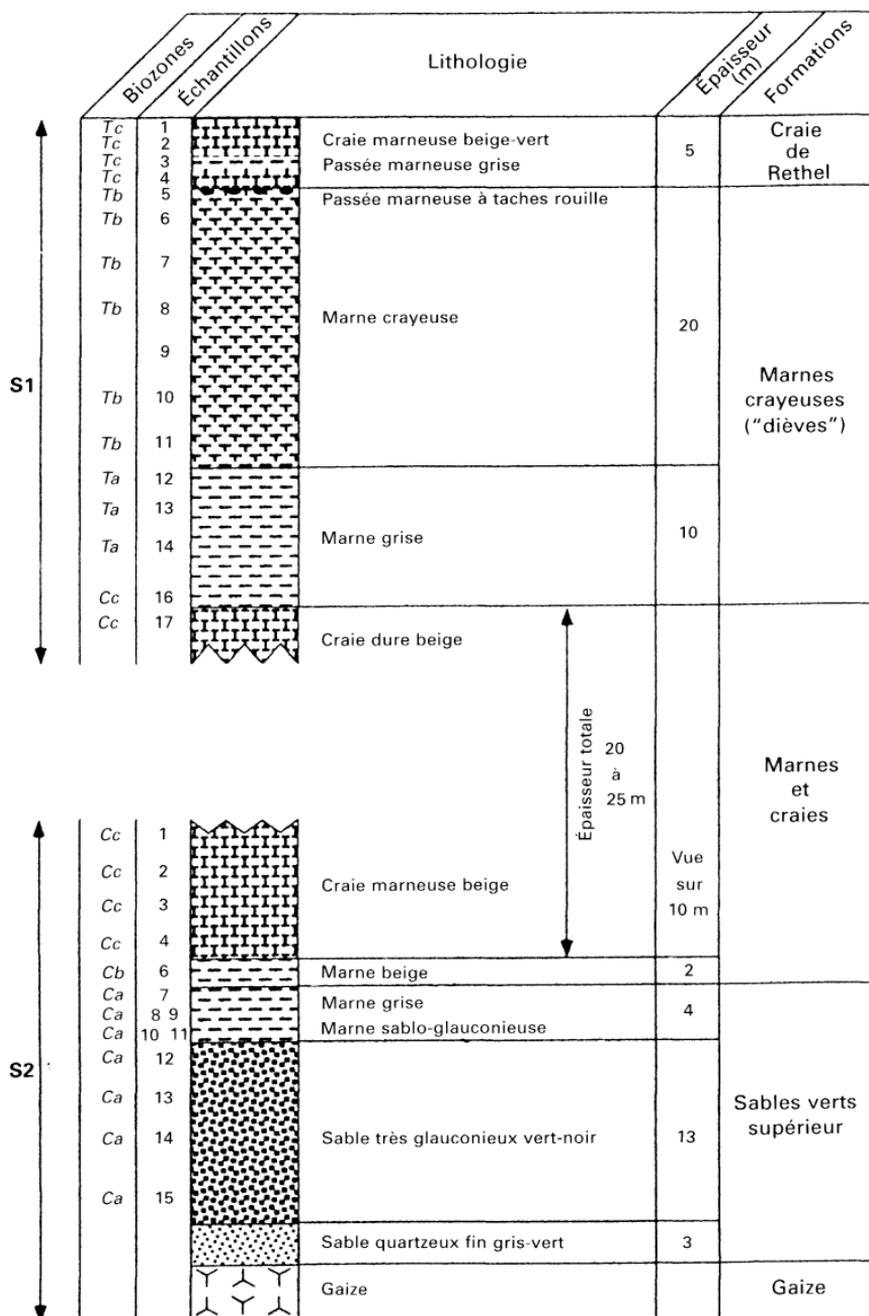


Fig. 6 - Sondages de Séchault S1 (x = 774,15 ; y = 1175,35) et de Bouconville S2 (x = 776,25 ; y 1175,80)

S1 et S2 se raccordent à quelques mètres près, et recoupent la série de l'Albien supérieur au Turonien supérieur

autour de spongiaires apparemment entiers. Le sommet est marqué par un gros joint épais, argileux ;

- les *couches à spongiaires*, 3 m au maximum, montrent dès la base une gaize plus glauconieuse à patine rousse et à gros intraclastes noirs. Ensuite, apparaît une alternance de gaize plus fine, gris bleutée à olivâtre, plus argileuse et contenant parfois de gros nodules de gaize plus grossière et des petits biostromes de méandrosponges, marquant un net relief dans l'encaissant plus tendre. On passe progressivement à :

- la *gaize grossière*, 15 m environ, constituée à la base de cordons de blocs de gaize plus grossière, nettement plus quartzreuse et glauconieuse, intercalés dans une gaize argileuse bleuâtre rappelant l'horizon précédent. La gaize devient progressivement plus homogène et plus massive. Les 6 m supérieurs de la coupe sont très altérés, la gaize y apparaît plus sableuse et roussâtre ;

- sans qu'il soit possible de préciser ses relations avec l'horizon précédent, la *gaize argileuse* semble constituer le sommet de la formation. Elle est visible sur 3 m environ, recouverte par les Sables verts supérieurs du Cénomanién.

c1Sv. Sables verts supérieurs (Cénomanién inférieur) (15 à 20 m).

La Formation des Sables verts supérieurs montre dans sa partie inférieure un faciès quartzo-glauconieux granocroissant, évoluant depuis les silts jusqu'à un sable grossier. Cet ensemble est pratiquement dépourvu de fossiles et peut localement être exclusivement glauconieux. Il est surmonté par des marnes vertes riches en glauconie, devenant grises puis blanches par raréfaction de ce minéral. Les marnes glauconieuses renferment de nombreux fossiles : lamellibranches (*Nucula*, *Pecten*, *Janira*, *Alectryonia*), gastéropodes et fragments d'ammonites. Les fossiles sont très souvent associés à des nodules phosphatés, ou forment eux-mêmes des nodules.

La formation est attribuée au Cénomanién inférieur, biozone *Ca* de C. Monciardini (*in* Laurain *et al.*, 1990).

Le contact du Cénomanién inférieur avec la Gaize d'Argonne sous-jacente n'a pu être observé dans de bonnes conditions, car il se fait le plus souvent sous les colluvions de la rive gauche de l'Aisne. Les épaisseurs de ses différents faciès sont variables (8 à 16 m pour la partie sableuse inférieure, 4 à 7 m pour la partie marneuse supérieure), comme le montrent les deux sondages de Berzieux (fig. 5) et de Bouconville (fig. 6), réalisés par le BRGM.

c1. Marnes et craies (Cénomanién moyen et supérieur) (25 à 30 m).

Le Cénomanién moyen est représenté par 2 à 4 m (fig. 5 et 6) de marnes crayeuses qui poursuivent l'évolution granodécroissante et la carbo-

natation déjà notée au toit du Cénomaniens inférieur. Elles sont attribuées à la biozone *Cb* par l'étude micropaléontologique de C. Monciardini (*in* Pomerol, 1985).

La poursuite de cette évolution conduit aux faciès du Cénomaniens supérieur, sur 20 à 25 m d'épaisseur. Ce sont des craies et craies marneuses blanches, tendres, légèrement bioturbées et peu fossilifères (*Pecten* cf. *asper*, *Janira*, térébratules et rhynchonelles). La partie supérieure admet quelques niveaux plus grossiers de craie granuleuse (calcarénite biodétritique) ou compacte (jaunie et indurée), ainsi que des nodules phosphatés. Au Sud de Cernay-en-Dormois, ces craies dures restent en relief dans le paysage, et forment alors une petite cuesta.

c2. Marnes crayeuses (« dièves ») (Turonien inférieur et moyen) (25 à 30 m). Le Turonien inférieur est représenté par des marnes argileuses (ou « dièves ») grises à bleutées, devenant beiges en surface, atteignant 6 à 10 m d'épaisseur en sondage (fig. 5 et 6), attribuées à la biozone *Ta* de C. Monciardini.

La diminution de la fraction argileuse des dièves conduit aux marnes crayeuses et craies marneuses blanches du Turonien moyen, épaisses d'une vingtaine de mètres. Ces marnes crayeuses ou craies marneuses montrent, comme dans le Cénomaniens moyen, des faciès de craie durcie jaune ou de calcarénites bioclastiques (débris de lamellibranches, gastéropodes, brachiopodes, foraminifères) à galets verdis, perforés, encroûtés par des oxydes de fer. Ces faciès viennent en remplissage de chenaux. Ils sont le plus souvent préservés de l'érosion et apparaissent en « pierres volantes » dans les cultures. Dans la partie supérieure, le passage au Turonien supérieur se fait par apparition de bancs crayeux devenant progressivement dominants et par disparition des interbancs marneux gris-vert bioturbés. Ces bancs montrent des niveaux durcis, des concentrations de fossiles, des terriers.

La relative imperméabilité des craies marneuses et des dièves explique la localisation privilégiée des sources et fraîcheis au pied de l'abrupt et sur le talus de la cuesta turonienne.

c2R. Craie de Rethel (Turonien supérieur) (20 à 30 m). Ce sont des craies grises à la base, devenant plus blanches au sommet, à cassure fraîche irrégulière et grenue, présentant des passées plus argileuses grises ou gris-vert ainsi que des niveaux irrégulièrement durcis. Elles sont riches en micro- et macro-organismes : calcisphères, restes de poissons, térébratules, huîtres, spondyles, inocérames et oursins du genre *Micraster*, coprolites, et nombreuses empreintes de spongiaires (*Tremabolites*, *Coscinospira*, *Rhizopoterionopsis*). En l'absence de niveaux argileux, la stratification n'est pas visible. Les silex branchus noirs présents dans ces couches au Nord de la

feuille à 1/50 000 Attigny (Laurain *et al*, 1990) et sur la feuille à 1/50 000 Rethel (Bonte et Hatrival, 1966), n'existent pas ici.

L'épaisseur varie du Sud au Nord en passant d'une bonne trentaine de mètres à une vingtaine seulement.

Ces craies sont les premières véritables craies de la série. Leur résistance à l'érosion leur confère un rôle morphologique important : elles arment le rebord de la côte de Champagne. Elles sont affectées de nombreuses diaclases et petites fractures.

c3Ci, c3Cm. Craie de Châlons (Coniacien inférieur et moyen) (45 à 50 m). Les termes de passage du Turonien au Coniacien (c3Ci[1]) sont des craies dures, souvent légèrement jaunies. Épaisses de quelques mètres seulement, elles sont cartographiées avec le Coniacien inférieur.

Les craies des biozones *a* et *b* du Coniacien (inférieur et moyen) sont blanches, tendres et légères. Elles n'ont été différenciées que sur la base des attributions de biozones. Les foraminifères et les bioclastes sont bien présents. La macrofaune est beaucoup plus rare, cependant, on peut récolter des fragments d'inocérames, d'échinides (*Micraster* et *Echinocorys*), ainsi que des empreintes de spongiaires et des coprolites à restes de poissons.

