

Annexe n°2 : Présentation géologique du département de la Meuse .

Situé dans la partie orientale du Bassin parisien, le département de la Meuse est constitué par un substratum d'âge mésozoïque (secondaire), d'âge jurassique et crétacé. Les formations sédimentaires s'échelonnent du nord-est au sud-ouest du Pliensbachien (ou Domérien, étage du Lias) à l'Albien (Crétacé inférieur), l'essentiel des roches étant d'âge jurassique moyen et supérieur. Ces formations sédimentaires ont été déposées entre environ 185 et 100 millions d'années sous des paléoenvironnements le plus souvent marins (Le Roux, *in* Lexa-Chomard et Pautrot, 2006).

Quatre facteurs expliquent les conditions d'affleurement des couches sédimentaires :

a) l'effet du pendage

La structuration du Bassin parisien, sous l'effet des mouvements de subsidence au centre et de relèvements de la bordure orientale, notamment au Crétacé inférieur, a engendré un dispositif à structure monoclinale à pendage s'abaissant vers le sud-ouest, si bien que les couches les plus anciennes affleurent au nord-est dans la région de Montmédy et les plus récentes au sud-ouest du département (fig. 4, Le Roux et Harmand, 2009).

b) la diversité des formations et des faciès géologiques

Le dispositif stratigraphique est formé de 2 étages pour le Lias : Pliensbachien et Toarcien, 3 étages pour le Jurassique moyen : Bajocien, Bathonien et Callovien, 3 étages pour le Jurassique supérieur : Oxfordien, Kimméridgien et Tithonien et 5 étages pour le Crétacé : Valanginien, Hautérvien, Barrémien, Aptien et Albien, chaque étage étant le plus souvent divisé en plusieurs formations géologiques (tableau I, Mégnien, coord, 1980). Par ailleurs, il existe un certain nombre de variations de faciès à l'échelle régionale qui rendent le dispositif relativement complexe. Par exemple, les calcaires de la « Dalle d'Étain » (Bathonien) n'existent que dans le nord-ouest de la Lorraine, en Meuse et en Meurthe-et-Moselle, tandis que plus au sud en Lorraine, ils laissent la place à des faciès essentiellement marneux, les Marnes et Calcaires à rhynchonelles (fig. 5, Le Roux, *in* Mégnien, coord., 1980). C'est le cas, également, de l'Oxfordien (Hilly et Haguénauer, 1979), notamment aux confins sud du département de la Meuse (fig. 6, Carpentier, 2004). De même, au sud-ouest du département, la Gaize de l'Argonne (Albien supérieur) disparaît progressivement entre Beaulieu-en-Argonne et Nettancourt où elle est remplacée par les Marnes de Brienne (feuille Revigny-sur-Ornain, Allouc *et al.*, 2007).

c) les conditions de l'érosion

Après leur émergence, les couches sédimentaires ont subi une érosion continentale à 2 époques différentes :

- **au Crétacé inférieur** : les couches relevées vers le nord (flexure ardennaise, Le Roux, 1980, 2000) ont été tronquées par une surface d'érosion : la surface wealdienne. C'est la raison pour laquelle les formations affleurantes sont de plus en plus récentes vers le nord. Le cas des Calcaires du Barrois est particulièrement significatif : les calcaires ont une puissance d'environ 100 m au sud de Bar-le-Duc, mais seulement de 10 m à Montfaucon-d'Argonne. À Varennes-en-Argonne, ils n'existent plus, ayant été tronqués par la surface d'érosion infra-crétacée. Du Wealdien, datent également les minerais de fer piégés dans le karst des calcaires du Barrois autrefois exploités dans les bassins versants de l'Ornain et de la Saulx, à Tréveray ou à Écurey.
- **au Tertiaire et au Quaternaire**, après l'émergence définitive de la Mer du Crétacé (probablement à la fin du Crétacé, la Lorraine ayant probablement été recouverte par la Craie au Crétacé supérieur), la région a subi une longue évolution continentale dont il ne reste que des traces ténues.

On peut citer la Pierre de Stonne, blocs de quartzite pédogénétique présents dans le quart nord-ouest du département sur des terrains variés. Ces éléments déplacés de leur position originelle résultent de processus de silicifications sous des paléoenvironnements chauds et secs, probablement à l'Éocène supérieur.

Cependant, les processus d'érosion ont été beaucoup plus actifs à la fin du Tertiaire et au Quaternaire, en relation avec les variations climatiques et les alternances multiples de périodes froides et tempérées du Quaternaire (Harmand, 2004a, b ; Harmand et Le Roux, 2006). Les processus d'érosion ont été marqués par le creusement des vallées et l'évidement des dépressions argileuses, marneuses ou sableuses. Le paysage actuel résulte donc surtout d'une érosion différentielle réalisée au profit des formations géologiques les plus résistantes à l'érosion. Ces dernières arment la côte de Moselle (ou du Dogger) à l'extrémité nord du département, la côte de Meuse (ou de l'Oxfordien) à l'est et au nord, la côte des Bars (ou du Tithonien) et la côte d'Argonne (ou de l'Albien) au nord-ouest.

