

Vue d'ensemble
sur
l'aire de sédimentation luxembourgeoise

par *M. Lucius*.

Deux planches.

Du point de vue géographique, deux grandes régions naturelles, l'Oesling et le Gutland, se juxtaposent dans le pays de Luxembourg. Les contrastes de ces régions sont basées sur la composition des roches, la structure tectonique des couches et les formes du relief. Mais pour le géologue ces deux régions forment une unité génétique qui est l'œuvre du plissement hercynien.

La diversité dans l'aspect superficiel n'est que le terme actuel et momentané d'une suite continue de transformations qui se sont déroulées dans le passé. Les deux régions présentent deux aspects d'une érosion différenciée dans une même unité géologique qui comprend un puissant substratum de couches éodévoniennes, fortement dressées et plissées, sur lequel repose une pellicule de sédiments secondaires tabulaires, légèrement inclinés ou ondulés et brisés par de nombreuses failles. Dans l'Oesling, le substratum éodévonien plissé est aujourd'hui mis à découvert. Dans le Gutland, il est encore invisible, sauf dans le lit de la Moselle, à Schengen, et dans les environs de Sierck. Mais la couverture qui le dérobe à notre vue s'étendait aussi sur l'Oesling et jusqu'à la fin du pliocène le Gutland et l'Oesling ne se distinguaient guère ni par la topographie ni par l'ensemble stratigraphique. Lorsque, vers la fin du pliocène, ces deux régions ont subi un mouvement en bloc différentiel, l'Oesling a été exhaussé plus fortement ce qui y intensifiait le travail d'érosion des eaux courantes, de sorte que la couverture de couches secondaires a été déblayée ; dans le Gutland, resté en arrière, elle persiste et cache encore le substratum.

Le socle éodévonien a été soumis à une action orogénique vigoureuse qui a produit des plis serrés et dressés ; la couverture de sédiments secondaires n'a été affectée que par des mouvements atténués qui ont créé des plis à grand rayon de courbure et des failles, correspondant, en direction, aux plis du socle. Il y a superposition de deux

cycles tectoniques successifs et, d'après la nomenclature de E. SUSS, les plis du secondaire sont des « plis posthumes ». Les larges ondulations du second cycle épousent l'allure des plis antérieurs. Cette continuité dans la direction des plis prouve que notre pays forme une unité structurale, malgré les appréciables différences de la surface de ses deux régions naturelles, l'Oesling et le Gutland. Les caractères stratigraphiques aussi et les faciès des terrains qui constituent le sol du pays, sont en corrélation avec les différentes phases du plissement hercynien. Ces phases comprenaient dans un cycle paléozoïque la sédimentation, puis l'orogénèse, ensuite la dégradation en pénéplaine et la dislocation en compartiments d'affaissement inégal du substratum, formant des aires de surélévation et des aires d'ennoyage. La genèse de celles-ci donnait lieu à des transgressions marines qui ouvraient un autre cycle, dans lequel se sont formés les dépôts mésozoïques du pays.

LE SUBSTRATUM DEVONNIEN.

Adaptation de la série dévonienne à la structure tectonique du soubassement cambro-silurien.

Le terrain le plus ancien qui affleure dans notre pays est l'Eodévonnien ; on ne voit nulle part le socle cambro-silurien qui affleure cependant au voisinage du pays dans les massifs de Givonne, de Rocroi, de Stavelot et dans la bordure méridionale du Hunsrück. On doit admettre comme certain que le Cambro-Silurien forme la base de notre Dévonien, mais rien n'indique dans quelle profondeur on le rencontrerait.

Les dépôts cambro-siluriens ont été plissés à l'aurore du Dévonien et formaient la chaîne calédonienne, qui déterminait déjà l'emplacement de l'aire de transgression des mers dévoniennes et la répartition des faciès des sédiments dévoniens comme elle commandera plus tard la direction du plissement hercynien, lequel marque déjà une tectonique superposée à l'orogénèse calédonienne.

La chaîne calédonienne se figeait au Nord contre l'ancien continent fénno-sarmatien ; elle occupait une zone plissée comprenant les Iles Britanniques, la Belgique, le bassin de Paris, l'Allemagne, et s'étendait, au Sud, au delà des Vosges et du Plateau Central. Dans la suite, elle se disloquait et l'érosion la dégradait au niveau d'une pénéplaine.

Cette surface pénéplainée a été affectée par de vastes ondulations épigéniques qui formaient, dans les parties déprimées, des aires d'ennoyage dans lesquelles pénétraient de nouveau des mers peu profondes, alors que d'autres parties restaient émergées. Les mers s'étendaient au Sud tandis que la partie septentrionale persistait comme terre ferme. Des masses de grès, provenant de la destruction de la chaîne, s'accumulaient sur cette terre ferme et formaient, dans une région, allant du Nord de l'Angleterre à la Baltique, le faciès continen-

tal et lagunaire de l'Old Red. Les parties argileuses se répartissaient dans la mer qui remplissait les aires d'ennoyage s'étendant au Sud et recouvrant aussi notre pays. Ces sédiments se déposaient dans une mer épicontinentale en voie d'affaissement et formaient le faciès marin des couches dévoniennes.

Les sédiments éodévoniens de notre pays.*)

Les formations éodévoniennes qui affleurent dans l'Oesling sont du type néritique ; exceptionnellement elles appartiennent à un type bathyal voisin du type néritique, comme par exemple nos ardoises. Les plus grandes puissances de l'Eodévonnien, 4.000 à 5.000 m, se trouvent dans le bassin de l'Eifel : c'est plus que le double de ce que l'on constate dans le bassin de Dinant, où les caractères sont plus littoraux. Ceci prouve que le continent existait au Nord et que les régions au Sud étaient en voie de subsidence, avec compensation du mouvement de descente par l'accumulation de matériaux détritiques provenant de l'érosion d'un continent.

L'ECHELLE STRATIGRAPHIQUE DE L'EODEVONIEN DE L'OESLING.

Le tableau ci-dessous rappelle les principales étapes de l'évolution de la stratigraphie du Dévonien inférieur de l'Oesling. Elle donne aussi la division adoptée pour notre nouvelle carte géologique, feuilles N° 5, 6 et 8 (1949). Les termes stratigraphiques du tableau sont alignés de façon à synchroniser les divisions des différents auteurs d'après les vues actuelles, basées sur les données paléontologiques les plus récentes.

(Voir le tableau : Légende stratigraphique comparée et synchronisée de l'Eodévonnien de l'Oesling et la planche : Esquisse stratigraphique et tectonique de l'Oesling.)

Caractères lithologiques de l'Eodévonnien de l'Oesling.

D'après leurs caractères lithologiques on peut distinguer, dans les formations éodévoniennes de l'Oesling, des roches gréseuses et des roches argileuses. Mais nous insistons sur le fait qu'il n'y a pas de limite nette et qu'on trouve des termes de transition entre ces deux types. Les roches calcareuses font complètement défaut.

*) Nous avons annexé deux esquisses tectoniques, établies d'après la carte géologique détaillée du Luxembourg en 8 feuilles (1947-1949) que le lecteur voudra bien consulter pour les détails stratigraphiques.

Légende stratigraphique comparée et synchronisée du Dévonien inférieur de l'Oesling

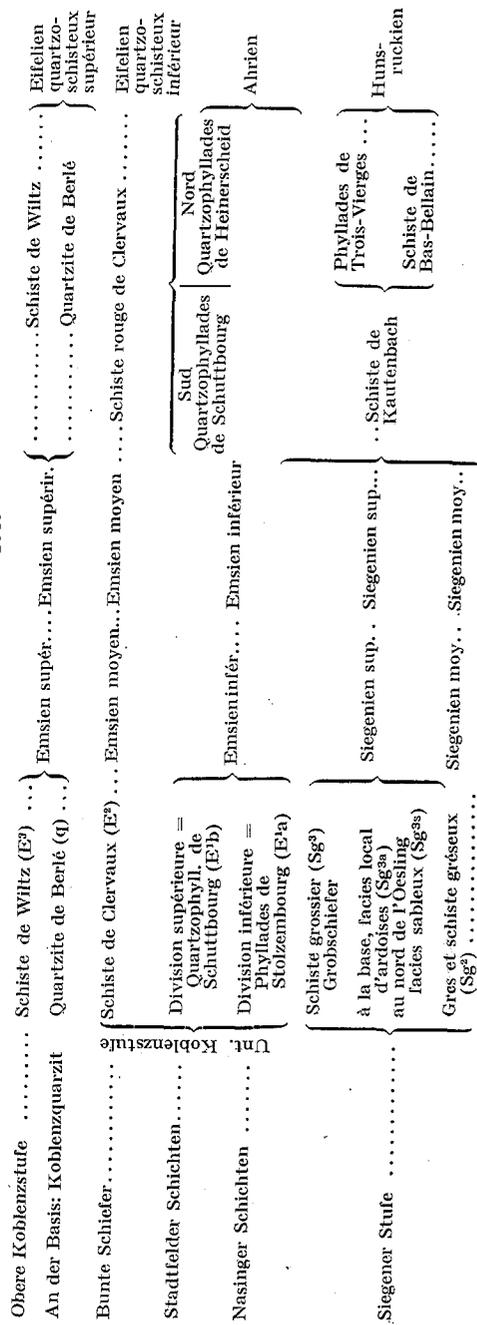
LÉGENDE STRATIGRAPHIQUE
DU DÉVONIEN DE L'EIFEL
APRÈS 1919

CARTE GÉOLOGIQUE
DU LUXEMBOURG 1949

E. ASSELBERGHS
1946

J. GOSSELET 1885

A. DUMONT 1848



1) Roches gréseuses.

La prédominance de l'élément quartzeux engendre le grès. Le grès typique se compose de grains de quartz libres, provenant de la désagrégation de roches préexistantes et recimentés par de la silice, de sorte qu'on peut distinguer un noyau primaire, entouré d'une auréole d'accroissement secondaire, le ciment. Ce type de grès quartzeux paraît être plutôt rare dans l'Eodévonien. Ordinairement, la distinction entre le noyau primaire et la zone d'accroissement n'est plus possible et les grains de quartz montrent une cristallisation complète, de sorte qu'ils sont enchevêtrés les uns dans les autres, sans ciment apparent. Les grès de l'Oesling rangent, par conséquent, d'après leur texture, dans la majorité des cas, parmi les quartzites.

Pour des raisons pratiques nous distinguerons quand même des quartzites proprement dits, comme le quartzite de Berlé, renfermant 90—98% de SiO₂, présentant une couleur claire et une cassure plutôt rugueuse, et des grès quartzeux, dits « Haaselter », ne renfermant que 75 à 90% de SiO₂ et caractérisés par le fait que les grains de quartz gisent dans un ciment phylliteux. Si ce ciment augmente, nous avons des grès argileux, appelés autrefois « Grauwacke ».