L'épaisseur de C3Ci est estimée à une trentaine de mètres environ. Celle de C3Cm atteint également trente mètres sur la feuille voisine Mourmelon-le-Grand (Allouc et Le Roux, 1995), mais n'est que partiellement préservée sur la feuille Monthois (15 m environ).

Quaternaire

Aucun dépôt d'âge tertiaire n'a été observé sur la feuille Monthois. Il faut néanmoins signaler la présence parfois abondante de galets de quartz laiteux blancs dans les talwegs et disséminés à la surface de toutes les formations géologiques. Bien que leur origine soit mal connue, ils pourraient provenir d'un épandage détritique antérieur au creusement des vallées survenu avant ou pendant le Quaternaire. Ces matériaux représenteraient alors peut-être le reliquat d'une formation continentale d'âge tertiaire récent (Mio-Pliocène ?).

Des origines variées ont été proposées dans la littérature ancienne (vosgienne : Buvignier, 1852 ; remaniement depuis la bordure ardennaise par la mer landénienne : Gosselet, 1907). L'existence de blocs de grès et de conglomérats est mentionnée dans la littérature sur toute l'étendue de l'Argonne et de ses bordures. J. Laurent (1948) en donne une carte de répartition, tout en soulignant qu'il y a toujours un doute sur l'autochtonie des

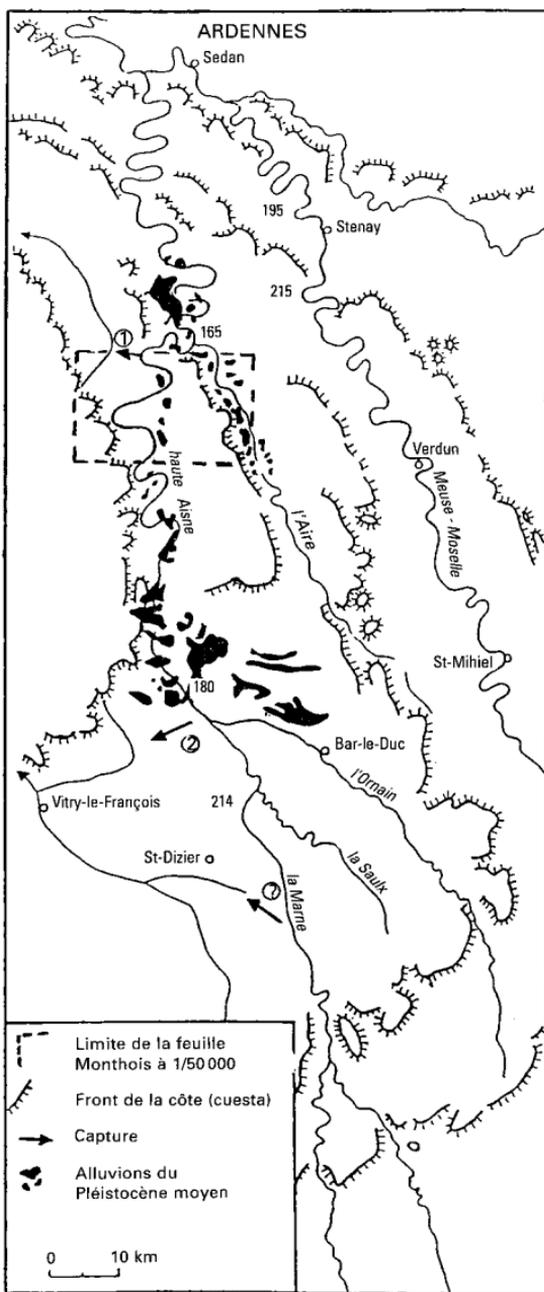
blocs, souvent déplacés par l'homme. Ces blocs étaient probablement plus nombreux dans les temps anciens, mais la plupart ont été d'autant plus exploités comme gisements de roches dures (la région ne fournit que des roches de dureté faible ou moyenne). Grès et conglomérats se rencontrent en blocs isolés ou remaniés dans les alluvions anciennes. J. Laurent remarque leur plus grande abondance à la base de ces alluvions et leur association fréquente avec des galets de quartz. Il en fait, peut-être abusivement, un niveau alluvial très ancien car ces matériaux peuvent provenir du remaniement d'anciens épandages sur les plateaux ou dans des ébauches de vallées. Sur la feuille Monthois, les grès les plus fréquents seraient, selon J. Laurent, des grès à grains hétérométriques et à ciment fin siliceux, azoïques, de teinte rose à jaune dont le type est pris à Chatrices, au Sud de l'Argonne. Ils sont souvent vacuolaires et peuvent contenir de la glauconie. D'autres sont des grès-quartzites du type « pierre de Stonne » (Ménillet et Cavelier, 1980 ; Voisin, 1980, 1987), probablement proches de sa limite d'extension vers le Sud. Les grès ferrugineux sont encore plus rares. Les conglomérats contiennent des galets de quartz et des éléments de grès plus ou moins émoussés.

Formations alluviales

L'Aisne et l'Aire, et dans une moindre mesure la Biesme, ont laissé des nappes alluviales d'extension importante parfaitement visibles dans le paysage par leur morphologie et les cultures qu'elles supportent. Quel que soit leur âge, elles sont constituées des mêmes matériaux et montrent la même organisation sédimentaire.

Matériaux. Les principaux éléments sont de petits galets aplatis, de un à plusieurs centimètres, de calcaires jurassiques, souvent à contour rectangulaire émoussé, ressemblant aux dragées. Ils proviennent du remaniement des grèzes élaborées pendant les périodes froides du Quaternaire. La longueur des galets peut atteindre et dépasser 10 cm. Localement, soit à la base des dépôts, soit aux débouchés des cours d'eau descendant de l'Argonne, les galets de gaizes sont abondants et peuvent être largement dominants. De rares galets de quartzites ou de quartz sont également présents ; ils proviennent du remaniement de sables de l'Albien inférieur ou d'anciennes nappes alluviales aujourd'hui complètement démantelées. Ils sont accompagnés :

- de granules crayeux de quelques millimètres, très roulés, limités aux alluvions de l'Aisne dont une partie des affluents provient de la cuesta turo-nienne ;
- de sables, quantitativement peu importants, provenant en partie des produits d'érosion des matériaux précédents, ainsi que de la glauconie provenant de l'Albien ou du Cénomaniens inférieur ;
- une fraction silto-quartzreuse toujours abondante, largement dominante dans certains niveaux, et qui provient des produits d'altération des gaizes.



1 - capture de l'Aire par l'Aisne

2 - capture de l'Ornain et de la Saulx par la Marne ;
alluvions anciennes d'après Tilloy (1946), complété ;
anciens cours d'après Deshaies et Weisrock (1995)

Fig. 7 - Anciens cours de la haute Aisne et de la Aire vers la Meuse au Quaternaire moyen

Organisation. Chaque niveau de terrasses montre :

- une base grossière dominée par les galets (sans stratification apparente) ;
- une partie médiane dans laquelle les petits galets et les dragées sont dans une matrice silteuse, et montrent des structures chenalisantes à stratifications obliques et entrecroisées ;
- une partie supérieure (très souvent conservée, même pour les niveaux les plus anciens) majoritairement silteuse, à laminations horizontales.

La capture de l'Aire par l'Aisne et ses conséquences. Découverte par le géographe américain W.M. Davis en 1895 et vulgarisée dans de nombreux manuels scolaires, la capture de l'Aire par l'Aisne (fig. 7), ou capture de Saint-Juvin, a été démontrée (Davis, 1895 ; Deshaies et Weisrock, 1995 ; Harmand, 1992 ; Tilloy, 1946 ; Tricart, 1952) sur des arguments tant géomorphologiques (continuité des vallées, coudes de captures, méandres surdimensionnés de la vallée de la Bar) que géologiques (pétrographie et continuité cartographique des dépôts alluviaux).

Les alluvions anciennes de la feuille Monthois appartiennent donc à deux réseaux hydrographiques différents :

- le premier, d'âge pléistocène inférieur (?) à pléistocène moyen ancien appartient au système Aire-Bar (Tilloy, 1946 ; Tricart, 1952) ou haute Aisne-Aire-Bar (hypothèse de Deshaies et Weisrock, 1995), tributaire de la Meuse, et comprend les alluvions notées Rfw et Fx ;
- le second, postérieur à la capture (âge pléistocène moyen) et lié au réseau hydrographique actuel de l'Aisne, comprend les alluvions Fy et Fz.

Remarque. L'étude de la répartition altimétrique des différents niveaux de terrasses dans les vallées de l'Aisne et de l'Aire fait apparaître des modifications de leurs pentes au cours du temps (fig. 8). Ces changements de pentes brutaux sont sans nul doute explicables par les phénomènes de capture évoqués ci-dessus. Ainsi, le changement de pente de l'Aisne observé entre les terrasses anciennes et moyennes correspondrait à la capture de celle-ci par le réseau de l'Oise. De même, le changement de pente de l'Aire observé entre les terrasses moyennes et récentes correspondrait à la capture de celle-ci par le réseau de l'Aisne.

Rfw. Surfaces et/ou alluvions résiduelles des très anciennes terrasses. Quelques traces de matériel dont l'origine alluviale indubitable sont situées à des altitudes supérieures aux terrasses anciennes Fx sur le bord sud de la feuille ainsi qu'au Nord de Vienne-le-Château. Ils pourraient représenter le reliquat d'alluvions déposées sur des terrasses très anciennes et ont donc été traitées en formation résiduelle (c'est l'interprétation de J. Tricart, 1952).