De même, les vallées encaissées dans les massifs calcaires ou gréseux offrent, sur leurs versants, de larges affleurements pour les formations géologiques entaillées. Mais ces formations ont été affectées par les phénomènes de météorisation, essentiellement de cryoclastie pendant les périodes froides et sont de ce fait souvent recouvertes dans la partie inférieure des talus par des dépôts de versant (voir partie consacrée aux formations superficielles).

d) le recouvrement du substratum par les formations superficielles

Le substratum est souvent recouvert par des formations superficielles lesquelles constituent des dépôts discontinus, meubles et d'épaisseurs très variables. Les plus significatives ont été déposées lors des périodes froides du Pléistocène par les cours d'eau sous forme d'alluvions grossières ou sableuses, et par des phénomènes gravitaires sur les versants (éboulis et grouine). Sur le reste du territoire, une tranche d'altération plus ou moins épaisse se trouve entre la roche saine et le sol actuel.

- **les alluvions anciennes et récentes**

Sont considérées comme alluvions récentes, les dépôts limono-argileux de fond de vallée qui constituent pour la plupart des limons d'inondation. Toutefois au fond des principales vallées, on trouve des dépôts plus grossiers, constitués de galets, de graviers et de sables mis en place lors de la dernière période froide et qui sont donc en fait des alluvions anciennes.

Sur les cartes géologiques, sont considérées comme alluvions anciennes, les alluvions situées sur les versants (sur les terrasses alluviales) et qui ont été déposées dans un fond de vallée, ultérieurement recreusé par le cours d'eau lors des périodes de changements climatiques (passage d'une période tempérée à une période froide ou d'une période froide à une période plus chaude). Il s'agit le plus souvent d'alluvions grossières (voir ci-dessus) aux faciès en relation avec la géologie du bassin versant ou du paléo-bassin versant du cours d'eau. Ainsi, les alluvions anciennes de l'Ornain, de la Saulx et de l'Aire sont constituées de graves et de sables calcaires dans le Barrois, mais de graves calcaires et de sables siliceux dans le Perthois (fig. 7, Harmand *et al.*, 2002). Dans cette région, les éléments calcaires sont issus du Tithonien, tandis que la matrice argileuse provient des formations sableuses du Crétacé inférieur : Valanginien, Barrémien, Aptien et Albien (Sables verts inférieurs). Dans le fond de la vallée de la Meuse et au pied de la côte de Meuse, les alluvions « récentes », constituées de graves calcaires, sont issues des calcaires oxfordiens. En revanche, les alluvions anciennes des terrasses alluviales de la Meuse sont formées en grande partie d'éléments siliceux (galets et sables) issus des Vosges et ont été déposés avant la capture de la Haute Moselle, ancien affluent de la Meuse (Harmand, 1992, 2004). La Haute-Moselle-Meuse transitait par le Val de l'Asne, vallée fossile qui débouche dans la vallée de la Meuse à Pagny-sur-Meuse.

- les dépôts de versants

Les processus liés au gel, et notamment la cryoclastie (ou gélivation), processus d'alternances de gel et de dégel qui concourt à l'éclatement de la roche, sont responsables du dépôt d'éboulis grossiers ou de grouine. Cette formation stratifiée, appelée également *grèze litée*, est constituée de graviers calcaires anguleux et de sables organisés en lits alternativement grossiers et fins. Elle se trouve sur les versants exposés à l'est (au sens large) sur les calcaires de l'Oxfordien, en particulier les calcaires les plus fins, sublithographiques et crayeux (Harmand, 1992 ; Harmand *et al.*, 1995).

Pour les besoins de l'étude cartographique et une compréhension, la présentation des différentes formations géologiques s'effectuera par lithofaciès. On distinguera :

- les roches du substratum, successivement : les calcaires, les grès, les sables, les argiles et les marnes ;
- les formations superficielles : formations alluviales et formations de versant.

1. Les formations du substratum

1.1. Les calcaires

1.1.1 LES CALCAIRES DU LIAS

Correspondant à une surface équivalente à 1 % de la superficie du département à son extrémité Nord, les calcaires du Lias présentent deux faciès lithologiques distincts :

- un faciès de calcaire gréseux ;
- un calcaire ferrugineux (Domérien, équivalent du Grès médioliasique).

Ces calcaires arment les interfluves situés au pied de la côte de Moselle (ou du Dogger) de la région de Montmédy. Les bancs de calcaire gréseux ont été exploités comme matériau de construction et pour la réfection des routes, tandis que le second a été utilisé comme minerai de fer pauvre à Montlibert (Maubeuge, 1982). L'emploi de ces calcaires résultait principalement de l'absence de tout autre matériau à proximité des centres de consommation. Aujourd'hui, en regard des normes fixées pour l'utilisation des matériaux, ces calcaires ne sont plus utilisés.

1.1.2 LES CALCAIRES DU DOGGER

Composant le substrat des côtes de Moselle, ces calcaires forment les points hauts du département sur ses limites Nord et Nord-Est. Elles présentent deux étages distincts : le Bajocien et le Bathonien.

