



TOUL

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

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES



TOUL

3^e ÉDITION

La carte géologique à 1/50 000
TOUL est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : COMMERCY (N° 52)
au sud : NANCY (N° 69)

St-Mihiel	Pont-à-Mousson	Nomény
Commercy	TOUL	Nancy
Gondrecourt-le-Château	Vézelize	Bayon

MINISTÈRE DU REDÉPLOIEMENT INDUSTRIEL
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex - France



NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
TOUL A 1/50 000

par

J.-C. FLAGEOLLET, J. LE ROUX et P.-L. VINCENT
avec la collaboration de J. DELAUNAY, Ch. GUILLAUME,
Ph. RENAUD, J. RICOUR, J. TIMBAL et J. VOGT

3^e édition

1985

Éditions du B.R.G.M. - B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX - FRANCE

SOMMAIRE

GÉNÉRALITÉS	5
INTRODUCTION	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	5
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	8
DESCRIPTION DES TERRAINS	10
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	10
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	10
Lias	10
Dogger	13
Malm	21
Formations superficielles	22
GÉOLOGIE STRUCTURALE	35
GÉOMORPHOLOGIE	38
OCCUPATION DU SOL	39
<i>VÉGÉTATION ET SOLS</i>	39
<i>ARCHÉOLOGIE ET PRÉHISTOIRE</i>	42
<i>MOUVEMENTS DE TERRAIN</i>	43
<i>GÉOTECHNIQUE</i>	44
<i>SISMICITÉ</i>	45
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	45
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	45
<i>MINES ET CARRIÈRES</i>	51
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	51
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	51
<i>COUPE RÉSUMÉE DES SONDAGES PROFONDS</i>	52
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	52
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	57
AUTEURS DE LA NOTICE	57

GÉNÉRALITÉS

Le territoire couvert par la feuille Toul est situé en plein centre de la Lorraine, sur la bordure orientale du Bassin de Paris, entièrement en domaine sédimentaire entre les Côtes de Moselle à l'Est (bordure ouest de la feuille Nancy) et celles de Meuse à l'Ouest.

Il est à cheval sur trois unités géologiques et morphologiques bien distinctes : à l'Est, le revers de la Côte de Moselle (Bajocien) qui occupe pratiquement la moitié de la coupure ; au centre, la plaine argileuse de la Woèvre (Bathonien moyen à Callovien) ; à l'Ouest, le front de la Côte de Meuse (Oxfordien moyen), d'où se détache un ensemble de témoins très découpé : plateaux de Foug, Ecrouves, Lagny, mont Saint-Michel et Côte Barine. Cette disposition est sous la double dépendance de la lithologie et de la structure : les assises géologiques se présentent, en effet, en séries épaisses, alternativement tendres (Lias, plus de 200 m de puissance ; Bathonien—Callovien, 150 m environ) et dures (Bajocien, 130 à 140 m ; Oxfordien moyen et supérieur, 120-150 m), dont la faible pente vers le centre du Bassin de Paris a favorisé la dissection par déblaiement des séries argileuses et mise en relief des séries calcaires qui affleurent ainsi selon leur tranche à la partie supérieure des fronts de côtes (*cf.* coupe géologique). La régularité de ce dispositif a été perturbée par la Moselle qui a profondément entaillé les plateaux et échancré les côtes en mettant à nu les terrains les plus anciens (Lias supérieur) dans les coins sud-est et nord-est de la carte.

La Moselle franchissait autrefois les Côtes de Meuse pour rejoindre la Meuse vers Pagny, avant son détournement vers la Meurthe. Elle a laissé d'importants dépôts d'alluvions sur ses bordures et au fond de la vallée, en particulier de part et d'autre de Toul.

L'occupation des sols est étroitement liée à la nature du substratum géologique : les forêts s'étendent sur les plateaux calcaires secs, tandis que la dépression humide de la Woèvre est essentiellement occupée par des prairies. C'est principalement le long de la vallée de la Moselle et sur les calcaires du Bajocien supérieur et du Bathonien inférieur (de l'Oolithe à *Clypeus ploti* à la Caillasse à *Anabacia*) que se rencontrent les cultures.

Le vignoble du Toulinois est installé sur les coteaux situés au pied des Côtes de Meuse, appelées localement Côtes de Toul.

INTRODUCTION

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les cartes géologiques, notamment les coupures à 1/80 000 (Nancy et Commercy) et à 1/50 000 (Toul, 1^{re} et 2^e éditions), ainsi que les travaux de nombreux auteurs, apportèrent de nombreux renseignements lithostratigraphiques et cartographiques sur cette région. Aussi, la révision de la feuille à 1/50 000 Toul a-t-elle été menée avec le double objectif de différencier le plus grand nombre possible de faciès et d'apporter le maximum de précision au tracé de contours souvent masqués.

Cette révision a été réalisée grâce à des levés nouveaux effectués à cette occasion, pour l'essentiel par le laboratoire de géologie sédimentaire et structurale (université de Nancy I) et pour une moindre part par le B.R.G.M.

Un effort particulier a été fait concernant les alluvions, en raison du problème de la capture de la Moselle. Pour les formations superficielles autres que les alluvions, les données du laboratoire de pédologie (université de Nancy I) ont été adaptées et représentées d'une manière discrète, comme sur la feuille Nancy, afin de pas trop surcharger la carte.

Comme pour la révision de la feuille Nancy (1978), il a été réalisé une carte structurale des horizons repères géologiques qui se lit comme une carte topographique (les isohypses sont les courbes de niveaux des horizons repères choisis). Cette carte structurale a été construite à l'aide de toutes les données disponibles : leviers de terrain détaillés, forages, photographies aériennes. Les contours géologiques, lorsqu'ils n'ont pas été observés, ont été déduits des inter sections des surfaces topographique et structurale. Il a été ainsi possible de restituer, avec une bonne approximation, des contours cachés ou peu visibles. Les accidents tectoniques, quant à eux, rarement observables à l'affleurement, sont la plupart du temps déduits de resserrements ou d'irrégularités des isohypses. Les contours et les accidents ainsi établis ont été ensuite éventuellement contrôlés et précisés sur le terrain.

Précisions des leviers

Les carrières et les tranchées étant rares et la végétation souvent omniprésente, les leviers se font essentiellement grâce aux « pierres volantes », dans le sol, ramassées en surface et souvent remontées par les labours. La précision des observations dépend donc :

- de la végétation et du développement des formations superficielles, qui masquent la plupart du temps les formations du substrat géologique : dans la plaine de la Woëvre notamment, la présence systématique de prairies, d'une fraction limoneuse souvent importante dans le sol et l'absence de niveaux calcaires résistants, rendent les interprétations délicates ; dans les forêts, la cartographie ne peut se faire qu'à l'aide d'observations ponctuelles : rares affleurements, arbres déracinés, tranchées, anciennes carrières ; les meilleures observations se font en terrains labourés, au printemps ou à l'automne ;
- du repérage des affleurements sur la carte topographique, conditionné par la morphologie et la précision même de la carte. Ce repérage est d'autant plus précis que la pente est plus faible. Les erreurs d'appréciation altimétrique sont plus grandes sur les fronts de côtes et sur les versants raides que sur les plateaux ou dans les plaines ;
- du nombre des forages, travaux miniers, carrières, etc.

Les informations apportées par la carte n'ont donc pas partout la même valeur, ce qui est schématiquement exprimé par des contours et des isohypses en traits pleins ou en tiretés (précision altimétrique inférieure ou égale à 5 m : traits continus ; précision comprise entre 5 et 10 m : tiretés). Les leviers les plus fiables sont réalisés en terrains cultivés (affleurements du Bajocien et du Bathonien, de l'Oolithe à *Clypeus ploti* à la Caillasse à Rhynchonelles), sur lesquels l'utilisation d'une excellente couverture de photographies aériennes (mission 1976) a en outre rendu de très grands services. L'abondance des niveaux repères dans l'Oxfordien moyen (Côtes de Meuse), la présence de nombreux forages et de travaux miniers sur le plateau de la forêt de Haye, rendent très satisfaisants les leviers et les tracés effectués dans ces secteurs, malgré le couvert forestier quasi continu ; aussi est-il peu probable que des modifications importantes puissent être apportées ultérieurement à leur représentation structurale, même si de nouveaux affleurements permettent d'améliorer la cartographie de

détail ; les principales ondulations et les accidents tectoniques essentiels (rejet supérieur à 5 m) ont probablement été tous repérés. Il n'en est pas de même dans la plaine argileuse de la Woëvre où les hypothèses structurales sont hasardeuses à cause des mauvaises conditions d'affleurement, de la monotonie des faciès et de l'absence de niveaux repères. Il est possible que des accidents importants y existent, qui n'ont pu être mis en évidence. La simplicité apparente de la carte peut donc masquer une complexité insoupçonnée. Il a cependant été possible de tracer convenablement quelques contours dans la dépression de Francheville. grâce à la présence, au sommet du Bathonien et à la base du Callovien, de quelques bancs de calcaires argileux repérables sur photographies aériennes, ce qui permet localement d'avancer quelques hypothèses structurales.

Modifications des cartes précédentes

Modifications d'ordre stratigraphique et lithostratigraphique. Le Bathonien moyen et supérieur a été subdivisé, comme sur la feuille Briey récemment révisée, en un certain nombre de formations qui se retrouvent sur de grandes distances et qui n'avaient pas été clairement mises en évidence jusqu'à présent. La terminologie et les coupures jusqu'alors utilisées, extrêmement embrouillées et basées sur la plus ou moins grande abondance d'espèces animales selon les niveaux, ont été totalement abandonnées au profit d'un découpage plus simple en Marnes à Rhynchonelles inférieures et supérieures séparées par le niveau de la Caillasse à Rhynchonelles.

Modifications d'ordre cartographique et tectonique. Elles portent essentiellement sur la différenciation d'un plus grand nombre de formations géologiques et sur une révision complète de la tectonique.

Presque toutes les coupures lithostratigraphiques classiques de la série régionale sont représentées, dans la mesure du possible. C'est ainsi, pour le Bajocien, que les Calcaires à Polypiers inférieurs et supérieurs sont différenciés, mais que les Calcaires à entroques et les Calcaires sableux de Haye ne l'ont pas été, le passage de ces deux formations étant progressif.

L'Oolithe cannabine et l'Oolithe blanche, bien que constantes, ne sont pas représentées car leur faible épaisseur ne permet pas de les cartographier à l'échelle du 1/50 000. Par contre, de nouvelles formations ont été reconnues et indiquées, particulièrement dans le Bathonien (Marnes et Caillasse à Rhynchonelles) et dans l'Oxfordien moyen (Zones inférieure et supérieure à Polypiers, Oolithe moyenne).

Les grands traits de la tectonique sont modifiés d'une manière importante, généralement dans le sens de la simplification. Un bon nombre des accidents reportés sur les anciennes cartes (notamment Nancy à 1/80 000 et Toul à 1/50 000) sont supprimés car insuffisamment argumentés ; seuls sont retenus ceux qui découlent de l'esquisse structurale. Leur rejet est en général supérieur à 10 mètres. Ainsi, le plateau de la forêt de Haye n'apparaît plus haché en tous sens d'accidents de grande extension, mais parcouru par des failles de dimensions plus modestes de direction dominante N 30-40° E. De même disparaît la majorité des failles du plateau de Foug. Cependant, des accidents de faible rejet sont localement indiqués, soit particulièrement bien visibles sur le terrain (failles de la tranchée de voie ferrée de Fontenay) ou sur photographies aériennes (champ faillé de Moutrot), soit rencontrées par des travaux miniers (failles de la forêt de Haye).

De nouveaux accidents ont, en outre, été mis en place, ainsi la faille de la forêt de l'Essart (F8), dans le coin nord-ouest, qui atteint 40 m de rejet, celles du bois de Bicqueley.(F5) (centre sud ; rejet 40 m).

La représentation des courbes structurales (isohypses), qui ont servi à la construction de la carte, permet de visualiser immédiatement les ondulations structurales et d'apprécier rapidement le rejet des accidents.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Il est très probable qu'au Carbonifère (de — 310 à — 280 M.A.) un vaste bassin sédimentaire intracontinental existait dans le prolongement du bassin houiller sarro-lorrain jusque vers la région de Bar-le-Duc, englobant la moitié nord du territoire de la feuille Toul. Dans cette dépression, s'accumulaient, sur de grandes épaisseurs, des sédiments détritiques (molasses) provenant de la destruction de la chaîne hercynienne en cours de surrection. Le forage de Royaumeix s'est arrêté dans le Stéphanien après avoir traversé plus de 900 m de sédiments détritiques à lits charbonneux (*cf.* coupe annexée à la carte). Celui de Gironville (feuille Saint-Mihiel) a atteint le Westphalien et révélé au moins 4 500 m de sédiments carbonifères riches en houille. Ce sont les dernières phases de l'orogénèse hercynienne (phases asturienne et saalienne) qui ont façonné ce bassin, dont l'extension au moment du dépôt était probablement beaucoup plus importante que celle connue actuellement.

L'effacement des derniers reliefs hercyniens est assurée au Permien où une sédimentation conglomératique, entrecoupée d'épisodes volcaniques, persiste dans des fosses subsidentes, épargnant toutefois le bassin carbonifère qui va jouer, à partir de cette époque, un rôle quasi permanent de haut-fond ou de môle de résistance à la subsidence. Ce môle est parfaitement apparent dans la structure actuelle de l'Est du Bassin de Paris. C'est l'anticlinal de Lorraine, ou de Pont-à-Mousson (*cf.* fig. 4). La culmination passe au Nord de la feuille Pont-à-Mousson.

La subsidence va progressivement s'installer en Lorraine avant de gagner l'ensemble du Bassin de Paris. La sédimentation reste détritique et continentale pendant tout le Buntsandstein qui voit se déposer des sédiments fluviaux dont l'épaisseur peut dépasser 400 m dans l'axe du synclinal de Sarreguemines (427 m à Morhange, feuille Château-Salins ; 240 m à Royaumeix). Ce sont les grès vosgiens et les grès bigarrés dont les apports de matériaux terrigènes se font à partir d'aires situées à l'Ouest, à l'emplacement du Bassin de Paris.

C'est à partir du Muschelkalk inférieur (Grès coquilliers, — 225 M.A.) que la mer Germanique, venant de l'Est, pénètre dans la région lorraine pour y rester jusqu'au Jurassique supérieur (— 140 M.A.) et y déposer les sédiments qui constituent l'ossature de cette région. Jusqu'à la fin du Trias (Keuper supérieur, — 200 M.A.), le Bassin de Paris reste une dépendance de la mer Germanique, qui gagne progressivement vers l'Ouest, sans toutefois rejoindre le bassin de la mer du Nord. Les sédiments révèlent une mer confinée, voire lagunaire, pauvre en faune, qui est à l'origine des deux gisements salifères lorrains : le bassin de Sarralbe (Argiles bariolées du Muschelkalk moyen) et le bassin de Nancy beaucoup plus important (Marnes irisées inférieures du Keuper). Outre le sel, les dépôts sont caractérisés par l'abondance du sulfate de calcium (gypse ou anhydrite) et de la dolomite (Lettenkohle, Dolomie de Beaumont). Dans cet ensemble, le Muschelkalk supérieur est un épisode plus propice à la vie avec les calcaires à entroques et les calcaires à Cératites, mais le nombre des espèces reste cependant limité.

Au Rhétien, des communications s'établissent avec la Mésogée (*) et les faciès deviennent franchement marins. C'est le début d'une longue période de sédimentation, qui voit, en outre, s'établir des communications avec la mer du Nord par l'Ouest du bassin. Les épisodes de sédimentation argileuse et calcaire alternent régulièrement jusqu'au Jurassique supérieur (— 140 M.A.), déterminant cette succession de couches dures et tendres qui est à l'origine du relief de côtes. Les rivages sont relativement éloignés et, bien que la profondeur des fonds marins soit toujours restée modeste, il faut aller jusqu'en Ardenne, vers le Massif armoricain ou le Massif Central pour rencontrer des côtes basses bordant des terres émergées largement pénéplanées. Il est fort possible cependant que des îlots émergés aient pu temporairement se constituer dans le bassin pendant les épisodes calcaires du Dogger (Bajocien et Bathonien) et du Malm (*Argovo-Rauracien*) où existent des cordons de dunes sous-marines, migrant au gré des courants. Au Bajocien supérieur, particulièrement, la région de Toul voit se développer un complexe de dunes oolithiques au sein duquel peuvent se rencontrer, à l'abri de l'agitation de la houle, des flaques de calcaires micritiques à Polypiers (les Polypiers de Husson). C'est une image, à une moindre échelle, de ce qui se passera ultérieurement sur l'ensemble du Bassin de Paris au Bathonien ; son centre, à cette époque, est occupé par un vaste lagon à sédimentation calme (les Calcaires comblanchiens ou Calcaires compacts), entouré d'une barrière oolithique continue. En Lorraine, il faut aller à Neufchâteau pour toucher les faciès de lagon (calcaires compacts de Neufchâteau).

Le Portlandien terminal lorrain voit à nouveau apparaître des faciès saumâtres, annonciateurs de l'émersion généralisée du Bassin de Paris à la fin des temps jurassiques (— 140 M.A.).

Cette émergence s'accompagne d'un gauchissement général de la région dont la partie septentrionale (bordure ardennaise) se soulève davantage que le centre (synclinal de Sarreguemines s.l.). L'érosion attaque activement les assises sédimentaires ainsi mises à nu et lorsque la mer, venant du Sud-Est, réapparaît au Crétacé inférieur, elle dépose ses sédiments sur des assises de plus en plus anciennes qui vont du Portlandien inférieur au Sud, au Jurassique inférieur au Nord. Les dépôts du Crétacé sont limités actuellement à la marge occidentale de la Lorraine. Celle-ci a-t-elle été ou non submergée à cette époque ? Il est impossible de répondre à cette question. L'absence de sédiments crétacés dans le fossé alsacien milite pour une exondation au moins partielle. Quoiqu'il en soit, de nouveaux mouvements tectoniques importants à la fin du Crétacé (— 65 M.A.) entraînent une nouvelle émergence généralisée de tout le Bassin de Paris. Depuis cette époque, en toute certitude, l'ensemble du territoire lorrain est soumis à l'érosion continentale. La structure est, dès cette époque, largement esquissée. Les dernières retouches y sont apportées au Tertiaire pendant les phases tectoniques pyrénéennes (Eocène—Oligocène) et surtout alpines (Miocène-Pliocène), dont le témoignage est conservé dans la fracturation des massifs calcaires. Le paysage actuel est issu de ces dernières phases de déformations. A l'Oligo-Miocène, le réseau hydrographique, installé sur une vaste pénéplaine, était drainé par la mer du Nord ; la direction des cours d'eau importants en témoigne encore et particulièrement celle de la Meuse et de la Moselle. Le bombement du Massif ardennais, à cette époque, ainsi que le soulèvement généralisé de toute la région ont entraîné une reprise de l'érosion, la surimposition des rivières, ainsi qu'une série de captures (par exemple celle de la Moselle par la Meurthe, cf. paragraphe Évolution du cours de la Moselle et des dépôts fluviatiles) et le dégagement du relief de Côtes (cf. paragraphe Géomorphologie).

(*)Mer située, au Secondaire et au Tertiaire, à l'intérieur des terres, à l'emplacement approximatif de l'actuelle Méditerranée.

Ainsi l'essentiel de l'histoire géologique de cette région depuis le Carbonifère (— 310 M.A.) est surtout continental. La mer n'y est connue en toute certitude que pendant 85 M.A., depuis le Trias jusqu'au Jurassique supérieur. Ce sont cependant les sédiments qu'elle a déposés qui conditionnent les paysages et l'économie.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Les terrains non affleurants sont connus par les forages profonds de Villey-le-Sec et Royaumeix qui ont atteint ou dépassé les grès du Trias inférieur. Au-dessus d'un substratum plissé westphalien et stéphanien, constitué de sédiments détritiques continentaux où alternent conglomérats, grès, argiles et niveaux charbonneux, vient une série lorraine classique peu différente de celle connue à l'affleurement. Il n'y a pas de Permien en raison, sans doute, de la proximité de l'anticlinal de Lorraine (*cf.* paragraphe précédent). Le Buntsandstein y est représenté par 240 m de grès rouges continentaux dont 160 de grès vosgiens et 80 de grès bigarrés plus fins et argileux au sommet. La sédimentation marine apparaît au Muschelkalk. Elle est essentiellement à tendance argileuse et évaporitique et le reste jusqu'à la fin du Trias (plus de 350 m d'argiles sur environ 450 m d'épaisseur totale) : 90 à 100 m d'argiles à intercalations dolomitiques au Muschelkalk inférieur et moyen ; 170 à 190 m d'argiles à lits de gypse, d'anhydrite ou de sel pendant le Keuper inférieur ; 55 à 60 m d'argiles à gypse et anhydrite au Keuper supérieur. Quelques épisodes carbonates cependant entrecourent cet ensemble : 40 à 50 m de calcaires dolomitiques au Muschelkalk supérieur ; quelques bancs dolomitiques pendant la Lettenkohle et 5 à 6 m de dolomie massive (Dolomie de Beaumont) au Keuper moyen. Les niveaux détritiques plus grossiers sont rares dans cet ensemble, mais il faut noter cependant l'épisode des Grès à roseaux (Keuper moyen, 20 à 30 m de grès très fins) et surtout celui des Grès infraliasiques (Rhétien) qui, sur 15 à 20 m, couronnent la série et assurent, avec les Argiles rouges de Levallois qui suivent (5 à 10 m), la transition avec les faciès de mer ouverte du Lias. Celui-ci est aussi presque entièrement argileux sur environ 250 mètres. Il débute cependant sur une vingtaine de mètres, par l'alternance marno-calcaire des Calcaires à Gryphées de l'Hettangien—Sinémurien à laquelle succèdent, sur 100 à 110 m, les marnes du Lotharingien et du Domérien (Marne à Amalthées). Le reste de la série fait partie des formations affleurantes.