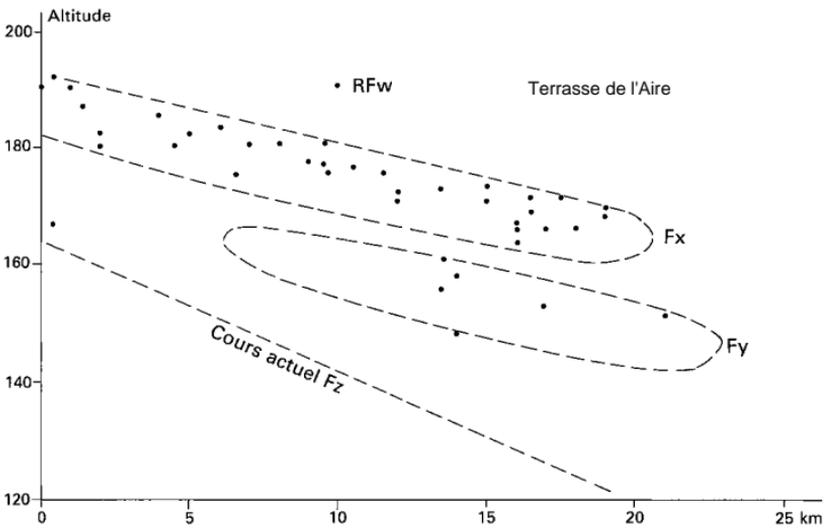
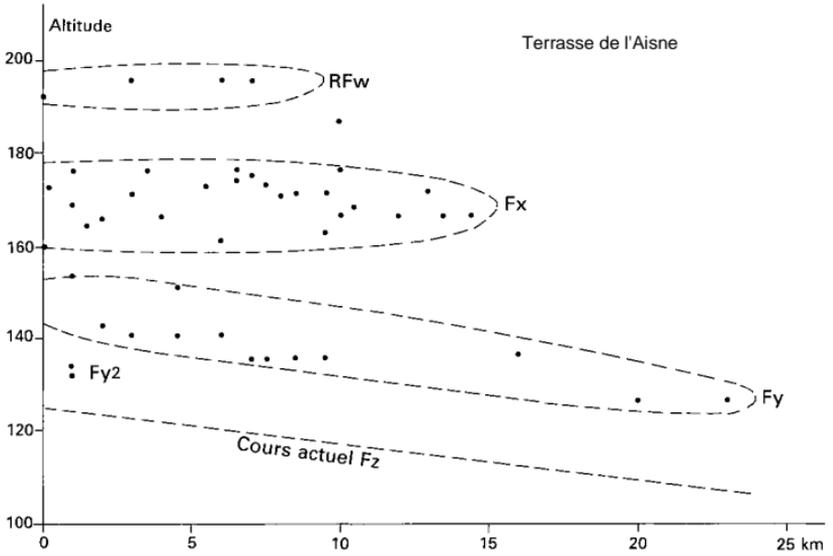


Fig. 8 - Répartition en altitude des terrasses de l'Aisne et de l'Aire en fonction de la distance au bord sud de la carte

Les changements de pente pourraient correspondre aux captures de l'Aisne par le réseau de l'Oise et de l'Aire par l'Aisne

RFx. Surfaces et/ou alluvions résiduelles des anciennes hautes terrasses. Au-dessus de Grandham (la Villette, château du bois du Lord), des surfaces planes sont recouvertes par des silts de gaizes dont l'origine alluviale n'est pas manifeste. Elles sont néanmoins interprétées comme des surfaces alluviales anciennes résiduelles.

Fx, Fx1, Fx2. **Alluvions anciennes des hautes terrasses.** Les terrasses supérieures se situent d'amont en aval (par rapport à l'altitude actuelle des cours d'eau) dans la vallée de l'Aisne entre + 45 et + 60 m, et dans la vallée de l'Aire entre + 25 et + 40 m. Elles se présentent comme des buttes à sommet plat ou comme des replats adossés aux versants des vallées. Il est parfois possible de distinguer deux niveaux (Fx1 et Fx2) à des altitudes séparées de quelques mètres. Dans la toponymie, les affleurements d'alluvions anciennes sont appelées les « grèves ».

L'épaisseur des alluvions Fx est généralement faible (1 à 3 m), mais peut être localement plus importante, atteindre et dépasser 5 m (Binarville, la Moinerie : Patte, 1937 ; Cornay, ancienne carrière comblée de la ferme de Martincourt). Leur faciès a un net cachet périglaciaire selon J. Tricart (1952). Elles ont fourni des éléments de faune froide (dents de mammouths : *Mammuthus trogontheri* à Cornay, Martincourt ; détermination Moine, inédit). En amont de la vallée de l'Aisne (feuille à 1/50 000 Sainte-Menehould ; Patte 1937 ; Tilloy, 1937), des éléments de faune chaude (*Elephas antiquus*) sont mêlés aux mammouths (*M. primigenius* et *M. trogontheri*). Cette faune date du Quaternaire moyen. Sa diversité est l'indice d'une durée assez longue pour le dépôt des alluvions Fx.

Dans les vallées de l'Aisne et de la Biesme, ces alluvions sont toujours situées à proximité du toit des gaizes. Cette position indique que ces rivières coulaient alors dans des vallées peu encaissées plus ouvertes qu'actuellement. Dans la vallée de l'Aire, leur répartition indique que la vallée était déjà dissymétrique, dominée à l'Ouest par une cuesta de gaize.

Les alluvions Fx, en particulier dans la vallée de l'Aire, sont souvent recouvertes par des limons argileux, non figurés sur la carte, dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs mètres. À Marcq, ils dépassent localement 4 m et comprennent dans leur partie inférieure des limons verdâtres riches en fragments de gaizes, et au-dessus des limons gris verdâtre beaucoup plus argileux. Ce sont soit des limons d'inondation d'une période tempérée postérieure au dépôt des graviers, soit plus probablement, des dépôts colluviaux (présence de fragments de gaizes) formés avant le démantèlement des hautes terrasses.

Les alluvions Fx de l'Aisne sont presque subhorizontales, ce qui a entraîné des hypothèses contradictoires sur l'ancien sens d'écoulement :

N-S pour R. Tilloy (1946) sur un argument lithologique (présence de galets de gaizes dans les alluvions de la Vière) et un argument cartographique (croissance et plus grande extension des alluvions Fx vers le Sud) ; S-N pour A. Cailleux (1946) : augmentation de la taille et de l'assiette des galets calcaires vers le Nord, J. Laurent (1948) : légère pente de la base des graviers vers le Nord, et M. Deshaies et A. Weisrock (1995) : même amplitude des anciens méandres dans la haute vallée de l'Aisne et celle de la Bar.

Fy, Fy1, Fy2, FyA, FyM. Alluvions anciennes des moyennes terrasses. Les terrasses moyennes se situent d'amont en aval (par rapport à l'altitude actuelle des cours d'eau) dans la vallée de l'Aire entre environ + 25 et + 35 m. Dans la vallée de l'Aisne, elles sont toujours situées à environ + 25 m. Ces terrasses forment toutes des replats suspendus aux versants des vallées. Cette localisation les a rendues vulnérables à l'érosion, si bien que leur extension est souvent limitée. Il est parfois possible de distinguer deux niveaux (Fy1 et Fy2) à des altitudes séparées de quelques mètres.

Les alluvions anciennes des cours d'eau affluents (FyA) sont constituées de silts remaniés de la Gaize d'Argonne (entre Claon et Lachalade et à l'Ouest de Marcq).

De part et d'autre des cours d'eau obséquents (Bionne, Tourbe, Dormoise, Avègres), des silts quartzeux localement glauconieux, chargés en granules crayeux, sont interprétés comme des alluvions de gaizes remaniées des moyennes terrasses, notées FyM. Bien que maintenant très loin de l'Aisne et apparemment proches des rivières issues de la côte de Champagne, leur nature de gaizes remaniées ne peut être issue que de l'Aisne ancienne. Leur localisation coïncide avec l'emplacement d'anciens méandres de cette dernière, selon D. Harmand *et al.* (1995).

Fz, FzA. Alluvions récentes. Cet ensemble correspond aux limons de débordement qui constituent de lit majeur des rivières actuelles. Leur épaisseur est généralement comprise entre 1 et 2 m. Ils reposent sur un cailloutis visible uniquement le long des haut-bords des lits mineurs des rivières dont l'entaille peut atteindre 2 m. Plus ou moins sableux, les limons Fz sont carbonatés le long des affluents de la rive gauche de l'Aisne (apports de fines particules de craie par les affluents originaires de la plaine de Champagne : Bionne, Tourbe et Dormoise). Les crues récentes (1994-1995) ont montré que des matériaux grossiers peuvent être entraînés au-dessus des limons du lit majeur lorsque le flot recouvre les méandres. La base des cailloutis est située entre 5 et 10 m au-dessous du fond de la vallée actuelle, indiquant ainsi la hauteur de l'alluvionnement depuis la dernière période froide.

Le long de l'Alin, des alluvions récentes constituent une petite terrasse surélevée de 1 m à 1,50 m (Fz[1]).

Formations périglaciaires

Sols polygonaux. Des réseaux polygonaux sont bien visibles sur les photos aériennes de certains secteurs de la feuille Monthois. Ce sont des réseaux de grandes dimensions (maille de 20 à 25 m), dont la trame apparaît sombre sur fond plus clair. La dimension des polygones suggère fortement qu'il s'agit de réseaux de fentes en coin. Ces réseaux sont limités aux surfaces d'affleurement des marnes et craies du Cénomaniens moyen et supérieur dans le Vallage, sur le revers de la petite cuesta du Cénomaniens supérieur. Il en existe également (plus rares et de moindres surfaces) sur les craies du Turonien supérieur encore un peu marneux, au sommet de la côte de Champagne. La nature du substrat semble donc être un facteur privilégié de leur localisation.

Malgré de nombreuses tentatives, ces réseaux n'ont pu être retrouvés à l'affleurement, en raison de leurs dimensions et de l'occupation des sols par les cultures. Les mécanismes de formation invoqués font appel à la rétraction du sol gelé, saturé de glace en hiver, lors des périodes froides. Lors des dégels, les fentes en coin apparues pendant le gel se remplissent de matériaux d'érosion et de lessivage. Au cours des années, les fentes se reproduisent aux mêmes endroits et s'agrandissent. Il est admis que les réseaux de fentes en coin se constituent dans des périodes plus froides que celles qui permettent le fonctionnement des poches de cryoturbation.

Formations de pente, grèzes ou graveluches. Dans la partie crayeuse de la carte, les versants exposés au Nord et à l'Est des vallées sont parfois recouverts par des accumulations de graviers crayeux de quelques millimètres. Ces graveluches sont stratifiées parallèlement aux versants. Elles sont constituées de lits successifs gras (à matrice limoneuse) et maigres (sans matrice). Elles sont plus ou moins limoneuses en fonction de la nature des apports et de leur situation sur le versant (les matériaux limoneux sont entraînés plus bas sur le versant). L'origine de ces graviers est toujours la cryoclastie, soit superficielle, soit réalisée lors du fonctionnement des poches de cryoturbation. L'accumulation de ces matériaux est le fait de processus divers : solifluxion, éboulis gravitaires, ruissellement ou même éolisation (Laurain *et al*, 1996).

Le pied des escarpements de la Gaize d'Argonne sont empâtés par d'épaisses formations de bas de versant, comprenant des masses glissées, des heads (formations de solifluxion riches en blocs) et des colluvions. Leur épaisseur peut atteindre une dizaine de mètres.

Limons. En raison de l'importance très grande de la surface qu'ils occupent, les affleurements de limons de la feuille Monthois n'ont pas été cartographiés, afin de privilégier les informations de substrat sur lequel ils reposent. Ils correspondent à deux grands types. Les premiers sont des limons provenant de l'altération et de la désagrégation sur place des gaizes. Toutes les surfaces de cette formation sont ainsi recouvertes d'une épaisseur plus ou moins grande d'un sable très fin ou d'un silt ameubli présentant parfois une tendance à la podzolisation. Les gaizes saines n'affleurent en fait que le long des versants des vallées.

Les seconds sont des limons de débordement terminant et recouvrant les différentes nappes de matériaux alluviaux grossiers, très majoritairement constitués de sables et de silts remaniés des grands affleurements de gaizes. Ils sont stratifiés horizontalement et montrent de rares lits de galets de calcaires jurassiques. Ce sont en fait des limons d'altération des gaizes entraînés par ruissellement, transportés par les cours d'eau et décantés sur le lit majeur de l'Aisne et de l'Aire lors des crues. Localement (notamment autour de Binarville) certains de ces limons, parmi les plus élevés (anciens), sont affectés par une altération pédologique rubéfiante qui correspond, comme leur dépôt, à une phase climatique de type interglaciaire.