Le Bajocien, dont la puissance est d'environ 80 à 100 m, présente des faciès majoritairement calcaires, de transition entre les faciès lorrains et ardennais.

Contrairement au reste de la Lorraine où il est marneux, le Bathonien est essentiellement calcaire et est formé par la Dalle d'Étain (Le Roux, *in* Mégnien, 1980). La puissance des calcaires est d'environ 50 m.

Les gisements sont épais (épaisseurs supérieures à 10 m) et facilement exploitables mais les matériaux extraits présentent généralement une qualité médiocre (E à F, plutôt gélif). De ce fait, ces matériaux n'ont été utilisés que pour des couches de formes traitées et comme remblai, très rarement comme matériau de construction. Ce type de matériau, dans l'état actuel des techniques, ne convient pas à une utilisation plus "noble" de type béton ou couche de roulement.

Cette piètre qualité explique probablement la faiblesse, voire l'inexistence d'extraction de ces calcaires.

1.1.3 LES CALCAIRES DES CÔTES DE MEUSE

Les calcaires des côtes de Meuse appartiennent à l'Oxfordien moyen et supérieur qui rassemble des formations essentiellement calcaires dépassant parfois 200 m comme dans la région de Verdun 100 à 110 m pour l'Oxfordien moyen et 105 à 120 m pour l'Oxfordien supérieur sur la feuille de Verdun (Bresson et Maïaux, 1969).

Il est possible d'opposer, comme à Dugny-sur-Meuse, les calcaires de l'Oxfordien moyen, constitués presque exclusivement de carbonate de calcium à ceux de l'Oxfordien supérieur, plus argileux. Dans cet étage, les bancs calcaires alternent avec des bancs argileux ou marneux surtout dans la partie inférieure de l'étage. La partie supérieure de l'Oxfordien supérieur davantage calcaire forme une côte mineure en rive gauche de la Meuse, notamment au Nord de Verdun.

En raison de leurs qualités médiocres, les calcaires du l'Oxfordien supérieur ont été utilisés surtout pour l'empierrement des chemins. C'est le cas surtout pour les calcaires sublithographiques du sommet de l'étage, et secondairement pour les calcaires inférieurs à polypiers (Récourt-le-Creux, feuille de Clermont-en-Argonne, Maïaux, Demassieux et Noelle, 1975).

À l'opposé, les calcaires de l'Oxfordien moyen ont été intensément exploités comme l'attestent les nombreuses carrières anciennes et récentes, de toutes les dimensions, présentes surtout dans la vallée de la Meuse. Ces calcaires sont divisés en une dizaine de formations (fig. 6, Carpentier, 2004) et présentent des faciès variés comprenant des calcaires à polypiers (ou coralliens), des calcarénites oolithiques ou à entroques et des calcaires crayeux ou sublithographiques.

On peut distinguer deux grands types d'utilisation :

- **les calcaires à entroques (ou entroquite)** de type **Pierre d'Euville et de Lérouville** ont fourni une excellente pierre de construction célèbre dans le monde entier, abondamment été utilisée sur place, dans la vallée de la Meuse et dans le reste de la Lorraine, où elle constitua le matériau noble des réalisations architecturales de l'école de Nancy (Mairie d'Euville), et en dehors de la région, à Paris (Opéra), Berlin ou New York (métro, Metropolitan Museum), etc. Leur utilisation est connue dès le Moyen-Âge. Une partie de la carrière d'Euville est encore exploitée aujourd'hui.
- **les calcaires "à chaux grasse sidérurgique"** autrefois utilisés dans les villages par les chauxfourniers, ont été exploités à l'échelle industrielle à partir du XIX^{ème} siècle grâce à la création des grands voies de communication : voie ferrée Paris-Nancy-Strasbourg et Canal de la Marne au Rhin et au développement de la sidérurgie lorraine. Principal ingrédient dans l'élaboration de la chaux, ce type de calcaire a aussi été très employé en chimie lourde.

1.1.4 LES CALCAIRES DU KIMMÉRIDIEN

L'étage du Kimméridgien est essentiellement marneux. Toutefois, il comprend 3 formations calcaires : d'une part, les Calcaires à ptérocères ou calcaires rocailleux à la base de l'étage, d'autre part, les Calcaires blancs inférieurs et supérieurs dans le Kimméridgien moyen et supérieur. Comme les calcaires séquanais, les calcaires du Kimméridgien inférieur présentent une bonne qualité (D, peu sensibles au gel), sont utilisés notamment pour la confection des assises de chaussées traitées au liant hydraulique et supportant des trafics importants.

1.1.5 LES CALCAIRES DU BARROIS (TITHONIEN)

Les Calcaires du Barrois (Tithonien, ex Portlandien) affleurent sur environ 1200 km² à l'Ouest du Département. Ces calcaires se subdivisent en plusieurs formations, totalisant une épaisseur de 95

à 110 mètres au Sud du département. Cette épaisseur décroît vers le nord et n'atteint plus qu'une dizaine de mètres à Montfaucon d'Argonne en raison de l'érosion infra-crétacée qui a tronqué les couches du Jurassique relevées vers le nord (flexure ardennaise, Le Roux, 1980 ; Le Roux et Harmand, 2003). Le Tithonie n'existe plus dans la partie septentrionale de département à partir de Varennes-en-Argonne.