TERRAINS AFFLEURANTS

Lias

16a. Domérien. Marnes à Amalthées (75-85 m) (zone à Stokesi et à Margaritatus). Seule la partie supérieure de cette formation affleure dans les angles sud-est et nord-est du territoire de la feuille. C'est un ensemble d'argilites silteuses plus ou moins micacées, généralement assez pauvres en carbonates (5 à 10 %), qui s'enrichit en nodules calcaires ou phosphatés (*septarias*) vers le haut. Le passage avec la formation sus-jacente se fait progressivement, par enrichissement en silts et en carbonates. Lorsque ces terrains affleurent, ce qui

est rare, ils se révèlent riches en macrofaune et particulièrement en Ammonites : *Amaltheus stokesi*, *A. margaritatus*, *A. subnodosus*, *A. gibbosus*, *Lytoceras fimbriatum* ; nombreuses espèces de Bélemnites (dont *Hastites clavatus*), *Aequipecten aequivalvis*, *Harpax* (ex. *Plicatula*) *spinosa*, *Pentacrinus basaltiformis*...

l6b. Domérien. Grès médioliasiques (15 m) (zone à Spinatum). La formation débute, au moins localement, dans la zone à Margaritatus, mais sa masse principale correspond à la zone à Spinatum. Pétrographiquement, il ne s'agit pas vraiment d'un grès, mais d'une alternance de bancs de siltites argileuses calcaires et d'argilites silteuses, dont la charge en particules silteuses et en carbonates augmente de la base au sommet. Des nodules fossilifères phosphatés de quelques centimètres à quelques décimètres y sont fréquents. La faune est riche : *Pleuroceras spinatum*, *P. solare*, *P. hawskarensis*, *P. transiens* ; *Rhynchonella tetraedra*, *Gryphaea cymbium*, *Pseudopecten aequivalvis*, *Plicatula spinosa*.

17. Toarcien inférieur. Schistes carton (ou schistes bitumineux ; 10 à 30 m) (zones à Tenuicostatum ? et à Serpentinus). Le passage des Grès médio-liasiques aux Schistes carton, en Lorraine centrale, se fait par l'intermédiaire d'une zone de transition de quelques mètres de puissance (Domérien supérieur—Toarcien inférieur) qui pourrait représenter les Grès de Bourmont définis plus au Sud. La limite supérieure des Schistes carton, mal connue, semble être progressive aux environs de Toul, bien qu'elle s'accompagne parfois d'un mince niveau d'accumulation de fossiles. Il s'agit d'un ensemble homogène de marnes gris noirâtre, finement feuilletées, riches en pyrite et en matière organique, qui deviennent papyracées à l'altération. La faune y est abondante, réduite en espèces et souvent écrasée dans les feuillettes de la roche : *Harpoeceras falciferum*, *Phylloceras heterophyllum*, *Steinmannia (Posidonomya) bronni*, sont les formes les plus abondantes. Plusieurs Ichtyosaures complets, ainsi que des Poissons y ont été découverts. Les caractéristiques géotechniques très médiocres de cette formation sont bien connues : elles sont liées au gonflement et au foisonnement des feuillettes par altération météorique.

18. Toarcien moyen. Marnes à septarias, Grès supraliasiques (80-95 m) de la zone à Bifrons à la zone à Insigne. Cet ensemble argileux est très mal connu en raison de ses médiocres conditions d'affleurement. Il a cependant été divisé en un certain nombre de formations, dont, de bas en haut :

— les Marnes à Bifrons (5 à 10 m), marnes noires à plaquettes calcaires bitumineuses avec *Hildoceras bifrons* (dans les nodules), *Dactyloceras commune*, *D. subarmatum* ;

— le Niveau à Crassum, n'excédant pas un mètre de puissance dans la région, argilites sableuses grises à nodules phosphatés et fossiles remaniés, dont *H. bifrons* et *Catacoeloceras crassum* ;

— les Marnes à *Astarte voltzi*, qui constituent la masse principale de cet ensemble, argiles silteuses, micacées, bleu-noir, parfois feuilletées, à nodules calcaires cloisonnés (septarias) et *Astarte voltzi*, *H. striatulum* ;

— les Grès supraliasiques. Les marnes passent en continuité à des siltites argileuses, plus ou moins calcaires, les Grès supraliasiques, dont la limite avec la formation ferrugineuse sus-jacente n'est pas nette. A ces niveaux se rencontrent *Grammoceras (Harpoeceras) striatulum* et *fallaciosum*, *Hammatoceras insigne*, *Lytoceras jurensis*.

Sur la carte, le Toarcien inférieur et le Toarcien moyen ont été groupés sous la même notation : 17-8.

19. Toarcien supérieur et Aalénien. Formation ferrugineuse (de la zone à *Pseudoradiosa* à la zone à *Concavum*). La Formation ferrugineuse (ou Minette), dans la région de Nancy, est argileuse, comparativement aux bassins de Briey et de Longwy où elle est plus calcaire. Elle peut cependant se décomposer, comme dans les bassins septentrionaux, en un certain nombre de séquences qui se répètent et sont composées, pour les plus complètes (selon L. Bubenicek, 1961), de haut en bas, par :

- des arénites coquillères grossières, à stratifications obliques (crassins des mineurs),
- des calcarénites fines en stratifications ondulées, ou arénites argileuses à structures contournées,
- des microgrès et *shales* contournées,
- des argilites en structures litées.

Ce dispositif présente, en outre, une stratification et une disposition d'ensemble lenticulaires, si bien que les couches minéralisées ne se rencontrent guère que sous le plateau de la forêt de Haye (dans la boucle de la Moselle) et, plus au Nord, sur la feuille Pont-à-Mousson, dans la cuvette tectonique de Dieulouard. Ailleurs, elle est absente, sans qu'il soit possible de dire s'il s'agit d'une lacune stratigraphique ou de variations latérales de faciès.

Dans le bassin de Nancy, couvrant le plateau de la forêt de Haye, la cuvette de Dieulouard (feuille Pont-à-Mousson), les buttes témoins du Grand-Couronné et le plateau de Pont-Saint-Vincent (feuille Nancy), quatre couches minéralisées ont été dénombrées par P. Angot et J. Bichelonne (1939), numérotées, du sommet à la base de N1 à N4. Elles correspondent approximativement aux couches supérieures (N1 et N2), moyenne (N3) et inférieure (N4) des mineurs.

Le minerai est pauvre (souvent moins de 30 % de fer) et phosphoreux, si bien que toutes les mines sont actuellement abandonnées, y compris celle de Saizerais (feuille Pont-à-Mousson) fermée depuis début 1982.

La faune recueillie est très abondante, notamment en Ammonites. La zono-graphie cependant a prêté à des interprétations notablement différentes qu'il n'est pas possible de présenter dans le cadre de cette notice (voir à ce propos la Synthèse du Bassin de Paris, B.R.G.M., 1980). Outre les Céphalopodes, la formation livre de nombreux autres fossiles dont : *Astarte*, *Homomya*, *Pholadomya*, *Lima*, *Pleurotomaria*, Rhynchonelles, *Montivaltia*, diverses espèces de Bélemnites dont *Megatheutis tripartitus* et de nombreux débris de vertébrés (Plésiosaures, Ichtyosaures, Poissons). Les Ammonites, qui ont servi à l'élaboration des échelles biostratigraphiques, sont, de la base au sommet, d'après C. Gérard (1940) : *Dumortieria levesquei*, *D. striatolocostata*, *D. pseudoradiosa*, *D. radians*, *Leioceras partitum* et *D. moorei*, *L. costatum*, *L. opalinum*, *Brasilia bradfordensis* et *Ludwigia haugi*, *Graphoceras concavum* ; d'après P.-L. Maubeuge (1952-72) : *D. levesquei* et *Physeogrammoceras dispansum*, *D. pseudoradiosa*, *D. moorei*, *Cotteswoldia spathi*, *Pleydellia buckmani*, *Pl. venustula*, *Leioceras plicatellum*, *L. opalinum*, *C. costosum*, *C. sinon*, *Erycites fallax*, *Tmetoceras scissum*, *Graphoceras concavum*, *Ludwigia purchisonae*.

L'exploitation a été menée ici presque exclusivement par galeries à flanc de coteau (contrairement au bassin de Longwy, où il existe des carrières à ciel ouvert, et au bassin de Briey où l'exploitation se fait par puits de mine ou par descenderies). Les galeries orthogonales, d'abord primaires, puis secondaires et parfois tertiaires, ménageaient entre elles des piliers longs qui assuraient la tenue du toit. Parfois, dans une dernière phase, les piliers longs étaient attaqués par des refentes et des recoupes qui ne laissaient plus que de maigres

piliers dont le dynamitage (dépilage) entraînait la chute du toit (foudroyage des morts-terrains).

Dogger

Aalénien s.s. Conglomérat du sommet de la formation ferrugineuse. La partie supérieure de la formation ferrugineuse se termine en général par un conglomérat associé à une surface d'arrêt de sédimentation (conglomérat ferrugineux de Marbache, du Vieux Château, de Maron...). Une faune y est condensée, représentant la totalité de l'Aalénien.

L'Aalénien est le premier étage du Jurassique moyen. Ses caractéristiques lithologiques et fauniques assurent la transition entre le Toarcien et le Bajocien. Il n'a pas été individualisé sur la feuille Toul où il se réduit pratiquement à une surface correspondant à la limite de la Formation ferrugineuse (I9) et du Bajocien (j^{1a}).

j^{1a}. **Bajocien inférieur. Marnes micacées, calcaires sableux, calcaires à entroques, Oolithe blanche à *Clypeus angustiporus* (30-35 m) (zones à Sowerbyi et à Sauzei).** Les différentes formations qui composent le Bajocien inférieur forment une succession lithologique continue où il est difficile d'établir des coupures. Les Marnes micacées, sur cette feuille, possèdent une épaisseur variable qui passe de quelques décimètres à plus de dix mètres suivant l'interprétation des sondages. Elles passent en continuité, par apparition de bancs calcaires de plus en plus nombreux, aux Calcaires sableux de Haye, qui sont des calcaires silteux ou gréseux, dans lesquels se rencontrent parfois des conglomérats (dont le Conglomérat de Haye, à une dizaine de mètres au-dessus du mur de la formation), des niveaux à oolithes ou granules ferrugineux et des passées entroquitiques de plus en plus nombreuses vers le sommet. Le passage est ainsi assuré au Calcaire à entroques (ou Roche rouge, à cause des ponctuations ocre qui parsèment souvent la roche à l'affleurement), dans lequel les passées gréseuses ou sableuses sont fréquentes. La limite supérieure du Calcaire à entroques, par contre, est franche. Au-dessus vient la masse lenticulaire de l'Oolithe blanche à *Clypeus angustiporus*, qui est une biocalcarénite oolithique à stratifications obliques, de deux à quatre mètres de puissance, dont l'extension est limitée à quelques kilomètres autour de Nancy. Il est possible que cette dernière formation soit à rattacher au Bajocien moyen, J. Joly (1908) y aurait en effet trouvé *Stephanoceras humphriesianum*.

Les Ammonites sont représentées par les genres *Sonninia*, *Hyperlioceras* et *Stephanoceras*, dont *S. sauzei*. Vers la base de la série les *Cancellophycus scopatus* abondent. Dans toute la formation est présente une faune assez riche de Lamellibranches : *Alectryonia*, *Gryphaea*, *Pholadomya*, *Chlamys*, etc.

j^{1b}. **Bajocien moyen. Calcaires à Polypiers (25-30 m) (zone à *Humphriesianum*).** La limite inférieure des Calcaires à Polypiers est nette. Leur sommet est couronné par un banc induré de plusieurs décimètres, fréquemment recouvert d'un enduit oxydé de faible épaisseur. La surface et l'épaisseur de ce banc laissent observer de nombreux terriers comblés par les Marnes de Longwy sus-jacentes. Cette surface est en outre recouverte de coquilles d'Huîtres fixées presque totalement arasées. Son extension est régionale ; elle est connue depuis l'Ardenne jusqu'en Bourgogne avec les mêmes caractéristiques et constitue un niveau repère majeur dans la série du Dogger. Les Calcaires à Polypiers du Bajocien sont séparés en deux masses (j^{1b1} et j^{1b2}) par un niveau très caractéristique à grosses pseudo-oolithes sphériques, généralement bien classées,

l'Oolithe cannabine, dont l'épaisseur est comprise entre deux et quatre mètres et qui constitue, elle aussi, un repère régional, dont l'extension vers le Nord est cependant limitée à la feuille Pont-à-Mousson. La lithologie des Calcaires à Polypiers est très variable d'un point à un autre, liée au développement imprévisible de complexes récifaux. Il s'y rencontre aussi bien des calcaires micritiques que des calcaires oolithiques et bioclastiques disposés en bancs horizontaux à stratifications internes souvent obliques. Les récifs en coupoles (biohermes), déformant les stratifications environnantes, se développent préférentiellement dans les Calcaires à Polypiers inférieurs (j^{1b1}). D'extension décamétrique, ils n'ont le plus souvent que quelques mètres de hauteur et sont formés par l'accumulation de colonies de Polypiers massifs en coussin, associés à de rares Polypiers branchus, le tout emballé dans une matrice généralement fine de calcaire micritique ou d'argile, riche en faune (Lamellibranches, Brachiopodes, Echinodermes). Les Calcaires à Polypiers supérieurs voient plus généralement se développer des masses construites peu épaisses (quelques décimètres) à grande extension latérale (biostromes).

L'ensemble de cette formation est caractérisé par une teinte grise largement dominante et une grande dureté, qui en fait un matériau de choix pour l'empierrement. La faune est variée, particulièrement aux abords des récifs : *Pseudomonotis*, *Trigonia*, *Plagiostoma*, *Chlamys*, *Phasianella*, *Isastrea*, *Thamnastrea*. Les Ammonites y sont rares, essentiellement représentées par les genres *Teloceras* et *Stephanoceras*.

j^{1c}. **Bajocien supérieur. Marnes de Longwy, Bâlin (ou Oolithe miliaire inférieure ou Oolithe de Maxéville) (25-35 m) (zones à Subfurcatum ?, Garantiana).** Le changement brutal, qui met fin à la formation récifale des Calcaires à Polypiers, correspond également à un changement radical de sédimentation. Le reste du Dogger calcaire, en effet, est essentiellement composé de calcaires oolithiques généralement beiges ou roux qui contrastent avec le gris dominant de la série précédente. Sur le plan régional, il est possible de décomposer cet ensemble oolithique en deux masses principales. La première, qui correspond à la séquence du Bâlin (s.s.), débute par un ensemble mal stratifié de calcaires argileux beige-rouille en surface, à grosses oolithes oblongues (pseudo-oolithes) dont la taille peut dépasser 3 mm, très riche en faune (particulièrement en Lamellibranches et en Oursins). Cette formation, appelée Marnes de Longwy (en dépit de sa nature essentiellement calcaire), peut mesurer deux à trois mètres d'épaisseur dans ce secteur. Elle passe progressivement à des calcaires oolithiques beiges dont le faciès « classique » est un calcaire pur, bien classé, à oolithes millimétriques et stratifications obliques. Le débit de la roche en plaquettes centimétriques est favorisé par l'altération météorique. Ces calcaires sont utilisés par les industries du sel et exploités dans les immenses carrières de Maxéville (feuille Nancy), en raison de leur richesse en carbonate de calcium (moyenne des insolubles, environ 10 %). Cependant, la lithologie du Bâlin est loin d'être homogène et ce faciès oolithique « classique » admet de nombreuses variations. Il n'est pas possible d'en donner une coupe-type, celle-ci étant très variable d'un point à un autre, à cause des stratifications obliques et de la nature lenticulaire des bancs. En règle générale, la teneur en insolubles (argiles essentiellement, mais aussi quartz) décroît de la base au sommet. Les argiles se rencontrent soit dans le ciment (25-40 % à la base ; moins de 10 % au sommet), soit dans de petits interbancs de quelques centimètres ou décimètres d'épaisseur. Dans ce dernier cas, elles sont généralement associées à des bioclastes et des pseudo-oolithes. Le quartz peut prendre une relative importance dans des niveaux beige-rouille finement bioclastiques, totalement dépourvus d'oolithes, répartis de manière hétérogène dans la formation, principalement vers la base, en stratifications obliques. Les oolithes peuvent être partielle-

ment ou totalement remplacées par des débris organiques millimétriques, ou plus grossiers, passant parfois à de véritables lumachelles (calcaires souvent mal cimentés formés essentiellement de coquilles).

En même temps que la teneur en insolubles diminue vers le sommet, le ciment devient de plus en plus rare et mieux cristallisé ; la bioturbation, parfois intense à la base, devient exceptionnelle ; la stratification se fait plus massive et les bancs plus épais ; le débit de la roche, d'abord rognonneux, se régularise pour donner des plaquettes caractéristiques. Cette évolution verticale peut être plus ou moins rapide selon les lieux et admettre des récurrences plus ou moins nombreuses. C'est ainsi qu'aux environs de Toul et de Nancy, la moitié supérieure de la formation est homogène et représente le faciès typique du Bâlin, tandis que la moitié inférieure (Calcaires bicolores de G. Gardet) représente le passage plus ou moins progressif entre les calcaires argileux de la base et les calcaires purs du sommet. La formation se termine par une surface indurée et taradée du même type que celle des Calcaires à Polyptères.

La faune n'est abondante que dans les Marnes de Longwy ; ailleurs elle est pratiquement inexistante : *Ostrea acuminata*, *Pseudomonotis echinata*, *Trigonia*, *Homomya*, *Limatula*, *Stomechinus*, *Echinobrissus*, *Hemicidaris*. Les Ammonites y sont rares ; M.-G. Bleicher (1887) y a cependant décrit *Garantiana longovicience* et *Strenoceras niortense* et P.-L. Maubeuge (1953), *G. garanti* et *Strenoceras* sp.

^{j^{1d1-2}}. **Bajocien supérieur. Complexes à bancs gréseux, Oolithe à *Clypeus ploti*, Oolithe miliaire supérieure (35-45 m) (zone à Parkinsoni).** La deuxième « séquence » du Dogger oolithique est celle de l'Oolithe miliaire supérieure. Son évolution verticale est la même que celle du Bâlin : argilo-calcaire et pseudo-oolithique (Complexe à bancs gréseux et Oolithe à *Clypeus ploti*, 15 à 30 m) à la base (^{j^{1d1}}), calcaire et oolithique (Oolithe miliaire supérieure, 10 à 20 m) au sommet (^{j^{1d2}}).

• **Complexe à bancs gréseux** (10 m environ). La partie inférieure de cette « séquence » présente des variations importantes qui amènent des confusions et sont à la base de découpages lithostratigraphiques variables selon les auteurs. G. Gardet (1931) place, entre le Bâlin et l'Oolithe à *Clypeus ploti*, deux niveaux supplémentaires à qui il assigne une grande extension régionale : les Marnes à Homomyes à la base surmontées par le Pseudo-Jaumont. P.-L. Maubeuge (1953) ne distingue plus qu'un Bâlin directement surmonté par l'Oolithe à *Clypeus ploti*. Il attribue les formations supplémentaires définies par G. Gardet à des variations de faciès à l'intérieur du Bâlin. En réalité, il existe bien, au-dessus du Bâlin (s.s.), une formation d'une dizaine de mètres qui présente des caractéristiques propres, mais qui est généralement rattachée à l'Oolithe à *Clypeus ploti*. Il s'agit d'une succession de bancs décimétriques, alternativement marneux et calcaires, composés essentiellement de biocalcarénites, mais dans lesquels peuvent se trouver des niveaux pseudo-oolithiques (comme dans l'Oolithe à *Clypeus ploti*) ou oolithiques (comme dans le Bâlin). La stratification y est généralement horizontale, mais certains bancs peuvent acquérir une stratification oblique et un débit en plaquettes. Le trait le plus original de cette formation tient à la présence d'horizons quartzeux, soit sous forme de fins niveaux intercalaires entre les bancs calcaires (ils sont alors finement sableux et souvent riches en végétaux), soit sous forme de bancs décimétriques ou pluridécimétriques à stratifications obliques. Ils sont alors souvent plus indurés, à ciment calcaire et accompagnés de bioclastes (débris de fossiles) ou de pelletoides. Le passage du Complexe à bancs gréseux à l'Oolithe à *Clypeus ploti* est franc : il n'est pas accompagné par une surface indurée, au moins dans les rares coupes où il est visible (tranchée du canal de Liverdun à Aingeray, par exemple).

Si la nature marno-calcaire du Complexe à bancs gréseux explique qu'il ait été cartographié avec l'Oolithe à *Clypeus ploti* vers le Nord, l'invasion de cette formation par des faciès bioclastiques et oolithiques la rend pratiquement indissociable du Bâlin vers le Sud, compte tenu des très mauvaises conditions d'affleurement. Ainsi, sur la feuille Toul, les limites attribuées aux formations sont les suivantes : au Sud d'une ligne Est—Ouest passant par Toul et par la vallée de la Moselle, vers Neuves-Maisons, le Complexe à banc gréseux est intégré au Bâlin. Ainsi est défini un Bâlin (s./.). Au Nord, le Complexe à bancs gréseux est intégré à l'Oolithe à *Clypeus ploti* (Oolithe à *Clypeus ploti*, s./.).

S	Vézélise	Toul	Pont-à-Mousson	N
Oolithe à <i>Clypeus ploti</i> s.s.			Oolithe à <i>Clypeus ploti</i> s.l.	