Les observations de terrain n'ont pas décelé de dépôts éoliens lœssiques indubitables.

Formations colluviales

CD. Colluvions des zones en dépression. Ces colluvions sont identifiées par leur localisation et leur nature particulière. Elles couvrent des surfaces considérables de part et d'autre de la partie aval des cours d'eau qui descendent de la côte de Champagne (Bionne, Tourbe, Dormoise, Avègres), au contact entre les formations du Cénomaniens inférieur et moyen et de la Gaize, d'Argonne. En effet, la morphogenèse a créé là des dépressions quasiment fermées piégeant des colluvions limoneuses à granules crayeux. Ces colluvions humides donnent des sols très hydromorphes, très humifères, voire tourbeux.

Ces dépressions déblayées par l'érosion au détriment des formations sableuses ou marneuses du Cénomaniens se sont presque fermées lors de l'exhumation progressive de la surface structurale de la Gaize d'Argonne en raison de l'abaissement du niveau de l'Aisne par surimposition. Les cours d'eau se sont vus ralentis et mis en difficulté pour rejoindre l'Aisne. Ils ont alors alluvionné de façon importante tandis que les bassins-versants déversaient des colluvions que les ruisseaux étaient devenus incapables d'éliminer. La stagnation de l'eau a provoqué dans ces bassins le développement de sols hydromorphes très organiques (marais et tourbes).

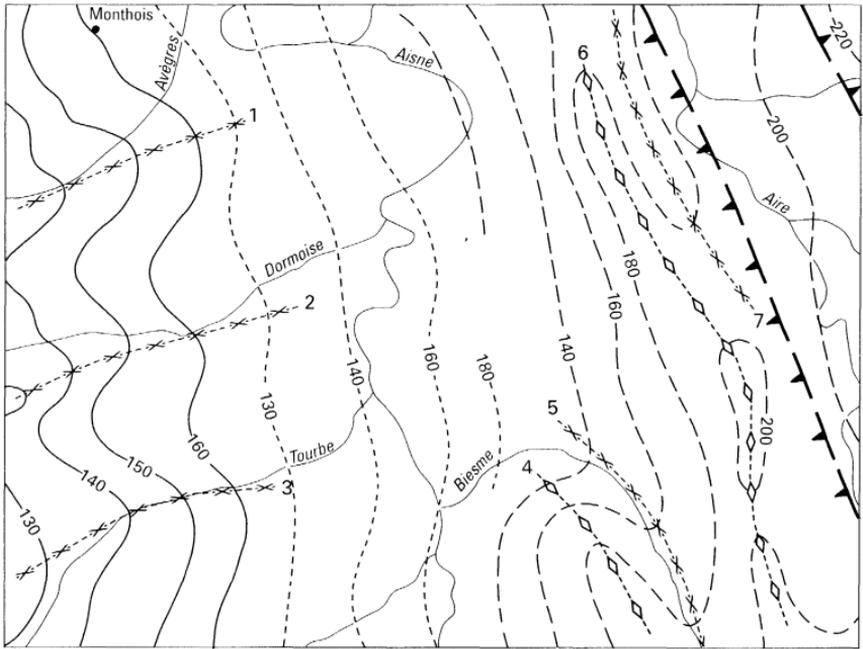
CV. Colluvions de pied de versants et des talwegs des petites vallées. La nature de ces colluvions est très dépendante des matériaux affleurants sur les versants des vallées. Il peut être distingué plusieurs zones sur la carte :

- une *bordure ouest* le long de laquelle les cours d'eau descendent de la cuesta turonienne. Les matériaux colluvionnés sont constitués de limons et de produits d'altération de la craie, et incorporent des granules et des sables de craie plus ou moins durcie. Ces éléments proviennent du démantèlement des sols à poches de cryoturbation, des graveluches et du remaniement des cryoclastes de versants ;
- une *partie centrale* où les cours d'eau circulent majoritairement sur la Gaize d'Argonne. Les produits accumulés y sont toujours formés par l'accumulation de silt quartzeux provenant de l'altération et du démantèlement des gaizes. Dans l'axe des vallons les colluvions en contiennent des éléments très roulés ;
- une *zone orientale* où les ruisseaux coulent sur le Jurassique mais drainent les eaux de ruissellement des Sables verts, des Argiles du Gault et des buttes-témoins de Gaize d'Argonne. Le matériel colluvionné est majoritairement argilo-silteux mais incorpore des éléments de calcaires jurassiques.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Trias-Jurassique

Les sédiments silico-détritiques et évaporitiques du Trias représentent des dépôts fluviatiles ou de plaine d'inondation côtière plus ou moins proches du domaine marin. Les marnes et calcaires gréseux du Lias marquent l'installation d'une plate-forme mixte carbonatée-terrigenne dans des conditions franchement marines. Les « schistes cartons », indicateurs d'un milieu confiné propice à la conservation de la matière organique (et qui constituent une des roches mères du pétrole du bassin de Paris), marquent le maximum de cette transgression. Après l'épisode régressif et la lacune de l'Aalénien, les faciès du Dogger indiquent une transgression et des milieux de mer ouverte peu profonde et agitée. Les marnes du Callovien et les formations alternantes marneuses et calcaires du Malm montrent à nouveau des conditions de mer ouverte plus profonde, en réponse à la transgression la plus importante de tout le Jurassique. Les faciès indiquent des environnements de plate-forme carbonatée distale, où la sédimentation s'opère principalement par décantation. La transgression culmine avec les marnes bitumineuses du Kimméridgien supérieur, alors que les boues calcaires du Kimméridgien terminal et du Tithonien amorcent la grande régression fini-jurassique.



- 150— Isohypses (m) du mur de la Craie de Rethel (Turonien supérieur)
- - -140- - - Isohypses (m) du toit de la Gaize d'Argonne (Albien supérieur)
- · -200- · - Isohypses (m) du toit des Argiles du Gault (Albien moyen)
- × - - - × Synclinaux de l'Avègres (1), de la Dormoise (2), de la Tourbe (3), de la Biesme (5), de l'Aire (7)
- - ◊ - - - Anticlinaux des Hauts-Batis (4), de la Haute-Chevauchée (6)
- ▲ ▲ Accidents hercyniens affectant le socle (Mégnyen, 1980)

Fig. 9 - Carte en isohypses de la feuille Monthois, mettant en évidence les ondulations anticlinales et synclinales qui affectent la couverture sédimentaire parallèlement aux anciens accidents hercyniens structurant le substratum anté-mésozoïque

Crétacé inférieur

Les faciès margino-littoraux du Wealdien et leurs équivalents marins du Crétacé inférieur issus de la Téthys n'atteignent pas la région de Champagne-Lorraine, comme le montrent les cartes paléogéographiques de C. Mégnien (1980). Les Sables verts, d'épaisseur variable, indiquent un retour des conditions marines sur une paléotopographie au toit des calcaires du Malm. Ils correspondent à la reprise par la transgression albienne de produits d'érosion accumulés sur la plate-forme lors de l'émersion du Jurassique terminal-Crétacé inférieur, dans un milieu néritique. Les conditions marines deviennent plus franches avec les Argiles du Gault, qui se déposent dans un milieu ouvert propice aux ammonites, mais toutefois peu profond, comme l'attestent les lamellibranches et les gastéropodes, en connexion à la fois avec la mer boréale et avec la Téthys, selon F. Magniez *et al.* (*in* Mégnien, 1980). La Gaize d'Argonne, par ses structures sédimentaires, indique des milieux à fort hydrodynamisme (milieu néritique), qui caractérisent une régression par rapport aux Argiles du Gault. La richesse en phosphates des formations albiennes plaide en la faveur d'un taux de sédimentation faible, donnant lieu à des condensations.

Crétacé supérieur

Les Sables verts supérieurs du Cénomaniens inférieur représentent un nouvel épisode transgressif. La transgression est cette fois plus importante et conduit aux environnements de dépôts de la craie, qui prévalent durant tout le Crétacé supérieur. La craie représente un sédiment d'origine pélagique qui se dépose par décantation à partir de la nannoflore planctonique composée de coccolithophoridés. Les environnements de dépôt sont donc essentiellement des milieux marins ouverts peu agités, modérément profonds (inférieurs à 200 m), comme le montre la faune épibenthique de mollusques et brachiopodes, ponctués par des phases de sédimentation plus dynamique, comme l'attestent des faciès granulaires à stratifications obliques, rides et chenaux. Les niveaux de bioturbations, phosphates, galets glauconieux,... représentent des périodes de ralentissement ou d'arrêt de la sédimentation.

STRUCTURE

La structure très simple, globalement monoclinale, des terrains de la feuille Monthois est visualisée sur la carte structurale en isohypses (fig. 9), dessinée à partir des surfaces du toit des Argiles du Gault (Albien moyen), du toit de la Gaize d'Argonne (Albien supérieur) et du mur de la Craie de Rethel (Turonien supérieur).

Le pendage général est orienté vers l'Ouest. Il est très faible (de l'ordre de 2 %) dans le Jurassique et s'amenuise encore en direction de l'Ouest pour atteindre environ 1 % dans le Crétacé supérieur.

Les manifestations structurales sont de deux ordres : des phénomènes de plissement et de fracturation de faible importance (diaclasses).

Plissement

Remarque : l'utilisation des termes classiques de la morphologie plissée, tels qu'anticlinaux ou synclinaux, peut paraître abusive tant les rayons de courbure sont ici grands et leurs amplitudes faibles (20 à 30 m au maximum). Les « plis » seraient plutôt des ondulations, peu décelables dans la morphologie, qui reste globalement monoclinale.

Le territoire de la feuille peut ainsi être divisé en deux moitiés. Dans la moitié occidentale, les isohypses du toit de la Gaize d'Argonne et de la base de la Craie de Rethel font apparaître une succession d'ondulations « anticlinales » et « synclinales », présentant une orientation proche de ENE-WSW. Les ruisseaux affluents de l'Aisne (Tourbe, Dormoise, Avègres) empruntent à contre-pendage ces axes synclinaux. Ces mouvements s'atténuent, voire disparaissent, au niveau de la vallée de l'Aisne, dans la bande d'affleurement du Cénomaniens et au toit de la Gaize d'Argonne. Dans la moitié orientale, les isohypses du toit des Argiles du Gault font apparaître des ondulations globalement orientées NNW-SSE, ce qui correspond là encore à la direction d'écoulement de l'Aisne et de l'Aire (et de la Biesme avant son coude en direction de Vienne-le-Château). Ainsi, un large dôme anticlinal coïncide avec le massif de gaize séparant la Biesme de l'Aisne (anticlinal des Hauts-Batis). Une ride anticlinale assez étroite s'allonge entre la Biesme et l'Aire et se prolonge vers le Nord jusqu'en limite de la feuille (anticlinal de la Haute-Chevauchée).