Les principales formations sont les suivantes :

- La Barre lithographique de base repose sur les marnes argileuses du Kimméridgien. C'est un ensemble de bancs calcaires de plusieurs décimètres, séparés par de fines intercalaires d'argiles de quelques millimètres. Au niveau médian de la formation, on distingue une couche de calcaire à Lumachelles dite "Pierre Chaline" autrefois exploitée à Ippécourt (feuille de Clermont, Maïaux, Demassieux et Noelle, 1975).
- L'Oolithe de Bure est un banc calcaire oolithique, très massif et finement vacuolaire, d'environ 2 mètres d'épaisseur. Ce banc calcaire très résistant a intensément été exploité dans comme dalles, en bordure du canal de la Marne au Rhin, dans la vallée de l'Ornain.
- Les Calcaires cariés, qui ont environ 20 mètres de puissance, sont formés de bancs de calcaires durs et criblés de cavités entre lesquels sont intercalés des joints argileux millimétriques.
- Les Calcaires tubuleux sont, quant à eux, formés de bancs calcaires pouvant atteindre plusieurs mètres. Ils sont séparés par des strates argileuses de plusieurs décimètres. Cette formation peut atteindre une épaisseur d'environ 30 mètres.
- L'Oolithe vacuolaire (ou Oolithe de Savonnière) se trouve au sommet de la formation, et a une épaisseur pouvant atteindre 6 mètres.
- L'Oolithe de Savonnière fut très exploitée comme pierre de construction dans de vastes carrières souterraines, au contact des formations crétacées du Perthois (comme à Savonnières-en-Perthois).

Par ailleurs, certains autres faciès présentent une qualité intéressante :

- C à D pour la Barre lithographique de base;
- D pour certains gisements de Calcaires cariés.

Ces matériaux constituent donc une réserve de granulats pour certains usages. En effet, leur mise en œuvre dépend de plusieurs facteurs. Il semble nécessaire, en premier lieu, d'en maîtriser l'élaboration et la propreté, afin de pouvoir répondre à des normes bien définies. De plus, à l'heure actuelle, peu de chantiers ont été réalisés avec ces calcaires. Il n'y a donc pas de références concernant leur mise en œuvre. Par ailleurs, ce massif calcaire présente une fracturation naturelle importante. Cela entraîne une transmissivité très rapide des fluides, et donc une sensibilité accrue à la pollution. En conséquence, des dispositions particulières d'exploitation doivent être prises.

Cependant, une fois ces divers paramètres maîtrisés, ces calcaires pourront être mis en œuvre aussi bien pour la voirie (couches de bases, couches de fondation traitées, pistes et chemins ruraux) que pour les bétons de chaussées. Sous certaines conditions normatives, ils pourront peut-être entrer dans la composition de bétons d'ouvrages d'art. En construction, ces matériaux peuvent être utiles à l'élaboration de moellons et de parpaings, principalement à partir des calcaires de l'Oolithe vacuolaire et ceux de l'Oolithe de Bure.

Enfin, ces calcaires sont employés dans les cimenteries, les industries chimiques et dans les fours à chaux. Toutefois, pour cette dernière industrie, les calcaires de l'Oxfordien semblent mieux adaptés.

Il est à noter que les formations calcaires sont souvent karstifiées. C'est le cas des calcaires du Dogger (Bajocien et Bathonien au nord du département de la Meuse, Gamez, 1992 ; Thomassin, 2005) ou des calcaires du Barrois (Tithonien, Beaudouin, 1990 ; Jaillet, 2000). Ainsi, des cavités de dimensions plus ou moins importantes sont révélées lors de l'exploitation des calcaires, comme c'est le cas à Savonnières-en-Perthois dans les exploitations souterraines (Jaillet, 2000). L'existence de ces cavités et de leur remplissage argileux ou ferrugineux représente ainsi une contrainte à l'exploitation de ces calcaires.

1.2. Les formations argileuses et marneuses

1.2.1 LES ARGILES DU LIAS

Le Lias recèle deux ensembles argileux d'une épaisseur notable. Le premier correspond aux Argiles à amaltées du Pliensbachien (Domérien, Lotharingien supérieur), le second au Toarcien. Les Argiles à amaltées affleurent au Nord du département, dans les collines de la Chiers, sur une épaisseur n'excédant pas 35 mètres (Maubeuge, 1982). Ce sont des argiles grises parfois sableuses ou marneuses dans lesquelles on trouve des nodules ferrugineux à leur base. Le Toarcien est constitué, sur une épaisseur de 30 mètres à 35 m, d'argiles bitumineuses à la base (les Schistes cartons) et d'argiles grises et marnes gris bleu avec nodules calcaires au sommet. Il apparaît que ces faciès argileux n'ont jamais connu d'exploitation notable.