Complexe à bancs gréseux				

Bâlin s.l.			Bâlin s.s.	

Ce découpage a une valeur régionale, la formation cartographiée sous le nom de Bâlin sur les cartes déjà publiées, intègre le Complexe à bancs gréseux au Sud de la feuille Toul. Il est vrai que, là, les niveaux bioclastiques et gréseux se développent également à la base du Bâlin s.s., au-dessus des Marnes de Longwy, et que les conditions d'affleurement ne permettent plus d'observer la surface taradée terminale du Bâlin s.s., si elle existe encore...

• **Oolithe à *Clypeus ploti*, Oolithe miliaire supérieure, Polypiers de Husson** (25-35 m). Le reste de la « séquence de l'Oolithe miliaire supérieure » suit une évolution régulière, qui mène d'une succession marnes-calcaires à pseudo-oolithes en stratifications horizontales, à la base, à un calcaire oolithique franc, à ciment largement cristallisé et très riche en carbonate de calcium, en stratifications obliques, au sommet. Le passage d'une formation à l'autre est progressif et admet de nombreuses récurrences de faciès. L'Oolithe miliaire supérieure est interprétée comme un ensemble de « dunes » (*) sous-marines qui prennent naissance dans un milieu agité (zone de battement des vagues) et qui migrent au gré des courants. Ces édifices peuvent localement préserver des zones de l'agitation où la sédimentation va présenter des caractéristiques très différentes de celles des « dunes ». C'est ainsi que se développent, de place en place, généralement au sommet de la « séquence », un ensemble de calcaires, la plupart du temps micritiques, parfois à pellesoïdes (**), qui a pris le nom de Polypiers de Husson, comprenant des amas de Polypiers massifs ou branchus et d'importantes concentrations de Brachiopodes ou d'Echinodermes. Le passage latéral ou vertical à l'Oolithe miliaire supérieure est franc ou progressif. Cependant les rapports avec cette dernière sont loin d'être toujours très clairs. Ainsi, aux environs de Villey-Saint-Etienne, Sexey-les-Bois, Fontenoy-sur-Moselle, de part et d'autre de la Moselle, le même ensemble de Polypiers de Husson peut apparaître au-dessus ou au-dessous de l'Oolithe miliaire supérieure. Les figures 1 et 2 explicitent cette disposition qui n'a pu se réaliser que grâce au déplacement des « dunes hydrauliques » et à la préservation d'une zone calme de dépôt au cours du temps. Sur le plan régional, le développement des faciès à Polypiers de Husson, sur le territoire de la feuille Toul et plus au Sud, annonce le faciès des calcaires comblanchiens (Calcaires compacts de Neufchâteau) (cf. Histoire géologique).

(*) Dune hydraulique : accumulation en forme de dunes faites sous l'eau sous l'action de courants.

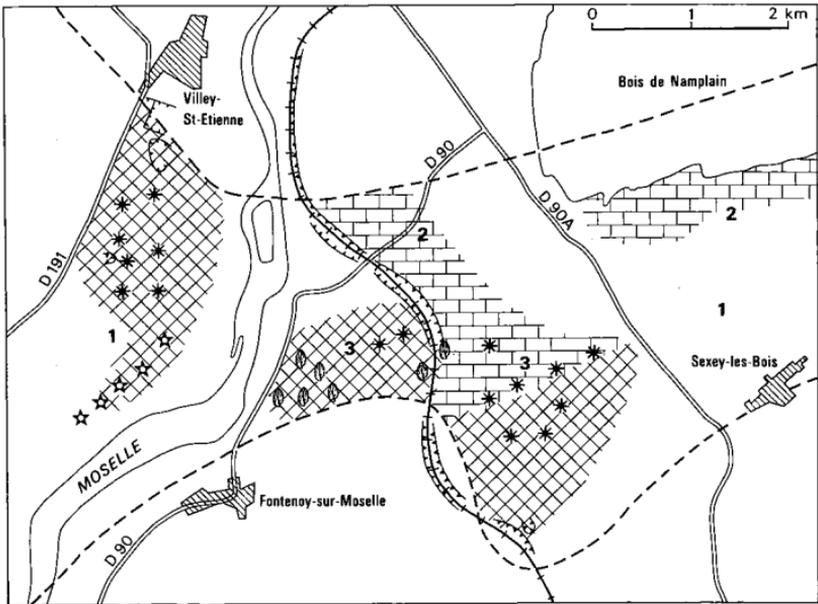
(**) Boulettes calcaires cryptocristallines, de l'ordre du dixième de millimètre, sans doute d'origine fécale.

La « séquence » de l'Oolithe miliare supérieure se termine par une surface d'arrêt de sédimentation, indurée, taradée, couverte d'Huîtres et, à l'affleurement, souvent surmontée d'un amas d'oxydes de fer. Ce Minerai scoriforme de Husson, autrefois utilisé pour les besoins de l'artisanat sidérurgique local, est parfois accompagné de gypse aciculaire, dont les cristaux peuvent atteindre plusieurs centimètres. Cette surface terminale très caractéristique repose soit sur l'Oolithe miliare supérieure, soit sur les Polypiers de Husson.

La faune, pratiquement absente dans le faciès oolithique, est représentée essentiellement par des débris roulés de Polypiers. Par contre, elle abonde dans les faciès à pseudo-oolithes, particulièrement dans l'Oolithe à *Clypeus ploti*, et dans les Polypiers de Husson. De nombreuses Ammonites ont été décrites (essentiellement des *Parkinsonia*), dont on trouvera la liste dans G. Gardet (1943) et P.-L. Maubeuge (1949). Parmi les autres fossiles, citons (G. Gardet, 1943) : *Plagiostoma*, *Camptonectes*, *Gervillia*, *Trigonia*, *Pholadomya*, et, dans les Polypiers de Husson : *Cladophyllia babeau*, *Isastrea tenuistriata*, *Thamnastrea dumonti*, etc.

C'est probablement à la base du Complexe à bancs gréseux que M.-G. Bleicher a trouvé aux Fonds de Toul, le long de la N 4, en bordure orientale de la carte, une flore fossile assez mal conservée mais qui a livré une récolte abon-

Fig.1



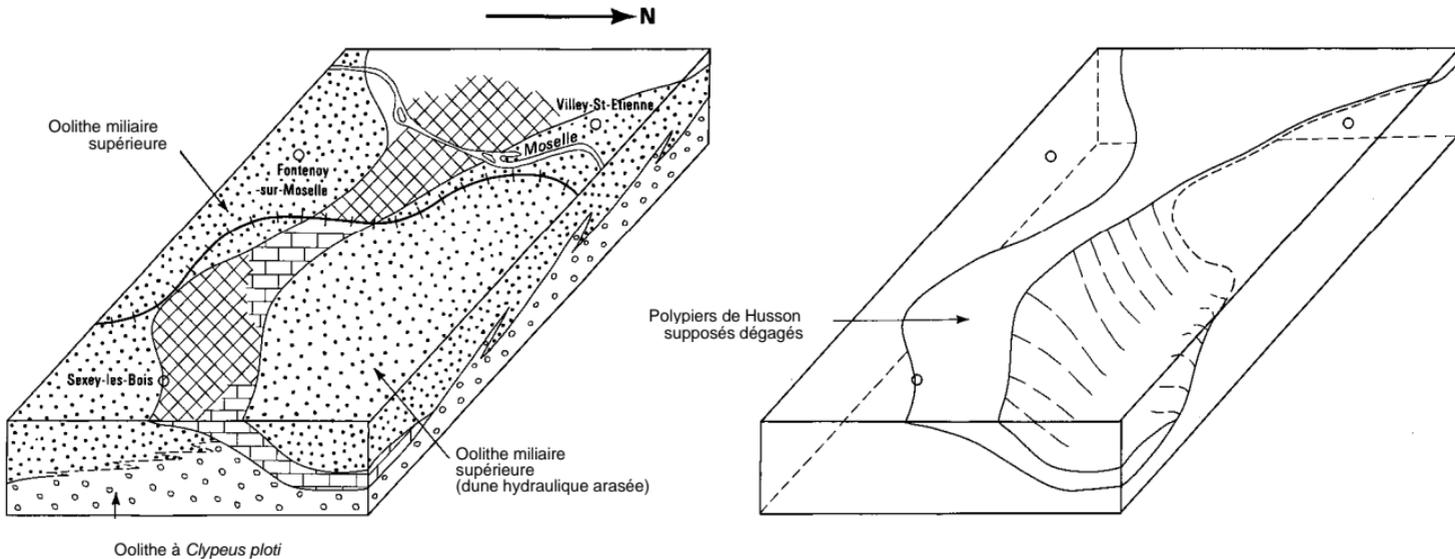
----- Limite d'extension du faciès à Polypiers de Husson

- | | | | |
|--------------------|---|---|------------------------------------|
| Faciès à Polypiers | } | 1 | sur l'Oolithe miliare supérieure |
| | | 2 | sous l'Oolithe miliare supérieure |
| | | 3 | Oolithe miliare supérieure absente |

- | | | | |
|--|----------------------|---|-------------------------------|
| | Calcaire à grain fin | } | en stratification horizontale |
| | | | en stratification confuse |

- | | | | | | |
|--|-----------|--|--------------|--|-----------|
| | Polypiers | | Térébratules | | Entroques |
|--|-----------|--|--------------|--|-----------|

- | | | | |
|--|-------------------|--|-------------|
| | Carrières, déblai | | Voie ferrée |
|--|-------------------|--|-------------|



La surface supérieure des blocs est la limite supérieure du Bathonien inférieur (J2a) supposée horizontale

Fig.2 - Disposition géométrique des Polypiers de Husson et de l'Oolithe miliaire supérieure

dante, déterminée par P. Fliche (1881), d'Hépatiques, de Fougères, d'Equisetacées, de très nombreuses Cycadées, d'Araucariées, d'Abiétinées, de Liliacées et de Potamées.

j^{2a}. Bathonien inférieur. Caillasse à *Anabacia* (3-4 m) (zone à Zig-Zag). Le nom de cette formation vient de la bioturbation intense qui détruit pratiquement la stratification horizontale et assure à la roche un débit en blocs rognonneux de la taille du poing. D'une puissance comprise le plus souvent entre 3 et 4 m, sur cette feuille, elle est également terminée par une surface taraudée. Sa teinte générale est grise, sa lithologie variée ; le faciès le plus répandu est un calcaire finement microbioclastique à ciment argileux, qui peut s'enrichir en granules ferrugineux millimétriques ou en pseudo-oolithes pluri-millimétriques. Les passées plus argileuses kaki (bioturbation) sont fréquentes, ainsi que les débris coquilliers. La faune est riche. Le petit Polypier en forme de bouton de guêtre qui lui a donné son nom peut pulluler ; Ammonites (G. Gardet, 1945 ; P.-L. Maubeuge, 1953) : *Parkinsonia convergens*, *P. compressa*, *P. neuffensfs*, *P. pseudo-ferruginea*, *Oxycerites aspidoides*, *Zigzagiceras arbustigerum*, *Procerites funatus*, etc., auxquelles on peut ajouter la récolte effectuée pendant les levers (déterminations J. Thierry, Dijon) ; *Parkinsonia (Oraniceras) wurtembergica*, *P. gyrumbilicata*, *P. pseudomacrocephalus*, *Procerites schloembachi*. Autre faune : *Anabacia porpites* (ou *orbulites*), *Pecten vagans*, *Pseudomonotis echinata*, *Limatula gibbosa*, *Camptonectes lens*, *Plagiostoma*, *Mya*, *Terebratula*, *Zelleria*, *Acanthothyris*, *Piagiocidaris*, *Acrosalenia*, *Clypeus*, *Echinobrissus*, *Holcypus*, etc.

j2b-d. Bathonien inférieur à Bathonien supérieur. Marnes à Rhynchonelles inférieures. Caillasse à Rhynchonelles, Marnes à Rhynchonelles supérieures (30-35 m environ) (de la zone à Zig-Zag à la zone à Retrocostatum). Cet ensemble marque le début d'une puissante sédimentation vaseuse qui s'étend jusqu'à l'Oxfordien inférieur, où les subdivisions sont délicates, à cause de la monotonie des faciès et des mauvaises conditions d'affleurement. La lithostratigraphie du Bathonien a prêté cependant à de multiples découpages, basés sur l'abondance plus ou moins grande des fossiles, Huîtres et Brachiopodes essentiellement. Il est pratiquement impossible de s'y retrouver entre les subdivisions des différents auteurs, chacun s'étant fait son propre découpage en fonction des profils rencontrés. La relative simplicité de cette série se trouve ainsi totalement masquée par la diversité excessive des terminologies.

Sur le plan régional, dans cette masse essentiellement argileuse, il est possible de définir deux ensembles de 5 m de puissance environ, formés par une alternance de petits bancs de calcaires argileux séparés par des argiles calcaires. Sur la feuille Toul, le premier de ces ensembles, baptisé Caillasse à Rhynchonelles (*j^{2c}*) est situé de 10 à 15 m environ au-dessus du toit de la Caillasse à *Anabacia*.

La base du second, qui fixe habituellement le sommet du Bathonien, est à environ 30 m (Calcaires marneux de Dommartin, H. Douvillé, 1878). Une faune du Callovien a été rencontrée dans ces calcaires. La Caillasse à Rhynchonelles permet ainsi de partager le Bathonien argileux en Marnes à Rhynchonelles inférieures (*j^{2b}*) et supérieures (*j^{2d}*). Au Nord de la feuille Toul, la série argileuse s'épaissit, le Bathonien passe de 30 m à 80 m sur la feuille Briey. Au Sud, la puissance reste à peu près constante mais le nombre de petits bancs calcaires augmente progressivement jusqu'à envahir complètement la série à partir d'Autreville (Calcaires cristallins, feuille Vézelize, J. Le Roux, 1975). L'apparition des bancs calcaires dans les marnes se produit vers le sommet du Bathonien.

Elle a pu être bien mise en évidence grâce à l'étude d'une série de photographies aériennes prises durant la sécheresse de 1976, sur lesquelles les niveaux calcaires sont particulièrement visibles. L'intercalation de bancs calcaires débute brutalement au Sud de Toul où elle se traduit par l'apparition de plus d'une centaine de petits bancs qui deviennent de plus en plus nets vers le sommet de la formation. La récolte d'Ammonites dans ces niveaux a permis de fixer la limite supérieure du Bathonien à 35 m environ au-dessus de la Caillasse à *Anabacia*. Les cinq derniers mètres du Bathonien sont constitués ici par une alternance de calcaires beige clair (15 % d'insolubles) et de niveaux argileux (70 à 90 % d'insolubles). Au-dessous de cet ensemble, aucune observation de terrain n'a pu être faite les prairies recouvrant uniformément les terrains ; il semble que les petits niveaux, visibles sur photographies aériennes, soient liés à un enrichissement des marnes en carbonates, sans que celui-ci soit suffisant pour assurer une induration marquée de la roche.

L'apparition de ces nombreux niveaux calcaires au Sud de la feuille pose un problème cartographique. Les affleurements faisant totalement défaut au Nord de Toul, il n'a pas été possible d'établir une corrélation des bancs de part et d'autre de la ville. Le contour adopté est donc celui du toit du Bathonien au Sud, déterminé par la faune. Au Nord, les bancs de calcaires marneux du sommet des Marnes à Rhynchonelles ont été intégrés au Bathonien, leur toit étant plus visible que leur mur.

Les Marnes à Rhynchonelles inférieures et supérieures sont rarement visibles à l'affleurement. Elles sont généralement gris-bleu mais peuvent présenter des passages noirs, beiges ou même blancs. Elles sont riches en Lamellibranches et Brachiopodes, particulièrement les Rhynchonelles qui leur ont donné leur nom. La Caillasse à Rhynchonelles devient de plus en plus calcaire vers le Sud en même temps que sa couleur s'éclaircit, passant du gris clair au beige. C'est une roche à grains très fins dans laquelle on rencontre essentiellement de petits débris coquilliers, la plupart du temps microscopiques, et, par place, des granules ferrugineux millimétriques. A partir du Sud de Toul, sa résistance à l'érosion devient suffisante pour que sa surface structurale dégagée détermine des plateaux calcaires cultivés.

La faune est abondante à tous les niveaux. Les Ammonites (déterminations J. Thierry), si elles autorisent à bien situer le toit du Bathonien, n'ont cependant pas permis une attribution stratigraphique précise à la Caillasse à Rhynchonelles dans le Toulais :

- dans les Marnes à Rhynchonelles inférieures : *Parkinsonia (Oraniceras)* sp.,
- dans la Caillasse à Rhynchonelles : *Procerites* sp., *Pr. subprocerus*, *Parkinsonia (Oraniceras)* sp.,
- dans les bancs calcaires terminant les Marnes à Rhynchonelles au Sud de la carte : *Homeoplanulites* cf. *homeomorphus*,
- autre faune, selon G. Gardet (1945) : *Montlivaltia nummismalis*, *M. decipiens*, *M. labechei*, *M. trochoides*, *Rhynchonella alemanica*, *R. concinna*, *R. polarica*, *R. badensis*, *R. palma*, *Terebratula intermedia*, *T. diptycha*, *T. fleischeri*, *T. marmorea*, *T. badensis*, *T. globata*, *Zelleria lagenalis*, *Z. ornithocephala*, *Acanthothyris spinosa*, *Ostrea knorri*, *O. acuminata*, etc.

j³. Callovien—Oxfordien inférieur. Argiles de la Woëvre (140 à 160 m) (de la zone à *Macrocephalus* à la zone à *Mariae*). La base de cette formation est composée au Nord de la feuille, sur 5 m environ, par une succession de petits bancs de calcaires très argileux, rarement visibles à l'affleurement, alternant avec des bancs argileux (Calcaires marneux de Dommartin). Vers le Sud, ce complexe s'enrichit en passées calcaires et atteint 15 m de puissance. En même temps, les bancs s'indurent et le pourcentage en CaCO₃ augmente

(jusqu'à 80 %). Au-dessus, les Argiles de la Woëvre proprement dites forment un ensemble puissant de marnes grises ou bleues, plastiques, très mal connues. A l'altération, elles deviennent jaune-ocre et se chargent de limons. Elles sont vraisemblablement riches en faune, les rares affleurements connus livrant en abondance de petits organismes pyritisés (anciennes marnières d'Ecrouves). Le nombre élevé des Trigonies a même permis à R. Nicklès (1898) de définir un niveau de Marnes à Trigonies sous-jacent aux Marnes à *Serpula vertebralis* et aux Argiles à *Gryphaea dilatata* (constituant le reste de la série).

Le passage aux terrains à chailles sus-jacents se fait progressivement par enrichissement en niveaux de calcaires souvent gréseux.

Les vingt mètres de base de la série ont livré, outre une faune variée, de nombreuses Ammonites, s'étendant de la zone à *Macrocephalus* à la zone Jason (déterminations J. Thierry), de la base au sommet : *Kamptokephalites* sp., *Macrocephalites* sp. ; *Macrocephalites* cf. *macrocephalus* (Schlotheim) macroconque *macrocephalus* ; *K. herveyi* (Sowerby) macroconque *pilleti*, *Macrocephalites macrocephalus* (Schlotheim) microconque *dolius*, *Rhemannia* sp. ; *Indosphinctes* (*Elatmites*) cf. *graciosus* (Siemiradzi), *M. compressus* (Quenstedt) forme macroconque *compressus* et forme microconque *gracilis* ; *Proplanulites* cf. *teyseyri* (Tomquist), *Reineckeia* (*Reneckeia*) sp.

Il n'a pas été possible d'y retrouver avec certitude la zone à *Macrocephalus* qui serait cependant représentée, d'après P.-L. Maubeuge (1953). La marnière d'Ecrouves a livré (P.-L. Maubeuge, 1950) des Ammonites de la zone à *Mariae* dont *Quenstedtoceras mariae*, des Hecticocératidés, des Perisphinctidés, des Opellidés, etc. ainsi qu'une faune abondante : *Nucula*, *Arca*, *Gryphaea*, *Hastites*. La zone à *Lamberti* serait également présente au sommet de la formation.

Malm

j⁴. **Oxfordien inférieur et moyen. Terrains à chailles (15 à 30 m) (de la zone à *Mariae* à la zone à *Plicatilis*).** Les Chailles oxfordiennes sont constituées par une alternance régulière de bancs calcaires gris-bleu, continus ou noduleux, et de marnes sableuses grises en niveaux décimétriques à métriques. L'ensemble, très riche en fossiles en partie silicifiés (orbicules blanchâtres de calcédoine), comprend (H. Douvillé, 1881; P.-L. Maubeuge, 1950) de nombreux Lamellibranches (*Gryphaea dilatata*, *Aequipecten fibrosus*, *Pholadomya exaltata*), des Brachiopodes (*Rhynchonella inconstans*, *Terebratula galieni*), des Crinoïdes (*Millericrinus horridus*, *M. echinatus*), des Oursins (*Dysaster bicordatus*, *Echinobrissus micraufus*), etc. et correspondrait aux zones à *Mariae*, *Cordatum* et *Plicatilis* ; P.-L. Maubeuge (1950) y a récolté : *Properisphinctes* cf. *mairei*, *P. bernensis*, *Goliathiceras*, *Cardioceras cordatum*, *C. costicordatum*, *Peltoceras arduennense*, *Euaspidoceras loricatum*. R. Enay et A. Boullier (1981) y décrivent de nombreuses formes d'*Aspidoceras*, de *Peltoceras*, de *Perisphinctes* et de *Cardioceras*.