Diaclasses

La fracturation s'exprime par des familles de diaclases verticales. La direction ENE-WSW est bien exprimée dans le massif de l'Argonne, où elle conditionne l'orientation des vallées des ruisseaux affluents de l'Aisne et de la Biesme. Elle est aussi repérable dans l'angle sud-ouest de la feuille, où il est possible d'observer dans les champs des alignements de blocs de craie durcie, recristallisée, et des lames de calcite cristalline.

Les manifestations structurales affectant l'ensemble de la série sont provoquées par les divers épisodes tectoniques qui touchent l'ensemble du bassin de Paris du Crétacé terminal au Cénozoïque, c'est-à-dire la phase pyrénéenne (Crétacé terminal-Éocène moyen, compression N-S) et la phase

alpine (Miocène, compression NW-SE). Selon M. Coulon et D. Frizon de Lamotte (1988), la fracturation selon la direction proche d'ENE-WSW serait également à rapporter aux effets de la phase de distension majeure, d'âge oligocène, séparant les deux phases compressives. Il est intéressant de noter que ces deux directions structurales (ENE-WSW et NNW-SSE) sont très proches des directions des grands accidents de socle de la région (fig. 9). Même s'ils ne sont plus décelables en surface, les accidents hercyniens influenceraient les déformations régionales jusqu'aux époques récentes, ce que notent M. Coulon et D. Frizon de Lamotte (1988).

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Trias-Jurassique

Après érosion des reliefs hercyniens et comblement des bassins permians par des sédiments détritiques, le bassin de Paris enregistre au Mésozoïque une succession de cycles transgression-régression en réponse aux grands événements géodynamiques de l'Ouest européen (Guillocheau, 1991). Durant la plus grande partie du Trias, il apparaît comme un diverticule du bassin germanique, d'où viennent les transgressions. La région de Champagne-Lorraine n'est atteinte qu'à partir du Muschelkalk (Trias moyen). Le bassin de Paris commence alors à s'individualiser en tant que province paléogéographique au Keuper (Bourquin et Guillocheau, 1996). Le Lias marque une période de subsidence accompagnée par une grande transgression venant de l'Est et du Sud-Est, débordant sur les massifs émergés, en réponse à la phase de rifting téthysien. La lacune de l'Aalénien correspond à une phase de déformation des bordures du bassin qui est contemporaine du bombement thermique associé au rifting de la mer du Nord (Robin, 1995). Le Dogger représente un minimum de subsidence à l'échelle du Jurassique. La transgression issue de la Téthys permet l'installation d'une plate-forme carbonatée isolée à ceinture oobioclastique (Purser, 1975). Sur la bordure nord de cette plate-forme, la transgression est maximale au Bathonien moyen en Lorraine. Le Malm représente une période de grande homogénéité de la sédimentation dans tout le bassin de Paris, alors en connexion avec l'Aquitaine et le domaine téthysien, et qui enregistre alors le maximum de vitesse de subsidence de toute son histoire. Deux plates-formes carbonatées se succèdent : la plate-forme récifale du Callovien-Oxfordien supérieur et la plate-forme du Kimméridgien-Tithonien.

Crétacé inférieur

L'énorme lacune du Jurassique terminal et du Crétacé inférieur, et la discordance qui lui est associée, correspondent à une période de structuration majeure de la région en réponse à plusieurs événements géodynamiques. Le

premier événement est la phase néo-cimmérienne, qui intervient durant le Jurassique terminal et le Crétacé basai. Elle provoque la surrection et l'érosion des bordures nord et nord-est du bassin. Durant le Crétacé inférieur, l'ouverture océanique dans le golfe de Gascogne provoque une très forte diminution de la subsidence dans le bassin de Paris. Seule sa partie centrale est atteinte par les transgressions issues de la Téthys. Enfin, la phase tectonique « anté-Albien » (Rat, *in* Cavelier et Lorenz, 1987) provoque de nouvelles déformations sur les bordures du bassin, en relation probable avec l'ouverture de l'Atlantique nord et les premiers effets de la convergence entre les plaques européenne et africaine. La surface de discordance à la base des Sables verts albiens est donc une surface d'origine complexe.

Crétacé supérieur

Durant le Crétacé supérieur, la reprise de la subsidence alliée à la grande remontée du niveau marin global provoque la transgression continue de la mer de la craie, du Cénomaniens au Sénonien (Perrodon et Zabeck, 1990), qui met en communication le bassin de Paris avec la Mésogée et avec la mer Boréale. Bien que la série crétacée de la carte Monthois ne soit pas préservée au-delà du Coniacien, les affleurements avoisinants ainsi que des foraminifères maastrichtiens identifiés dans des remaniements d'âge cénozoïque en Champagne, indiquent que la région a été recouverte par la mer jusqu'à un Crétacé très supérieur. En raison de la baisse considérable du niveau marin et d'une phase de déformation majeure à la limite Crétacé/Tertiaire (Robin, 1995), le bassin de Paris est totalement exondé à la fin du Maastrichtien.

Cénozoïque

Durant le Cénozoïque, l'évolution structurale du bassin de Paris est conditionnée par le rejeu des anciens accidents de socle hercyniens pendant les phases de compression pyrénéenne et alpine, que sépare la distension oligocène (Perrodon et Zabeck, 1990). Selon ces auteurs, les déformations plicatives de l'Est du bassin seraient plutôt à rapporter à des phénomènes de distension probablement liés à l'orogénèse alpine (Miocène à récent). Cette structuration, conduisant au relèvement des massifs cristallins bordiers du bassin et à la diminution quasi totale de la subsidence (Brunet, 1981), provoque la fermeture de la connexion avec le domaine marin téthysien et la réduction progressive de l'aire de sédimentation. Les transgressions en provenance de la Manche et de l'Atlantique sont limitées (milieux marins peu profonds, voire lagunaires) et ponctuées par de longs épisodes continentaux. Elles n'ont pas atteint le territoire de la feuille Monthois : d'une part la répartition des faciès des différents étages du Tertiaire montre que les transgressions n'ont guère dépassé la latitude de Reims (Mégny, 1980), et d'autre part les sables et grès résiduels (hétérométriques) ont été interprétés

comme des dépôts alluviaux très anciens (Tertiaire ou Pléistocène ancien). La gélifraction et la gélifluxion quaternaire ont aussi largement affecté les versants crayeux, les couvrant de grèzes et de graveluches.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

Les premiers témoins sûrs de l'histoire quaternaire sont les hautes terrasses de la vallée de l'Aire et de la haute vallée de l'Aisne qui jalonnent un ancien drainage de la région vers la Meuse par la vallée de la Bar dont les méandres surdimensionnés permettent de visualiser cet ancien grand cours d'eau (cf. fig. 7). Le contexte régional et les témoins paléontologiques placent cet ancien écoulement à un Quaternaire moyen médian, remontant peut-être à la fin du Quaternaire ancien pour les niveaux les plus hauts (RFw). Au cours du Quaternaire moyen, la capture de la haute Aisne et de l'Aire par le réseau de l'Oise a entraîné un important creusement, de l'ordre de la quarantaine de mètres, qui a augmenté la vigueur du relief du massif de l'Argonne et sa dissection par des vallons très encaissés. Le rôle d'un accident tectonique est évoqué dans la littérature (géomorphologie) mais non démontré.

Gélifs, les calcaires kimméridgiens sont à l'origine de puissantes formations de pente (grèzes) qui, reprises par les cours d'eau, ont fourni l'essentiel des matériaux alluviaux. Contenant une fraction fine abondante (silt et argile), les matériaux de l'Albien et du Cénomaniens ont alimenté d'épaisses formations colluvionnées, nappant les versants pendant les périodes froides et remplissant les fonds de vallons dans les périodes tempérées. Les fragments des craies du Turonien et du Coniacien, moins argileuses mais aussi gélives, se sont accumulés sur les versants et leur pied, formant les graveluches.

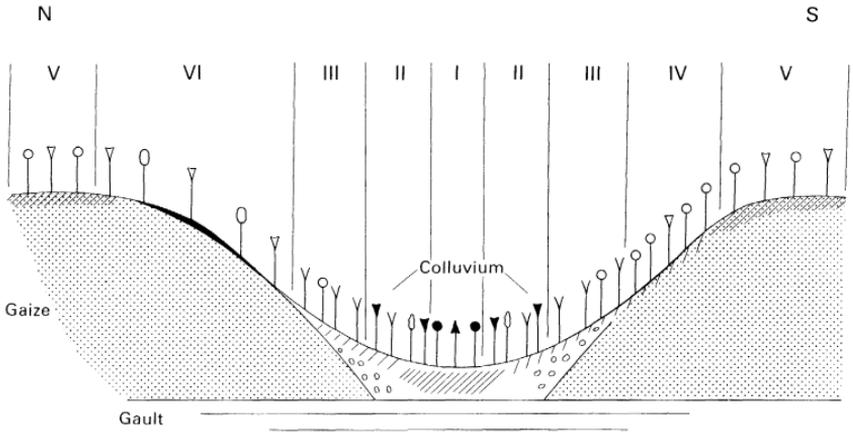
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Les grands types de sols et de végétation sont en partie conditionnés par la nature pétrographique du substrat. Les facteurs mésoclimatiques (relief, exposition) et anthropiques (agriculture et sylviculture) jouent un rôle non négligeable.

La Champagne crayeuse

Quand ils existent, les sols sont des rendzines grises ou blanches pauvres en humus. Sur les sommets et les versants les plus raides, la craie est à nu et



SOLS ET HUMUS

	Humus brut	} Série podzolique
	Moder	
	Mull (ranker, sols jeunes)	
	Hydromull (sols hydromorphes)	

ESSENCES FORESTIÈRES

Xéro-mésophiles

	Chêne rouvre
	Hêtre
	Charme
	Bouleau

Hygrophiles

	Chêne pédonculé
	Frêne
	Aune
	Tremble

I - Aulnaie - frênaie

II - Chênaie hygrophile - charmaie

III - Chênaie - hêtraie à charme

IV - Hêtraie-chênaie de pente

V - Hêtraie-chênaie acidiphile

VI - Chênaie-hêtraie xérophile

Fig. 10 - Coupe schématique d'un vallon montrant la répartition des types de forêts (Duchaufour, 1961)

sert de support à la végétation par l'intermédiaire de sols squelettiques. La végétation naturelle est devenue rare, sauf le long des vallons encaissés dans la cuesta, qui conservent des pelouses et de petits boisements. Les pelouses calcicoles à brome érigé et brachypode penné se laissent coloniser par des arbustes du pré-bois (genévrier, cornouiller sanguin, aubépine monogyne, noisetier, prunellier). Les bouleaux verruqueux et les pins noirs ou sylvestres peuvent coloniser rapidement ce milieu. La Champagne crayeuse, et les plateaux crayeux du Cénomaniens supérieur, sont le domaine de la grande culture industrielle (céréales, betterave sucrière, colza, luzerne,...).