Si le grès du Dévonien renferme en abondance des paillettes de mica, concentrées sur des surfaces planes, de sorte que le grès est fissile suivant ces plans, il prend le nom de psammite.

2) Les roches argileuses.

Les roches les plus communes de l'Eodévonien de l'Oesling sont les roches à base d'argile, appelées schistes, phyllades ou ardoises.

Les schistes sont composés essentiellement de silicate d'aluminium, composant principal et caractéristique de l'argile, qui se présente ici en masses sphéroïdales ou lamellaires et qui renferme des grains de quartz extrêmement fins, du fer, du mica en paillettes impalpables et de la matière charbonneuse, qui donne au schiste sa couleur foncée.

Les phyllades sont des schistes à grain très fin, homogènes, compacts et d'une fissilité prononcée. Les variétés les plus pures et les plus fissiles sont désignées du nom de phyllades ardoisiers ou d'ardoises.

La texture schisteuse, caractérisée par la possibilité d'un débitage en minces feuillets, est un stade d'évolution des roches argileuses du Dévonien de l'Oesling d'origine à la fois tectonique et métamorphique.

Les quartzophyllades sont des roches à texture zonaire, due à une alternance de minces lits de quelques mm de phyllades et de grès quartzeux. Sur une coupe, normale à la stratification, elle se traduit par l'alternance de tons clairs et foncés.

En général, la présence de quartz diminue la fissilité des schistes. Si des grains de quartz sont disséminés en quantité assez grande dans la masse du schiste, on a les schistes grossiers (Grob-schiefer).

CARACTERES STRATIGRAPHIQUES ET PALEONTOLOGIQUES DES DIFFERENTS ETAGES DE L'EODEVONIEN DE L'ESLING.

A. DUMONT a dressé, dans son célèbre « Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan » (1848), la première échelle stratigraphique, devenue classique ; elle est basée exclusivement sur les caractères pétrographiques et géométriques des couches. L'étude des faunes faite ultérieurement a démontré que DUMONT avait vu juste dès le début, surtout en ce qui concerne la partie méridionale de l'Ardenne. C'est que dans cette partie de l'Ardenne les étages stratigraphiques créés par DUMONT sont bien différenciés par des caractères pétrographiques correspondant à des niveaux paléontologiques caractéristiques. Il en suit, quoique l'argument paléontologique soit décisif pour la synchronisation à grande distance, que les caractères pétrographiques sont d'une importance incontestable au point de vue pratique pour les levés sur le terrain et le tracé d'une carte géologique. Pour certains étages il y a, sans doute, des passages insensibles de l'un à l'autre, de sorte qu'une limite exacte est difficile à tracer, mais pour d'autres étages ces limites sont très précises.

D'autre part, la localisation des gisements de fossiles est trop sporadique et trop capricieuse pour permettre d'établir des limites exactes basées exclusivement sur les caractères paléontologiques.

Siegenien moyen. (Sg²)

Abstraction faite d'un petit coin de phyllades foncés alternant avec de minces passes de grès quartzeux clair, qui affleure dans les environs de la gare de Schimpach et que nous plaçons dans le Siegenien inférieur (Sg¹), les couches éodévoniennes les plus profondes affleurant dans l'Oesling appartiennent au Siegenien moyen (Sg²).

Le Siegenien moyen est caractérisé, dans la région de Martelange, par un schiste arénacé, peu fissile, par des quartzophyllades gréseux ou argileux, des psammites et des bancs puissants de grès quartzeux.

Dans la région de l'anticlinal de Bastogne, où il affleure à cheval sur la frontière belgo-luxembourgeoise, entre Niederwampach et Haut-Bellain, les schistes prédominent sur les grès.

Le Siegenien moyen est riche en fossiles, avec abondance de crinoïdes et de coraux. Les brachiopodes prédominent dans les gisements. Mais toute la faune est représentée par des formes géantes telles que

Acrospirifer primaevus, qui est la forme spécifique de l'étage, *Acrospirifer pellico* (13 à 15 cm de longueur), *Eospirifer solitarius*, des *Strophomenides* et des *Orthisides*, *Schuchtertella ingens*, *Athyris undata*, *Dinapophysia papilio*, des aviculides et autres lamellibranches, des tentaculites (5 à 7 cm), des trilobites (*Dalmanites*, de 31 cm), et des crinoïdes de 15 à 23 mm de diamètres. (E. ASSELBERGHS : L'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines, 1946, pg. 154.)

Dans les carrières entre Radelange et Martelange on peut faire d'abondantes moissons, tandis que dans le NW de l'Oesling les fossiles sont plutôt sporadiques.

Siegenien supérieur. (Sg³)

Dans la partie méridionale de l'Oesling, le Siegenien supérieur couvre une vaste étendue sur l'anticlinal de Givonne, entre la frontière et la vallée de la Sûre, à partir de Martelange jusqu'à Erpeldange. Au Nord du Bassin Central (Bassin de Wiltz), cet étage occupe presque d'un seul tenant la partie entre la frontière belge et la vallée de la Clerve.

Le Siegenien supérieur est formé presque exclusivement de schistes foncés, passant, à la base, à des phyllades d'un grain fin, compact, très fissiles, qui sont exploités comme ardoises à Martelange et à Perlé. Mais, en général, le schiste est plutôt gréseux, peu fissile et d'une stratification toute effacée. Il se présente avec un faciès que nous désignerons du nom de schiste grossier (Grob-schiefer), qui sert de caractéristique à cet étage.

Les belles coupes sont rares, surtout sur l'axe de l'anticlinal de Givonne et de celui de Bastogne, qui coïncident à peu près avec le haut plateau de Grevels — Rindschleiden, au Sud, et, au Nord, avec le haut plateau de la crête de séparation entre la Meuse et la Moselle. De plus, les roches sont d'une monotonie désespérante qui n'est que rarement interrompue par un banc de grès argileux, susceptible de donner un indice de stratification.

Les « ardoises » de Martelange ont fourni quelques fossiles banaux, sans valeur pour caractériser l'âge des couches. Les schistes grossiers n'ont pas encore fourni de fossiles dans la région de l'anticlinal de Givonne. Mais, comme ils s'intercalent entre le Siegenien moyen, à la base, et l'Emsien inférieur, au sommet, tous les deux bien caractérisés par leurs faunes, il faut admettre que les « schistes grossiers » représentent bien le Siegenien supérieur.

Sur l'anticlinal de Bastogne, les grès sont moins rares que sur le plateau de Rindschleiden. Ces grès ont fourni une petite faune correspondant à celle, plus riche, qui caractérise le Siegenien supérieur dans les régions de Houffalize et dans la partie orientale du Bassin de Dinant.

L'extrémité nord de l'Oesling est formée par des schistes et des phyllades arénacés, noirâtres, remplis de grands cristaux de pyrite et qui prennent, par altération, une couleur gris clair. Les schistes renferment de nombreux bancs de grès stratoïde, verdâtre ou jaunâtre, qui les distinguent nettement des schistes grossiers du Siegenien supérieur dont ils forment un faciès gréseux, que nous désignerons sous le nom de schiste de Bas-Bellain. Celui-ci est d'ailleurs dans le prolongement du faciès gréseux de St. Vith, du même âge.

D'après la faune recueillie dans ces régions, le Siegenien supérieur est caractérisé par l'association des formes suivantes : *Plathyortis circularis*, *Leptostrophia explanata*, *Tropidoleptus rhenanus*, *Hysterolites hystericus*, *Trigeria Gaudryi*, *Rhenorenselaeria strigiceps*.

Les formes du Siegenien moyen, *Proschizophoria personata*, *Stropheodonta herculea*, *Schuchtertella ingens*, *Dinapophysia papilio* ont disparu, *Acrospirifer primaevus* est très rare. Elles sont remplacées par les *Tropidoleptus rhenanus*, *Hysterolites carinatus* et des *Spirifères* du groupe *subcuspidatus*. (E. ASSELBERGHS, loc. cit. pg. 185.)

Emsien inférieur. (E¹)

Entre la partie inférieure et la partie supérieure de l'Emsien inférieur il existe des différences pétrographiques très nettes qui justifient la subdivision de cet étage en deux assises, adoptée dans notre échelle stratigraphique (E^{1a} et E^{1b}).

Dans la partie inférieure les phyllades et quartzophyllades à couleurs foncées prédominent de loin, avec intercalation de rares et minces bancs de grès quartzeux et de psammites. (Phyllades de Stolzenbourg).

Tandis que dans les schistes grossiers du Siegenien supérieur la stratification est presque complètement effacée, elle est très nette dans les schistes et phyllades de la division inférieure de l'Emsien inférieur (E^{1a}), ce qui différencie bien ces deux étages.

La division supérieure (E^{1b}) est caractérisée par l'intercalation fréquente, dans les schistes et phyllades, de bancs assez puissants de grès quartzeux. (Quartzophyllades de Schuttbourg).

L'Emsien inférieur a fourni une faune assez riche à l'Est de la vallée de la Clerve, tandis qu'à l'Ouest de celle-ci, les fossiles sont moins fréquents.

La faune de l'Emsien inférieur est riche en lamellibranches, en brachiopodes et en trilobites. Les lamellibranches sont les plus riches en espèce ; mais les brachiopodes aussi sont représentés par de très nombreux espèces. On rencontre, par endroits, des bancs à Chonetes, à *Spirifer* et à *Camerotoechia daleidensis*.

D'après E. ASSELBERGHS, loc. cit. p. 219, l'Emsien inférieur est caractérisé par l'association des espèces suivantes :

Schizophoria provulvaria, *Stropheodonta marchisoni*, *Spinocyrtia subcuspidatus*, *Hysterolites carinatus*, *Acrospirifer arduennensis*, *A. pellico*, *Camarotoechia daleidensis*, *Uncinulus antiquus*, *Cryptonella rhenana*, *Trigeria Gaudryi*, *Tropidoleptus rhenanus*, *Leiopteria pseudolaevis*, *Prosocoelus beushauseni aequivalva*, *Gosseletia lodanensis*, *Homalonotus rhenanus* et *H. armatus*.

Dans la vallée de l'Our, en aval d'Untereisenbach par exemple, on rencontre quelques minces couches de schiste charbonneux, rempli de débris flottés et hachés de végétaux.

Emsien moyen. (E²)

L'Emsien moyen est connu sous le nom de « Schiste bigarré de Clervaux ». C'est un ensemble de schiste fin et de schiste gréseux, se désagrégant en menus fragments anguleux, de couleur lie de vin, vert clair, gris clair ou bigarrée ; ils renferment des grès quartzeux vert foncé ou bleuâtres et, localement, du quartzite gris blanchâtre. Le quartzite et les grès se rencontrent ordinairement vers la base, tandis que, plus haut, les schistes prédominent.