Tout au sommet existe fréquemment une passée de marnes grises ou brunes, très riches en grandes valves d'Ostréidés recouvertes de Serpules (*Gryphaea bullata* pour H. Douvillé, *Gr. dilatata* et *colossea* pour P.-L. Maubeuge). Ce niveau, d'une trentaine de centimètres d'épaisseur, marque un contact brutal avec la formation suivante. Le niveau à oolithes ferrugineuses, présent plus au Nord, en limite de la carte, entre les Chailles et la Zone inférieure à Polypiers de l'Oxfordien moyen, manque totalement sur cette feuille.

j⁵. **Oxfordien moyen (zone à *Transversarium*)** (70-80 m).

j^{5a}. **Zone inférieure à *Polypiers*** (16-18 m). Constante sur toute l'étendue de la feuille, cette formation est constituée par un ensemble très dur de calcaires gris à beiges, comprenant des passées argileuses centimétriques irrégulières. Elle est caractérisée par la présence de *Polypiers* brun clair, très souvent recristallisés. Ces derniers, décimétriques à métriques, lenticulaires ou lamellaires, forment des amas mis en relief par l'érosion. Entroques et oolithes ne sont pas rares dans cet ensemble. La faune est riche en Lamellibranches, Brachiopodes, Echinides (*Glypticus hieroglyphicus*, *Cidaris florigemma*, *Hemicidaris crenularis*, etc.).

j^{5b}. **Oolithe moyenne** (6 à 10 m). L'apparition brutale de ce calcaire oolithique gris-beige, parfois rose, sa constance et sa faible épaisseur en font un excellent repère cartographique. Les oolithes, nombreuses, y sont de taille variable (de 0,1 à 3 mm), associées à une faune assez pauvre composée essentiellement d'Echinides, de Gastéropodes et de Lamellibranches (grandes valves de *Pinna* notamment).

j^{5c}. **Zone supérieure à *Polypiers*** (plus de 50 m). Cette formation occupe les replats des Côtes de Meuse. Elle est constituée de calcaires blancs à beiges, comprenant de nombreux *Polypiers* lenticulaires ou branchus, surtout dans la partie supérieure, englobés dans une matrice riche en oolithes, gravelles et bioclastes divers. A l'Ouest de Charmes-la-Côte (Sud de la carte), des intercalations métriques ou décamétriques d'un calcaire blanc, très fin, crayeux, annoncent l'apparition des calcaires à chaux grasse sidérurgique (calcaires crayeux), bien développés sur la feuille Commercy.

Cette succession lithologique est constante sur la feuille Toul et vers le Sud (feuilles Vézelize et Gondrecourt-le-Château). C'est vers le Nord-Ouest, déjà au Nord de la feuille Commercy, qu'apparaît, à la base de la série, un complexe récifal à entroques, les célèbres Calcaires de Lérouville et Euville, qui détruit cet agencement régulier. En particulier, la zone construite inférieure diminue de puissance et disparaît, ainsi que l'Oolithe moyenne, pour laisser place à des faciès variables qui se chargent progressivement, ainsi que le reste de la série, en calcaires crayeux. Ces derniers envahissent ainsi l'ensemble de ces formations au Nord de Commercy.

Formations superficielles

Alluvions

Depuis Pont-Saint-Vincent jusque Gondreville, les formations alluviales de la Moselle s'étendent sur des surfaces importantes et s'étagent depuis le fond de la vallée jusqu'au sommet des plateaux calcaires. Ces alluvions sont caractérisées par des matériaux siliceux : quartz, quartzite et éléments du socle éruptif vosgien. Vers l'Ouest, elles jalonnent l'ancien passage de la rivière qui se jetait autrefois dans la Meuse juste en amont de Pagny. La vallée de la Moselle s'étrangle par deux fois au passage des formations calcaires du Dogger de Sexey-aux-Forges à Chaudeney et en aval de Gondreville. Un autre étranglement existait autrefois au passage des calcaires oxfordiens dans le Val-de-l'Ane, en tête de la vallée de l'Ingressin. Par contre, sur les formations tendres marneuses, la vallée s'étale très largement, en particulier aux environs de Toul.

Selon leur disposition, les alluvions se présentent très différemment. Tout

d'abord une nappe épaisse Fz de 10 à 15 m tapisse le fond de la vallée actuelle. Elle est faiblement entaillée sous forme de banquettes alluviales discontinues. Une deuxième nappe Fy se développe largement en bordure de la vallée, de Chaudeney à Villey-Saint-Etienne. Enfin, une troisième nappe Fx d'une épaisseur comparable à Fz, bien développée aux environs de Toul et le long de la vallée de l'Ingressin, témoigne d'un ancien écoulement de la rivière vers la Meuse. Au-dessus de ces nappes bien caractérisées, s'étagent des placages et des lambeaux d'alluvions souvent très dégradés, essentiellement disposés dans les boucles de la vallée de Sexey-aux-Forges à Dommartin-lès-Toul. Ces alluvions généralement sous forêt ne peuvent être qu'occasionnellement observées en coupe. Leur épaisseur serait généralement peu importante, quelques décimètres, parfois quelques mètres. Bien qu'elles s'étendent souvent sur des surfaces importantes, elles ne se présentent pas sous forme de « terrasses » caractérisées comme deux des trois nappes précédentes (Fx et Fy). Elles sont toujours plus ou moins dégradées voire résiduelles et les remaniements colluviaux sont importants. Cependant, leur répartition paraît coïncider avec certains replats morphologiques de telle sorte qu'il a néanmoins été possible de répartir d'une manière schématique ces alluvions selon trois groupes principaux : Fu, Fv et Fw.

La Meurthe n'apparaît pas sur la feuille Toul, cependant des résidus d'alluvions anciennes notés RF-B, situées au Sud-Ouest de Frouard, en limite est de la feuille, se rattachent sans doute à celles de la Meurthe.

Fu. Alluvions anciennes de la forêt de Haye. Ces alluvions se présentent sous forme de deux placages principaux :

- l'un dans les bois de Neuves-Maisons—Chaligny s'étend selon une direction N.NE—S.SW sur 1 km de long et 0,5 de largeur entre 405 et 420 m d'altitude ;
- l'autre dans le bois de Remenaumont (Nord de Neuves-Maisons) s'allonge selon une direction NW—SE sur environ 2 km et 0,5 à 1 km de largeur, un peu plus bas que le précédent entre 390 et 401 m d'altitude.

Entre les deux, des galets siliceux emballés dans l'argile témoigneraient de remaniements du placage du bois de Neuves-Maisons.

Ces alluvions apparaissent généralement sous forme de galets de quartzite dispersés sous le couvert forestier. Cependant en 1979 (juin), grâce à une tranchée pour une conduite à oxygène, il a été possible d'observer ces alluvions en place.

Dans le bois de Chaligny, au Sud de la maison forestière de Marie-Chanois, des galets de quartz et de quartzite de taille variée sont emballés dans une matrice limono-argileuse ocre-brun à rouge. Les galets, dont la taille peut dépasser 10 cm, sont généralement disposés selon plusieurs lits, rarement en un seul. Ils sont jointifs et constituent un niveau très compact. L'épaisseur des alluvions avec leur couverture limoneuse ne dépasse pas 1,50 mètre.

Au bois de Remenaumont, les galets sont plus abondants et de rares éléments granitiques ont été observés. L'épaisseur des alluvions est d'un mètre environ.

Ces alluvions sont les plus élevées : 180 à 200 au-dessus de la Moselle à Neuves-Maisons. Elles sont aussi les plus anciennes connues dans ce secteur.

RFu. Alluvions résiduelles du bois de Raumont. Au Nord de Foug, à la lisière du bois de Raumont, des galets siliceux épars et relativement abondants s'étaient sur les calcaires subaffleurants entre 350 et 375 m d'altitude environ. En raison de leur disposition relativement élevée, ces alluvions ont été rattachées à la nappe Fu dont elles constitueraient un ultime témoin vers l'Ouest.

Fv. Alluvions anciennes des plateaux. Le plateau calcaire et boisé qui s'étend de Sexey-aux-Forges à la vallée de Larot, affluent gauche de la Moselle débouchant en amont de Pierre-la-Treiche, porte d'importants placages d'alluvions siliceuses.

Les plus élevées, à 320-350 m d'altitude, s'étalent depuis le bois de l'Abbé Mansuy jusqu'au bois de Pierre-la-Treiche sur près de 5 km au Sud du champ de tir du bois l'Evêque.

Ces alluvions sont constituées de gros galets de quartz et de quartzite et d'éléments de roches granitoïdes subordonnés, épars en surface et mêlés à des limons argilo-sableux ocre-brun.

Sous le couvert forestier, les conditions d'observation sont très mauvaises ; il semblerait néanmoins qu'une nappe d'alluvions grossières plus ou moins érodées, soit masquée sous les limons. L'épaisseur de ces formations n'est guère connue, toutefois G. Gardet (1929) signale 2 à 3 m d'alluvions grossières observées à la faveur d'anciennes tranchées au Nord de la ferme de Gimeys ; un sondage (7.68), au Sud-Ouest de la ferme Saint-Anne, aurait traversé 3 à 4 m d'alluvions.

A Villey-le-Sec, un placage de constitution analogue, mais beaucoup moins étendu (0,8 sur 1 km), couvre le versant nord-ouest de la colline depuis le sommet à 345 m jusque 310 m environ. Une tranchée ouverte en forêt, au Sud-Ouest du fort, a atteint le calcaire en place et a permis d'observer de très nombreux galets de quartz, de quartzite et même de granite, pris dans une matrice argileuse à argilo-limoneuse brune, ressemblant aux argiles de décalcification. Un bloc de grès conglomératique d'une trentaine de centimètres a été trouvé dans ces alluvions (Ph. Vaskou, 1979).

RFV. Résidus d'alluvions anciennes du bois Juré. A l'Ouest de Trondes, dans le bois Juré, G. Gardet (1928) signale des résidus d'alluvions siliceuses qui ont pu être observés (P.-L. Vincent, 1981) à la limite ouest de la feuille, vers 335 mètres. En raison de leur altitude, ces alluvions se rattacherait à la nappe Fv.

Fw. Alluvions anciennes des bois de Dommartin et Chaudeney. Vers le Nord, le plateau du bois l'Evêque et du bois de l'Abbé Mansuy est découpé en une série de lobes inclinés vers la Moselle. Ces lobes portent entre 280 et 320 m d'altitude des matériaux alluvionnaires grossiers mêlés à des limons. Le petit plateau du bois du Chanot, au Sud de Pierre-la-Treiche, est, lui aussi, tapissé par de telles alluvions, de 285 à 305 mètres.

Au Nord de la Moselle, du bois de Chaudeney au bois de Dommartin, une série de replats compris entre 270 et 310 m porte des alluvions analogues.

Enfin, les alluvions connues au bois Moncel vers 300-305 m d'altitude au Sud-Ouest de Foug, à la limite ouest de la feuille, appartiennent probablement à ces mêmes dépôts.

Ces formations sont presque toujours sous forêt où les conditions d'observation sont mauvaises. Dans les labours, les galets de quartz et de quartzite abondent ; les éléments granitiques sont rares.

Au bois l'Evêque et à Villey-le-Sec, la limite entre les alluvions Fw et Fv n'est pas très nette car elles se raccordent les unes aux autres par de minces placages de galets remaniés sur les versants ; néanmoins, leur disposition sur les replats, en contrebas du plateau du bois l'Evêque ou de la colline de Villey, permet de les distinguer.

Fx. Nappe d'alluvions de la Justice. Ce terme peut s'appliquer par extension à l'ensemble des alluvions qui se rattachent à la « terrasse » alluviale bien connue de la Justice, quartier sud-ouest de Toul. Cette nappe connaît un développement maximum de part et d'autre de Toul, de Chaudeney à Dommartin-lès-Toul, mais surtout à la Justice et dans la vallée de l'Ingressin.

Ces alluvions se présentent généralement sous forme de terrasses alluviales d'une remarquable planitude dont l'altitude est de l'ordre de 250 m aux environs de Toul. Des travaux autoroutiers récents entaillent la terrasse de la Justice qui montre une épaisse couche de limon sablo-argileux reposant sur des alluvions grossières constituées de galets de quartz, de quartzite et de roches éruptives. Les galets jointifs sont pris dans une matrice sablo-argileuse peu abondante. L'étude granulométrique de ces alluvions révèle la succession de plusieurs séquences de sédimentation, caractérisées par le dépôt d'éléments fins de plus en plus sableux, succédant au dépôt de galets et de graviers. La part des matériaux éruptifs est importante et peut atteindre 30 % (Ph. Vaskou, 1979). La taille des galets peut dépasser 10 cm pour les quartzites ; G. Gardet (1928) signale même des blocs de 40 cm sur 15 à 20 cm et 5 cm d'épaisseur de « poudingue du grès vosgien ».

L'épaisseur totale des alluvions (limons + graviers et galets) peut atteindre une dizaine de mètres mais elle est le plus souvent comprise entre 4 et 8 m à la Justice et, semble-t-il, moins de 5 m vers Dommartin où les renseignements sont relativement rares et portent surtout sur la bordure ouest de la terrasse.

Les limons sont généralement plus épais que les alluvions grossières : 2 à 6 m pour les premiers et 1 à 3 m pour les secondes ; cependant au fort du Tillot des limons de 3,5 m d'épaisseur reposent sur 5 m d'alluvions grossières.

Dans la vallée de l'Ingressin, ces alluvions, comme semble l'indiquer les sondages, disparaissent sous une épaisse couche de grouine (matériaux calcaires millimétriques à centimétriques mêlés à des limons et provenant des calcaires bathoniens). A Neuf-Pont, immédiatement au Sud du canal de la Marne au Rhin, l'épaisseur de ces matériaux varie de 4 à 9 m et ils reposent sur 2 à 5 m de limons recouvrant 2 à 3 m d'alluvions grossières.

Au Sud-Ouest de la ferme de la Savonnière, un ancien sondage de la navigation signalé par P. Martin (1920) a traversé 16 m de grouine avec des intercalations d'argile, reposant sur 4 m de limons argileux et de sables, sans doute fluviatiles, avant d'atteindre 3 m d'alluvions grossières siliceuses. Récemment, plusieurs sondages effectués à la tarière, par l'Équipement, dans l'axe du Val-de-l'Ane ont traversé une douzaine de mètres de grouine sans rencontrer d'alluvions.

De toute manière, toute la rive droite de l'Ingressin et le Val-de-l'Ane ont été envahis par des apports massifs de grouine issus des calcaires bathoniens, qui masquent presque entièrement la nappe Fx qui n'affleure guère que vers les moulins Choatel et Girouin comme l'indique G. Gardet (1928). Quoi qu'il en soit, la présence d'alluvions siliceuses au Sud-Ouest de la ferme de la Savonnière atteste le passage de la Moselle par le Val-de-l'Ane.

RFx. Résidus d'alluvions Fx. Divers placages d'alluvions résiduelles sont rattachés à la nappe Fx.

En amont de Villey-le-Sec, la petite terrasse (260-270 m) du Bois-Monsieur, sur la rive gauche de la rivière, se rattache sans doute à la nappe Fx.

De Neuves-Maisons à Chaligny, quelques replats situés à 260-265 m d'altitude portent des galets siliceux peu abondants visibles dans les jardins.

D'Écrouves à Grandmesnil, la RN 4 passe sur un replat jalonné par des allu-

vions siliceuses peu épaisses et discontinues, en partie masquées par de la grouine et qui appartiennent sans doute à un lambeau dégradé de la nappe de la Justice.

Fy. Nappe du bois de Villey-Saint-Etienne. Un dépôt fluviatile s'étend sur près de 6 km de long et 1 à 1,5 de largeur depuis les faubourgs nord-est de Toul en direction de Villey-Saint-Etienne. Ce dépôt se présente comme un vaste replat faiblement incliné vers la vallée et d'altitude comprise entre 220 et 230 mètres.

Au bois Monsieur, en amont de Villey-le-Sec, sur la rive gauche de la Moselle, à Chaudeney, au Nord de Toul, à Gondreville, ainsi qu'à Écrouves-Bautzen, des dépôts disposés en cordons, en bordure de la vallée et à des altitudes comparables, se rattachent à cette nappe de Villey—Saint-Étienne. Les alluvions grossières sont presque toujours masquées par des limons sableux qui peuvent atteindre 1 à 2 m d'épaisseur.

Les alluvions grossières constituées de galets de quartz et de quartzite ainsi que de roches éruptives ne s'observent guère que dans les labours et les coupes occasionnelles y sont toujours fragmentaires, de sorte qu'elles sont mal connues. Il semblerait qu'elles soient très minces à la zone industrielle de la Croix de Metz. A Chaudeney-Est, les fouilles d'un lotissement ont montré une disposition très irrégulière en bordure du coteau avec des alternances d'alluvions siliceuses et de sables roux et des superpositions ou des intercalations de matériaux calcaires du type grouine.

A Liverdun, des dépôts d'alluvions peu étendus ont été attribués à la nappe Fy, l'un dans le bois d'Aingeray et deux autres dans les boucles de la Moselle à Liverdun. Le dernier, sur lequel s'étend cette localité, est constitué, au moins pour partie, de matériaux calcaires, comme l'a montré début 1971 une fouille au Nord de la voie ferrée, en bordure de la route de Saizerais (D 90b). Des éléments calcaires de quelques centimètres, subémoussés, donc très peu transportés, renferment de rares galets siliceux.

RFy, RFX-y. Résidus d'alluvions Fy et d'alluvions Fx et Fy non différenciées. Parfois les alluvions Fy se présentent sous forme de minces placages résiduels discontinus de galets épars comme à Gondreville.

Immédiatement en amont de Pierre-la-Treiche, sur la rive gauche de la Moselle, des replats inclinés vers la Moselle sont tapissés par des galets épars qui sont sans doute des résidus plus ou moins remaniés communs aux nappes Fx et Fy.

Fz. Alluvions des fonds de vallée. La Moselle. Le fond de la vallée est tapissé par une puissante nappe d'alluvions sur laquelle coule la rivière. La plaine alluviale peut être légèrement encaissée dans la nappe alluviale de telle sorte qu'elle est parfois bordée par une étroite banquette de quelques mètres de hauteur. Cette banquette n'a pas été individualisée sur la carte.

L'altitude de la plaine alluviale de 220 m à Pont-Saint-Vincent descend à 215 m à Villey-le-Sec, 210 à Chaudeney, 205 à Toul, 200 à Gondreville, 195 à Aingeray et moins de 193 en aval de Liverdun. Cette plaine alluviale, large de plus d'un kilomètre à Pont-Saint-Vincent, se rétrécit à 200-300 m de Sexey à Pierre-la-Treiche pour s'élargir ensuite jusqu'à Gondreville. A Toul, sa largeur alors maximale atteint 2 km ; puis, à partir de Fontenoy, elle se réduit à nouveau à 200-300 m jusqu'au confluent avec la Meurt ne. La vallée s'encaisse dans les calcaires et s'élargit sur les marnes du Bathonien—Callovien.

Ces alluvions sont constituées d'une couche de matériaux fins limono-sableux

reposant sur des matériaux grossiers : sables, graviers, galets. Les alluvions grossières sont constituées pour l'essentiel de plus de 50 % d'éléments de roches éruptives, surtout granitiques, et de quartz et quartzite. Il s'y ajoute pour 4 à 5 % des éléments calcaires issus du Jurassique. La taille des galets peut être importante ; les éléments d'une longueur de 18 à 20 cm ne sont pas rares.

Les matériaux grossiers sont disposés en lits lenticulaires alternant avec des sables. L'épaisseur totale des alluvions varie de 2 à une dizaine de mètres ; en moyenne, elle semble de l'ordre de 5-6 m, avec 2 à 3 m de sables limoneux sur les alluvions grossières. Parfois, il n'existe pas d'alluvions grossières mais uniquement des sables. Il ne semble pas y avoir de variations significatives d'épaisseur des alluvions.

A Pont-Saint-Vincent, à l'embouchure du Madon, les alluvions siliceuses de la Moselle reposent sur des alluvions calcaires apportées par ce cours d'eau.

Alluvions des fonds de vallées secondaires et remplissage des vallons.

La composition des alluvions de ces vallées et vallons est mal connue. Elles sont généralement argilo-limoneuses en surface et il ne faut guère s'attendre à trouver en dessous des matériaux grossiers pour la plupart des cours d'eau secondaires qui coulent sur les marnes. Cependant, les ruisseaux qui drainent les calcaires, en particulier de l'Oxfordien, présentent une nappe de grouine sous les limons argileux.

L'épaisseur de ces alluvions ne semble pas dépasser quelques mètres, 3-4 m pour le Terrouin en aval de Jaillon, par exemple.

RF-B. Résidus d'alluvions anciennes de la Meurthe. Dans le coin nord-est de la feuille et au Sud de la Moselle, le plateau calcaire est recouvert par des galets siliceux, quartz et quartzite, qui abondent, mêlés à des débris calcaires. Cette formation est bien visible dans la clairière du bois de Frouard au Nord du Grand Charmois.

Les galets, généralement inférieurs à 7-8 cm, peuvent néanmoins atteindre 15-20 cm et sont mêlés à des limons et à de la *terra fusca* et, dans cette clairière, à des débris calcaires remontés par les labours. L'épaisseur irrégulière de cette formation peut dépasser localement 2 mètres.

Ces alluvions culminent vers 362 m et témoignent sans doute d'une très ancienne boucle de la Meurthe. En effet, leur altitude implique qu'elles se sont déposées avant la « capture », lorsque la Moselle coulait en direction de la Meuse vers le Nord-Ouest.

CF. Colluvions alimentées par les alluvions anciennes. Les alluvions sont très souvent remaniées sur les versants, notamment entre les différentes nappes à tel point qu'il n'est pas toujours facile de distinguer les alluvions en place ou remaniées.