Le Vallage

Sur un substrat plus argileux (Turonien et Cénomaniens inférieur à moyen) se développent des sols bruns à différents stades d'évolution selon la pente (et donc leur vitesse d'érosion). Dans les zones basses ou en dépression, les sols sont hydromorphes et peuvent même évoluer vers des pseudogleys. La végétation naturelle met en évidence l'humidité des milieux (aulnaies). Grâce à un drainage important, le Vallage, qui était une région d'élevage et de polyculture, se tourne maintenant vers la culture intensive.

L'Argonne

Les gaizes se désagrègent rapidement pour donner un sable siliceux fin à très fin, à aspect et comportement de limon (érodabilité et battance). Les sols sont le plus souvent lessivés et peuvent atteindre le stade de la podzolisation. Pauvres chimiquement, acides (pH souvent proche de 4) et sans réserve en eau suffisante, les sols sont de mauvais supports agricoles, et la région est depuis longtemps consacrée à la sylviculture. Les types forestiers sont répartis en fonction des sols et de l'exposition (fig. 10, d'après Duchaufour, 1961).

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

À l'exception des affleurements de craies, de calcaires jurassique et d'alluvions anciennes, la plupart des terrains sont argileux et posent des problèmes de drainage et de stabilité sur les pentes, en particulier les pieds de côtes et de versants armés par la Gaize d'Argonne. Les risques de cavités souterraines seront plus d'origine anthropique (souterrains militaires, anciennes exploitations minières) que naturelle. Les terrains présentant le plus de risques de cavités karstiques sont les Calcaires du Barrois et celles-ci seront souvent comblées de matériaux limono-argileux. Une reconnaissance de sol pourra être utile pour prévenir les problèmes de poinçonnement sur les bord des poches remplies de limons argileux ou liés à la présence de blocs calcaires durs à faible profondeur. Les calcaires et les alluvions

anciennes sont les meilleurs matériaux locaux de réemploi, les gaizes ne convenant que pour des couches de fondation. Les craies ne peuvent être utilisées en remblai qu'avec une technique appropriée.

RISQUES NATURELS

Les aléas pouvant évoluer en risques naturels sont de deux types : liés aux inondations ou liés aux mouvements de terrain.

Les inondations des grandes vallées alluviales de l'Aisne et de l'Aire interviennent rapidement après les périodes pluvieuses. En effet, le territoire couvert par la feuille Monthois correspond à une partie relativement amont des bassins-versants. La rapidité de réponse des cours d'eau a été récemment accélérée par les modifications des pratiques agricoles. La région, très largement vouée à l'élevage bovin, se convertit partiellement aux cultures de céréales et de maïs. Cette transformation économique laisse de grandes surfaces de sols limoneux ou argilo-limoneux, compacts ou battants, nus toute une partie de l'année. La proportion d'eau ruisselée a été augmentée de façon importante et l'eau infiltrée, récupérée par le drainage des parcelles, est rapidement conduite aux rivières par les fossés entretenus. En quelques jours, toute l'eau excédentaire rejoint les cours d'eau principaux qui inondent leur lit majeur. Ces grands cours d'eau, nettoyés et calibrés pour limiter en durée et en intensité les inondations, transmettent l'eau rapidement en aval où ils contribuent à aggraver les risques.

Le nombre de mouvements de terrain inventorié est très important. Deux niveaux géologiques sont responsables de la quasi-totalité des mouvements : il s'agit des argiles albiennes (Gault) qui entraînent les gaizes surincombantes, et les niveaux les plus argileux du Kimméridgien. Le long des abrupts de la cuesta de la Gaize d'Argonne ou des versants des vallées affluentes aux grands cours d'eau encaissés, des grands glissements rotationnels interviennent dès que les argiles de l'Albien moyen affleurent et subissent le poids de la masse des gaizes. Ces glissements de terrain ne donnent pas lieu à des coulées : la relativement faible épaisseur des argiles, leur localisation topographique, font que les matériaux du front de glissement reposent très vite au fond du vallon ou sur le replat de la surface structurale du Jurassique ; leur nature pétrographique fait qu'ils ne se désorganisent pas au point de donner des coulées boueuses. Tous ces glissements paraissent stabilisés, en tous cas ne montrent pas traces d'activité récente. Quelques-uns, très importants, supportent des villages : Cornay, Chatel-Chéhéry, Grandham, qui ne semblent pas souffrir de leur localisation. Les talus entaillés dans les marnes et calcaires du Kimméridgien le long de la vallée de l'Aire, donnent lieu à des glissements de masses de moindre importance mais toujours très actifs.

Ils affectent des zones qui, du fait de leurs pentes, sont restées en prairies naturelles ou en vergers, et ne sont donc pas catastrophiques.

Selon les recherches de sismicité historique et les mesures de sismicité instrumentale, la région n'est touchée que par une faible sismicité, les plus fortes secousses venant des zones sismiques de Belgique-basse Rhénanie, de Remiremont (Vosges), d'Alsace et du pays bâlois (Lambert, 1997 ; Lambert et Levret-Albaret, 1996 ; Vogt et Weber, 1980 ; Vogt *et al*, 1979). Le dernier séisme du Limbourg (13 avril 1992), d'intensité MSK VII à l'épicentre, a été bien ressenti dans la région, sans toutefois faire de dégâts.

RESSOURCES EN EAU

Données climatiques

Les ressources en eau d'une région - sans préjuger de leur répartition entre eaux superficielles et eaux souterraines - dépendent essentiellement des pluies dites « efficaces ». Ces pluies « efficaces » sont les quantités d'eau, évaluées en millimètres, disponibles pour le ruissellement et l'infiltration, c'est-à-dire les eaux de pluie non réévaporées.

Le calcul de ces valeurs s'effectue à partir des mesures de pluies totales, de températures moyennes, et des durées d'insolation, calcul effectué le plus souvent par la méthode de Turc, au pas de temps mensuel.

Dans la région couverte par la feuille Monthois, les pluies totales annuelles oscillent entre 600 et 800 mm, et la moyenne des pluies efficaces entre 250 et 450 mm par an (de l'Ouest vers l'Est). Ces pluies efficaces ne se manifestent que pendant les mois d'hiver (d'octobre-novembre à mars-avril), alimentant l'infiltration dans le sous-sol et le ruissellement superficiel. Le reste de l'année est caractérisé par la « décharge » des réserves : les nappes sont en effet drainées par les rivières, qui constituent de véritables « sources linéaires » tout au long de leurs cours.

Hydrologie

La feuille Monthois est traversée, du Sud au Nord, par l'Aisne. Dans l'angle nord-est de la feuille, le cours de l'Aire s'infléchit brusquement vers l'Aisne, témoin de sa capture aux dépens de la Bar pendant le Quaternaire moyen.

Les affluents de l'Aisne en amont de sa confluence avec l'Aire, sur sa rive droite, naissent et coulent sur les argiles albiennes, le plus important étant la

Biesme. Les affluents de la rive gauche naissent dans la craie, le plus souvent au contact des marnes imperméables du Turonien moyen et inférieur.

Des stations de jaugeage sont installées à Mouron sur l'Aisne, à Chevières (immédiatement au Nord de la feuille) et à Varennes-en-Argonne sur l'Aire, et au Claon sur la Biesme :

- le débit spécifique moyen annuel de l'Aire à Chevières est voisin de 14 l/s/km^2 , ce qui correspondrait à des pluies efficaces de l'ordre de 440 mm ;
- le débit spécifique moyen de l'Aisne en amont de la confluence, calculé par différence entre les modules de Mouron et Chevières, est voisin de 10 l/s/km^2 , ce qui correspondrait à des pluies efficaces de l'ordre de 300 mm.

La différence considérable entre ces deux valeurs s'explique par les différences de pluies efficaces susceptibles d'être enregistrées sur ces deux bassins-versants.

Le débit spécifique annuel moyen de la Biesme au Claon est voisin de $12,6 \text{ l/s/km}^2$ correspondant à des pluies efficaces annuelles moyennes de l'ordre de 400 mm, valeur compatible avec celles de l'Aisne et de l'Aire.

Hydrogéologie

Le sous-sol de la feuille renferme plusieurs niveaux aquifères superposés, contenus dans le Crétacé et le Jurassique. Les plus importants sont, de haut en bas :

- la nappe de la craie, recouverte ou non d'alluvions crayeuses dans les vallées ;
- la nappe contenue dans les niveaux sableux du Cénomaniens et dans la Gaize d'Argonne ;
- la nappe contenue dans les Sables verts albiens et les calcaires jurassiques.

Les alluvions graveleuses des cours d'eau importants peuvent contenir des niveaux aquifères bien individualisés lorsqu'elles reposent sur des substrats imperméables ou peu perméables et qu'elles atteignent des épaisseurs suffisantes (plus de 3 ou 4 m), ce qui peut être le cas pour les alluvions de l'Aisne ou de l'Aire. Cette nappe alluviale n'est pas exploitée pour l'eau potable, mais de petits forages munis d'éoliennes ou d'abreuvoirs automatiques alimentent en eau le bétail dans les pâtures.

Nappe de la craie. Elle est présente le long de la bordure occidentale de la feuille ; son réservoir est constitué par les craies blanches du Sénonien et du Turonien supérieur. Son substratum est représenté par les marnes

crayeuses du Turonien moyen et inférieur (« dièves »). Ce niveau marneux est nettement imperméable, et son contact avec la craie est marqué par une ligne de sources.

Les niveaux piézométriques se trouvent à des profondeurs variables : près du sol dans les vallées (de 2 à 5 m) et beaucoup plus profondément sous les plateaux (10 à 30 m). D'une manière générale, la surface piézométrique de la nappe reproduit sensiblement les formes topographiques en atténuant les irrégularités. De plus, sous les plateaux, les fluctuations piézométriques saisonnières sont très importantes, pouvant atteindre 15 à 20 m.

La perméabilité du réservoir crayeux varie entre les plateaux et les vallées :

- dans les vallées, la fissuration intense détermine des perméabilités fortes : des forages implantés dans ces axes de talwegs sont à même de fournir des débits de plus de 100 m³/h, avec de faibles rabattements ;
- sous les plateaux crayeux, où la craie est très peu fissurée, même les forages profonds (plus de 50 m) n'atteignent que des débits compris entre 1 et 5 m³/h, et avec de forts rabattements.

Ces deux cas extrêmes illustrent bien les variations de perméabilité de la craie observée dans l'ensemble de la Champagne crayeuse.

Sur la totalité des territoires crayeux, les cours d'eau drainent la nappe, et prennent généralement leur source au contact de la craie blanche sur les marnes crayeuses.