Les limites de l'Emsien moyen sont assez précises à la base et très nettes vers le haut, où le « quartzite de Berlé », de couleur claire, tranche sur les couleurs vives du « schiste de Clervaux ».

Le « schiste bigarré de Clervaux » est très pauvre en fossiles dans l'Oesling. Ce n'est qu'en 1919 que R. RICHTER a pu mentionner (Zur Stratigraphie und Tektonik der Oesling-Eifel-Mulde, 1919 p. 52) un gisement de fossiles dans cette assise, entre Merkholtz et Wiltz. E. ASSELBERGHS découvrit, en 1937, un gisement dans la vallée du ruisseau d'Erpeldange, près de Wiltz (E. ASSELBERGHS, Emsien et Koblenzschichten en Ardenne, dans l'Oesling et dans l'Eifel, 1941 p. 76—77), qui me paraît être identique avec le gisement de RICHTER. J'ai découvert quelques fossiles dans cette assise au Sud de Lellingen, à l'extrémité occidentale de la crête du Penzenberg, au niveau de la vallée de la Clerve. Enfin, H. LIPPERT, Geologie der Daleider Muldenengruppe, 1939, a découvert une dizaine de gîtes entre l'Our et le Nims. Il résulte des listes publiées par celui-ci que, par sa faune, le « schiste de Clervaux » occupe une position intermédiaire entre les « Unterkoblenzschichten » et les « Oberkoblenzschichten » de l'échelle stratigraphique allemande. Tandis que les auteurs allemands placent l'assise au sommet de l'Unterkoblenzschichten, E. ASSELBERGHS, pour des arguments paléontologiques, l'en détachait pour en faire l'étage de l'Emsien moyen. Nous avons adopté cette manière de voir.

Emsien supérieur. (E^s)

L'Emsien supérieur comprend un niveau de quartzite blanc, le « Quartzite de Berlé », qui forme la base d'une puissante assise de schiste gréseux, de couleur gris foncé, « les schistes de Wiltz ». Le quartzite correspond au « Koblenzquartzit », le schiste au « Daleidner Schiefer » de l'Eifel voisine.

Le « quartzite de Berlé » (q) forme un niveau constant, mais peu puissant, qui, par sa couleur claire et sa composition lithologique, tranche nettement sur le « schiste bigarré de Clervaux » et le « schiste de Wiltz ».

L'assise se compose de plusieurs bancs assez épais de quartzite, d'une puissance globale de 5 à 10 m, accompagnés, à la base et au toit, de schistes clairs, alternant avec de minces entrecouches de quartzite. Les schistes donnent, par altération, une argile tenace, gris clair, très caractéristique.

Le quartzite de Berlé est à rapporter à l'Emsien supérieur, puisque sa faune est identique à celle de cet étage.

Le quartzite de Berlé est surmonté de l'assise des « schistes de Wiltz » (E^s) qui se présente comme une puissante masse de schistes phylladeux bien feuilletés, bleu foncé ou gris verdâtre, se délitant en menus fragments rugueux et renfermant de nombreux nodules argileux, disposés parallèlement aux plans de stratification ; les bancs de grès argileux y sont très rares.

Les « schistes de Wiltz » sont très fossilifères. On trouve, à la base de l'assise, de vrais bancs coquilliers, formés d'un amoncellement de brachiopodes et de lamellibranches, tels les riches gîtes de Weidingen et de la Houscht (celui-ci à 750 m à l'Est du Café Schumann, dans une carrière au bord de la route vers Wiltz).

La faune de l'Emsien supérieur est caractérisée par l'association des espèces suivantes, fréquentes : *Schizophoria vulvaria*, *Stropheodonta piligera*, *Uncinulus pila*, *Hysterolites arduennensis*, *H. paradoxus*, *H. carinatus*, *Spinocyrtia subcuspidatus*, *Anoplotheca venusta*.

La faune des schistes est particulièrement riche en brachiopodes, tandis que les lamellibranches prévalent dans les quartzites. (E. ASSELBERGHS, loc. cit. 1945, p. 265.)

La puissance de la formation éodévonienne de l'Oesling.

Une évaluation quelque peu précise de la puissance des différentes assises du Dévonien de l'Oesling est très difficile. La monotonie des roches rend souvent les limites imprécises, la discontinuité des affleurements, la diversité et le grand nombre des plis, souvent isoclinaux sur plusieurs kilomètres, ne permettent que des approximations. Aussi les chiffres donnés par les différents auteurs varient-ils sensiblement. Ainsi, M. P. FOURMARIER, (Vue d'ensemble sur la géologie de la Belgique,

1934, pg. 34—35), donne à l'Eodévonien du bassin de l'Eifel, à la frontière allemande, une épaisseur de 9.000 m, tandis que M. E. ASSELBERGHS, (loc. cit. pg. 357—360), réduit ce chiffre à la moitié pour la même région.

Quant aux assises affleurant dans l'Oesling, ce dernier auteur indique, pour le Siegenien moyen, 500 m et pour le Siegenien supérieur 600 m. L'Emsien supérieur est à évaluer à 750 m, les schistes de Clervaux, à l'Ouest de la vallée de la Clerve, à 200 m, à 300 et 400 m à l'Est de cette vallée. Le quartzite de Berlé a une puissance de 5 à 10 m, le schiste de Wiltz, de 150 à 200 m.

LA TECTONIQUE.

I. Répartition des assises éodévoniennes de l'Oesling dans leur cadre tectonique.

Après le résumé des caractères pétrographiques et paléontologiques des différents étages dévoniens de l'Oesling nous les situons, dans un bref aperçu, dans leur cadre tectonique.

La partie centrale de l'Oesling est occupée par le synclinal de l'Eifel. Nous désignerons la partie luxembourgeoise de cette grande unité tectonique par le nom de « Bassin de Wiltz » où « Bassin central ». Au centre de ce grand pli synclinal apparaît l'assise du « schiste de Wiltz », entourée du « quartzite de Berlé » et du « schiste bigarré de Clervaux ». La bordure est formée par l'Emsien inférieur.

Le « Bassin de Wiltz » est flanqué au Sud par l'anticlinal de Givonne, au nord par l'anticlinal de Bastogne.

Les deux anticlinaux sont caractérisés par un ennoyage prononcé vers l'Est. Mais comme les flancs sont compliqués par des plis secondaires, la bordure des couches ne forme pas un contour de courbe régulière ; elle présente des saillies et des digitations.

L'anticlinal de Givonne. A la frontière belgo-luxembourgeoise, dans la région de Perlé, le noyau de l'anticlinal est formé par du Siegenien moyen, qui, à cause d'un ennoyage rapide vers l'Est, est remplacé bientôt par du Siegenien supérieur. Celui-ci s'étend, d'un seul tenant, jusqu'au méridien de Bigonville. Au delà de celui-ci, de petits bassins d'Emsien inférieur, répartis irrégulièrement sur les deux flancs de l'anticlinal, s'intercalent. A l'Est d'une ligne passant de Welscheid à Masseler, on constate une alternance régulière de bandes synclinales d'Emsien inférieur et de zones anticlinales de Siegenien supérieur. Enfin, dans la vallée de l'Our, il n'affleure plus que de l'Emsien inférieur et, à l'Est de la vallée de la Prum, l'anticlinal s'ennoie sous le mésozoïque de la dépression transversale eifélienne, pour réapparaître de nouveau dans le seuil dévonien de Manderscheid.

L'anticlinal de Bastogne est marqué autour de Bastogne par un large affleurement de Siegenien inférieur, qui disparaît dans le

voisinage de la frontière grand-ducale sous le Siegenien moyen par une série de digitations à ennoyage vers l'Est. Seule, la plus méridionale de ces digitations pénètre en pointe, à Niederwampach, dans le Grand-Duché.

Le Siegenien moyen, à cheval sur la frontière entre Hachiville et Niederwampach, disparaît vite vers l'Est sous le Siegenien supérieur. Les contours du Siegenien moyen sont également compliqués par des plis secondaires. Dans la vallée de la Clerve, il y a alternance de plis synclinaux d'Emsien inférieur et de plis anticlinaux de Siegenien supérieur avec intercalation, entre Clervaux et la vallée de l'Our, d'un synclinal d'Emsien moyen. Dans la vallée de l'Our, on ne rencontre que de l'Emsien inférieur, dans lequel s'amorce, à l'Est du village de Lieler, le petit bassin d'Emsien moyen de Lutzkampen.

L'extrême pointe septentrionale de l'Oesling fait partie d'un synclinal dont le noyau est formé de Siegenien supérieur présentant le facies gréseux de Bas-Bellain. Ce synclinal prend naissance dans la région de Houffalize et s'élargit vers l'Est pour former le Bassin de Gouvy. L'anticlinal de Bastogne s'efface à l'Est de Bas-Bellain et le Siegenien supérieur, qui le borde au Sud, se soude au Siegenien du Bassin de Gouvy. Les deux bandes réunies se poursuivent vers St. Vith pour flanquer, au SE, l'anticlinal de Stavelot. L'anticlinal de Bastogne s'efface définitivement dans la dépression transversale de l'Eifel.

Ces grands plis de premier ordre sont disloqués par plusieurs grandes failles. Le flanc nord de l'anticlinal de Givonne est dérangé par un charriage désigné du nom de « faille d'Herbeumont » d'une longueur de 80 km ; il se termine à l'Est de Martelange en se ramifiant en plusieurs branches. A Perlé et à Martelange, le Siegenien moyen est charrié sur le Siegenien supérieur, tandis qu'au moulin de Bigonville ce dernier repose sur l'Emsien inférieur.

Sur le bord nord du Bassin de Wiltz il existe un charriage entre Grumelange et Drauffelt, qui transporte l'Emsien supérieur sur l'Emsien moyen et en partie sur l'Emsien inférieur.

Le Dévonien de l'Oesling se termine aujourd'hui avec l'Emsien supérieur. Mais comme la dépression marine persistait dans l'Ardenne jusqu'à la fin du Dinantien (Carbonifère inférieur), le Dévonien en entier et le Carbonifère inférieur avaient été primitivement déposés dans l'Oesling.

II. Le caractère général de la tectonique de l'Oesling.

La surrection de la chaîne hercynienne à la fin du Dinantien rejetait la mer en dehors de l'emplacement de l'Ardenne, y compris le Gutland, et mettait une fin à la sédimentation dans cette région. Il ne restait qu'une cuvette étroite au nord, entre les anciens plis exondés calédoniens et la chaîne hercynienne, et une autre, au bord sud de

cette chaîne ; dans ces deux cuvettes se déposait le Houiller productif, constituant le bassin franco-belge, au nord, et le bassin sarrois, au sud. Comme le territoire entier du Luxembourg était compris dans la zone plissée et exhaussée à la fin du Dinantien, le Houiller productif n'a pas été déposé ni dans l'Ardenne ni dans notre pays. Par les forages de Mondorf et de Longwy on a constaté que le Houiller manque sous les couches du Secondaire du Gutland, reposant en discordance sur le Dévonien inférieur. L'orogénèse hercynienne nous démontre d'ailleurs qu'il n'y a jamais existé.