Dans la grande boucle de la Moselle, à l'Est de Toul, entre la RN 409 et l'autoroute A 33, un vaste glacis développé sur les marnes porte de-ci de-là des placages de galets siliceux provenant sans doute des alluvions Fv et Fw de Villey-le-Sec et des bois de Chaudeney et de Dommartin, remaniées par solifluxion.

Ces matériaux présentent parfois des accumulations qui coïncident avec certains replats qui auraient retenu ces alluvions. Il se peut qu'il y ait aussi, localement, des résidus quasi en place d'alluvions très dégradées et difficiles à identifier, comme à la ferme du Charmois, qu'il n'a pas été possible de distinguer des colluvions proprement dites.

Évolution de la Moselle et ses dépôts fluviatiles. Il ne fait pas de doute que les alluvions Fw les plus élevées du bois de Neuves-Maisons et de Remenaumont, qui culminent vers 410-420 m, à 190-200 m au-dessus du cours actuel de la Moselle, soient les plus anciennes alluvions de cette rivière.

Les alluvions Fw du plateau de bois l'Evêque et de Villey-le-Sec à 345-350 m, soit à 135 m au-dessus de la Moselle, viennent ensuite. Actuellement, en situation dominante, elles témoignent d'un tracé sans doute sensiblement rectiligne de Neuves-Maisons à Tout, avec un lit qui s'étalait sur les plateaux calcaires du Dogger. Par la suite, ces alluvions ont été largement déblayées sur les marnes, de Villey-le-Sec à Foug.

Ensuite, la rivière commence à s'encaisser légèrement dans les calcaires, selon une dépression de plusieurs kilomètres de largeur, et dépose les alluvions Fw du revers nord du bois l'Evêque et des bois de Chaudeney et Dommartin et, probablement, du bois Moncel, à des altitudes de 320-350 m, 75 à 100 m au-dessus de la Moselle actuelle.

C'est enfin le dépôt de la puissante nappe Fx de la Justice, vers 250-260 m d'altitude, 40 à 50 m au-dessus de la rivière actuelle. Cette nappe est bien développée sur les marnes aux environs de Toul ; par contre, la faible extension des rares dépôts connus en amont de Villey-le-Sec montre bien que la Moselle était déjà fortement encaissée d'une centaine de mètres dans les calcaires du Dogger et qu'elle passait assez difficilement à l'Ouest de la barre des calcaires oxfordiens par le Val-de-l'Ane, avant de rejoindre la Meuse à Pagny.

Ensuite la Moselle a radicalement changé de direction pour atteindre la vallée de la Meurthe vers le Nord-Est à Pompey.

Ce changement a préoccupé depuis longtemps de nombreux auteurs. Vauban aurait déjà eu l'intuition du passage de la Moselle par le Val-de-l'Ane (*cf.* P. Martin, 1920), mais c'est au cours de la deuxième moitié du XIX^e siècle et au début du XX^e que le problème a été sérieusement abordé, des discussions acharnées opposant partisans et adversaires d'une ancienne confluence de la Moselle et de la Meuse avec passage de la Moselle entre Toul et Pagny.

Peu à peu, à la suite de la découverte de preuves difficilement réfutables, l'ancien écoulement de la Moselle vers la Meuse s'est imposé. C'est alors le mécanisme et le moment du changement de cours qui ont fait l'objet de discussions et d'interprétations successives. Succinctement trois mécanismes ont été tour à tour proposés : une capture par l'érosion régressive effectuée par un affluent de la Meurthe, appelé le « Pompey » par l'américain Davis, ou par l'ancien Terrouin (J. Blache) ; comme on comprenait mal qu'un affluent de la Meurthe put s'enfoncer dans les calcaires bathoniens et bajociens entre Gondreville et Pompey plus vite que la Moselle à Toul dans les marnes, Joly suggéra un soutirage karstique des eaux de la Moselle vers la Meurthe. Capot-Rey puis Tricart proposèrent enfin une capture par déversement : au Quaternaire, la Meurthe charriait beaucoup moins d'alluvions que la Moselle, celle-ci en accumulait une grande quantité à l'entrée de la percée conséquente du Val-de-l'Ane, où la vallée étroite est creusée dans les calcaires ; les arrivées de grouines descendues des versants dans ce défilé auraient contribué à ralentir puis à bloquer progressivement le passage ; la Moselle, divaguant sur la plaine alluviale de la Justice, aurait fini par se déverser dans un affluent de la Meurthe, le Terrouin.

Il est cependant difficile d'imaginer comment le modeste Terrouin, au faible bassin hydrographique, aurait pu avoir davantage d'énergie que le « Pompey » pour inciser profondément les calcaires bajociens, tout particulièrement disposés à contre-pendage entre Aingeray et Liverdun. S'il existait alors un cours d'eau dans ce secteur, il devait plutôt s'écouler vers la Moselle que vers la Meurthe. C'est l'hypothèse proposée par J. Le Roux et qui prend en compte

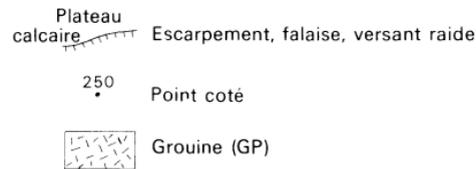
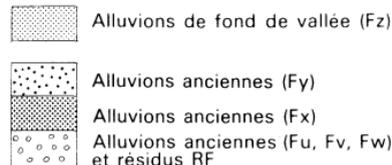
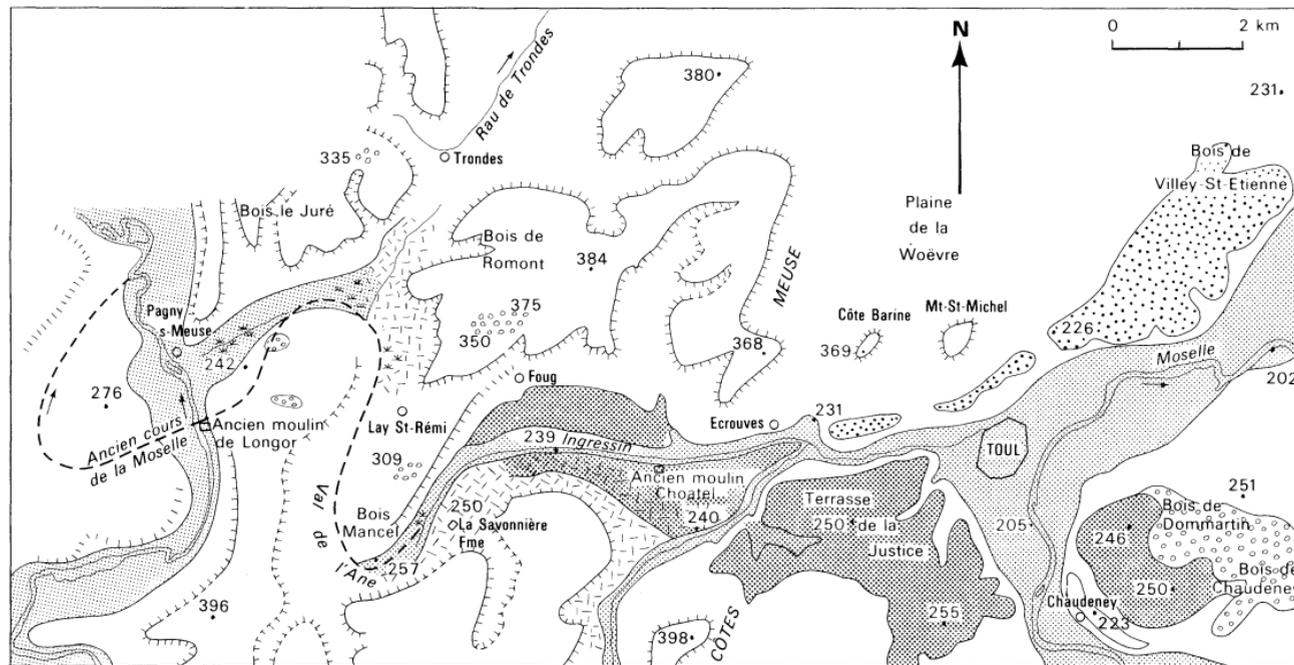


Fig.3 - Le Val de l'Ane - Cours ancien de la Moselle

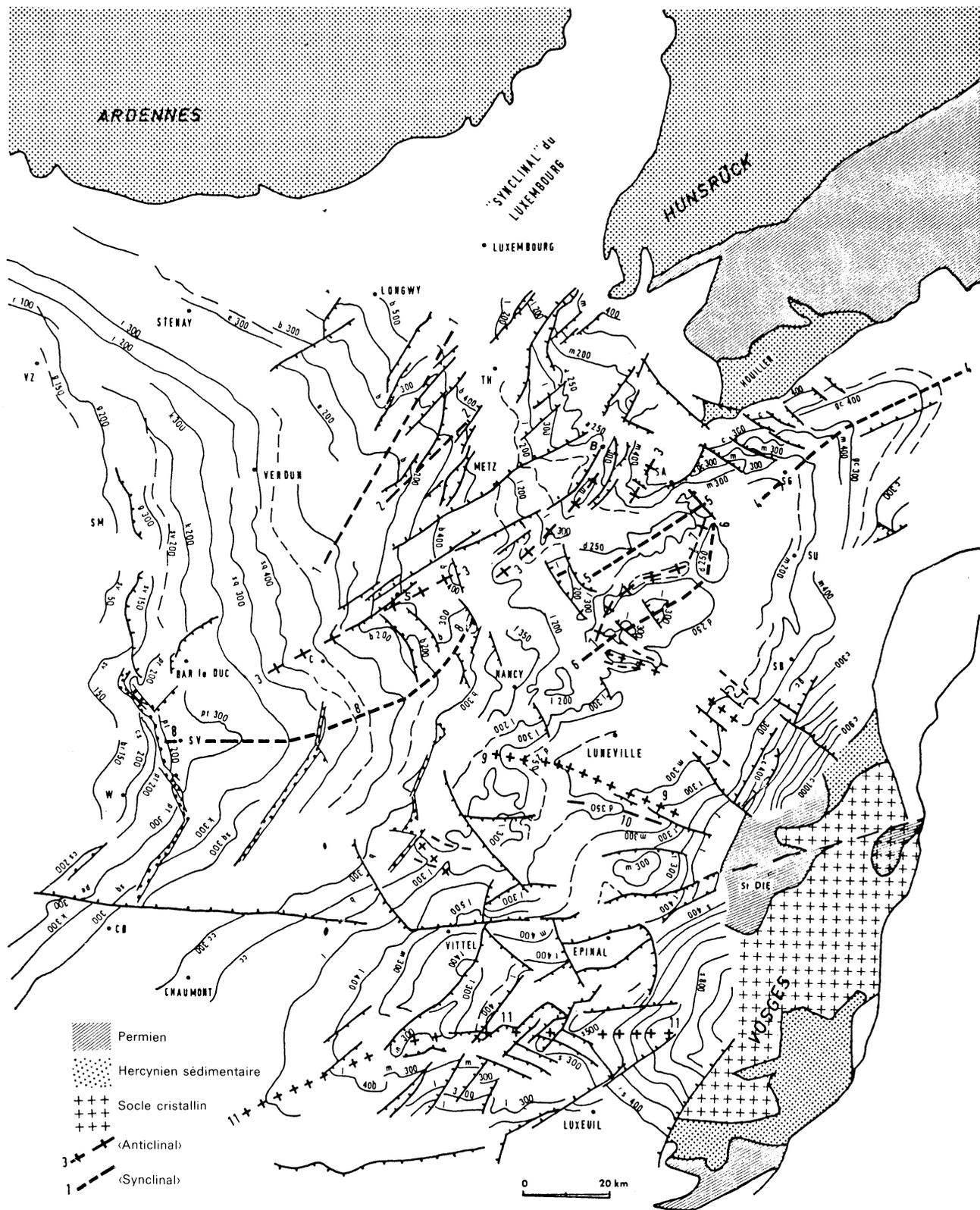
Fig. 4. — Cadre structural régional
(d'après J. Le Roux, 1980)

Localités : B : Boulay ; C : Commercy ; CB : Colombey-les-Deux-Églises ; S : Seicheprey ; SA : Saint-Avold ; SB : Sarrebourg ; SG : Sarreguemines ; SM : Sainte-Menehould ; SU : Sarre-Union ; SV : Savonnières ; TH : Thionville ; VZ : Vouziers ; W : Wassy.

Isohysses cotées en mètres par rapport au Nivellement Général de la France ; équidistance 100 m pour un même niveau repère.

Niveaux repères structuraux (toit des formations) d'Est en Ouest : s : socle cristallin. *Buntsandstein* : c : conglomérat principal ; t : Grès à *Voltzia*. *Muschelkalk* : gc : Grès coquillier ; m : Calcaires à Cératites. *Keuper* : d : Dolomie de Beaumont ; a : Argiles de Chanville. *Lias* : l : Calcaires à Gryphées (Sinémurien) ; f : Formation ferrugineuse (Toarcien-Aalénien). *Dogger* : b : Bajocien ; e : Dalle d'Étain (Bathonien) ; cc : Calcaires compacts (Bathonien). *Malm* : r : Rauracien ; sq : Sequanien (ou « Ptérocérien ») ; k : Kimméridgien ; Portlandien : pt : Calcaires tubuleux ; pe : surface d'érosion anté-Crétacé. *Crétacé* : cs : Calcaires à Spatangues (Hauterivien) ; br : Barrémien ; s.v. mur des Sables verts (Albien) ; g : Gaize.

Ondulations tectoniques : « *Synclinaux* » : 1 : d'Ottange ; 2 : de Conflans ; 4 : de Sarreguemines ; 5 : de Landrof ; 6 : de Château-Salins ; 8 : de Savonnières ; 10 : de Rozelieure. « *Anticlinaux* » : 3 : de Lorraine ; 7 : de Morhange ; 9 : de Mont-sur-Meurthe ; 11 : Voussure de la Vôge.



l'adaptation du réseau hydrographique aux particularités structurales locales. Il remarque que le cours de la Moselle de Toul à Liverdun est parallèle à l'axe synclinal régional de Savonnières—Dieulouard et qu'il se trouve même au fond de cette structure de Villey-Saint-Étienne à Liverdun. C'est un remarquable exemple d'adaptation d'un cours d'eau à une structure synclinale. Pour imaginer l'évolution de ce secteur, il convient alors de tenir compte du contexte structural et lithologique.

Dans ce quart nord-est de la feuille, toutes les formations sont inclinées vers le Sud-Ouest et le toit des calcaires du Dogger calcaire remonte progressivement de 220 m environ à Fontenoy jusqu'à 280 et plus vers Liverdun. Il a ainsi existé longtemps vers Liverdun un obstacle structural à l'écoulement des eaux vers la Meurthe, celles-ci drainées sur les surfaces structurales successivement recoupées ne pouvaient guère couler que vers le Sud-Ouest en direction de la Moselle qui s'écoulait alors vers la vallée de la Meuse.

Au fur et à mesure du décapage des couches marneuses tenares du Dogger supérieur, les cours d'eau affluents de la Moselle s'adaptaient étroitement aux particularités structurales et notamment l'un d'eux s'installait au fond du synclinal de Savonnières à l'Est de Toul

A un certain moment, lorsque l'entaille de ce cours d'eau devint suffisante et l'engorgement du Val-de-l'Ane trop important, la Moselle se déversa alors vers la Meurthe selon l'axe du synclinal de Savonnières puis gagna le Pompey mais en aval seulement de Liverdun.

La boucle de Liverdun correspond au raccord entre le Pompey et l'ancien affluent de la Moselle qui n'avaient aucune raison d'être dans l'alignement l'un de l'autre.

Quoi qu'il en soit, ce déversement, contemporain de la fin de l'accumulation de la nappe de la Justice, aurait donc le même âge que celle-ci. Des restes d'*Elephas primigenius*, trouvés au moulin de Longor, attribués au Riss, étaient la datation de cette nappe, qui prend naissance, bien en amont, au niveau d'Épinal — Golbey.

Il convient de remarquer que les restes de grands Mammifères quaternaires découverts sont relativement abondants mais le plus souvent mal localisés ; il s'agit toujours de débris isolés et remaniés mais jamais de squelettes, trouvés dans les alluvions, parfois dans les fissures des calcaires et même dans la grouine. Ce sont essentiellement des molaires et des fragments de molaire, plus rarement de défenses d'Éléphant. Les rares restes d'*Elephas antiquus*, Éléphant nain de forêt, semblent liés aux « diluviums » des plateaux (M. Bleicher, 1883) ainsi qu'aux alluvions Fw (G. Corroy, 1931). Par contre, les plus abondantes trouvailles de restes d'*Elephas primigenius* (Mammouth) proviendraient de la nappe de la Justice (moulin de Longor) ou de ses alluvions remaniées (Écrouves). Or, *Elephas antiquus* est apparu dès la glaciation de Mindel et *Elephas primigenius* est souvent signalé à la fin de la glaciation de Würm ; le premier était un Éléphant nain de forêt et le second un Éléphant de steppe adapté à des conditions climatiques rigoureuses. Il n'est donc guère possible de tirer de la présence de ces restes des indications chronologiques précises.

D'autre part, dans le Val-de-l'Ane, les apports périglaciaires de grouine ne sont pas joints aux alluvions ; tous les sondages effectués jusqu'ici montrent que la grouine recouvre les alluvions ; par contre, des intercalations de grouines (*) apparaissent dans les alluvions de la nappe Fy (Chaudeney). Il y aurait

(*) Les **grouines** lorraines rappellent les grèzes litées des Charentes ; leur mise sur place fait intervenir non seulement l'action de la gravité mais aussi des processus complexes de climat périglaciaire.

donc une présomption de postériorité des apports périglaciaires dans le Val-de-l'Ane, qui aurait pu être comblé et bouché par eux après le détournement de la Moselle ; celui-ci serait intervenu, au cours de l'interglaciaire éémien séparant Fx et Fy, et le Val-de-l'Ane, cessant d'être parcouru par la Moselle, aurait été comblé par les grouines d'âge Fy, présumées wurmiennes. Il n'est pas exclu, enfin, que le détournement de la Moselle ait obéi, pour une part, à des phénomènes néotectoniques d'affaissement relatif du secteur de Toul—Liverdun.

Il reste donc encore bien des incertitudes sur l'âge et les modalités exactes du détournement de la Moselle dans la région de Toul. En outre, il convient d'être réservé au sujet des rapprochements avec la chronologie glaciaire alpine (Würm, Riss, etc.) dont la généralisation est discutable.

Couverture limono-argileuse

B. Couvertures limono-argileuses parfois sableuses. Des placages limono-argileux discontinus se rencontrent sur toute l'étendue de la feuille. Ils sont caractérisés par une texture fine avec une importante proportion d'éléments compris entre 50 et 2 μ . Leur extension, généralement limitée, est de l'ordre du kilomètre carré sauf lorsqu'elles se mêlent à la *terra fusca*, argile de décalcification rougeâtre des calcaires.

Il faut noter que les limons ne reposent pas directement sur les calcaires mais sur de la *terra fusca* interposée.

Vers l'Ouest, dans le domaine marneux, ces couvertures limoneuses sont très argileuses et reflètent la nature du substrat.

L'origine et le mode de mise en place de ces dépôts sont encore controversés. A des apports éoliens probables, se mêlent des produits de l'altération du substrat dans des proportions variables d'un secteur à l'autre. En outre, il s'y ajoute sans doute des apports fluviaux pour les limons liés aux alluvions et qui auraient pu être mis en place lors des crues de débordement de la Moselle, le tout étant éventuellement remanié par des processus de ruissellement et de solifluxion.

Seules les couvertures d'une certaine épaisseur (en général supérieur à 40 cm), rendant difficile l'identification du substratum, sont représentées sur la carte. De 40 à 80 cm, elles sont représentées par des rayures de couleur et, au-dessus de 80 cm, par une teinte uniforme.

Formations de versants

A, GP. Ensemble de formations de versants des plateaux calcaires. Ces formations, d'épaisseur variable, faible sur les rebords des plateaux, parfois importante sur les bas versants (5 à 8 m), sont toujours largement réparties sur les flancs des côtes calcaires. Elles sont cependant beaucoup plus discontinues que sur la feuille Nancy, notamment en bordure des Côtes de Toul.

Elles sont essentiellement constituées de fragments de calcaire anguleux mélangés à des blocs plus ou moins volumineux, résultant de la désagrégation des matériaux calcaires constituant les côtes ; ces éléments grossiers sont enrobés dans une matrice argilo-limoneuse ou limono-argileuse provenant de l'altération des calcaires et d'éléments issus des formations superficielles des plateaux (limons et *terra fusca*).

Afin de ne pas masquer le substrat géologique, un mode de représentation, très discret, a été retenu pour ces formations dont la délimitation sur le terrain

TABLEAU 1

Tableau récapitulatif des interprétations des différents auteurs
et des différentes feuilles de la carte géologique
(alluvions de la Moselle)

G. Gardet (1) N. Théobald, 1935	J. Tricart (1952)	Feuille Bayon (J. Allouc) (1977)	Ph. Vaskou (1979)	Feuille Toul (1984)	Feuille Nancy (1978)
Pliocène { + 95-100 m Günz + 75 m Hautes terrasses + 55-60m Mindel { + 45 m Moyennes terrasses + 30-35 m Riss { + 15-20 m Basses terrasses + 5-6 m Würm 0	Restes de nappe A Quaternaire ancien Nappe B Riss Nappe C Würm	{ ----- Fv 100-150 m { Fw1 Hautes terrasses Fw2 75-100 m { Fx1 55-60 m Fx2 45 m Moyennes terrasses Fx3 30-35 m { Fy1 15-20 m Basses terrasses { Fy2 5-8 m Fz	190-210 m Niveau 1 Quaternaire ancien I	Fu 190-200 m	
			120-130 m Niveau 2 Interglaciaire Quaternaire ancien II	Fv 135 m	
			90-100 m Niveau 3 Quaternaire ancien III Interglaciaire	75-100 m	
			40 m Niveau 4 (la Justice) Quaternaire moyen	Fx 40-50 m	Fy(2)
			15-25 m Niveau 5 Interglaciaire Quaternaire récent I	Fy 10-25 m	
			0-5 m Niveau 6 Interglaciaire Quaternaire récent II	Fz 0-5 m	Fz

(1) Nomenclature reprise par G. Gardet en 1953 pour la 3^e édition de la feuille Nancy à 1/80 000.