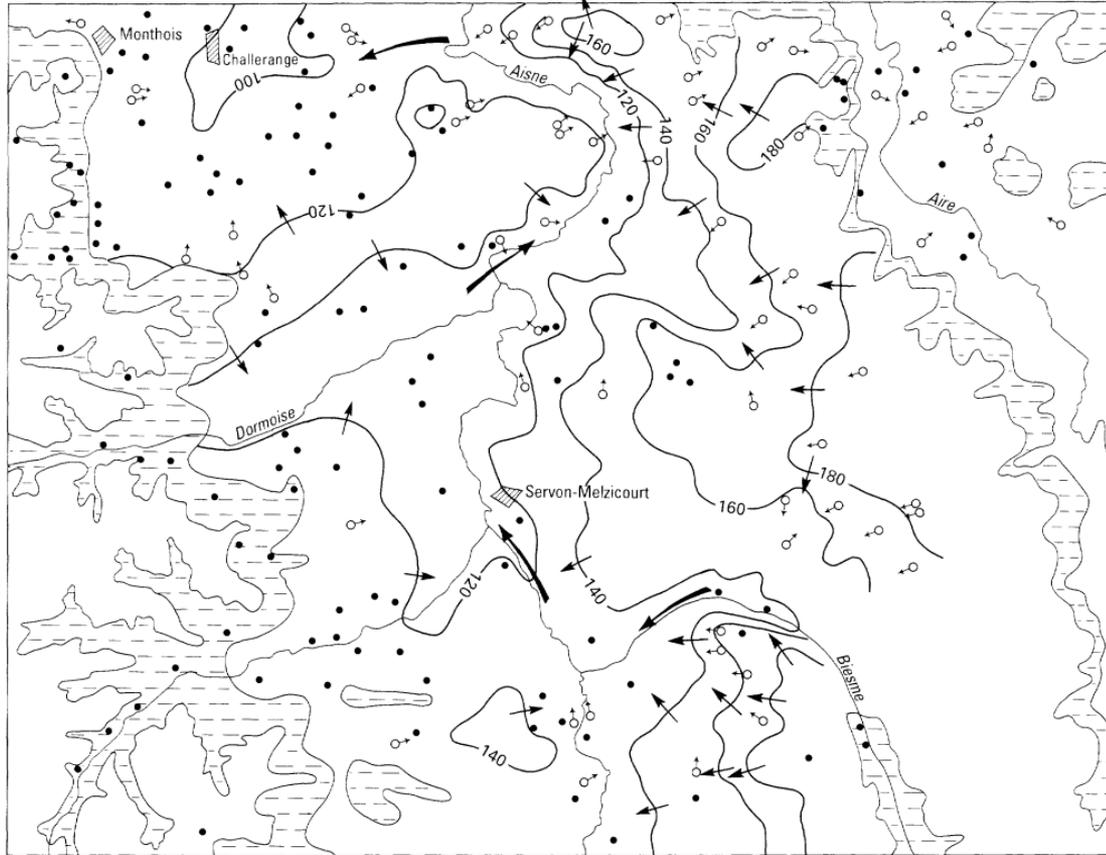
Nappe des sables cénomaniens et de la Gaize d'Argonne. L'épaisseur des sables quartzeux cénomaniens, généralement glauconieux et pyriteux, peut atteindre une dizaine de mètres. Les gaizes sont des roches légères, poreuses, mais dont les vides ne présentent que peu de communications.

Comme dans la craie, la piézométrie épouse sensiblement la topographie ; la pente générale de la nappe est dirigée E-W ; les vallées et talwegs constituent des axes de drainage (fig. 11). Le relevé des sources fait apparaître dans la Gaize d'Argonne des niveaux moins perméables, l'un vers la cote moyenne de + 195, l'autre vers +175 sur le versant occidental du massif.

De nombreux ouvrages exploitent cette nappe pour l'alimentation en eau potable des populations ; les débits obtenus sont sensiblement différents en fonction :

- de l'épaisseur des sables cénomaniens, qui est assez variable ;
- de la rencontre éventuelle de fissures dans les gaizes, déterminant des circulations préférentielles ;

Fig. 11
Carte piézométrique



- Puits ou forage
- ⊕ Source
- Courbe piézométrique de la nappe des sables cénomaniens et de la Gaize d'Argonne
- 140
- ↗ Direction d'écoulement de la nappe
- ➔ Axe de drainage
- ▨ Niveau imperméable

- des variations de faciès (sables cénomaniens et gaizes plus ou moins argileux).

Ce niveau aquifère est caractérisé par un grand nombre de sources, dont certaines sont captées pour l'alimentation en eau potable.

Nappe des Sables verts albiens et des calcaires du Jurassique supérieur. Bien que représentant un aquifère unique et continu, ce niveau présente des modes de perméabilité différents :

- perméabilité liée à la porosité des sédiments pour les Sables verts,
- perméabilité « en grand », liée à la fissuration et à la dissolution des calcaires, pour le Jurassique supérieur.

Il reste que, l'épaisseur des Sables verts étant assez réduite sur le territoire de la feuille Monthois, l'aquifère est surtout représenté par les calcaires jurassiques. Ces calcaires jurassiques (Calcaires du Barrois du Kimméridgien terminal) peuvent être le siège de phénomènes karstiques, se manifestant par des gouffres, des circulations souterraines « en grand », et des résurgences. Le substratum de ce niveau aquifère est formé par les marnes et marno-calcaires supérieurs et, surtout, par les « Marnes moyennes » à *Exogyra virgula* du Kimméridgien supérieur.

Le rendement des ouvrages exploitant la nappe des Sables verts et des Calcaires du Barrois est lié à la réalisation technique de ces ouvrages : dans les sables, la plupart des forages, anciens et non équipés de crépines spéciales, sont actuellement ensablés.

Dans les Calcaires du Barrois, on observe des sources abondantes, qui sont souvent des résurgences de circulation karstique. Le débit des forages implantés dans les calcaires est bien évidemment lié à la rencontre de fissures aquifères. La réalisation de ces forages demande des études hydrogéologiques préalables, destinées à apprécier l'état de fracturation de la roche (études géophysiques en particulier).

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Les exploitations de matériaux directement tirés du sous-sol n'existent pratiquement plus sauf pour des besoins très locaux. Les carrières encore ouvertes sont utilisées de façon sporadique surtout pour du remblai. Pourtant, dans un passé relativement proche, des matériaux et matières premières diverses ont été exploités.

• Les **calcaires jurassiques** ont été exploités pour la construction comme en témoignent les villages de l'Est de la feuille. De nombreuses carrières ont

été exploitées, dont la plupart sont maintenant ruinées et/ou perdues (Montblainville, Apremont, Fléville).

- Les **sédiments ferrugineux de l'Albien inférieur** (Sables verts) ont été exploités pour en tirer la « mine » de fer, notamment dans les communes de Marcq (la Grande-Décombe) et de Chévières (moulin de Chévières). De nombreuses forges étaient associées à cette extraction. La dernière (Apremont) a cessé son activité avec la guerre en 1914 (Voisin, 1994).
- Les **nodules phosphatés (« coquins ») de l'Albien et du Cénomanién inférieur** ont été intensément exploités du milieu du XIX^e siècle jusqu'à la seconde guerre mondiale. L'extraction se faisait par tranchées parallèles dans les Sables verts le long de la côte d'Argonne, en galeries dans les Argiles du Gault et dans la base de la Gaize d'Argonne. Les nodules étaient réduits en farine dans des « moulins ».
- Les **argiles albiennes (Gault)** ont été tirées pour la cuisson, notamment dans une grande carrière aujourd'hui ruinée au Sud du Claon (vallée de la Biesme, x = 792,55 ; y = 1163,5). L'argilière de l'ancienne tuilerie de Varennes montre encore de petits affleurements de Gault.
- Les **gaizes** ont été utilisées pour la construction de l'habitat rural et de monuments. Il y a eu de nombreuses petites carrières dont beaucoup, bien qu'en mauvais état, perdurent grâce à l'utilisation du matériau comme remblai. Pour être réutilisées en rénovation, les gaizes doivent être sélectionnées selon les anciennes méthodes (choix des parties les moins gélives et test sur deux hivers), placées dans le sens de la stratification et jointes avec un mortier riche en chaux pour éviter les déboires subis par la reconstruction des années vingt. Ne « pourrissant pas en terre » dans les sols acides comme les calcaires jurassiques, la gaize dure était appréciée pour les fondations. Pour sa richesse en silice, elle fut anciennement employée dans le revêtement de fours artisanaux de tuiliers, céramistes et potiers (Laurent, 1948).
- Les **craies du Cénomanién moyen à supérieur** ne peuvent être utilisées à autre chose qu'au remblai ou au chaulage des sols sur sables verts ou sur gaizes.
- Les **craies turoniennes et coniaciennes** ont été exploitées en carrières souterraines pour en tirer les « carreaux » (moellons) utilisés dans la construction des villages de l'angle nord-ouest de la carte.
- Les **alluvions de l'Aisne et de l'Aire**, quel que soit leur âge, ont été très largement utilisés pour la construction, le remblai et les travaux publics. Certains placages alluviaux ont été quasiment épuisés. Il n'y a plus

actuellement que de petites exploitations temporaires qui ne permettent que difficilement l'observation de coupes.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ITINÉRAIRES

Géologie stratigraphique

Le territoire de la feuille Monthois montre, souvent dans de bonnes conditions, les terrains du Jurassique supérieur au Crétacé supérieur.

Les terrains du Jurassique supérieur sont bien visibles le long de la vallée de l'Aire dans les talus de la RN 46. Une ancienne carrière au Nord-Ouest d'Apremont montre le passage du Kimméridgien au Tithonien. Sur le rebord du plateau de la ferme des Granges, la tranchée de la route montre le passage du Kimméridgien (bancs calcaires et marnes à exogyres) au Crétacé inférieur (sables verts). L'ensemble est surmonté par des cailloutis alluviaux de la haute terrasse qui se développe jusqu'à la ferme.

Les niveaux argileux du Gault sont peu visibles car très masqués par les formations superficielles. Il faut les rechercher auprès des sources parfois profondément engagées dans les vallons affluents de l'Aire, de la Biesme et de l'Aisne (en tête du ruisseau des Sept-Fontaines à l'Ouest de Varennes-en-Argonne, en rive sud du même ruisseau à l'Est de Lachalade). Les gaizes peuvent être observées un peu partout dans d'assez bonnes conditions, notamment lors de la réfection des talus des routes. De beaux affleurements existent sur la D 38 à l'Est du Four-de-Paris, le long de la D 67 avant d'arriver à Vienne-la-Ville par le Sud-Ouest, dans le village d'Autry, dans les niches d'arrachement des glissements des villages de Cornay et Chatel-Chéhéry, une belle carrière existe encore sur la D 84 à l'Ouest du Claon.

Les sables verts et les marnes du Cénomaniens sont exceptionnellement visibles autrement qu'en labours. Cependant, la voie d'accès à l'aérodrome militaire de Vouziers-Séchault à partir de la D 6 permet de suivre une coupe très dépendante de l'état des talus. Les craies du Cénomaniens supérieur affleurent en talus de route au Sud de Monthois (monument, cote 122). Elles sont également visibles en labours au Nord de Ville-sur-Tourbe, entre l'étang de Ville et la cote 141, ou entre Berzieux et la voie romaine (cote 151).