Dans une dernière phase orogénique, ces cuvettes bordières ont été plissées à leur tour et exondées.

Cette apparente simplicité de la structure tectonique se complique par le fait que le plissement hercynien a été forcé à s'adapter aux contraintes du socle calédonien qui s'étaient déjà exercées sur l'aire de sédimentation et le facies dévonien et qui orientaient aussi l'allure tectonique des plis hercyniens.

Comme il a été énoncé déjà plus haut, la région ardennaise a été affectée par deux plissements qui se superposent : le plissement calédonien, à la fin du silurien, et le plissement hercynien en deux phases, dans le Carbonifère. Ces deux plissements sont séparés par une période de sédimentation comprenant les couches du Dévonien et du Carbonifère qui reposent en discordance angulaire sur le Cambro-silurien. L'action tectonique du plissement hercynien doit donc être conforme aux conditions créées par le plissement antérieur calédonien. Par celui-ci il avait été créé un soubassement en partie stabilisé, de sorte que les réactions des forces orogéniques du cycle hercynien sur les deux zones de roches superposées ne pouvaient pas être identiques et que l'allure tectonique du dévonien est celle d'une tectonique plutôt superficielle, qui apparaît en de vastes mouvements de décollement et de glissement.

L'étude de ces tectoniques superposées, s'exerçant sur des roches de plasticité différente et à des profondeurs très variables de l'écorce, a donné lieu à un revirement complet de la conception de la tectonique hercynienne de l'Ardenne. Nous n'entrerons pas dans des détails, parce que cela dépasserait le cadre de notre sujet. Nous nous bornerons à quelques constatations qui feront ressortir le rôle de l'interdépendance des deux plissements superposés pour la géologie de notre pays.

En principe, les plis superposés sont parallèles en direction, mais souvent ce parallélisme d'allure n'est qu'approximatif et, même quand il y a concordance de direction, il n'y a pas nécessairement superposition d'un plissement anticlinal ou synclinal à un plissement de même nature. Au contraire, quand on compare, par exemple, les deux esquisses des plis calédoniens et des plis hercyniens de l'Ardenne par G. WATERLOT (Voir G. WATERLOT, l'Evolution de l'Ardenne, Bull. Soc. géol. de France, tome 15, pg. 1—44 ; 1945), on constate que non seulement la nature des déformations tectoniques diffère, mais aussi leur

direction. (Voir aussi la remarque concernant la restriction de la théorie de la continuité dans le phénomène de plissement dans le chapitre sur la tectonique de notre secondaire.)

Comme il est d'ailleurs naturel que le plissement antérieur d'une région déterminée de l'écorce terrestre doit exercer un rôle directeur sur un plissement succédant si la direction des poussées tangentielles n'a pas été trop différente d'une période à l'autre, on doit, d'autre part, admettre que les plis plus récents, dits plis posthumes, ne résultent pas d'une activité directe de la poussée qui a produit les plis du substratum, mais de mouvements affectant une plus large zone de l'écorce terrestre et d'une direction ne coïncidant pas nécessairement exactement avec la première.

Quoique la distinction des effets relatifs des diverses phases de plissement superposées ne puisse se faire aisément, il doit exister une différence nette entre les actions tectoniques propres au substratum et celles de la couverture, séparée de lui par une discordance angulaire. Le substratum déjà plissé a acquis une certaine rigidité et homogénéité. Il se comportera donc comme une puissante masse homogène, ce qui se traduira par un glissement en feuilles et en paquets et par un changement dans l'inclinaison des plans axiaux.

La couverture, par contre, étant constituée par des couches ayant conservé un certain degré de plasticité, a pu se plisser d'une façon indépendante. Ses plis ont un style tectonique différent ; ils sont souvent renversés, même couchés ou imbriqués par des chevauchements. A la base de son plissement sont parfois entraînés des paquets de roches, arrachés au sommet du substratum par la traction exercée sur celui-ci par le recouvrement, lorsque les deux séries se sont décollées l'une de l'autre. Ce décollement de grande envergure entre le substratum et la couverture discordante, à structure indépendante, est la caractéristique de la tectonique superficielle.

En Ardenne, l'orogénèse calédonienne évoluait dans le style d'une tectonique profonde, ce qui provoquait une activité magmatique manifeste. L'orogénèse hercynienne, au contraire, était du style de la tectonique superficielle ; elle provoquait des mouvements de décollement et de glissement, cisailant de larges écaillés du socle, sans déclencher une activité magmatique.

Ces considérations sur le plissement superposé de deux séries discordantes conduisaient à la conception que la structure profonde réelle de l'Ardenne est bien différente de la tectonique de surface classique. D'après celle-ci, la région méridionale de l'Ardenne, pour ne parler que de la région qui a une influence directe sur l'allure tectonique de l'Oesling, serait une région d'une structure relativement simple, marquant une alternance régulière de larges bandes anticlinales et synclinales reposant sur un substratum de Cambrien qui percerait en plusieurs îlots dans les anticlinaux, au travers du Dévonien discordant.

Dans le massif de Stavelot, les plis du Dévonien s'emboîtent assez bien dans ceux du Cambrien et la discordance est peu marquée.

La structure tectonique, d'ailleurs fort compliquée de ce massif, est principalement l'œuvre du plissement hercynien. D'après les travaux récents, le massif n'est pas enraciné in situ, mais il s'agit d'une vaste écaille qui a ses racines plus au sud et qui a été charriée vers le Nord, sur le bord méridional du bassin houiller de Liège. Le mouvement hercynien était donc très vigoureux et très différencié, tandis que le mouvement calédonien était plutôt effacé. Les ondes calédoniennes disparaissent pratiquement dans le nord du massif, mais elles conservent toujours la même direction W—E, ce qui conduit à supposer que le centre des déformations calédoniennes était situé plus au Sud, qu'il était donc plus rapproché de l'Oesling.

Des recherches récentes dans le massif Cambrien de Rocrroi ont démontré qu'il y existe également une tectonique de charriage et de nappes et qu'il y a analogie, dans la structure tectonique, entre celui-ci et le massif de Stavelot.

Enfin, dans la région de la Meuse, le massif Cambrien de Givonne chevauche encore sur le Dévonien.

On pourrait donc distinguer dans la structure tectonique de l'Ardenne des plis qui ne seraient que le froncement superficiel d'un ensemble de couches plus malléables, entraînées par décollement. Des mouvements tangentiels plus profonds, ont entraîné des nappes et des écaillés arrachées de la base de la série dévonienne et du sommet du substratum et les ont charriées du Sud vers le Nord, tandis que les parties plus profondes du socle n'ont pas été engagées dans ce mouvement ou ont réagi seulement par resserrement des anciens plis. Ces lames arrachées au socle, présentant une rigidité et une homogénéité plus grandes que les couches de la couverture, engagées quand même dans un mouvement de charriage, ont joué le rôle très varié, selon les circonstances d'un avant-pays ou d'un butoir local et ont créé des aires de résistance inégale.

Le géosynclinal qui formait le berceau de la chaîne hercynienne s'est affaissé dans un socle plissé antérieurement et d'une mobilité inégale. Des parties du socle consolidé étaient encastrées dans les plis hercyniens naissants et créaient des noyaux stables et rebelles au plissement. Les contours de ces éléments hétérogènes, figés dans le jeune plissement, se présentaient dans le processus de dislocation qui suit le plissement, comme des lignes faibles, le long desquelles la nouvelle chaîne, à son tour, pourra s'affaisser et se disloquer en compartiments distincts. Ces lignes faibles qui ont la même direction que les plis et les affaissements et surélévations provoqués le long d'elles, par des mouvements épirogéniques différentiels, formeront des aires de dépression et de surélévation longitudinales.

D'autre part, l'axe des grands plis, qui correspond à la direction de la chaîne, ne reste pas dans le même niveau, mais subit des ensellements et des relèvements, dans l'emplacement desquels peuvent s'établir des noyaux et des bombements, qui ont donc une direction plus ou moins perpendiculaire à la direction de la zone plissée et qu'on désigne du nom de dépressions et de surélévations transversales.

Ce sont les dépressions transversales et longitudinales qui forment les chemins d'accès des transgressions marines qui envahiront plus tard l'aire plissée et érodée en pénéplaine.

En anticipant sur des faits que nous exposerons plus loin en détail, nous relèverons pour le moment, dans la zone plissée hercynienne, l'existence d'une dépression transversale, occupant une aire d'ennoyage entre les Ardennes et le massif Rhénan et passant par l'Eifel occidentale, le Gutland et la Lorraine ; elle servira de chemin à des transgressions marines entrant en jeu dès le début du Mésozoïque. Il existait aussi des ennoyages longitudinaux, situés entre deux compartiments saillants de la chaîne hercynienne en voie de dislocation. L'ennoyage transversal était prépondérant dans la délimitation de l'aire de sédimentation de notre triasique tandis que le jurassique s'est déposé suivant la direction d'ennoyages longitudinaux, en dépendance de la structure hercynienne.

Mais revenons sur quelques détails de la tectonique de l'Oesling.

III. L'allure tectonique du Dévonien de l'Oesling.

Comme il a été indiqué plus haut, le plissement hercynien comprend, dans l'Oesling, trois éléments tectoniques de premier ordre.

Le synclinal ou Bassin de l'Eifel, désigné aussi en Belgique sous le nom de Bassin de Neufchâteau, dans l'Oesling sous celui de Bassin de Wiltz ou de « Bassin central », occupe la partie centrale de l'Oesling, dont il forme l'axe tectonique. A Nouzon, sur la Meuse, il perce à la surface et son axe passe par Nouzon, Cugnon, St. Médard, Witry, Watrange, Wiltz, Dasbourg, Daleiden et Prum. Très rétréci et d'une structure très disloquée sur la Meuse, le synclinal s'élargit vers l'Est et présente une structure plus régulière en plis étroits et dressés. A l'Est de la vallée de la Clerve, le bassin se subdivise en trois bandes synclinales de second ordre, séparées par des bandes anticlinales.

Dans les Luxembourg belge et grand-ducal il ne renferme que du Dévonien inférieur, mais, par suite d'un ennoyage vers l'Est, des îlots de calcaire du Dévonien moyen ont été conservés dans l'Eifel et, près de Prum, il existe même un lambeau de Dévonien supérieur.