(2) Les alluvions notées Fy au bois de Grèves à 260 m (40 m environ au-dessus de la rivière) pourraient sans doute se rattacher à la nappe de la Justice.

Remarque : les cotes sont données en valeurs relatives par rapport à la plaine alluviale actuelle ; ces indications n'ont qu'une valeur locale pour des tronçons bien définis et ne doivent pas être généralisées, comme on le faisait autrefois, au cours entier de la rivière.

est malaisée en raison de la discontinuité des observations et de l'existence de formations intermédiaires entre différents types assez bien tranchés ainsi que de leur imbrication et même, parfois, de leur superposition.

Il existe trois types principaux de formations de versant :

— *colluvions* (A) : par des processus de gélifluxion ou de solifluxion, des plaquettes (gélifracsts) de calcaires du Bajocien ou de l'Oxfordien, mêlées à la *terra fusca*, sont descendues assez loin vers le bas du versant où elles recouvrent les marnes ;

— *éboulis désordonnés* (A) : composés principalement de blocs et de plaquettes calcaires, ils sont peu épais, mis en place par gravité au pied de certaines corniches ;

— *grouines* (GP) : caractérisées par la superposition de lits frustes, à fragments calcaires centimétriques et subanguleux et de lits plus fins (argilo-silteux), les uns et les autres sensiblement parallèles à la pente du versant. Ces dépôts sont plus abondants que sur la feuille voisine Nancy, notamment en bordure des Côtes de Toul, peut-être en raison du caractère microgélif du calcaire oxfordien. Leur épaisseur peut être considérable et atteindre plusieurs dizaines de mètres (Blénod-lès-Toul, Pierre-la-Treiche). Elles emplissent le fond de nombreux vallons (Pierre-la-Treiche) et alimentent des épandages importants masquant les alluvions anciennes, notamment dans le Val-de-l'Ane et au Sud de l'Ingressin.

Une grande partie des formations de versant est sans doute relativement récente ; cependant les grouines se sont formées à diverses reprises comme le montrent les intercalations observées dans les alluvions de la nappe Fy à Chaudeney.

Parfois les côtes calcaires sont affectées par d'importants éboulements en masse, comme celui rencontré lors de la construction de la voie ferrée au Nord de Maron (*cf.* Jeannel, 1885).

Formations anthropiques

X. Remblais, déblais. Les principaux remblais et déblais connus sont indiqués ; cependant un certain nombre lié à l'activité industrielle ou aux grands travaux d'infrastructure ne peuvent être délimités avec précision et ne figurent pas sur la carte. Il est cependant possible de se faire une idée de ces remblais en examinant le fond IGN qui signale les autoroutes, voies ferrées, canaux, aérodromes ainsi que les usines ; toutes ces infrastructures ont entraîné d'importants travaux de terrassement.

Les déblais concernent surtout les mines de fer maintenant abandonnées aux environs de Maron.

Les remblais historiques de Toul résultent des constructions qui se succèdent sur ce site depuis de nombreux siècles ; leur épaisseur peut atteindre 5 mètres.

Les décharges dont les dimensions sont, en général, trop réduites pour être figurées clairement à 1/50 000 sont indiquées par un signe particulier.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Structure souple

Il n'est pas possible de décrire la structure souple du territoire de cette feuille sans la replacer dans le contexte régional. Toul se trouve à la terminaison orien-

taie du synclinal de Savonnière—Dieulouard qui traverse la feuille en diagonale incurvée (fig. 4, les grands traits structuraux sont rappelés dans le texte par les numéros qu'ils portent sur la figure). Simple dans sa partie occidentale, ce synclinal se complique singulièrement vers l'Est, où des ondulations annexes viennent se surimposer à la structure d'ensemble, et où une série de failles courbes transverses décale les axes structuraux et les rend difficiles à suivre (fig. 5). La partie sud-est de la feuille, de structure relativement simple, est située sur le flanc sud de ce grand synclinal complexe.

Dans la partie nord-ouest, il est possible de définir schématiquement une structure déprimée passant approximativement au Nord du Val-de-L'Ane ainsi que le long de la vallée de la Moselle (de Toul à Liverdun) selon le synclinal de Toul (2) et les petites cuvettes structurales de Francheville (3), Villey-Saint-Étienne (4) et de la forêt de Natrou (5), qui assurent le relais avec la cuvette de Dieulouard (6) notablement plus importante que les précédentes. Cet ensemble de structures déprimées, assimilées à l'échelle régionale à la terminaison orientale du synclinal de Savonnières—Dieulouard (fig. 4) n'est, en réalité, qu'une succession de déformations affectant son flanc sud. Plus ou moins symétriquement, existe aussi une ondulation sur son flanc nord [synclinaux d'Ansauville (8) et de Minorville (9)].

Ainsi le demi-dôme faillé de Royaumeix (7) se trouve-t-il paradoxalement situé au cœur de la structure synclinale.

L'inclinaison des formations est généralement faible avec une moyenne de 20 à 30 ‰ (2 à 3°), aussi a-t-il été nécessaire d'exagérer l'échelle des hauteurs de la coupe figurant en marge de la carte, afin de faire ressortir les ondulations structurales.

Structure cassante

Les failles importantes sont presque toutes orientées N.NW et localisées dans la moitié nord-ouest de la carte. Elles sont responsables du décalage des axes des ondulations. Les compartiments surélevés peuvent parfois prendre l'allure de demi-dômes (Royaumeix), les compartiments affaissés, l'allure de demi-cuvettes (Villey-Saint-Étienne, forêt de Natrou, dépression d'Andilly associée à la faille de Royaumeix et vraisemblablement à un accident masqué sous les argiles du Bathonien et du Callovien). Les rejets de faille sont variables ; les plus importants atteignent 60 m (Royaumeix, F 1) et 50 m (forêt de Haye, F 4). La partie sud de la carte est moins taillée. Il faut cependant noter les failles du bois de Bicqueley (F 5, 40 m) et celle du ruisseau des Bouvades (F 6, 20 m), tout à fait au Sud, ainsi que le fossé de Bicqueley (F 7), dont l'effondrement n'ex-cède jamais 15 à 20 mètres. Ces accidents marquent la terminaison de l'importante structure faillée des fossés de Colombey et de Rémoville. Prenant naissance à plus de 40 km au Sud (Sud-Est de Neufchâteau), celle-ci présente un certain nombre de relais tectoniques (fig. 4) et vient mourir près de Chaudey, où elle n'est pas sans rapport avec le grand coude de la Moselle. Elle a favorisé la karstification du plateau de Colombey-les-Belles (cf. Hydrogéologie) et son drainage souterrain, vers la vallée de la Moselle, par l'intermédiaire d'une série de résurgences aux environs de Pierre-la-Treiche.

Tous ces accidents ont probablement une origine profonde et ne sont que le rejeu de failles anciennes du substratum primaire à travers le revêtement sédimentaire. Les études de la fracturation en surface (P. Steiner, 1980) montrent que les derniers mouvements enregistrés ont une composante horizontale prépondérante (coulissage). Sans doute faut-il voir, dans la disposition apparemment désorganisée des demi-dômes et des demi-cuvettes, le résultat de la rela-

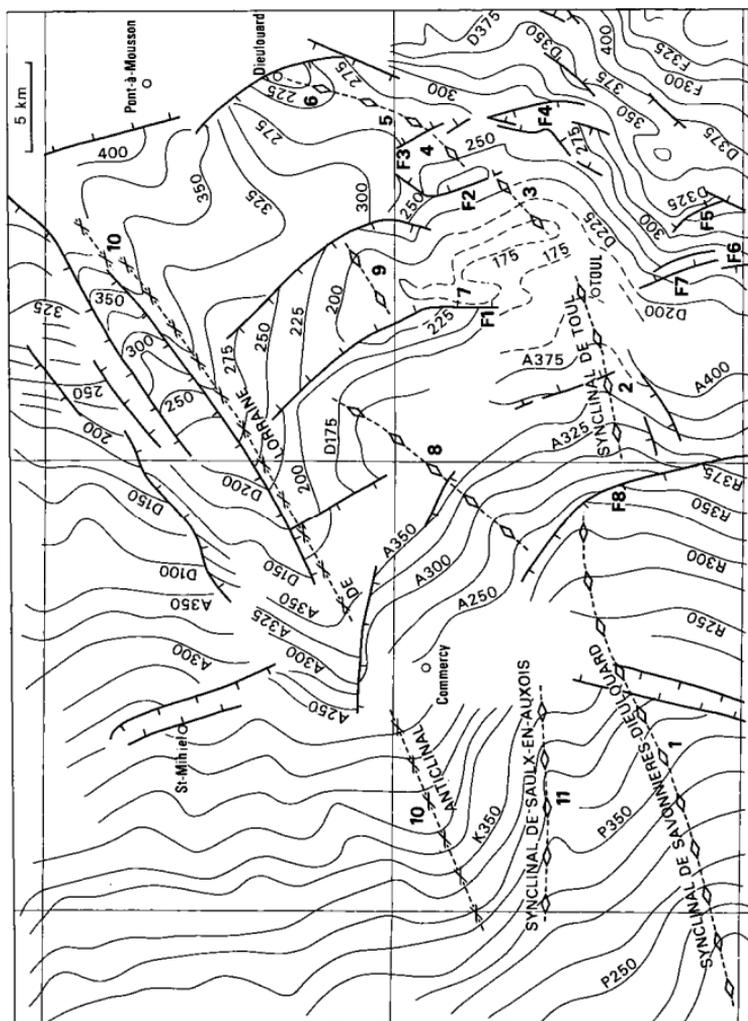


Fig. 5. — Terminaison du synclinal de Savonnières—Dieulouard

1 Synclinal de Savonnières—Dieulouard. 2 Synclinal de Toul. 3 Cuvette de Francheville. 4 Cuvette de Villey—Saint-Étienne. 5 Cuvette du bois de Natrou. 6 Cuvette de Dieulouard. 7 Cuvette d'Andilly. 8 Synclinal d'Ansauille. 9 Synclinal de Minorville.

10 Anticlinal de Lorraine. 11 Synclinal de Saultx-en-Barrois.

F1 : faille de Royaumeix. F2 : faille de Villey-Saint-Étienne. F3 : faille de la forêt de Natrou. F4 : faille de la forêt de Haye. F5 : faille du bois de Bicqueley. F6 : faille du ruisseau des Bouvades. F7 : fossé de Bicqueley. F8 : faille de la forêt de l'Essart.

Isohypses :

P : mur du Portlandien

K : toit du Kimméridgien inférieur (*Ptérocénien*)

R : toit de l'Oxfordien moyen (*Rauracien*)

A : toit des Polypiers inférieurs de l'Oxfordien

D : toit de l'Oolithe milliaire supérieure (*Bajocien supérieur*)

F : toit de la Formation ferrugineuse (*Toarcien supérieur*).

tive indépendance tectonique des lanières découpées par les failles, à la fois dans le revêtement sédimentaire et dans le substratum, chacune de ces lanières réagissant apparemment à sa manière aux contraintes horizontales imposées à l'ensemble.

GÉOMORPHOLOGIE

Évolution générale du relief

La morphologie du territoire de la feuille Toul, comme de toute la région lorraine, est indissociable de l'histoire tertiaire de l'Est du Bassin de Paris. Selon J. Tricart (1949), à la fin de l'Oligocène — début Miocène, la région était occupée par une surface d'érosion à peu près plane qui, tronquant les assises sédimentaires, descendait des Vosges en direction du Nord-Ouest ou du Nord jusqu'à la mer du Nord, le Massif ardennais ne s'étant pas encore soulevé. Sur ce vaste « glaciais burdigalien » (Miocène inférieur), se serait épanchée une nappe de galets de quartz et de quartzite, repris aux Grès vosgiens à la faveur de mouvements tectoniques. Ce serait au Miocène moyen (Helvétien) que les rivières (Meurthe, Moselle, Meuse) se seraient établies conformément à la pente topographique, s'encaissant légèrement, déterminant ainsi une nouvelle surface mio-pliocène en contrebas du glaciais burdigalien et concentrant les galets en nappes alluviales organisées. Les mouvements ultérieurs fini-tertiaires (affaissement du centre du Bassin de Paris, élévation de ses bordures, notamment Vosges et Ardenne) et actuels n'ont modifié que légèrement le cours de ces rivières qui apparaissent ainsi surimposées à la structure actuelle. Les cuestas seraient ainsi apparues progressivement, les cours d'eau dégagant les assises argileuses, mettant en relief les assises calcaires plus dures. La morphologie actuelle est cependant liée pour l'essentiel aux variations climatiques du Quaternaire au cours duquel se succède dans le Bassin de Paris une alternance de phases climatiques périglaciaires froides et plus ou moins humides lors des glaciations et de réchauffements lors des interglaciaires, en même temps que s'encaisse le réseau hydrographique.

La mise en relief des côtes et le recul de leur front ont certainement été largement favorisés par les alternances de gel et de dégel, qui ont amené la formation de nappes de grouine (ou grèzes) (matériaux calcaires produits par l'action du gel sur les calcaires : gélifraction). Nombre de ces accumulations, parfois importantes, existent encore au pied des Côtes de Meuse (Mont-le-Vignoble) ou de Moselle (Pierre-la-Treiche). Le réseau hydrographique en a certainement été largement influencé, notamment en ce qui concerne les vallées sèches, parfois profondément encastrées dans les plateaux calcaires (voir en particulier la vallée de Bellefontaine en lisière orientale de la carte) et dont on ne peut guère imaginer le façonnement sans écoulement superficiel. Ces calcaires étant extrêmement perméables (en raison des karsts), le climat actuel ne permet la formation de ruisseaux, dans ces vallées, qu'exceptionnellement, pour de courtes périodes, en très hautes eaux (fortes précipitations hivernales ou fusion des neiges très rapide), et pour certaines de ces vallées seulement ; la grande majorité d'entre elles reste toujours sèche. En contexte périglaciaire, les terrains étant gelés une bonne partie de l'année, voire toute l'année, et ainsi imperméabilisés, un écoulement superficiel devient possible, les phénomènes de gélifraction et de solifluxion pouvant alors façonner des vallées relativement importantes et même assurer leur encaissement. Ce même climat périglaciaire a cepen-

dant su parfois respecter les structures géologiques avec une grande fidélité. C'est le cas notamment sur les revers de côtes qui, hormis quelques vallées encaissées, forment des plateaux peu accidentés, qui reflètent souvent étroitement la géométrie des formations sédimentaires (surface structurale). Ce n'est qu'au sommet des côtes que cette relation s'estompe, la morphologie n'ayant souvent plus de rapport avec la structure. Cette disposition est particulièrement nette dans la forêt de Haye, le long de la Nationale 4, à l'Est du carrefour des Cinq Tranchées où le plateau est une surface d'érosion qui recoupe en biseau les calcaires du Bajocien inférieur.

OCCUPATION DU SOL

VÉGÉTATION ET SOLS

Considérations générales

Ce n'est généralement pas par leur âge (*), mais par leur nature physico-chimique que les substrats pédologiques et géologiques ont une influence sur la végétation spontanée. Cela explique que l'influence des formations superficielles, même de très faible épaisseur et donc non représentées sur la carte, soit très importante, au point de l'emporter souvent sur celle de la roche sous-jacente.

Pour la végétation, au facteur de changement que constitue la succession d'Ouest en Est d'étages géologiques de nature variée, s'opposent deux facteurs d'homogénéisation : un climat régional homogène, dit lorrain, favorable au Hêtre (*Fagus sylvatica*) et à la hêtraie, et la présence, un peu partout, de formations superficielles essentiellement limoneuses le plus souvent trop minces pour être représentées (dans le souci de ne pas surcharger exagérément les cartes et de ne pas masquer trop souvent le substrat).

L'épaisseur de ces limons est fondamentale pour le déterminisme de cette végétation. Si elle dépasse 30 cm, le substrat géologique a une influence secondaire, le sol est de type brun lessivé à lessivé et la forêt une hêtraie. Avec moins de 30 cm de limons, le type de végétation dépend à la fois des limons et du substrat géologique sous-jacent, surtout s'il y a une discontinuité nette entre les deux.

Des conditions topographiques particulières peuvent provoquer une modification locale du climat (climat local ou mésoclimat), à laquelle correspondra un type particulier de végétation (climat stationnel). C'est ce qui se passe sur les plateaux calcaires jurassiques de Lorraine (Côtes de Meuse et Côtes de Moselle), où l'existence de fronts de côtes et de vallons plus ou moins encaissés crée une variété assez grande de climats locaux.

Il faut aussi citer l'action humaine qui, dans ces pays de vieille civilisation, a profondément marqué de son influence le paysage naturel, sans parler d'avantage des faciès cultureux (champs, prairies, vergers, reboisements, ...), qui sont des formations végétales directement créées par l'Homme. Celui-ci a parfois assez profondément transformé les formations naturelles (climatiques) par le traitement qu'il leur a imposé. Ainsi, dans le territoire étudié, certaines chênaies-charmaies ne sont que des faciès de dégradation de hêtraies. On tou-

(*) L'âge intervient cependant d'une manière importante dans les processus de formation de sol et en particulier ceux formés sur limons (processus de désaturation et de lessivage), mais ces derniers sont tous relativement récents sur le territoire considéré.

che là à la notion de série de végétation, qui regroupe tous les groupements végétaux (friches, pelouses, broussailles, forêts) qui se succèdent dans le temps en un lieu donné, par évolution progressive (vers le climax) ou régressive, naturelle ou artificielle.

Les divers types forestiers

Plutôt que de présenter la végétation naturelle, série par série, comme cela se fait dans les cartes de végétation, il a été jugé préférable, dans le cadre d'une carte géologique, de la faire selon les grandes formations géologiques avec lesquelles elle entretient des rapports étroits.

Plateaux calcaires. Ils correspondent, sur cette feuille Toul, à une partie des Côtes de Moselle (Bajocien—Bathonien) et à une partie, plus restreinte, des Côtes de Meuse et des buttes témoins qui en sont détachées (*Argovien—Rauracien*).

Les plateaux calcaires sont le domaine de la hêtraie, non pas une hêtraie pure, mais une hêtraie mêlée de Chênes (Chêne pédonculé et surtout Chêne sessile), de Charmes et d'essences diverses (Erables, Tilleuls, Ormes, Sorbiers...). Il ne s'agit pas d'un type unique, mais de toute une série variant en fonction de la nature du sol. Sur plateau, selon la teneur en CaCO_3 du substrat géologique, les sols vont de la rendzine (sol caillouteux calcaire sans ou avec très peu d'argile de décarbonatation) au sol brun eutrophe (argile de décarbonatation épaisse), en passant par le sol brun calcique. La présence de limons (bois de Gondreville par exemple) ou d'alluvions très anciennes de la Moselle (bois de l'abbé Mansuy) induit des sols brun-lessivés ou lessivés.

A chacun de ces types de sol correspond un type forestier bien caractérisé sur le plan écologique et floristique :

- hêtraie xérophile à Seslerie, à mull calcaire, sur les rendzines,
- hêtraie neutrobasophile à Mélique et Canche cespiteuse, à mull eutrophe, sur sols bruns eutrophes,
- hêtraie mésoneutroacidocline à Millet diffus et Chèvrefeuille des bois, à mull mésotrophe, sur les sols lessivés.

Sur les versants exposés au Nord, un climat local plus frais explique une plus grande abondance de l'Erable sycomore, du Tilleul à grandes feuilles et de l'Orme de montagne. C'est là que se localisent des espèces typiquement montagnardes comme la Dentaire pennée et l'Actée en épi. Si ces pentes sont constituées d'éboulis grossiers, le Hêtre est éliminé au profit du Tilleul à grandes feuilles et une belle Fougère, la Scolopendre, se développe en sous-bois. De bons exemples peuvent être vus sur les versants qui dominent la Moselle, au Nord et au Sud de la forêt de Haye.

Au contraire, dans la partie supérieure de certains versants exposés au Sud (en l'absence de colluvions) se rencontre un groupement de hêtraie thermoxérophile caractérisé par l'Alisier blanc et le Chêne pubescent (exemple : bois de maron).

Par contre, dans les fonds des vallons secs des Côtes de Moselle, le Hêtre est éliminé à cause des gelées tardives. Une chênaie pédonculée-ébrailaie à caractère submontagnard occupe ces fonds. Le Frêne y est plus ou moins abondant suivant le régime hydrique des sols. L'Aconit tue-loup, souvent présente, en est la meilleure caractéristique (vallons de la Crédence, Fonds de Monvaux dans le massif de Haye, vallon de la Fontaine de la Deuille...).

Argiles de la Woëvre. Le facteur écologique essentiel est le régime hydrique des sols. Ceux-ci, d'une manière générale, sont profondément affectés par des phénomènes d'hydromorphie (pseudogley), ce qui explique le remplacement général du Hêtre par le Chêne pédonculé.

Ici aussi la présence de placages de limons peut être décisive. Si leur épaisseur est supérieure à 30/35 cm, les sols sont bruns lessivés, plus ou moins marmorisés et une hêtraie-chênaie mésoneutrophile peut se développer (ex. : bois de Ficonpré).