1.2.2 LES ARGILES DE LA WOËVRE (CALLOVO-OXFORDIEN)

Les Argiles de la Woëvre, qui constituent une vaste dépression humide, affleurent sur une surface d'environ 1100 km² (soit 18% de la superficie du département) pour une épaisseur de plus de 200 mètres (230 à 240 m sur la feuille Vigneulles-lès-Hattonchâtel, Maubeuge, 1969a). Il s'agit en fait d'argiles et de marnes grises à bancs ou à nodules calcaires rares qui ont la propriété d'être totalement imperméables.

Elles renferment dans leur partie inférieure un minerai de fer oolithique marneux exploité, au XIX^{ème} siècle, pour l'alimentation des hauts fourneaux à bois à l'extrémité orientale du département (feuille Longuyon, Maubeuge, 1969b). (Ce minerai ne doit pas être confondu avec l'Oolithe ferrugineuse du sommet de l'Oxfordien inférieur qui affleure en une bande étroite sur le front de la Côte de Meuse).

Les Argiles de la Woëvre ont, quant à elles, été exploitées intensément pour alimenter tuileries, briqueteries et autres faïenceries qui caractérisaient l'économie de cette région au siècle dernier. Ce fut ainsi le faciès argileux le plus exploité du département. Aujourd'hui, l'exploitation de ces argiles a quasiment disparu.

1.2.3 LES ARGILES À CHAILLES DE L'OXFORDIEN INFÉRIEUR

Situés sur le front de la Côte de Meuse (et constituant parfois un replat structural), les Terrains (ou Argiles) à Chailles de l'Oxfordien inférieur se présentent sous la forme de bancs de calcaire gréseux séparés par des unités argileuses. La puissance de cet étage peut atteindre 55 mètres environ.

Il semblerait que les bancs calcaires de l'Oxfordien inférieur aient été employés autrefois, à des fins de construction. Mais, leur qualité médiocre (F; sensible au gel) interdit leur emploi en tant que matériau de voirie. Ils ne peuvent servir qu'à d'éventuels enrochements.

1.2.4 LES MARNES DU KIMMÉRIDGIEN

Correspondant aux dépressions humides situées au pied de la côte des Bars, les 3 formations marneuses du Kimméridgien (Marnes à exogyres inférieures, moyennes et supérieures) ont un développement important dans le département. Elles affleurent sur 475 km².

Bien que peu épaisses, les formations du Kimméridgien ont été exploitées pour la construction de nombreux villages de cette région. Aujourd'hui, elles peuvent être mise en œuvre dans les couches de forme et de fondation. Les formations argileuses ont été exploitées, bien que très faiblement, pour les industries de tuiles.

1.2.5 LES ARGILES ET MARNES DU CRÉTACÉ

Présentes à l'extrémité ouest du département, les argiles du Crétacé inférieur appartiennent aux étages les plus anciens du Crétacé inférieur (Valanginien à Aptien) et à l'Albien (Argiles du Gault).

Les premières sont localisées au Sud-Ouest du département et ne subsistent plus que par lambeaux, affleurant sur 200 km² pour une épaisseur totale de l'ordre de 20 mètres. On les trouve dans le Valanginien sous la forme de bancs ou de lentilles intercalées entre les sables siliceux, dans le Barrémien (Argiles ostréennes de couleur noire à huîtres) et dans l'Aptien (Argiles à plicatules). Il semble qu'elles n'aient pas connu d'exploitation importante au fil des temps.

Les Argiles du Gault affleurent, quant à elles, en Argonne, sur le front de côte et dans la dépression située à l'Est de la côte d'Argonne. Cette formation, constituée d'argilites de 30 mètres de puissance, contient des argiles propres à une utilisation industrielle, en vue de la fabrication de tuiles, briques et poteries. C'est à cette fin qu'elles ont été utilisées à l'époque romaine pour produire la poterie sigillée exportée dans de nombreuses régions de l'Empire (Avocourt). Elles ont aussi été intensément exploitées au XIX^{ème} siècle, mais le sont moins actuellement.

Il est à noter qu'au Sud-Ouest du département, existe formation marneuse : les Marnes de Brienne qui constituent l'équivalent latéral de la Gaize de l'Argonne (voir ci-dessous). Le plus souvent, les Marnes de Brienne sont recouvertes par les alluvions du Perthois (Allouc *et al.*, 2007).

1.2.6 LES FORMATIONS SABLEUSES ET GRÉSEUSES

1.2.6.1 Les sables

De nombreuses formations argilo-marneuses ou calcaires du département, présentent des intercalaires sableux. C'est particulièrement le cas pour le Lias qui comporte de nombreux éléments détritiques issus du socle ardennais non émergé pendant la plus grande partie du Mésozoïque. Ainsi, il existe des lits de sables siliceux interstratifiés entre les bancs de calcaires gréseux du Lias qui ont été exploités autrefois.