Entre Nouzon et la ligne du chemin de fer Arlon-Namur, le bassin de l'Eifel ne renferme que du Siegenien et a une direction W—E, puis il s'infléchit vers le NE. En même temps l'Emsien apparaît dans son noyau et le bassin s'élargit et s'ennoe si rapidement que 5 km à l'Est de la ligne de chemin de fer précitée apparaît déjà l'Emsien supérieur, qui occupe alors l'axe du bassin jusqu'à l'Est de la vallée de la Clerve. Dans l'Oesling, le bassin est caractérisé par un large épanouissement de l'Emsien inférieur qui se répand aussi sur les anticlinaux de Bastogne et de Givonne, soumis dans cette région à un ennoyage vers l'Est, rapide, mais inégal. A l'Est de la vallée de la Clerve, il y a un relèvement de l'axe et le bassin se subdivise, par suite de l'apparition des plis anticlinaux de Neidhausen et de Bockholz, en trois bassins secondaires ; les bassins de Munshausen, Siebenaler et Hosingen.

Il est à remarquer qu'à ce relèvement prononcé du Bassin de Wiltz à l'Est de la vallée de la Clerve correspond un ennoyage accéléré, accompagné de la formation de plis secondaires de l'anticlinal de Bastogne, ce qui est marqué par l'existence du synclinal de Clervaux et du synclinal de Sassel—Weiswampach, séparés par l'anticlinal de Marnach et l'anticlinal de Hupperdange.

Le synclinal de Clervaux renferme un noyau de schiste bigarré de l'Emsien moyen qui se poursuit de Clervaux, en direction NE, jusqu'au moulin de Kalborn sur l'Our, où il y a un relèvement de l'Emsien inférieur. Mais il réapparaît dans la vallée de l'Our, à l'Est de Lieler, et s'épanouit rapidement dans l'Eifel avoisinante, où il forme le « Bassin secondaire de Lutzkampen ».

Le bassin secondaire de Sassel—Weiswampach, qui renferme un noyau de grès quartzeux de l'Emsien inférieur, s'amorce au SW du moulin d'Asselborn et se poursuit, en direction NE, par Sassel, Binsfeld, Holler et Weiswampach, jusqu'au delà de Leithum.

L'anticlinal de Marnach, à noyau d'Emsien inférieur, sépare le Bassin de Clervaux du Bassin de Wiltz, et l'anticlinal de Hupperdange, à noyau de Siegenien supérieur, se lève entre le bassin de Clervaux et celui de Sassel—Weiswampach.

La tectonique si différenciée du Bassin de Wiltz sur son parcours de l'Ouest à l'Est par l'Oesling est en relation étroite avec les grandes lignes tectoniques de l'Ardenne en général. Sans rien présumer sur les causes profondes des plissements de l'écorce terrestre, on est d'accord à admettre que le plissement d'une chaîne est le résultat de mouvements tangentiels de deux blocs consolidés, les avant-pays, encadrant une aire de sédimentation géosynclinale et se déplaçant l'un vers l'autre. Il s'agit ici d'un mouvement relatif. On peut supposer que les deux socles figés se déplacent à la rencontre l'un de l'autre ou que l'un des avant-pays forme un butoir qui ne bouge pas et arrête le mouvement tandis que l'autre forme un poussoir qui se rapproche du

butoir. Les deux blocs peuvent avoir une position symétrique quant à leur profondeur ou une disposition dissymétrique, de sorte que l'un est situé dans un compartiment en ennoyage, l'autre, dans un compartiment en surélévation. Dans le cas d'une disposition symétrique des compartiments solidifiés, ces deux blocs forment deux avant-pays du géosynclinal. Dans celui d'une disposition dissymétrique, le bloc en ennoyage forme l'avant-pays, l'autre forme l'arrière-pays. Dans le premier cas, les couches comprimées du géosynclinal se déversent en directions opposées vers les deux avant-pays et, dans l'autre, l'excès de compression en profondeur provoque un renversement des plis dans une seule direction qui est celle de l'avant-pays.

Il va de soi que des blocs ou massifs rigides locaux du substratum plissé, encastrés ou faisant saillie dans les sédiments neufs soumis au plissement, peuvent jouer le rôle d'avant-pays ou d'arrière-pays locaux. Ainsi, les différents massifs cambro-silurien de l'Ardenne ont joué ce rôle et ont eu une influence décisive sur l'allure tectonique locale du plissement hercynien. Les masses, d'homogénéité et de rigidité différente, ont présenté des résistances variables à la translation et à la déformation et c'est cette répartition inégale des résistances qui a provoqué, en premier lieu, l'allure différenciée des plis de l'Oesling.

L'allure tectonique du Bassin de l'Eifel est en corrélation génétique avec ces faits. Entre Nouzon et la ligne de chemin de fer Arlon—Namur, il ne forme qu'une bande étroite de Siegenien de direction W—E, enserré entre la zone anticlinale de l'Ardenne et l'anticlinal de Givonne.

A Lutremange, un petit pli anticlinal secondaire à noyau d'Emsien moyen se relève près du bord nord dans le Bassin de Wiltz, suivi bientôt, au Sud de Watrange et également très près du bord nord, d'un autre, plus vigoureux et à noyau d'Emsien inférieur d'une longueur de 4 km et disloqué par plusieurs failles. Entre Doncols et Berlé, la structure paraît simple et symétrique ; c'est une zone d'ennoyage. Le plateau entre Berlé et le « Gehayloch » (3 km à l'ouest de Wiltz) se complique de nouveau par plusieurs plis anticlinaux secondaires à noyau d'Emsien moyen, cette fois-ci à proximité du bord méridional du Bassin de Wiltz. Ce relèvement est suivi d'un ennoyage entre le « Gehayloch » et Weidingen, suivi, lui, du vigoureux relèvement du « Plakiglai », situé également au bord méridional du « Bassin central » et présentant un noyau d'Emsien inférieur. La vallée de la Clerve traverse l'ennoyage de Wilwerwiltz. A l'Est de cette vallée, le Bassin se divise en trois bassins secondaires ceux de Hosingen, Siebenaler et Munshausen, séparés par les plis anticlinaux de Bockholz et de Neidhausen, à noyau d'Emsien moyen.

Enfin, entre Grumelscheid et Drauffelt, le bord Nord de l'Emsien supérieur (schiste de Wiltz) a chevauché sur le quartzite de Berlé et l'Emsien moyen, de sorte que le schiste de Wiltz se trouve, en partie, en contact anormal avec l'Emsien inférieur.

Cette diversité de la structure tectonique est sans doute en relation avec le comportement variable, dans la profondeur, de l'un ou de l'autre des voussoirs formés par l'anticlinal de Bastogne et celui de Givonne.

Aussi, dès que ces deux massifs à noyau cambro-silurien consolidé s'évasent vers le NE, le Bassin de l'Eifel s'élargit et les plis prennent une direction varisque. Dans la région de la frontière grand-ducale les anciens massifs de Givonne et de Bastogne marquent un ennoyage rapide, mais inégal ; en conséquence, le Bassin de Wiltz prend une allure correspondante, qui diffère de celle, constatée sur son parcours en Belgique. Ainsi dans la partie occidentale, entre Lutremange et Doncols, deux bourrelets à noyau de grès résistant, placés au bord Nord du Bassin de Wiltz, augmentent la résistance du voussoir septentrional. Il n'y existe que quelques dislocations à déplacement horizontal. Entre Grumelscheid et Drauffelt, les bourrelets se trouvent au bord méridional et le bord nord chevauche sur l'Emsien inférieur, à cause de l'ennoyage plus profond du voussoir. Au méridien de la vallée de la Clerve, l'anticlinal cambro-silurien de l'Ardenne prend assez subitement une direction NNE. Le bassin s'élargit et entre la Clerve et l'Our les plis se déploient en allure régulière et alternante de voûtes et de bassins. Enfin, à l'Est de l'Our, l'axe du Bassin de l'Eifel marque des ensellements et des relèvements transversaux très prononcés, suivis d'un ennoyage vigoureux vers le bassin de Prum, à noyau de Dévonien moyen. Celui-ci correspond aussi à l'axe de la dépression transversale de l'Eifel.

S'il est évident que l'allure des plis est en relation avec le comportement des avant-pays, elle est aussi conditionnée par la constitution pétrographique de la roche plus ou moins revêche aux sollicitations tectoniques.

Dans la partie occidentale du Bassin Central (Bassin de Wiltz), où le serrage a été le plus intense et le plus uniforme, on observe, en général, une structure symétrique avec tendance vers l'isoclinnalité des plis. Aux flancs du bassin, les couches sont raides, à l'intérieur, elles sont verticales.

Ainsi, à proximité de la frontière, entre Surré et Harlange, l'Emsien inférieur et l'Emsien moyen ont une inclinaison exclusivement vers le Nord, de 70 à 80°, tandis que le quartzite et le schiste de Wiltz forment des plis verticaux ou même renversés.

Mais, à 3 km plus à l'Est, dans une coupe de Bavigne à Grumelscheid, passant par le ravin « Enkenflass », l'Emsien inférieur du flanc sud, par opposition à ce qu'on observe sur la coupe entre Surré et Harlange, a une inclinaison raide exclusivement vers le Sud. Entre ces deux coupes le flanc sud est traversé par plusieurs dislocations horizontales. A l'intérieur du Bassin, entre Berlé et Grumelscheid, il existe dans l'Emsien supérieur des plis aux flancs verticaux, tandis que dans

le flanc nord, entre Grumelscheid et Schleif, l'Emsien inférieur a une inclinaison raide vers le Sud.

Dans un ravin parallèle à « Enkenflass », mais situé à 1 km plus vers l'Est, on observe des plis symétriques aux flancs très raides (70 à 80°). Il en est de même le long de la route de Bavigne à Nothum et de Buderscheid à Nothum, tandis que le long de la route de Buderscheid à Wiltz, les plis sont verticaux ou même renversés vers le Sud.

Dans une coupe entre Nocher et Selscheid, en passant par le « Plakiglai », l'Emsien inférieur et l'Emsien moyen du flanc Sud sont dressés en plis verticaux. Puis, il y a le relèvement secondaire de l'Emsien inférieur en plusieurs plis symétriques, formant le massif boisé du « Plakiglai ». Entre Erpeldange et le « Steimel », au nord d'Eschweiler, l'assise du schiste de Wiltz a une allure en synclinal symétrique. Au « Steimel », le schiste de Wiltz, avec une inclinaison de 50 à 70° vers le Sud, chevauche sur l'Emsien inférieur, à pente nord de 50 à 60°, pente qui persiste dans le flanc nord jusqu'à Brachtenbach.

Tandis qu'à l'Ouest de cette coupe la direction des couches est E 20—25° N, elle est, entre Knaphoscheid et la vallée de la Clerve, E 45—55° N. On dirait que les plis contournent une masse rigide située dans la profondeur. A l'Est de la vallée de la Clerve, la direction est de nouveau E 25—30° N.