En l'absence de limon, se développent des pélosols plus ou moins à pseudogley et, à moins de 30 cm de limons, des pélosols-pseudogleys. Dans ces deux cas se rencontre une chênaie pédonculée—charmaie mésoneutrophile à mull mésotrophe où le Tilleul à petites feuilles peut être localement abondant. La flore du sous-bois y est beaucoup moins riche que sur les plateaux calcaires. L'Aubépine et la Canche cespiteuse sont constantes, le Millet diffus, la Laïche des bois et le Brachypode des bois sont plus disséminés.

Enfin, dans les parties les plus basses, souvent inondées, existent des groupements plus hygrophiles :

- soit une chênaie à grands Carex (*C. riparia*, *C. acutiformis*),
- soit une chênaie-frênaie riche en Trembles et en Ormes lisses,
- soit enfin une aulnaie-frênaie dans les parties les plus humides. Le sol est alors un gley.

Dans la partie sud-ouest du bois de Lagney, sur des alluvions du Terrouin, constituées de grouine calcaire, la chênaie-frênaie à Orme lisse se présente sous un faciès à Ail des Ours très particulier.

Marnes bathoniennes. Entre les plateaux calcaires du Dogger et la dépression argileuse de la Woëvre, existe une bande intermédiaire de marnes bathoniennes peu ou pas marquée dans le paysage.

La végétation forestière y est également de type intermédiaire. Il s'agit d'une chênaie-charmaie mésoneutrobasophile à mull eutrophe à Chêne sessile, Chêne pédonculé, Charme, Hêtre,... Le sous-bois y est très riche en espèces diverses (exemple : bois le Prêtre, bois Ropage...).

Utilisation du sol

Elle varie en fonction des grandes unités géologiques.

Sur les plateaux calcaires (Bajocien, *Argovien—Rauracien*) la forêt domine nettement, en grande majorité des forêts domaniales ou communales, où le régime en vigueur est, en général, la « conversion » des anciens « taillis-sous-futaie » en « futaies régulières » de Hêtres et de Chênes. Cette conversion n'est achevée qu'en quelques secteurs de la forêt de Haye (bois de Remenaumont en particulier).

Quand la forêt a été défrichée, c'est au profit de l'agriculture (céréales) ou du pâturage (parcours à moutons). Dans ce dernier cas, il s'agit de pelouses à Brome érigé et Brachypode penné, souvent riches en orchidés (basse vallée du Terrouin en particulier).

Lorsque l'élevage ovin est abandonné, ces pelouses sont souvent reboisées en Pin sylvestre et Pin noir d'Autriche. Un certain nombre d'entre elles servent actuellement de terrain d'exercice pour l'armée.

Tout autour de Toul, de nombreux ouvrages militaires ont été réalisés en 1870 et 1914. Aujourd'hui abandonnés, leurs abords sont généralement mar-

qués par des plantations de Robiniers, de Cytise-Aubour et des friches de Saules, Eglantiers et Prunelliers.

Les marnes du Bathonien, qui portent des sols plus profonds et moins secs, ont été beaucoup plus défrichées ; l'agriculture (céréaliculture) y domine nettement.

Dans la Woëvre, le taux de boisement est beaucoup plus faible que sur les plateaux calcaires. En raison du caractère argileux des sols, à côté de la céréaliculture, les herbages permanents occupent une place considérable et soutiennent un élevage bovin important.

Les forêts, de Chênes, sont surtout communales et le régime du taillis-sous-futaie y est dominant, la conversion n'ayant débuté que très tard.

Il faut signaler enfin la présence de nombreux petits étangs artificiels pour la pisciculture.

Enfin, le pied des Côtes de Meuse, de Boucq à Mont-le-Vignole, est le seul endroit en Lorraine où la culture de la vigne persiste (Gris de Toul). En outre une arboriculture fruitière y est bien développée : le Prunier-Mirabellier vient largement en tête suivi du Prunier Quetschier et des Pommiers.

Toul a toujours été un carrefour stratégique de première importance. La voie romaine de Dijon à Trèves y passait et c'est toujours un nœud fluvial, routier et ferroviaire important. Pendant longtemps petite ville de garnison, Toul commence à exploiter ses atouts et s'éveille à l'industrie.

ARCHÉOLOGIE ET PRÉHISTOIRE

S'il n'existe pas de site notable à indiquer sur la carte de nombreuses trouvailles ont néanmoins été faites aux environs de Toul et le long de la vallée de la Moselle.

Époque paléolithique

Les terrasses de la Moselle, les lambeaux d'alluvions et les placages de limons des plateaux avoisinants livrent en surface quelques stations à quartzites taillés du Paléolithique inférieur et moyen : nucléus, éclats bruts de taille, outillage sur éclats, galets aménagés et bifaces (Pierre-la-Treiche, Ecrouves, Toul, Aingeray, Liverdun, etc.). Certains remplissages de failles karstiques du plateau de Haye ont conservé des restes de Mammifères quaternaires avec parfois de rares outils (Jaillon, Pierre-la-Treiche...).

Le Paléolithique supérieur et le Mésolithique sont absents de cette carte mais ces périodes sont en général peu représentées dans l'ensemble de la Lorraine.

Époque néolithique

Jusqu'à présent aucune trouvaille ne vient attester l'implantation des premiers agriculteurs de la civilisation danubienne dans la région de Toul vers — 4 000 ans avant J.-C. Mais les groupes humains plus tardifs du Néolithique final (— 2 500 — 1 800) à faciès culturel déjà régional sont bien représentés. Etablis principalement le long de la vallée de la Moselle, leurs structures d'habitat ne se sont pas conservées jusqu'à nous. Par contre, leur rituel funéraire nous est mieux connu. En effet, les cavités karstiques des falaises dominant la vallée de la Moselle ont été aménagées en grottes sépulcrales à inhumations

individuelles (grotte du Géant, Maron) ou collectives (Trou des Celtes, Pierre-la-Treiche). Ces sépultures accompagnées d'offrandes funéraires montrent que la vallée de la Moselle est une zone de contact entre les influences d'Outre-Rhin et du Bassin parisien.

Les mégalithes dont les formes se rattachent aux mégalithes de Franche-Comté et du Bassigny sont représentés par trois allées couvertes et coffres sous tumulus à Sexey-aux-Forges. Fouillés au début de ce siècle, il n'existe plus aucune structure visible actuellement.

Age du Bronze

Le Bronze ancien est attesté par quelques trouvailles isolées de haches en métal (Moutrot, Toul). Mais le bronze n'apparaît vraiment en Lorraine qu'au Bronze moyen (— 1500) pour se diffuser largement au Bronze final. Le secteur Toul—Liverdun est particulièrement riche en vestiges de ces deux périodes :

— *Bronze moyen* : trois tumulus de la Garenne à Liverdun et des trouvailles isolées d'objets métalliques dans les dragages de la Moselle, aux environs de Toul ;

— *Bronze final* : cachette de Lay Saint-Rémy, trouvailles isolées de Royaumeix de Jaillon et dans les dragages de la Moselle.

L'ensemble de ces divers objets montre des affinités avec le plateau suisse et le Jura. Les éperons barrés d'Aingeray, Frouard, Liverdun, etc. dont l'âge est souvent indéterminé montrent une forte implantation protohistorique le long de la vallée de la Moselle.

La plupart de ces découvertes archéologiques sont exposées au Musée Lorrain à Nancy et au Musée de Toul.

MOUVEMENTS DE TERRAIN

Les coteaux du Toulinois sont très sensibles aux glissements.

A notre connaissance, le témoignage le plus ancien suggère un glissement à Toul même, à la côte Saint-Michel, en 1594. Un exemple récent : au cours de l'hiver 1909-1910, une partie du fort du Tillot, au Sud de Toul, s'affaisse subitement, sans doute en raison du glissement des argiles sur lequel il est construit.

Les mêmes coteaux sont extrêmement sensibles à l'érosion des formations superficielles et des sols qu'ils portent. Le vignoble de Maron connaît ainsi, il y a plusieurs siècles, une véritable catastrophe. A nouveau, l'orage du 24 mai 1830 « emmena les terres, mit à nu les couches de la vigne... de sorte qu'il fallut... reporter les terres que les eaux avaient entraînées dans la prairie par milliers de mètres cubes ». Ce processus se reproduit le 11 juin 1885. Près de nous, en août 1955, une « trombe d'eau » couvre les vignes de Lucey à tel point que le village est envahi par la boue. D'une manière générale, lors d'un mémorable orage, en septembre 1812, la dégradation des versants est telle, dans la région de Toul, que « les prairies... furent couvertes de terre et de pierres ». D'une manière significative, la population de Brûley attribue il y a un siècle au déboisement du plateau par le Génie une péjoration du climat qui se traduirait par une recrudescence de l'érosion en contrebas : « les orages produisent dans les vignes des ravinements plus considérables qu'autrefois ».

GÉOTECHNIQUE

Les problèmes géotechniques sont fonction soit des propriétés du substratum affecté par l'altération et les phénomènes morphodynamiques soit des caractéristiques (nature et répartition) des formations superficielles.

A cet égard, se distinguent, sur la feuille Toul, du point de vue morphologique et lithologique : le plateau calcaire de Haye (calcaires du Dogger), la plaine argileuse de la Woëvre, les plateaux calcaires des Hauts de Meuses, les divers versants marneux installés sur les formations liasiques et callovo-oxfordiennes, la plaine alluviale de la Moselle.

- **Les calcaires du Dogger** sont de bonne qualité bien qu'altérés et fissurés. Les problèmes majeurs y sont liés à l'inégale épaisseur de la couverture limoneuse qui peut masquer des cavités de dissolution et à la fracturation qui les affecte, en particulier en bordure des versants, délimitant ainsi des panneaux sur les marnes sous-jacentes.

Il existe certaines difficultés de terrassement dans certains faciès durs (calcaire à Polypiers) peu fracturés. Enfin, les zones défilées des anciennes exploitations de minerai de fer doivent être considérées *a priori* comme instables, pouvant donner lieu à des effondrements et des affaissements.

- **Les marno-calcaires du Callovien et de l'Oxfordien** sont de moindre qualité géotechnique. Les problèmes essentiels y sont liés à l'épaisseur de la frange d'altération, de plasticité en général élevée, et aux caractéristiques souvent médiocres des placages limoneux.

- **Les formations marneuses de versants** (argiles et marnes du Domérien, du Toarcien, du Callovien) ont les caractéristiques générales suivantes :

- leur frange d'altération, d'épaisseur variable, peut atteindre une dizaine de mètres et présente des propriétés mécaniques médiocres ;

- l'existence de circulations d'eau en charge dans des niveaux interstratifiés ou des horizons sous-jacents de perméabilité supérieure conduit souvent à une saturation de ces faciès ;

- elles sont le plus souvent sous des éboulis de pente de composition hétérogène, d'épaisseur inégale et de nature variable du sommet à la base des versants. Des circulations d'eau, souvent en charge, ont lieu au contact éboulis—marnes sous-jacentes et contribuent à l'imbibition des terrains.

Ces caractéristiques les rendent sensibles aux glissements de terrain, superficiels ou profonds, naturels ou liés aux activités humaines : modification du régime hydraulique, terrassements, surcharge (voir paragraphe Mouvements de terrain).

- **Les formations alluviales de la vallée de la Moselle** sont, en fond de vallée, essentiellement sablo-graveleuses sous une couverture limono-sableuse, plus argileuses et limoneuses en ce qui concerne les terrasses anciennes.

Dans les vallées secondaires, elles sont essentiellement argilo-limoneuses. Des horizons particulièrement compressibles peuvent être rencontrés dans ces vallées ainsi que dans la vallée de l'Ingrassin.

Les problèmes sont liés à la présence d'eau à faible profondeur (particulièrement gênante pour les terrassements), aux variations de la nature des matériaux, aux tassements.

SISMICITÉ

Sur une carte des intensités maximales connues, le Toulais fait partie de l'aire dans laquelle une intensité VI n'apparaît que d'une manière clairsemée, sans possibilité de généralisation (*). Si quelques épacentres microsismiques sont signalés dans cette région, aucun épicentre macrosismique n'est connu jusqu'ici (**), sous réserve de la poursuite de la révision de sismicité historique. Autrement dit, les intensités sont dues exclusivement à des séismes plus ou moins éloignés.

En tête vient le tremblement de terre de Remiremont le 12 mai 1682. « Il n'y eut, Dieu merci, aucun dommage en cette ville », dit le Livre des Enquêteurs de Toul. D'autres séismes vosgiens ne peuvent être cités que pour mémoire. Ainsi, la crise qui se produit il y a une dizaine d'années au Nord-Est d'Épinal et qui culmine avec le séisme du 12 novembre 1974 n'affecte pas le Toulais, à la limite de l'aire macrosismique de la secousse principale.

Parmi les séismes rhénans, il convient de mettre en relief le tremblement de terre de 1356 dont l'aire macrosismique s'étend jusqu'en Champagne. Le plus souvent, le Toulais est cependant situé aux limites de cette aire, par exemple le 8 février 1933 ou le 15 juillet 1980. Parmi les séismes souabes, seul l'aire macrosismique du tremblement de terre du 16 novembre 1911 englobe largement le Toulais. Pour d'autres événements de cette origine, la région est située une fois de plus aux confins de l'aire macrosismique, par exemple le 3 septembre 1978. En outre, sont ressentis légèrement, au cours des siècles, plusieurs séismes notables des Alpes et du Rhin moyen. En matière de sismicité, le Toulais fait partie, en l'état actuel des connaissances, d'un domaine de stabilité privilégiée même si la manière dont des séismes lointains sont parfois rencontrés dans les tours d'habitation suscite parfois quelque inquiétude comme en 1976 (Frioul).

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Pluviométrie

La pluviométrie annuelle est relativement faible pour la région. Les valeurs les plus basses sont enregistrées au Nord-Est (confluence de la Meurthe et de la Moselle = 700 mm) alors que la pluviométrie s'accroît en fonction de la topographie, atteignant des valeurs maximales sur les Côtes de Moselle et les Côtes de Meuse.

Hydrographie

L'essentiel du territoire de la feuille Toul correspond au bassin de la moyenne Moselle et de ses affluents (Terrouin, Ingressin) sauf sur sa frange ouest drainée vers le bassin de la Meuse.

(*) J. VOGT *et al.* (1981) — Carte sismotectonique de la France à 1/1 000 000. *Mémoire B.R.G.M.*, n° 111.

(**) J. VOGT *et al.* (1979) — Les tremblements de terre en France. *Mémoire B.R.G.M.*, n° 96.

Le débit moyen annuel de la Moselle (période 1960—1972) à Toul correspond à une lame d'eau écoulee de 579 mm (soit 18,3 l / s/ km²) pour un bassin-versant de 3 350 km², le débit minimum mensuel se situant en juillet (24,6 m³/s pour une lame d'eau de 7,34 mm).

Sur le plan qualitatif, d'après l'inventaire dressé en 1981 par la Mission déléguée de Bassin Rhin-Meuse, les eaux de la Moselle sont de qualité 2 (passable).

Hydrogéologie

Définition des réservoirs

Les principaux aquifères présent dans le cadre de la feuille de Toul sont :

- les grès du Buntsandstein,
- les grès du Rhétien,
- les calcaires du Bajocien et du Bathonien,
- les calcaires de l'Oxfordien,
- les alluvions de la Moselle et de la Meurthe.

Grès du Buntsandstein. La puissance de cet aquifère est comprise entre 150 et 250 m ; il s'enfonce vers l'Ouest avec une structure d'allure synclinale d'axe NE—SW (synclinal de Sarreguemines s./.), sous une couverture dont la puissance est comprise entre 600 m à l'Est et 900 m à l'Ouest.

La nappe des grès, artésienne au niveau de la vallée de la Moselle, avec 2 à 3 kg de pression au sol, fournit une eau dont la minéralisation et la température s'accroissent d'Est en Ouest (5 à 6 g/l et 33 °C en bordure est du plateau de Haye, 16 g/l et 50 °C à l'aplomb de Toul).

Inutilisé sur le territoire de la feuille Toul, cet aquifère est sollicité à l'Est dans l'emprise de la feuille Nancy pour l'alimentation en eau potable des collectivités à raison de 4,5 à 4,8 millions de m³/an. Il est susceptible de fournir localement 150 à 250 m³/h d'eau géothermale basse température utilisable pour le chauffage et la climatisation d'immeubles.

TABLEAU 2

Caractéristiques	Situation de l'ouvrage	
	Nancy thermal 3 (230-5-63)	Toul (229-6-80)
Du réservoir aquifère :		
Utilisation	piscine	néant
Débit en m ³ /h	86(1966)	115
Rabatement en m	—	42,53
Caractéristiques physico-chimiques des eaux captées :		
Résidu sec en mg/l	3 570	16 580
TH en °F	88,6	440
pH	7,0	7,3
Température en °C	33,4	50,5
Fe ⁺⁺ en mg/l	1,1	2,6
SO ₄ ⁻ en mg/l	230	653
Cl en mg/l	1 714	8 750

Grès du Rhétien. Ce réservoir grésopélitique est mal connu du point de vue hydrogéologique au niveau de la feuille Toul. Si l'on se réfère aux données connues à l'Est, le débit d'exploitation des forages varie dans d'assez larges proportions (2 à 50 m³/h) et reste fonction de la structure et de la lithologie locale. Il est probable qu'au niveau du plateau de la forêt de Haye ce réservoir présente des eaux minéralisées et tièdes (15 à 20 °C).

Calcaires du Dogger. Ce réservoir, fissuré et localement karstifié, repose sur les Marnes micacées qui constituent le mur de l'aquifère dont la continuité est localement détruite du fait des extractions de minerai de fer par traçage et dépiilage (mines de Maron, Chaligny, Liverdun).

Les écoulements souterrains ont été reconnus par traçages à la fluorescéine sous le plateau de la forêt de Haye et en rive gauche de la Moselle (Bicqueley, Rosières-en-Haye).

Les circulations souterraines peuvent s'effectuer sur de grandes distances et avec des vitesses très grandes, rendant l'aquifère très sensible aux pollutions. Par exemple les diverses sources de la rive gauche de la Moselle à Pierre-la-Treiche drainent le plateau de Colombey-les-Belles (Dogger de la feuille Véze-lise) sur plus de 25 km et les vitesses sont communément de 400 m/h en hautes eaux et peuvent même dépasser exceptionnellement 600 m/h.

Les eaux sont, en l'absence de contamination, moyennement minéralisées et de faciès bicarbonaté calcique. Les anciennes mines de fer (Maron notamment) induisent un accroissement de la minéralisation des eaux d'exhaure dans les albaques et, plus particulièrement, de la teneur en sulfate de calcium, liée à l'oxydation de la pyrite microcristalline contenue dans les stériles du minerai de fer.

Ce réservoir multicouche est drainé par la Moselle et par ses affluents (Terrouin).

Sollicité dès 1902 pour alimenter l'agglomération de Nancy (galerie drainante d'Hardeval), il permet aujourd'hui la desserte d'un certain nombre de collectivités, soit à partir de sources de trop-plein (Chaligny, Chavigny, Neuves-Maisons), soit à partir de forages (Aingeray, Jaillon, Dongermain, Bicqueley, etc.).

Les caractéristiques hydrodynamiques de ce réservoir sont optimales en fond de vallée (Moselle, Terrouin) comme le résume le tableau 3.

La perméabilité de ce puissant aquifère multicouche fissuré décroît sous couverture marneuse du Callovien vers l'Ouest. Parallèlement, les eaux se minéralisent progressivement et s'enrichissent de façon notable en ions sulfate et en fluor.

En outre, le développement de l'axe urbain Nancy—Toul induit des risques importants de contamination de la ressource en eau souterraine circulant dans cet aquifère très vulnérable aux pollutions superficielles.

Calcaires de l'Oxfordien. Sur la frange ouest de la feuille Toul, l'aquifère constitué par les calcaires oxfordiens constitue un relief de côtes précédé de buttes témoins. Il a été entaillé suivant une direction Est-Ouest par l'Ingressin qui draine ce réservoir ; de nombreuses sources de trop-plein jalonnent la bordure est du réservoir, au contact avec les marnes oxfordiennes. Les eaux qui circulent dans cet aquifère fissuré, localement karstifié, sont de bonne qualité, peu minéralisées, de faciès bicarbonaté calcique. Bien que vulnérable aux sources de contamination superficielles, l'aquifère est protégé par le couvert végétal à dominante forestière. Dans l'emprise de la feuille Toul, les données disponibles sur les caractéristiques hydrodynamiques de cet aquifère sont inexistantes.

TABLEAU 3

Situation de l'ouvrage	Nature de l'ouvrage	Caractéristiques du réservoir		Caractéristiques physico-chimiques des eaux captées					
		Débit m ³ /h	Rabattement en m	Résidu sec mg/l	TH °F	pH	Fe ⁺⁺ mg/l	SO ₄ ⁻⁻ mg/l	Cl ⁻ mg/l
Aingeray	PC 19-puits	21	0,06	330	–	7,6	–	29	11,5
Domgermain	Forage communal	21,5	57	503	25,5	7,95	0,72	44,8	16,5
Jaillon	Forage reconnais.	35,5	4,18	649	43,5	7,2	0,03	39	84
Liverdun	Forage reconnais.	34,3	0,27	310	32,6	7,05	0,2	24,2	19
Villey-le-Sec	Forage reconnais.	8	4	381	29,2	7,87	0,82	19,1	35
Bicqueley	Forage communal	31,3	22,14	409	27	7,74	0,13	23	20,5
Maron (mine)	Exhaure gravitaire	36 (étiage 72)	–	(516)	(43,2)	7,6	0,02	117	7

Toutefois, si l'on se réfère aux observations réalisées par ailleurs, les débits d'exploitation de forages sont optima en fond de vallée.