Les sources de plus importantes de sables siliceux proviennent du Crétacé inférieur, tout d'abord du Wealdien exploités autrefois dans des cavités karstiques (comme sables de moulage dans les forges de Stenay) situées à Nouart et à Tailly (Ardennes) à la limite du département de la Meuse (Harmand, 1992). L'essentiel des sables appartient toutefois au Valanginien, au Barrémien supérieur, à l'Aptien supérieur et à l'Albien inférieur. Les Sables verts inférieurs de l'Albien constituent le seul étage sableux réellement intéressant. Formé de sables fins à moyens, cette formation de 10 mètres d'épaisseur est localisée en Argonne. Elle a la particularité de contenir des nodules phosphatés, dits "coquins". Au XIX^{ème} siècle, les sables de l'Albien ont été exploités pour la fabrication du verre d'une part, et pour leurs nodules phosphatés d'autre part. Ces derniers, d'origine organique, étaient traités pour l'amendement des terres agricoles.

1.2.6.2 Les grès

Plusieurs faciès gréseux existent localement dans le Lias ou dans le Valanginien. Mais il n'existe qu'un seul étage entièrement gréseux dans le département de la Meuse : la **Gaize albienne** (rattachée autrefois, à tort au Cénomaniens). Présente exclusivement dans l'ouest du massif d'Argonne, elle y forme la partie supérieure de la côte d'Argonne et des buttes-témoins qui la précèdent.

Il s'agit d'une roche siliceuse tendre légère et poreuse qui n'affleure que sur 150 km², formant le substratum de la forêt d'Argonne. Elle peut atteindre une puissance d'environ 100 mètres, entaillée par quelques vallées secondaires.

Cette roche a pu être utilisée comme pierre de construction au siècle dernier, mais uniquement en raison de son faible prix de revient et de la proximité des centres de consommation par rapport à d'autres matériaux plus adaptés.

2. Les formations superficielles

2.1. Les formations alluviales

2.1.1 LES ALLUVIONS RÉCENTES

Ces formations sont généralement localisées dans les fonds de vallées, en bordure et sous les cours d'eau actuels. Les fonds de vallée des grands cours d'eau du département : Meuse et principaux affluents, Ornain et Saulx, Aire, Chiers et affluents ont été remblayés par des alluvions essentiellement grossières lors de la dernière période froide du Quaternaire et à l'Holocène (l'interglaciaire actuel) pour leur partie supérieure.

Les **alluvions récentes de la Meuse** proviennent des formations calcaires du Jurassique, essentiellement de l'Oxfordien, du Sud du département à Stenay. Formées de galets calcaires présentant une granulométrie variable, elles ont une épaisseur qui décroît du sud vers le nord : celle-ci étant d'environ 18 m à Pagny-sur-Meuse, 10 à 12 m à Verdun et environ 5 m à Stenay. Il existe cependant des axes de surcreusement dans le substratum remblayé par des alluvions grossières, ainsi à Mécrin ou à Bras-sur-Meuse (Harmand, 1992). Dans toute la vallée, la nappe grossière est recouverte généralement par une épaisseur de limons d'inondation de 0,60 m à 1,50 mètre. Au sommet de la formation grossière, il existe également des paléochenaux qui correspondent aux anciens méandres libres du cours d'eau.

Ces derniers, qui peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur, ont été remblayés par des argiles tourbeuses et des limons d'âge holocène (Harmand, 2004a). Il est à noter que les alluvions siliceuses qui ont transité par la Haute Moselle avant sa capture existent rarement sous les alluvions calcaires, ayant été largement déblayées par les différentes phases d'érosion qui ont précédé la dernière période froide.

Les **alluvions récentes de l'Ornain et de la Saulx**, respectivement au Nord de Gondrecourt-le-Château et de Montiers-sur-Saulx, sont composées de galets et de graviers calcaires issus du Tithonien. La matrice est tantôt argileuse, tantôt constituée de sables calcaires. La nappe grossière est recouverte également, comme dans la vallée de la Meuse, de limons argileux d'environ 50 centimètres d'épaisseur. La puissance de la formation alluviale grossière est de 1 à 3,5 mètres, mais peut atteindre 10 mètres dans le secteur de Revigny-sur-Ornain.

Une formation de même faciès existe dans la vallée de l'Aire, même si au moins localement il existe des faciès plus fins, voire tourbeux, comme sur le tracé de la LGV. Cette assise alluvionnaire de faible épaisseur, souvent à matrice argileuse, est masquée par une couverture limono-argileuse d'environ 2 mètres d'épaisseur. De ce fait, les alluvions de cette vallée semblent présenter un faible intérêt économique.

Des contraintes fortes grèvent la valorisation des alluvions du département de la Meuse. Tout d'abord, les réserves sont faibles, essentiellement du fait d'une faible épaisseur de largeur de vallée, réduite souvent à moins d'un kilomètre. En outre, la granulométrie des matériaux extraits est très hétérogène et la pollution argileuse assez élevée. De plus, leur dureté ne paraît pas toujours suffisante en regard des exigences normatives, vis à vis de certaines utilisations (béton de haute résistance hydraulique et couches de roulement notamment). Enfin, il existe des conflits d'usage, dans la mesure où les alluvions de fond de vallée renferment une nappe aquifère exploitée. C'est le cas dans les vallées de la Meuse ou de l'Ornain. Ajoutons que l'exploitation intensive des gravières de fond de vallée ont pour effet d'inciser le lit des cours d'eau et de rabattre le niveau de ceux-ci.