Dans la coupe par la vallée de la Clerve entre Kautenbach et Clervaux, nous observons, dans l'Emsien inférieur du flanc sud, des plis isoclinaux exclusivement inclinés vers le Sud (70—80°). Entre Lellingen et Drauffelt, dans l'Emsien moyen et supérieur, les plis raides sont symétriques et cette structure se poursuit dans le flanc nord du Bassin jusqu'au nord de la localité de Clervaux. Alors que le flanc nord du Bassin à l'Ouest de la vallée de la Clerve montre une allure tectonique de plis renversés vers le Nord, dans la coupe de la Clerve entre Kautenbach et Lellingen les plis du flanc sud sont renversés vers le Sud.

Comme il a été énoncé plus haut, l'aire de relèvement entre la vallée de la Clerve et l'Our comprend plusieurs plis d'une structure sensiblement symétrique. Ce relèvement brusque est accompagné de plusieurs failles transversales.

L'Anticlinal de Givonne occupe la partie méridionale de l'Oesling, mais son flanc sud-est est déjà en partie enseveli sous les terrains secondaires du Gutland. A l'Est de la vallée de la Prum, il s'ennoie complètement sous la couverture du secondaire du Bitburger Gutland pour se relever de nouveau, dans une étroite bande de Dévonien, dans la Vordereifel, sous la dénomination de « Eifeler Hauptsattel » ou « Manderscheider Schwelle ».

Dans sa partie occidentale, l'anticlinal est marqué par un affleurement de Cambrien et a une direction axiale W—E. Entre la Vire et la ligne de chemin de fer Arlon—Namur la direction s'infléchit vers

le ENE. A l'Est du noyau cambrien (massif de Givonne), l'anticlinal montre un ennoyage continu, quoique irrégulier, et, à la frontière grand-ducale, le noyau affleurant est formé par le Siegenien moyen. L'anticlinal ne forme pas une voûte simple. Il est compliqué par des plis secondaires à ennoyage oriental, de sorte que les limites des couches forment des contours largement ondulés ou des digitations allongées.

Dans sa partie occidentale, la structure anticlinale est compliquée par des dislocations importantes, notamment par les failles d'Aiglemont et d'Herbeumont. Par cette dernière la partie méridionale de l'anticlinal est charriée sur le flanc nord et, en partie même, sur le flanc sud du synclinal de l'Eifel (synclinal de Neufchâteau). Dans la région de Martelange—Perlé, cette faille s'éparpille en plusieurs branches et le Siegenien moyen chevauche sur le Siegenien supérieur. A l'Est de cette région, le Siegenien moyen s'ennoie et est remplacé successivement par le Siegenien supérieur et ensuite par une alternance de plis anticlinaux de Siegenien supérieur et de plis synclinaux d'Emsien inférieur. Enfin, dans la vallée de l'Our, celui-ci affleure exclusivement.

Quant au tracé de l'axe de l'anticlinal, différentes opinions ont été émises. D'après nos levés détaillés, celui-ci passe, dans l'Oesling, au sud de Perlé, traverse le plateau de Rambrouch et d'Eschdorf et se poursuit au sud de Heinerscheid, par Kehmen et par l'épéron qui porte le château de Bourscheid, pour continuer entre Brandenbourg et Landscheid, par Walsdorf et Vianden, où il atteint la vallée de l'Our. Entre Bourscheid et l'Our il est marqué par l'affleurement d'une étroite bande de Siegenien supérieur qui s'ennoie dans la vallée de l'Our. Au delà de cette vallée, un pli anticlinal, dans lequel affleure la partie basale de l'Emsien inférieur, se poursuit au sud de Bauler et passe par Nasingen dans l'Eifel (à 7 km au NE de Vianden).

Comme limite entre la voûte de Givonne et le Bassin central (Bassin de Wiltz) nous admettons, dans la partie occidentale de l'Oesling, la limite entre le Siegenien supérieur et l'Emsien inférieur. A l'Est, la région entre les vallées de la Sûre et de la Bleses, caractérisée par une alternance de bandes de Siegenien supérieur et d'Emsien inférieur, est considérée comme étant du domaine de l'anticlinal de Givonne, tandis que la large bande d'Emsien inférieur au Nord de cette région, qui ne renferme plus des affleurements du Siegenien supérieur, est rangée dans le Bassin de Wiltz. Dans la vallée de l'Our enfin, l'Emsien inférieur s'évase du Bassin central sur toute l'étendue de l'anticlinal de Givonne et de celui de Bastogne. Les limites sont donc ici incertaines.

D'après ces données, la limite septentrionale de la voûte de Givonne passe par Surré, Bavigne, Mecher—Dunkrodt, St. Pirmin, Nocher, Kautenbach, au sud de Consthum, par Hoscheider Dickt, Weiler-lez-Putscheid et Biwels.

Particularités de l'allure tectonique
de l'anticlinal de Givonne.

Entre Petit-Nobressart et Martelage, sur une distance de 7,5 km perpendiculaire à la direction des couches, l'inclinaison est vers le Sud, sous un angle de 20 à 40°. Il n'existe, sur cette étendue, que deux plis secondaires d'allure symétrique, larges de 100 m approximativement.

Entre Perlé et Radelage, il existe plusieurs charriages dans le prolongement de la faille d'Herbeumont; ils traduisent en contact anormal le grès quartzueux du Siegenien moyen sur le facies ardoisier de la base du Siegenien supérieur. Au nord de ce noyau plus résistant, nous avons, entre Martelage et Tintange, sur une distance de 4,5 km, quatre plis symétriques, peu serrés (35 à 60°). Ces plis se sont formés, pour ainsi dire, par suite du relèvement du grès quartzueux mentionné. à l'abri d'un excès de poussée venant du Sud.

Nous continuons cette coupe du Siegenien supérieur à 4 km plus vers l'Est, dans la vallée du ruisseau de Surré. De l'embouchure du ruisseau dans la Sûre jusqu'au village de Surré, l'inclinaison est de nouveau vers le Sud. Malheureusement, les affleurements sont plutôt rares. La limite entre le Siegenien supérieur et l'Emsien inférieur passe par le village de Surré. Cette limite marque aussi un changement de l'allure tectonique. L'inclinaison est vers le Nord et raide (65 — 80°), elle persiste ainsi jusque dans le village de Harlange. Il se peut même que dans le village de Surré le Siegenien supérieur chevauche sur l'Emsien inférieur du bord sud du Bassin de Wiltz, comme c'est le cas près du moulin de Bigonville, où le Siegenien supérieur, à inclinaison très modérée vers le Sud (20 — 30°), chevauche sur l'Emsien inférieur, incliné de 45 à 55° vers le Nord.

Une coupe du Siegenien supérieur (Sg³) dans le méridien de Ram-brouch, entre Hostert, au Sud, et la vallée de la Sûre, au Nord; ne permet que de rares observations sur une distance de 15 km, mais les couches sont inclinées exclusivement vers le Sud (40 à 50°). L'ennoyage vers l'Est est rapide; on mesure, par endroits, une pente de 20° vers l'Est. Aussi, à l'Est de cette ligne, plusieurs bassins d'Emsien inférieur sont logés dans le vaste plateau du Siegenien supérieur (Sg³) qui s'étend vers l'Est jusqu'à une ligne passant par Burden, Bourscheid et Dirbach-lez-Göbelsmühle: les bassins d'Eschette, d'Arsdorf-Neunhausen, d'Eschdorf, de Heiderscheid, de Merscheid, de Bourscheid, enfin le bassin de la Haute-Sûre, entre Bourgfried, à l'Ouest, et Göbelsmühle, à l'Est. Il est à relever que ces bassins ont une allure isoclinalaire et que l'inclinaison est modérée, voire très faible (jusqu'à 12°), tandis que les schistes du Siegenien supérieur (Sg³) ont des pentes beaucoup plus raides. Il s'agit d'un plissement disharmonique, provoqué par les différences de rigidité des schistes et des grès quartzueux. Relevons encore que plusieurs de ces petits bassins, notamment celui de Lultzhausen, ont une structure périclinale assez régulière.

Tandis qu'au Sud de la vallée de la Haute-Sûre, les plis isoclinaux sont la règle, on trouve, dans la bande de Siegenien supérieur (Sg³) au Nord de cette vallée, des plis symétriques comme, par exemple, dans les beaux affleurements au Sud de Bavigne et au Sud de Buderscheid. On peut donner, pour cette allure tectonique, la même explication comme pour la structure analogue, observée dans le Siegenien supérieur (Sg³), entre Martelage et Tintange.

Tandis que le Siegenien supérieur (Sg³) occupe encore, d'un seul tenant, le vaste espace entre Welscheid et Dirbach, la vallée de la Sûre entre Erpeldange et Kautenbach montre une alternance ininterrompue d'étroites bandes anticlinales de Siegenien supérieur (Sg³) et de plis synclinaux d'Emsien inférieur (E¹), qui continuent vers l'Est, jusqu'au delà de la vallée de la Blees. A l'Ouest de la vallée de la Sûre, l'ennoyage est rapide; il est remplacé, en partie, par des failles transversales. Entre les vallées de la Sûre et de la Blees, l'ennoyage est effacé, il existe même un faible relèvement. A l'Est de la Blees, l'ennoyage reprend de nouveau vigoureusement de sorte que, dans la vallée de l'Our, l'affleurement de l'Emsien inférieur (E¹) est continu, sauf un seul relèvement du Siegenien supérieur (Sg³), à Vianden, qui marque l'axe de l'anticlinal de Givonne.

L'inclinaison dans les nombreux affleurements entre Erpeldange et Göbelsmühle est, en général, vers le Sud. Seulement dans la région de Michelau il y a quelques plis symétriques qui s'effacent très vite vers l'Est. A partir de Bourscheid, sauf une zone à plis symétriques dans la région de Göbelsmühle, l'inclinaison est vers le Nord jusqu'à Kautenbach, où nous plaçons la limite de la voûte de Givonne. La pente est en général très raide, 65 à 80°, voire verticale. Dans toute la vallée de la Schlinder, entre son embouchure dans la Sûre et Consthum, les couches ont une inclinaison vers le Nord de 60 à 80°. Dans la vallée de la Blees, nous avons, sur toute sa longueur, de Bastendorf à Wahlhausen, des plis monoclinaux avec pente vers le Nord de 40 à 50°, rarement plus raide. Il en est de même dans la vallée du « ruisseau de Tandel », de Tandel, au Sud, jusqu'à Putscheid, au Nord.

Dans la vallée de l'Our, les plis symétriques existent entre Vianden et Biwels. Un pli symétrique isolé existe au Sud de Bettel, un autre à Gemund. Les plis isoclinaux occupent la majeure partie des affleurements de la vallée. Les pentes sont de 30 à 60°; les plis raides sont rares. Sous ce rapport, il y a une différence sensible entre la vallée de la Sûre et la région à l'Est de celle-ci.