Si le Turonien inférieur est vraiment difficile à observer, les niveaux du Turonien moyen et supérieur s'observent facilement le long de la côte de Champagne. Il en existe de petites carrières à la côte Antoine 3 km au Sud-

Ouest de Berzieux, 500 m au Nord de Massiges, au Haut des Monts 1 km au Sud-Ouest de Séchault, au Sud d'Ardeuil.

Autres aspects géologiques et géomorphologiques

De très beaux glissements de terrain rotationnels affectant les gaizes et les argiles albiennes sont visibles à Lachalade dans le versant droit du ruisseau de Pairu, au Claon (versant droit du ruisseau de Vitecote). D'autres très importants supportent les villages de Cornay, Chatel-Chéhéry et Grandham. Les seuls glissements encore fonctionnels observables affectent le Kimméridgien et sont visibles le long de la route de Fléville à Varennes-en-Argonne. Le même secteur montre également de nombreuses grosses exurgences des réseaux karstiques qui se développent dans les niveaux les plus calcaires du Kimméridgien. On peut compléter l'observation des réseaux karstiques par les pertes (ou les résurgences selon la mise en eau des réseaux) au pied du viaduc d'Ariétal (Exermont) et par des alignements de gouffres le long de fractures (Est du bois des Jolis et lieu-dit le Gouffre à l'ENE d'Exermont).

Des lambeaux des épandages de matériel alluvial et leur morphologie restent visibles le long de l'Aire, à l'Est de la ferme des Granges à Chatel-Chéhéry, entre Varennes et Montblainville, au SSE d'Apremont, à Vienne-la-Ville (Moilemont, cote 169, sur des sables verts cénomaniens), à Vienne-le-Chateau (chemin vers l'Ouest, au Sud du cimetière militaire).

Des méandres abandonnés (au niveau de la moyenne terrasse) sont bien visibles dans la morphologie à Autry (contournement de Courtin, cote 153), à Vaux-les-Mourons (les Entes), à Lançon (au-dessus de la ferme des Paquis). Seul celui de Vaux a conservé un remplissage partiel de matériel alluvial.

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, Pôle technologique Henri-Farman, 12 rue Clément-Ader, B.P. 137, 51685 Reims cedex 2, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLOUC J., LE ROUX J. (1995) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Mourmelon-le-Grand (133). Orléans : BRGM.
- AMEDRO F. (1984) - Nouvelles données paléontologiques (Ammonites) sur l'Albien de la bordure nord-est du Bassin de Paris (de la Thiérache au Perthois). *Bull. Soc. géol. Normandie et amis muséum du Havre*, t. LXXI, fasc. 2-3, p. 17-30.
- BARROIS C. (1878) - Mémoire sur le terrain crétacé des Ardennes et des régions voisines.
- BLONDEAU A., POMEROL B., avec la collaboration de BOURNERIAS M., FAUCONNIER D., FAUVEL J.P., MONCIARDINI C. (1988) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Sainte-Menehould (160). Orléans, BRGM, 40 p.
- BONTE A., HATRIVAL J.N. (1966) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Rethel (86). Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- BOURQUIN S., GUILLOCHEAU F. (1996) - Keuper stratigraphic cycles in the Paris Basin and comparison with cycles in others Peritethysian basins (German Basin and Bresse-Jura Basin). *Sed. Geol.*, vol. 105, p. 159-182.
- BRESSON G., MAÏAUX C., MAUTORT J. (DE), GUILLAUME M. (1969) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Verdun (135). Orléans : BRGM.
- BRUNET M.F. (1981)-Étude quantitative de la subsidence du Bassin de Paris. Thèse 3^e cycle, Paris VI, 161 p.
- BUVIGNIER A. (1852) - Statistique géologique, minéralogique, minéralurgique et paléontologique du département de la Meuse.
- CAILLEUX A. (1946) - À propos des alluvions anciennes entre Ornain et Aisne. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 9, p. 157-158.
- CAVELIER C, LORENZ J. (coord.) (1987) - Aspect et évolution géologiques du Bassin de Paris. *Bull. inf. géol. bassin Paris*, mém. h.-s. n° 6, 271 p.
- COULON M., FRIZONDELAMOTTE D. (1988)-Les extensions cénozoïques dans l'Est du Bassin de Paris : mise en évidence et interprétation. *C.R. Acad. Sci*, Paris, t. 307, sér. II, p. 1113-1119.
- DAVIS W.M. (1895)-La Seine, la Meuse, la Moselle. *Annales de Géographie*, p. 25-49.
- DESHAIES M., WEISROCK A. (1995)-Amplitude des méandres encaissés quaternaires et surface des bassins versants dans le Nord-Est de la France : implications paléogéographiques. *Geodinamica acta*. t. 3, fasc.1, p. 33-55.
- DUCHAUFOUR P. (1981)-Types de forêt et aménagement : la forêt de la Contrôlerie en Argonne. *Ann. École nat. Eaux-et-Forêts*, t. XVIII, fasc. 1, p. 1-44.

- GOSSELET J. (1907) - Quelques doutes sur les hypothèses émises au sujet du cours de la Meuse. *Ann. Soc. géol. Nord*, XXXVI, p. 336-347.
- GROUPE FRANÇAIS D'ETUDE DU JURASSIQUE (1997) - Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. *Bull. Centre rech. Elf explor. prod., mém.* 17, 440 p.
- GUILLOCHEAU F. (1991) - Mise en évidence de grands cycles transgression-régression d'origine tectonique dans les sédiments mésozoïques du Bassin de Paris. *C. R. Acad. Sci*, Paris, t. 312, II, p. 1587-1591.
- HARMAND D. (1992) - Histoire de la vallée de la Meuse lorraine. Presses universitaires de Nancy, 146 p.
- HARMAND D., KROOK L., PISSART A. (1995) - Les captures de la Meuse lorraine et leurs datations d'après les minéraux denses et les caractères des terrasses. Colloque « Paléoréseaux hydrographiques quaternaires ». Résumés et livret-guide. Laboratoire de géographie, univ. Nancy II.
- LAMBERT J. (1997) - Les tremblements de terre en France. Orléans : BRGM, 196 p.
- LAMBERT J., LEVRET-ALBARET A. (1996) - Mille ans de séismes en France, catalogue d'épicentres, paramètres et références. Ouest éditions, 75 p., 3 pl. h.-t.
- LAPPARENT A.F. (DE), TRICART J., COIN L., RENAULT P. (1958) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Vouziers (110). Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- LAURAIN M., GUERIN H., MARRE A., RICHARD J. (1996) - Processus génétiques à l'origine des formations de pente à graviers de craie en Champagne. *In* : « Permafrost and Periglacial processes », vol. 6, p. 103-108.
- LAURAIN M., ALLOUC J., GUERIN H. (1990) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Attigny (109). Orléans : BRGM.
- LAURENT J. (1948)-L'Argonne et ses bordures. Thèse, Paris, 310 p., 2 pl. h.-t.
- MAÏAUX C., DEMASSIEUX L., NOELLE F. (1978) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Clermont-en-Argonne (161). Orléans : BRGM.
- MASCLE A. (1990) - Géologie pétrolière des bassins permien français. Comparaison avec les bassins permien du Nord de l'Europe. *Chron. rech. min.*, vol. 499, p. 69-87.
- MAUBEUGE PL. (1955) - Observations géologiques dans l'Est du Bassin de Paris. 2 t.
- MAUBEUGE PL. (1976) - Carte géol. France (1/ 50 000), feuille Stenay (111). Orléans: BRGM.
- MEGNIEN C. (éd.) (1980) - Synthèse géologique du bassin de Paris. *Mém. BRGM n°101, 102, 103.*

- MENILLET R, CAVELIER C. (1980) - Pierre de Stonne. *In* C. Mégard (éd.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris ». Mém. BRGM, n° 102, pl. T10.
- PATTE E. (1937) - Le Quaternaire de la vallée de l'Aisne. Mém. Soc. géol. Fr. (n.s.), n° 32, p. 1-48, 2 pl.
- PERRODON A., ZABEK J. (1990) - Paris Basin. *In* M.W. Leighton, D.R. Kolata, D.F. Oltz, J.J. Eidel (eds) : « Interior Cratonic Basins ». Am. Assoc. Petr. Geol. Memoir, p. 633-699.
- PETIT G. (1985) - Les argiles dans le Crétacé moyen du Nord-Est du bassin de Paris et de la fosse vocontienne. Héritage et évolution diagénétique. Thèse doct. univ. Nancy I, 257 p.
- POMEROL B. (1985) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000) feuille Aix-en-Othe (332). Orléans : BRGM, 40 p.
- PURSER B. (1975) - Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne. Thèse Etat, Paris-Sud (Orsay), 384 p.
- ROBIN C. (1995) - Mesure stratigraphique de la déformation : application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris. Thèse 3^e cycle, Rennes 1, 293 p.
- SALIN E. (1935) - Monographie des Calcaires du Barrois. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), IV, p. 117-166.
- SAUVAGE C, BUVIGNIER A. (1842) - Statistique minéralogique et géologique du département des Ardennes.
- TILLOY R. (1937) - Contribution à l'étude de la faune quaternaire des environs de Sainte-Menehould (Marne). *Bull. Soc. sci. Nancy*, n° 1, p. 12-24, 6 pl.
- TILLOY R. (1946) - Les rivières de l'Argonne au Quaternaire. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), XVI, p. 77-90.
- TRICART J. (1952) - La partie orientale du bassin de Paris. Tome 1 : la genèse du bassin ; t. 2 : l'évolution morphologique au Quaternaire ; t. 3 : les problèmes morphologiques régionaux. Paris : Sedes.
- VOGT J., CADIOT B., DELAUNAY J., FAURY G., MASSINON B., MAYER-ROSA D., WEBER C. (1979) - Les tremblements de terre en France. Mém. BRGM, n° 96, 220 p., 1 carte h.-t.
- VOGT J., WEBER C. (1980) - Carte sismotectonique de la France à 1/100 000 et notice. Orléans : BRGM.
- VOISIN L. (1980) - Pierre de Stonne. *In* C. Mégard (éd.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris ». Mém. BRGM, n° 103, p. 438.

VOISIN L. (1987) - Introduction à l'étude de la pierre de Stonne et des formations siliceuses associées au Sud-Ouest de l'Ardenne. Mém. h.-s. Soc. sci. nat. Ardennes.

VOISIN L. (1994) - L'extraction du minerai de fer dans les Ardennes. 165 p.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par M. LAURAIN (univ. Champagne-Ardennes, Reims), F. MÉNILLET (BRGM) et E. PLUCHERY (BRGM), avec la collaboration de :

- G. DUERMAEL (BRGM), pour les ressources en eau ;
- P. J. FAUVEL (univ. Créteil), pour la description de la Gaize d'Argonne ;
- S. THÉVENIN, pour l'occupation du sol.

Les études biostratigraphiques (zonation par foraminifères) ont été réalisées par C. Monciardini et C. Bourdillon (BRGM).

Présentation au CCGF : 6 décembre 1996

Acceptation de la carte et de la notice : 4 février 1998

Impression de la carte : 1998

Impression de la notice : 1998