2.1.2 LES ALLUVIONS ANCIENNES

Les alluvions anciennes existent généralement surtout en bordure des grandes vallées, telles que celles de la Meuse, de l'Ornain ou de l'Aire (Harmand, 2004a). Cependant, elles existent aussi dans la Woëvre septentrionale, comme dans le bassin versant supérieur de l'Orne (Géhin et Sary, 1979). Les alluvions grossières, recouvertes par plus de 2 m d'argiles et de limons, sont constituées par des éléments calcaires grossiers subanguleux à subarrondis d'épaisseur variable pouvant dépasser 5 m en amont, à proximité de la côte de Meuse d'où sont issus ces éléments. Cette formation affleure sur environ 20 km². Mais on ne dispose pas jusqu'à ce jour d'une cartographie précise de ces épandages.

Les alluvions anciennes de la Meuse sont différentes des alluvions de fond de vallée et sont formées d'alluvions siliceuses issues du bassin supérieur de la Moselle. Il s'agit de sables siliceux et de galets de quartz, de quartzites et de granite issus des Vosges. Le plus souvent ces éléments sont résiduels (Harmand, 1992) et inexploitable. Toutefois, localement plusieurs mètres d'alluvions anciennes ont été conservés. C'est le cas à Champneuville où une sablière a été exploitée au moment de la reconstruction, postérieurement à 1918 : les sables étaient acheminés par des wagonnets jusqu'au Canal de l'Est où ils étaient chargés sur une péniche.

Le plus souvent les alluvions siliceuses qui subsistent sont masquées par des dépôts de versants : grouines ou éboulis calcaires, et ne sont révélées que lors de travaux de terrassements, comme ce fut le cas à Ambly en 2007.

Dans les vallées de la Saulx et de l'Ornain, les alluvions anciennes sont très peu épaisses et de faible extension sur les Calcaires du Barrois et sur les argiles du Kimméridgien. En revanche, les alluvions de la terrasse de +30 m de l'Ornain et de la Saulx ont une grande extension et une puissance totale qui peut atteindre 10 m (y compris les limons de couverture) dans la dépression argileuse du Crétacé inférieur. C'est le cas dans la région de Revigny-sur-Ornain et notamment à Laimont où ces alluvions furent exploitées (Allouc *et al.*, 2007).

Les alluvions anciennes de la vallée de l'Aire reposent sur les calcaires du Barrois. Elles sont formées de galets calcaires grossiers, généralement enrobés d'une matrice argileuse et sont parfois mêlées à des galets de gaize de l'Albien. La puissance de cette formation peut atteindre 4 mètres sous une décape limono-argileuse de 20 à 40 cm.

2.2. Les formations de versant

2.2.1 LES ÉBOULIS CALCAIRES

Présents sur la plupart des versants de massifs calcaires, les volumes exploitables ne sont pas précisément quantifiables. Il n'est pas non plus possible de généraliser la qualité des produits de gisement qui dépend de celle du massif dont ils sont issus et des conditions d'éboulement. Il semble que ces matériaux aient été peu utilisés pour des usages banaux, de type remblaiement de fossés, et ce dans la seule région de Montmédy.

2.2.2 LES GROUINES

Les grouines se présentent sous la forme d'alternances plurimétriques de lits de graviers inclinés : des lits plus grossiers avec des graviers ou sans matrice sableuse et des lits plus fins formés de graviers de moindre granulométrie ou de sables calcaires. Ces matériaux se sont mis en place sous forme de cônes, souvent coalescents, sur les versants orientés vers l'est, le nord-est ou le sud-ouest, pendant les périodes froides du Pléistocène (fig. 8, Harmand *et al.*, 1995). Contrairement aux grèzes litées des Charentes, ils comportent le plus souvent peu d'éléments fins. En général, il est délicat d'en délimiter précisément les gisements.

Toutefois, les principales réserves de grouine se trouvent sur les affleurements de l'Oxfordien moyen, notamment sur les calcaires crayeux ou sublithographiques (Harmand, 1992). Les principaux secteurs à grouine se localisent sur la côte de Meuse, dans la vallée de la Meuse et dans les vallées qui lui sont adjacentes, où elles ont été épargnées par l'érosion. Ces gisements se développent en largeur sur quelques dizaines de mètres, voire quelques centaines pour les plus importants. Leur épaisseur est également variable, de quelques mètres à 25 mètres.

Ces matériaux, de qualité moyenne, sont exploités pour fournir du "tout venant" mais plus d'un million de tonnes de ce type de sable a été, et est encore utilisé en technique sable traité aux liants hydrauliques.