Il découle de ce qui précède que nous avons, dans la partie occidentale de l'Oesling, entre la vallée de la Sûre, au Nord; et la bordure méridionale, une isoclinalité avec pente vers le Sud qui s'étend jusqu'à une ligne passant par Friedbusch, Burden, Bourscheid et Dirbach. Dans cette vaste région on ne constate que trois petits plis secondaires d'allure symétrique.

A l'Est de cette ligne, l'isoclinalité avec pente vers le Nord est prédominante. Dans la vallée de la Sûre, nous avons quelques rares plis secondaires à allure symétrique, mais, dans les vallées de la Blee et du ruisseau de Tandel, l'inclinaison est exclusivement vers le Nord, tandis que, dans la vallée de l'Our, plusieurs plis symétriques existent entre Vianden et Bivels.

Ces allures tectoniques nettement cantonnées dans des aires bien déterminées sont, sans contredit, l'effet de mouvements orogéniques en relation avec la position et le mouvement en profondeur des vousoirs.

On peut faire valoir de bons arguments en faveur de l'hypothèse qu'à l'Ouest, un noyau consolidé, formant le prolongement du Massif de Givonne vers l'Est et jouant le rôle d'avant-pays et de vousoir, était placé plus haut dans les sédiments du géosynclinal que le butoir formé par le grès quartzeux du Siegenien moyen (Sg²), de sorte que les plans axiaux des plis ont été renversés et que l'inclinaison est vers le Sud.

Dans la partie orientale de l'anticlinal de Givonne, au contraire, le pressoir se trouvait placé plus bas que le butoir, ce qui s'explique par l'envoyage prononcé dans cette région, notamment dans la vallée de la Sûre entre Gœbelmühle et Erpeldange et le relèvement du Bassin de Wiltz, renfermant beaucoup de grès résistant, à l'Est de la Clerve. La pression tangentielle prévalait dans la profondeur et les plis se déversaient vers le Sud, de sorte que le plan axial s'incline vers le Nord.

Comme il a été exposé plus haut, des saillies figées par le plissement calédonien sont encastrées dans les sédiments remplissant le nouveau fossé géosynclinal de la phase hercynienne. Ces saillies peuvent changer de position sur leur parcours ; les nouveaux plis de cette phase, en s'adaptant à ces obstacles, et en s'ajustant à ces différences de résistance à leurs mouvements changent d'allure tectonique conformément à la position de ceux-ci. C'est pour cette raison que nous voyons les mêmes plis se comporter de différente façon, se déversant tantôt vers le Sud, tantôt vers le Nord ou prenant une allure de plissement symétrique, ce qui ne s'explique que par l'allure des éléments hétérogènes déjà consolidés, auxquels les plissements devaient s'adapter.

L'Anticlinal de Bastogne. L'individualité tectonique de l'anticlinal de Bastogne se manifeste nettement à partir du petit massif cambrien de Serpont. Par suite d'un envoyage prononcé, les diverses assises de l'Eodévien en ligne ascendante se présentent à des distances relativement courtes dans le noyau affleurant, de sorte qu'à proximité de la frontière grand-ducale le Siegenien inférieur, qui occupe une assez large étendue autour de Bastogne, plonge sous le Siegenien moyen. Celui-ci affleure à cheval sur la frontière, où il forme

une série de digitations plongeant vers l'Est. Puis, c'est le Siegenien supérieur qui occupe le vaste plateau à l'Ouest de la vallée de la Clerve supérieure.

La direction axiale de l'anticlinal est W—E, dans la région du massif de Serpont, ENE, dans la région de Bastogne ; à la frontière elle tourne, assez brusquement, vers le NE.

L'anticlinal occupe le vaste plateau au relief émoussé et sénile de la partie nord-ouest de l'Oesling. Ici, les affleurements sont rares et les détails de la tectonique difficile à décèler.

Entre la gare de Schimpach et la localité d'Allerborn, les digitations du Siegenien moyen (Sg²) forment des plis symétriques ; plus au Nord, ils prennent une allure monoclinale, avec inclinaison vers le Nord, mais les observations sont trop espacées pour permettre de fixer une tectonique détaillée. Le Siegenien supérieur (Sg³) présente, dans les vallées du ruisseau de Trotten et de la Woltz, des affleurements un peu plus nombreux ; les plis ont, en général, une allure symétrique.

A l'Est de la vallée de la Woltz, l'anticlinal s'est effacé. Le Siegenien supérieur du flanc sud de l'anticlinal et la même assise du synclinal de Houffalize se réunissent pour former le flanc sud-est du massif de Stavelot.

Répercussion de la tectonique sur le facies du Dévonien.

Le géosynclinal qui formait le berceau de la chaîne hercynienne future s'était affaissée dans le socle déjà plissé de la chaîne calédonienne. Cette nouvelle fosse de subsidence, dans un socle d'une mobilité inégale, présentait des géosynclinaux partiels, séparés par des saillies moins plastiques du fond ancien, formant des noyaux stabilisés et logés dans des profondeurs différentes. Ces caractéristiques d'un géosynclinal affaissé dans un substratum déjà plissé et consolidé devaient acquérir une importance considérable lors de la phase de sédimentation et, plus tard, dans la phase de plissement.

Ainsi, les éléments tectoniques de premier ordre des plis hercyniens, qui sont déjà des éléments « posthumes » par rapport au plissement calédonien, ont une influence perceptible dès la période de sédimentation.

La dépression transversale de l'Eifel, entre l'Ardenne et l'Eifel, qui est l'élément fondamental de l'aire de sédimentation de notre pays, se fait remarquer dès le début de l'Eodévien. Cette formation présente dans la dite dépression le maximum de sa puissance, tandis qu'à l'Est et à l'Ouest d'elle, s'étaient constitués des bas-fonds avec une sédimentation sensiblement plus réduite. Ces différences de puissance perduraient dans l'Emsien inférieur. La dépression transversale de l'Eifel est superposée probablement à une aire d'envoyage déjà esquissée dans le socle cambro-silurien.

L'anticlinal de Givonne et son prolongement vers l'Est, le « Eifeler Hauptsattel », jouent dans l'Emsien inférieur, le rôle d'un bas-fond qui sépare deux facies différents. Au nord du bas-fond, dans l'Oesling, l'Emsien inférieur se compose de quartzophyllades et de grès quartzeux, tandis qu'au sud, dans le Hunsrück, nous trouvons un facies de schiste et d'ardoise, le « Hunsrückschiefer ».

Le « Hunsrückschiefer » étant donc un facies de l'Emsien inférieur, on ne se servira plus de ce nom pour désigner un étage. Les noms « Hunsrückien supérieur » et « Hunsrückien inférieur », employés depuis A. DUMONT, sont à remplacer par les désignations équivalentes de Siegenien supérieur et de Siegenien moyen.

L'Emsien supérieur se présente également en deux facies différents, au nord et au sud de ce bas-fond qui forme aussi la limite méridionale du facies du « schiste rouge » de l'Emsien moyen.

La région de l'anticlinal de Bastogne marque également une limite de facies dans le Siegenien supérieur ; celui-ci se présente, au nord de l'anticlinal, avec le facies gréseux de Bas-Bellain, en opposition avec le facies schisteux du restant de l'Oesling.

LE CLIVAGE SCHISTEUX OU LA SCHISTOSITÉ.

La schistosité est une déformation que subissent les roches sous l'effort du mouvement de plissement. Sous l'action de la pression intense se forment d'abord les plis et quand un rétrécissement de l'étendue horizontale des sédiments par plissement n'est plus possible, il se produit des glissements et des déplacements de particules minuscules de la roche, surtout de particules en paillettes. Les grandes faces de celles-ci s'alignent dans des plans perpendiculaires au sens de la pression, ce qui provoque une fissilité suivant ces plans.

La schistosité des roches éodévoniennes de l'Oesling est un phénomène presque exclusivement d'origine mécanique. Le métamorphisme n'y joue qu'un rôle insignifiant. La schistosité est ici essentiellement la continuation du plissement. Elle marque un refoulement de la matière dans le sens du plan axial, sous l'action de la pression tangentielle. Aussi, le plan du clivage coïncide-t-il, en principe, avec le plan axial des plis.

La schistosité est bien développée dans les roches argileuses où elle efface plus ou moins complètement les plans de stratification. Elle est peu prononcée et beaucoup plus espacée dans les roches gréseuses. L'inclinaison du plan de schistosité ou plan de clivage change à la traversée de roches de caractères lithologiques différents ; elle est, par exemple, sensiblement moins raide dans les grès que dans les phyllades.

Les valeurs de l'inclinaison sont très variables dans l'Oesling ; elles varient entre 20° et la verticale ; mais les valeurs entre 60 et 80 degrés prédominent. La direction de la schistosité est toujours très proche de celle des couches.

Il résulte d'un assez grand nombre d'observations que dans la région de l'anticlinal de Givonne, entre la frontière, à l'ouest, et la vallée de la Sûre, au Nord et à l'Est, l'inclinaison est vers le Sud, et que le plan axial y a une inclinaison dans la même direction. La direction est très proche (de 5 à 10°) de celle des couches, les valeurs de l'inclinaison sont toujours supérieures à celles des couches.

Des observations systématiques ont été faites par le professeur J. ROBERT pour l'espace entre l'Our et la Sûre, au sud du Bassin de Wiltz (Beiträge zur Geologie und Tektonik der Luxemburgischen Ardennen, 1912 ; pg. 31—45). Des 500 mesures exécutées, 98 montrent une inclinaison du plan de clivage vers le Nord ; pour le restant il y a une pente vers le Sud, qui prédomine donc de loin. De ces 98 mesures, 10 sont réparties irrégulièrement et forment des cas isolés dans toute la région mentionnée, les autres 88 sont groupées dans des centres bien déterminés. La répartition est la suivante :

1) Dans la vallée de l'Our, entre le village de Bettel et la gare de Vianden, l'inclinaison du plan de clivage est vers le Nord, avec une valeur de 60 à 85° ; les couches ont une inclinaison dans la même direction, avec une valeur de 28 à 45° ; elles forment plusieurs plis isoclinaux renversés dont le plan axial est incliné vers le Nord.

Dans la localité de Vianden, entre la gare et l'épéron du Château (ruines), le plan de clivage s'incline vers le Sud avec 70 à 80° ; les couches forment plusieurs plis symétriques dérangés par des failles ; le pendage est de 30 à 40°.

Dans une zone, large de 250 m, située au Nord de la précédente, la schistosité a de nouveau une inclinaison vers le Nord (70 à 80°) ; les plans de stratification ont un pendage de 30 à 45° vers la même direction.