Alluvions de fond de vallée. Les alluvions de la Moselle, dont la puissance excède exceptionnellement 6 à 7 m, constituent un aquifère présentant des caractéristiques hydrodynamiques très variables dans l'espace. Drainé par la Moselle, l'aquifère est soumis à de nombreuses contraintes : exploitation de sables et de graviers, mise à grand gabarit de la Moselle, remblaiement de plans d'eau à l'aide de crasse ou de matériaux de découverte, etc., qui ont modifié de façon sensible les écoulements souterrains et font peser des hypothèques importantes sur la ressource en eau circulant dans ce réservoir. Un certain nombre de collectivités (Toul, Aingeray, Chaligny, etc.) restent, malgré tout, alimentées à partir de cette ressource.

Le tableau 4 présente quelques-unes des caractéristiques de ce réservoir. Les caractéristiques hydrodynamiques des alluvions de la Moselle sont les meilleures quand leur substratum est constitué par les calcaires du Dogger (secteur d'Aingeray). La qualité des eaux de la nappe alluviale de la Moselle est commandée par la nature lithologique du substratum des alluvions sablo-graveleuses, la proximité de limites d'alimentation (gravières ou rivières) et, de façon générale, par l'état d'occupation du sol et du sous-sol.

Remarque. — Les terrasses d'alluvions anciennes constituent un réservoir bien individualisé quand elles reposent sur des horizons marneux du Bathonien. Elles ne sont sollicitées que ponctuellement pour l'approvisionnement de parcs à bœufs par le biais de puits ou de forages.

Les alluvions de l'Ingrassin constituent un aquifère complexe, en continuité avec les calcaires fissurés de l'Oxfordien par le biais d'éboulis de pente (grouine). Assez peu exploité, il est cependant susceptible de fournir ponctuellement des débits intéressants (10 à 30 m³/h) d'eau de bonne qualité, de faciès bicarbonaté calcique.

Alimentation des collectivités

La feuille Toul correspond, pour tout ou partie, à 43 communes dont 28 % environ sont regroupées au sein de syndicats :

- syndicat de Lucey—Bruley,
- syndicat des eaux de Jaillon—Villey-Saint-Etienne,
- syndicat de Sexey-aux-Bois—Velaines-en-Haye,
- syndicat du Sud Toulais,
- syndicat des eaux de Viterne—Maizières-lès-Toul—Xeulilly.

La desserte en eau de ces collectivités est assurée pour l'essentiel à partir de captages de sources, de puits ou de forages, exceptionnellement par le traitement d'eau de surface.

Conclusions

Les ressources en eaux souterraines disponibles sur la feuille Toul sont excédentaires par rapport aux besoins des collectivités. Toutefois, leur grande vulnérabilité aux contaminations superficielles doit inciter à assurer une meilleure protection de ce patrimoine nécessaire au développement économique de l'axe Nancy—Toul.

TABLEAU 4

Situation de l'ouvrage	Nature de l'ouvrage	Caractéristiques du réservoir			Caractéristiques physico-chimiques des eaux captées				
		Débit m ³ /h	Rabattement m	Résidu sec mg/l	TH °F	pH	Fe ⁺⁺ mg/l	SO ₄ ⁻ mg/l	Cl ⁻ mg/l
Liverdun	Nouveau puits 229-4-94	100	2,50	336	27,2	7,6	0,36	115	16
Toul	Puits Ronney R1	65	1,16	305	17,5	7,75	1,53	75	15
Aingeray	Ancien puits AEP	8,1	0,65	–	–	–	–	–	–
Chaligny	Sté Le Béton	48,7	3,54	810	46	7,37	0,03	122	40
Chaligny	Nouveau puits 1 communal	21,60	2,12	588	28,4	8,09	0,10	92	16

La nappe des Grès du Buntsandstein est susceptible de fournir des ressources géothermales basses températures qui pourraient être valorisées dans le cadre de nouvelles constructions immobilières.

MINES ET CARRIÈRES

Le minerai de fer oolithique ou « minette » fut exploité en forêt de Haye depuis la haute Antiquité. Des exploitations industrielles se développèrent activement à la fin du siècle dernier et jusqu'à la fin de la dernière guerre mondiale par galeries ouvertes à flanc de coteaux [mines de Sexey-aux-Forges, Maron, Neuves-Maisons, etc., au Sud (8.4001, 8.4006), et Frouard, Liverdun, Pompey, au Nord (4.4001)], entraînant l'essor industriel de la vallée de la Moselle. Mais la pauvreté du minerai lorrain (30 % de fer environ) devait amener la fermeture progressive des exploitations, face à la concurrence des riches minerais étrangers et en raison de l'épuisement des couches les plus productives. La dernière mine du Bassin de Nancy (Saizerais, feuille Pont-à-Mousson) est actuellement fermée.

D'importantes carrières exploitaient autrefois les calcaires du Bajocien (par exemple la carrière Nanquette, dans le bois de Remenaumont, en bordure sud-est de la feuille, et celles d'Aingeray, de Villey-Saint-Étienne, de Jaillon, de Pierre-la-Treiche), surtout pour les besoins de la sidérurgie ou de l'industrie chimique (notamment la fabrication du bicarbonate de soude). Presque toutes sont fermées, au profit des Calcaires crayeux de l'Oxfordien moyen, plus purs, exploités dans d'énormes carrières le long de la vallée de la Meuse, sur le territoire de feuilles voisines.

Quelques petites carrières de grouine sont exploitées épisodiquement pour l'empierrement des chemins (Mont-le-Vignoble, Pierre-la-Treiche). Les argiles de la Woèvre furent longtemps utilisées par les tuileries (Écrouves) et les faïenceries (Toul). Deux structures firent l'objet de recherches pétrolières, l'une (horst de Royaumeix) jusqu'au substratum primaire, l'autre (Villey-le-Sec, dans le bois l'Évêque, rive gauche de la Moselle) jusqu'au Buntsandstein. Toutes deux se sont révélées stériles. Des recherches sont actuellement en cours avec le substratum hercynien comme objectif principal.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Le *Guide géologique régional : Lorraine—Champagne* (1979), par J. Hilly et B. Haguenaer, Masson, signale divers itinéraires illustrant la géologie régionale et dont certains traversent le territoire de la feuille :

- *itinéraire 2* : d'Épernay à Saverne : les auréoles secondaires du Bassin parisien ;
- *itinéraire 4* : les variations de faciès du Dogger entre Toul et Chaumont ;
- *itinéraire 11* : le complexe récifal des Hauts de Meuse entre Void et Verdun.

Divers renseignements géologiques généraux sont fournis par ce guide et par l'ouvrage récemment consacré à la Lorraine : **Géologie en Lorraine** (1980) — Collection La Nature en Lorraine, par B. et C. HAGUENAUER, éditions Mars et Mercure, Wettolsheim, Ingersheim, 68000 Colmar.

COUPE RÉSUMÉE DES SONDAGES PROFONDS

1 - Sondage de Royaumeix, profondeur finale : 1 975 m, n° archives 229-2-27.
Coordonnées : X = 859,720 ; Y = 125,460 ; Z = +250 RNG.

2 - Sondage de Villey-le-Sec, profondeur finale : 796 m, n° archives 229-7-15.
Coordonnées : X = 869,750 ; Y = 111,365 ; Z = +314 EPD.

	1	2
Dogger		
Oolithe miliaire supérieure	6	
Calcaire à Polypiers	72	5
Lias		
Minerai de fer	123	55
Marnes à septarias	123	59
Schistes carton	205	169
Grès médioliasiques	232	178
Marnes à Amalthées	248	193
Calcaire ocreux	322	279
Calcaire à Gryphées	348	304
Keuper		
Argiles de Levallois	365	323
Grès infraliasiques	375	329
Marnes irisées supérieures	397	342
Dolomie de Beaumont	457	403
Lettenkohle	666	609
Muschelkalk		
Calcaire à Cératites	684	632
Couche grise	745	681
Buntsandstein	818	771
Stéphanien	1 058	
Westphalien	1 613	

La profondeur en mètres est donnée au toit des formations.

BIBLIOGRAPHIE

Formations secondaires, structure, géomorphologie

AINGOT P., BICHELONNE J. (1939) - Le bassin ferrifère de Lorraine. Imp. Berger-Levrault, Nancy-Strasbourg, 484 p., atlas.

BEAUVAIS L. (1964) — Etude stratigraphique et paléontologique des formations à madréporaires du Jurassique supérieur du Jura et de l'Est du Bassin de Paris. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 100.

- BLEICHER M.G. (1887) - Guide du géologue de Lorraine. Paris, Berger-Levrault.
- BRACONNIER M.-A. (1883) — Description géologique et agronomique des terrains de Meurthe-et-Moselle. Nancy, Imp. Berger-Levrault, et F. Savy à Paris.
- BUBENICEK L. (1970) - Géologie du gisement de fer de Lorraine. Thèse Sc nat., Nancy.
- CASTAING J., GEISLER D. (1972) - Contribution à l'étude sédimentologique du Bajocien de la région de Nancy. Thèse 3^e cycle, Nancy.
- CONTAUT H. (1951) — Le Séquanien de la région de Vaucouleurs. *Bull. Soc. sc Nancy*, t.X, n° 2, p. 37-40.
- CORROY G. (1932) - Le Callovien de la bordure orientale du Bassin de Paris. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, 337 p.
- DOUVILLÉ H. (1881) — Note sur la partie moyenne du terrain jurassique dans le Bassin de Paris et sur le terrain corallien en particulier. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3^e série, t. IX, p. 439.
- ENAYR., BOULLIER A. (1981) - L'âge du complexe récital des Côtes de Meuse entre Verdun et Commercy et la stratigraphie de l'Oxfordien dans l'Est du Bassin de Paris. *Géobios*, n° 14, fasc. 6, p. 727-771.
- FLICHE P., BLEICHER M.G. (1881) - Etude sur la flore de l'Oolithe inférieure aux environs de Nancy. *Bull. Soc. sc. Nancy*, série III. t. VI, fasc. XIII, p. 54-107.
- FOURMENTRAUX J., PONTALIER Y., CABRIT J.-P. (1967) - Levers structuraux de terrain réalisés en Lorraine par la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine (S.N.P.A.). *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, Strasbourg, 20, 1, p. 3-18.
- GARDET G. (1943) — Faciès à polypiers du Bajocien supérieur (Dubisien) de l'Est de Toul (M.-et-M.). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5^e série, t. 13.
- GARDET G. (1945) — Le Bathonien de la Lorraine. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 217, t. 45.
- GÉRARD C, BICHELONNE J. (1940) — Les ammonites aaléniennes du minerai de fer de Lorraine. *Mém. Soc. géol. Fr.* t. 19, n° 42.
- GROUPE FRANÇAIS D'ÉTUDE DU JURASSIQUE (1971) - Les zones du Jurassique en France. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, n° 2, p. 76-102.
- HILLY J., HAGUENAUER B. (1979) - Guide géologique régional : Lorraine-Champagne. Ed. Masson, Paris.
- HUMBERT L. (1971) — Recherches méthodologiques pour la restitution de l'histoire biosédimentaire d'un bassin. L'ensemble carbonaté oxfordien de la partie orientale du Bassin de Paris. Thèse Sc. nat., Nancy.

- JOLY H. (1908) — Etudes géologiques sur le Jurassique inférieur et moyen de la bordure est du Bassin de Paris. Nancy, Imp. A. Barbier, thèse Sc. nat.
- LARCHER J.-M. (1972) — Etude préliminaire géologique et hydrogéologique de la forêt de Haye. D.E.A., univ. Nancy I.
- LE ROUX J. (1975) — Données nouvelles sur le Dogger moyen des environs de Neufchâteau (Vosges). *Ac. et Soc. lor. Sc.*, t. 14, n° 1, p. 15-22.
- LE ROUX J. (1980) — La tectonique de l'auréole orientale du Bassin de Paris, ses relations avec la sédimentation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XII, n° 4, p. 655-662.
- MAUBEUGE P.-L. (1944) — Géologie du bassin de Clairlieu et de ses abords. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, n° 5, p. 59-60.
- MAUBEUGE P.-L. (1949) — Sur le Bathonien, et en particulier le Bathonien lorrain. Nancy, Impr. Georges Thomas.
- MAUBEUGE P.-L. (1950) — Etude géologique sur la partie occidentale de la feuille de Toul au 1/50 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 231, t. XLVIII, p. 77-83.
- MAUBEUGE P.-L. (1953) — Observations géologiques dans l'Est du Bassin de Paris. Nancy, 2 vol., 1 082 p.
- MAUBEUGE P.-L. (1962) — Synchronismes stratigraphiques des terrains du Bajocien au Callovien inférieur dans l'Est de la France. Colloque du Jurassique, Luxembourg, p. 591-594, Publ. Inst. Grand-Ducal.
- MAUBEUGE P.-L. (1972) — Etudes stratigraphiques sur la formation ferrifère de Lorraine et de ses morts-terrains, s.l.n.l.
- MAUBEUGE P.-L. (1977) — Structure géologique et hydrologie des Fonds de Toul, val de Bellefontaine (Ouest de Nancy). *Bull. Ac. et Soc. lor. Sc.*, t. 16, n° 2, p. 51-78.
- MAUBEUGE P.-L. (1977) - Le réseau karstique de l'Aroffe (Lorraine centrale). *Bull. tech. des Mines de fer de Fr.*, 3^e trimestre, p. 3-15.
- NICKLÈS R. (1898) - Sur le Callovien de la Woëvre. *C.R. Acad. Sc.*, t. 126, n° 1, p. 362-364.
- RENAUD Ph. (1980) — La plaine de la Woëvre et les Côtes de Meuse dans la région de Toul, Commercy, Vaucouleurs. Rapport de D.E.A. géochimie, pétrologie domaines sédimentaires.
- STEINER P., LE ROUX J. (1978) - Le Bajocien et le Bathonien dans l'Est du Bassin parisien. Structure, lithostratigraphie. 103^e Congrès des Soc. savantes, Sciences, fasc. IV, p. 393-403.
- STEINER P. (1980) — Lithostratigraphie et fracturation du Dogger lorrain. Thèse 3^e cycle, univ. Nancy I.

SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE DU BASSIN DE PARIS (1980) - *Mém. B.R.G.M.*, n° 101 à 103.

THIÉRY P. (1922) — Le Bajocien supérieur de la Lorraine. *C.R. Acad. Sc*, t. 3, fasc. 7.

TRICART J. (1952) — La partie orientale du Bassin de Paris. Etude morphologique. Thèse Lettres, S.E.D.E.S., Paris, 2 vol.

WOHLGEMUTH J. (1883) - Recherches sur le Jurassique moyen de l'Est du Bassin de Paris. *Bull. Soc. sc. Nancy*, t. VI, fac. XV. p. 336.

Formations superficielles

CORROY G., MINOUX G. (1931) - Les mammifères quaternaires de Lorraine. Les Eléphantidés. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. 1, fasc. 8-9, p. 635-654.

BLEICHER M. (1900) — Sur la dénudation du plateau central de Haye ou forêt de Haye, Meurthe-et-Moselle. *C.R. Acad. Sc*, t. CXXX, p. 46.

BONNEFONT J.-C. (1970) - Le problème de la capture de la Moselle au Val-de-l'Ane. Historique de la question. *Bull. Infor. géol. Bassin de Paris*, n° 25, p. 239-245.

FOURNIGUET J. (1980) — Mouvements verticaux actuels en Bassin de Paris révélés par les comparaisons de nivellements. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXII, n° 4, p. 685-693, 8 fig.

GARDET G. (1929) — Les systèmes de terrasses de la trouée de Pont-Saint-Vincent, Toul, Foug, Commercy. *Bull. Soc. sci. Nancy*, t. III, fasc. 3.

GURY M. (1972) — Carte pédologique du plateau de Haye au 1/50 000. Centre de Pédologie du C.N.R.S., 54500 Vandœuvre.

MARTIN P. (1920) — Sur la jonction ancienne de la Moselle et de la Meuse par le Val-de-l'Ane. *Bull. Soc. sci. Nancy*, sér. 4, t. 1.

THÉOBALD N. et GARDET G. (1934) - Les alluvions anciennes de la Moselle et de la Meurthe en amont de Sierck. *Bull. Cent. Soc. Hist. nat. Moselle*, sér. 3, t. 10.

TRICART J. (1949) — La partie orientale du Bassin de Paris, étude morphologique. Thèse Lettres, S.E.D.E.S., Paris, 1952, 2 vol.

TROESTLER M. (1979) - Le matériel alluvial et éluvial dans les vallées de la Moselle, de la Meurthe, du Sanon et de la Seille. Les terrasses alluviales. *Mém. maît. Géog. phys.*, univ. Nancy II.

VASKOU Ph. (1979) — Contribution à la classification des formations alluviales de la feuille de Toul au 1/50 000. DEA, univ. Nancy I.

Hydrogéologie

- BABOT Y. (1972) — Etude hydrogéologique de la nappe aquifère des Grès infra-triasiques dans le Nord-Est de la France. Service de la Carte géologique d'Alsace-Lorraine.
- CIRCONSCRIPTION ÉLECTRIQUE (1972) - Répertoire national des stations hydrométriques.
- IMBEAUX et VILLAIN (1902) — Captation des eaux souterraines de la forêt de Haye. Nancy, Imp. nancéienne.
- LARCHER J.-M. (1972) — Étude préliminaire géologique et hydrogéologique de la forêt de Haye. D.E.A., univ. Nancy 1.
- LE ROUX J., SALADO J. (1980) — Fonctionnement des aquifères calcaires lorrains déduit des expériences de traçages colorimétriques. Juin 1980, S.R.A.E.L.
- MINISTÈRE DE L'AGRICULTURE / S.R.A.E. Lorraine (1972) - Répertoire des stations hydrométriques (1972). Répertoire national des stations hydrométriques.

Végétation

- BECKER M. (1978) — Définition des stations en forêt de Haye (54). Potentialités du Hêtre et du Chêne. *Revue forestière française*, 30 (4), p. 251-269.
- BECKER M., LE TACON F., TIMBAL J. (1980) - Les plateaux calcaires de Lorraine : types de stations et potentialités forestières. Edition ENGREF, Nancy, 1980.
- GIRAULT D. (1980) — Contribution à l'étude des stations du massif forestier de la Reine (54-55) ; applications à la région naturelle de la Woëvre. Mémoire de 3^e année ENITEF, laboratoire de phyto-écologie forestière INRA-CNRF, juillet 1980.
- TIMBAL J. (1979) - Notice détaillée des feuilles lorraines (n° 18 : Metz et n° 27 : Nancy) de la carte de la végétation de la France au 1/200 000. CNRS édit., 1979, Service de la Carte de la végétation.

Documents

- MILLOTTE J. -P. (1965) — Carte archéologique de la Lorraine. Les Ages du Bronze et du Fer. *Annales littéraires de l'Université de Besançon*, vol. 73 (Archéologie 18), 129 p., 37 planches et cartes.
- THÉVENIN A.-G. — Informations archéologiques. *Gallia-Préhistoire*, Ed. C.N.R.S.
1973, t. 16, fasc. 2, p. 439-461
1975, t. 28, fasc. 2, p. 563-581.
1977, t. 20, fasc. 2, p. 457-477
1979, t. 22, fasc. 2, p. 585-609.

Cartes géologiques à 1/80 000

Feuille *Commercy* : 1^{re} édition (1887), par E. FUCHS et ROBELLAZ ;
2^e édition (1928) et 3^e édition (1964), par H. JOLY et
L. THIÉBAUT.

Feuille *Nancy* : 1^{re} édition (1879), par H. DOUVILLÉ ;
2^e édition (1913), par R. NICKLÈS et H. JOLY ;
3^e édition (1953), par H. JOLY et G. GARDET.

Cartes géologiques à 1 /50 000

Feuille *Toul*, 1^{re} et 2^e éditions (1958, 1968), par P.-L. MAUBEUGE

Carte pédologique de la France à 1/100 000

Feuille *Nancy*, en cours de publication.

Carte de la végétation de la France au 1/200 000, éditée par le CNRS, Service de la Carte de la végétation.

n° 27 : feuille *Nancy* par M. JACAMON et J. TIMBAL

n° 18 : feuille *Metz* par J. TIMBAL

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSUL TABLES

La Banque des données du sous-sol du B. R. G. M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au S.G.R. Lorraine, 1, rue du Parc de Brabois, 54500 Vandœuvre, soit au B.R.G.M., 191, rue de Vaugirard, 75015 Paris.

Musée géologique de l'École nationale supérieure de géologie appliquée et de prospection minière (94, avenue De Lattre de Tassigny, 54000 Nancy).

Musée du Fer (1, avenue du Général de Gaulle, 54140 Jarville-la-Malgrange).

Musée Lorrain : section archéologie.

Musée de Toul : section archéologie.

AUTEURS DE LA NOTICE

LE ROUX Jacques, maître assistant à l'université Nancy I : introduction, terrains non affleurants et secondaires, structure, géomorphologie, avec la collaboration de Ph. RENAUD pour l'Oxfordien.

FLAGEOLLET Jean-Claude, maître assistant à l'université Nancy I et VINCENT Pierre Louis, ingénieur géologue au B.R.G.M. : formations superficielles.

TIMBAL Jean, chargé de recherches au Centre national de recherches forestières (Champenois) : végétation et sols.

GUILLAUME Christine, conservateur des Antiquités préhistoriques de Lorraine : archéologie.

DELAUNAY Jean, ingénieur géologue au B.R.G.M. : géotechnique

RICOUR Jacques, ingénieur géologue au B.R.G.M. : hydrogéologie.

VOGT Jean, ingénieur géologue au B.R.G.M. : mouvements de terrain, sismicité.

La coordination a été assurée par VINCENT Pierre Louis.