Bibliographie

- ALLOUC J., HARMAND D., FAUVEL P.- J., LE ROUX J. (2007). *Carte géologique à 1/50000, feuille Revigny-sur-Ornain (190) et Notice explicative*. BRGM, Orléans, 121 p + 4 fig. et 1 tab. h.t.
- BEAUDOIN J. P. (1990). *Karsts en Meuse*. Centre de Documentation Départementale Pédagogique de la Meuse, 93 p + 24 diapositives.
- BRESSON G., MAIAUX C. (1969). *Carte géol. France (1/50 000), feuille VERDUN-SUR-MEUSE (135) et notice explicative*, - Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- CARPENTIER C. (2004). *Géométries et environnements de dépôt de l'Oxfordien de l'Est du Bassin de Paris*. Thèse, Université de Nancy I, 470 p.
- GÉHIN P., SARY M. (1979). Étude morphologique du bassin supérieur de l'Orne. *Mosella*, t. IX, 1, 79-108.
- GAMEZ P. (1992) - *Hydrologie et karstologie du bassin du Loison (Woëvre septentrionale-Lorraine)*. Thèse doctorat géographie, Univ. Metz (janv. 1992), éditée dans *Mosella*, PUM, Metz (1991 [parution 1995], t. XXI, 453 p.
- HARMAND D. (1992). *Histoire de la vallée de la Meuse lorraine*. Presses Universitaires de Nancy (Coll. "Études géographiques"), 146 p.
- HARMAND D. (2004a). *Genèse et évolution du réseau hydrographique (creusement des vallées et captures) dans les régions de moyennes latitudes : exemple de l'Est du bassin de Paris*. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches. Université de Nancy 2, 272 p, 49 fig., 10 tab.
- HARMAND D. (2004b). Meuse géographique. In : Guillaume J., Kraemer Ch. *Archéologie et paysage en Meuse*. Hommages à Ch. Guillaume. Éd. Gérard Louis, 16-37.
- HARMAND D., WEISROCK A., DESHAIES M. (1995). Enseignements de l'étude morphosédimentaire de la grèzière de Tilly/Meuse. In : *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol. 6 : 83, 103-118.
- HARMAND D., FAUVEL P.-J., JAILLET S., LE ROUX J., ALLOUC J., BRULHET J., BROCANDEL M. (2002). Incision anté et post-capture dans les vallées de l'Ornain et de la Saulx (Est du bassin de Paris). *Revue Géographique de l'Est*, t. XLII, n°4, 171-183.
- HARMAND D., LE ROUX J. (2006).- La Lorraine géographique. In : Lexa-Chomard A, Pautrot C et coll. (2006). *Géologie et Géographie de la Lorraine*. Ed. Serpenoise, pp 133-166.
- HILLY J., HAGUENAUER B. (1979).- *Lorraine-champagne*. Guides géologiques régionaux. Ed. Masson, 215 p.
- JAILLET S. (2000b). *Un karst couvert de bas-plateau : le Barrois. Structure-Fonctionnement-Évolution*. Thèse de Géographie physique. Université Michel de Bordeaux 3, 710 p.
- LE ROUX J. (1980). La tectonique de l'auréole orientale du Bassin de Paris. Ses relations avec la sédimentation. *Bull. soc. Géol. France*, t. XXII, n°4, 655-667.
- LE ROUX J. (2000).- Structuration du NE du bassin de Paris. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*. 37, 4, pp 13-34.
- LE ROUX J., HARMAND D. (2003). Origin of the hydrographic network in the Eastern Paris Basin and its border massifs. Hypothesis, Structural, Morphologic and Hydrologic consequences. In : *Géologie de la France, Special conference on paleoweathering and paleosurfaces in the Ardennes*

Eifel region at Preizerdaul (Luxembourg) on 14 to 17 may 2003, Quesnel, coordinator, n°1, 4, 105-110.

LE ROUX J., HARMAND D. (2009). Le site de Neufchâteau, une convergence des vallées au sein des causses vosgiens. – In: ROTHOT J.-P. & HUSSON J.-P. coord. (2008). *Actes des Journées d'études vosgiennes. Patrimoine et culture du Pays de Neufchâteau (Neufchâteau 24/10/2008)*. Fédération des Sociétés Savantes des Vosges. Amis du Livre et du Patrimoine de Neufchâteau, 11-57.

LEXA-CHOMARD A., PAUTROT C. et al. (2006).- *Géologie et Géographie de la Lorraine*. Ed Serpenoise, 286 p.

MAÏAUX C., DEMASSIEUX L. et NOËLLE 1975). *Carte géologique à 1/50000, feuille CLERMONT-EN-ARGONNE (161) et notice explicative*. BRGM, Orléans.

MAUBEUGE P.-L. (1969a). *Carte géologique France à 1/50000, feuille VIGNEULLES-LÈS-HATTONCHÂTEL (162) et notice explicative*. - Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

MAUBEUGE P.-L. (1969b). *Carte géol. France (1/50 000), feuille LONGUYON-GORCY (112) et notice explicative*, - Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

MAUBEUGE P.-L. (1982). *Carte géologique à 1/50000, feuille MONTMÉDY-FRANCHEVAL (88) et notice explicative*. BRGM, Orléans, 32 p.

MÉGNIEU C. (1980a).- *Synthèse géologique du Bassin de Paris, Volume 1 : Stratigraphie et paléogéographie*. Éd. du BRGM, 466 p.

THOMASSIN B.- (2005). *Relations entre le creusement des vallées et la karstification en bordure d'un paléo-cours d'eau majeur : l'exemple du karst de contact lithostratigraphique de la Forêt de Jaulnay (Meuse)*. Mémoire de D.E.A. de Géographie physique. Université de Nancy 2, 90 p.