En amont de cette zone, le plan de clivage a une inclinaison constante vers le Sud. Entre Vianden et Bivels, les plis ont une allure symétrique, en amont de Bivels, les plis isoclinaux ont un pendage vers le Nord.

2) Vallée de la Blees et vallées tributaires :

Les plans de stratification ont une inclinaison exclusive vers le Nord. Dans la vallée du Roesbach, les plans de clivage et de stratification ont une inclinaison exclusivement vers le Nord. La valeur est de 60 à 75° pour le clivage, de 15 à 48° pour les couches.

Dans la vallée du ruisseau de Tandel, il en est de même. Les valeurs sont de 60 à 85° pour le clivage, de 30 à 45° pour les couches.

Dans la vallée de la Blees, entre Bastendorf et Brandenburg, les plans de clivage et de stratification ont une inclinaison vers le Nord, avec des valeurs de 70 — 85° pour la schistosité et de 20 à 50° pour les couches.

Dans les environs de Brandenburg, les plans de clivage ont, avec une exception, un pendage vers le Sud. Au Sud de Landscheid, il existe

une zone d'une largeur de 600 m et qui s'étend, vers l'Est, jusqu'aux maisons isolées du « Hoscheiderhof », dans laquelle les plans de clivage s'inclinent avec une exception, vers le Nord.

Dans la vallée de la Staal, au Sud de l'embouchure du « Weichbach », on constate également, dans une zone de 600 m de largeur, une inclinaison vers le Nord des plans de clivage, avec des valeurs de 70 à 90°, tandis que les plis ont des inclinaisons de 45 à 80°.

3) Dans la vallée de la Sûre, entre Erpeldange et Kautenbach, le clivage a une inclinaison vers le Sud, à l'exception d'une étroite zone de 300 m dans le village de Michelau, où l'on observe une inclinaison vers le Nord.

Il résulte de ce qui précède que le principe, d'après lequel le plan de clivage coïnciderait avec le plan axial des plis, n'est valable que sous réserve.

Ainsi, entre la frontière belge, à l'Ouest, et la vallée de la Sûre, à l'Est, le plan axial est renversé et incliné vers le Sud ; le plan de schistosité a la même direction. Entre la Sûre et l'Our, nous avons des allures tectoniques moins uniformes. L'inclinaison des plans de stratification est exclusivement vers le Nord dans la vallée de la Blees ; elle prédomine dans les vallées de la Sûre et de l'Our ; mais il existe aussi des plis symétriques. Le plan de schistosité concorde, en plusieurs zones d'une largeur toujours réduite, avec celui de la stratification, mais le pendage vers le Sud prédomine de loin, de sorte que les inclinaisons vers le Nord ne sont plutôt que des déviations locales. Ceci cadre aussi avec le fait que nous constatons, dans la région entre la frontière et la vallée de la Sûre, un caractère lithologique uniforme de la roche schisteuse, tandis que, dans les vallées de la Blees et de l'Our, nous trouvons des schistes et des phyllades avec intercalation assez espacée de grès et, dans la vallée de la Sûre, des bandes de schiste alternant avec des bandes de grès quartzeux très résistants. Ceci prouve que la schistosité est en relation avec la direction de l'effort tectonique et avec le caractère lithologique de la roche. Elle marque le sens de refoulement de la matière sous l'action du mouvement tangentiel, mais cette orientation peut être modifiée localement par suite d'intercalation de masses hétérogènes comme, par exemple, de grès quartzeux intercalés dans les roches plus plastiques.

Les diaclases. Sous l'action des forces tectoniques les roches de l'Oesling ont subi non seulement un plissement et un feuilletage, mais elles se débitent aussi suivant des joints disposés dans un ordre déterminé. Ce sont des cassures sans rejet, désignés du nom de **d i a c l a s e s**. Les diaclases se présentent dans le Dévonien de l'Oesling suivant deux directions conjuguées, faisant entre elles un angle sensiblement constant de 90 à 110 degrés et qui sont approximativement N—S et W—E. Les roches se débitent suivant ces diaclases en parallèles épipèdes plus ou moins réguliers. Souvent il existe un deuxième ou

même un troisième système de diaclases et les roches se débitent alors en blocs moins réguliers.

L'inclinaison des diaclases et la valeur de l'angle sont sujettes à de nombreuses variations allant de la verticale jusqu'à l'horizontale. Les mouvements le long des plans de dislocation sont très petits mais ils ne sont pas nuls, ce qui est démontré par les nombreuses stries sur ces plans dans le sens vertical ou horizontal, voire oblique.

Dans les roches homogènes les plans des cassures sont lisses. Dans les roches hétérogènes, comme, par exemple, dans les quartzophyllades, ils sont rugueux. Les crevasses sont souvent remplies de quartz, surtout dans les grès. Ces veines de quartz disparaissent ordinairement dans des schistes. En passant d'une roche dans une autre d'un caractère lithologique différent, on constate aussi ordinairement une déviation de la direction et souvent de l'inclinaison de la diaclase.

Les diaclases affectent aussi bien les schistes que les grès, mais elles forment un réseau d'autant plus serré que les roches sont plus grenues et se prêtent moins au plissement. Elles sont donc ordinairement plus nombreuses dans le grès que dans les schistes.

Les diaclases sont surtout visibles sur les surfaces exposées aux agents d'altération. En profondeur, dans la roche intacte, elles n'existent qu'à l'état virtuel, mais un choc suffit pour les faire apparaître.

Les diaclases de grande extension coupent les plis et le clivage. Elles se sont formées dans une phase postérieure où la roche consolidée ne répondait à la pression tangentielle que par un réseau de cassures.

LA PERIODE CONTINENTALE POST-HERCYNIENNE.

La surrection des plissements hercyniens avait créé une région montagneuse, mais il n'y a aucun indice que cette région ait eu l'altitude et le relief accentué des Alpes actuelles. Au contraire, l'absence de l'affleurement de grands massifs cristallins et de roches d'un métamorphisme intense, aussi bien dans les massifs cambro-silurien que dans les plis hercyniens, semble indiquer qu'il ne s'agissait que d'un relief modéré. Car le plissement en soi ne signifie pas encore un relief montagneux. Au contraire, le plissement s'accomplit dans la profondeur de la fosse géosynclinale et sous une puissante charge de terrain de couverture. La surrection des plis en chaînes de montagnes est une phase postérieure au plissement. Les grandes masses cristallines et les roches intensivement métamorphosés sont nées dans de grandes profondeurs et à une température élevée. Elles n'arrivent au jour que grâce à une surrection de grande envergure. Dans la chaîne hercynienne, elles sont restées dans la profondeur et ce n'est que dans les parties les plus exhaussées des massifs anticlinaux qu'on rencontre, en Ardenne, des filons et des apophyses de roches plutoniennes, comme précurseurs des grandes masses cristallines internes. Ces faits ne plaident pas en faveur de la théorie d'après laquelle les chaînes hercy-

niennes auraient formé les Alpes gigantestiques de l'antiquité, telles qu'on se plaisait à les représenter autrefois. Quoiqu'il en soit, l'érosion intensifiée, consécutive à une surélévation plus ou moins accentuée, a transformé, par l'action des eaux courantes et des agents atmosphériques, les montagnes en une pénéplaine, c.-à-d., en une surface tellement aplanie qu'il n'y existait plus d'autre relief que les petites saillies correspondant à des différences de dureté des roches. Sur une telle surface mollement ondulée et recouverte d'une couverture de roches désagrégées, la roche saine n'apparaît que rarement parce que les rivières, arrivées dans la phase de maturité et de décrépitude, n'ont plus assez de force pour charrier les matériaux désagrégés. Elles coulent en méandres divagants entre des versants à pente effacée. Des régions-types du caractère d'une pénéplaine existent par exemple dans la Haute-Fagne de l'Ardenne et dans les « Fagnes » au nord-ouest de l'Oesling. Mais tous les vastes plateaux de l'Oesling forment des parties de cette vieille pénéplaine, dans laquelle de jeunes vallées abruptes ont été taillées. Si nous nous imaginons ces vallées comblées jusqu'au bord, nous avons de nouveau la pénéplaine terminale, telle qu'elle avait été créée par l'action de l'érosion post-hercynienne et sur laquelle les bandes de schistes tendres engendrent des creux au fond très plat, tandis que le grès et les quartzites forment des saillies molles, de direction varisque. Cette pénéplaine, née dans la période continentale post-hercynienne, a été, dans la suite, ensevelie sous les dépôts secondaires et tertiaires, puis exhumée, dans l'Oesling, l'Ardenne et le Massif Rhénan, par l'érosion rajeunie en conséquence d'une surélévation accentuée de ces régions à la fin du tertiaire. C'est dans cette pénéplaine exhumée et surélevée que les rivières d'aujourd'hui ont creusé leurs profondes vallées sinueuses, avec des méandres encaissés qui portent des traces de mouvements récents. Dans l'Oesling, la pénéplaine n'existe donc plus que dans les grandes lignes. Dans le Gutland, en Lorraine, dans le bassin de Paris, dans les plaines des Flandres et de la Campine, elle existe encore sous la couverture secondaire et tertiaire, telle qu'elle a été façonnée par l'érosion post-hercynienne, mais affectée par les ondulations et les fractures causées par des mouvements orogéniques du secondaire et du tertiaire.

LE PERMIEN DANS L'AIRE DE SEDIMENTATION DU GUTLAND.

Avec la surrection de la chaîne hercynienne avait commencé, pour notre pays et les contrées avoisinantes, une longue période continentale, qui perdurait jusqu'à l'aurore des temps mésozoïques. Les dépôts formés au cours de ces temps comprennent des éléments détritiques, provenant de la chaîne de montagnes.

Au fur et à mesure que le relief des montagnes s'éroussait, les rivières, à défaut de pentes, laissaient le détritiques sur place. Celui-ci remplissait les dépressions et les inégalités de la surface, de sorte que

la pénéplaine s'enfouissait sous ses propres débris. Ceux-ci comprenaient des parties fines de schistes et des fragments anguleux ou peu arrondis de grès et de quartzite. Sous un climat chaud et aride, ces débris se couvraient d'une patine rouge-brun d'oxyde de fer. A cause de cette coloration vive, ces dépôts sont désignés du nom de « Rotliegenden » ou « New Red ». Dans le temps, cette période continentale, caractérisée par la dégradation du relief de la chaîne hercynienne, correspond au Permien. En Lorraine et dans le bassin de la Sarre, le Permien est représenté par de puissants dépôts de « Rotliegenden », accumulés dans des aires de subsidences.

Il était logique de supposer également l'existence du Permien, avec le même facies, dans le bassin de sédimentation de notre pays, au moins sous forme de restes. Car, comme notre grès bigarré est formé d'éléments remaniés du « Rotliegenden », celui-ci a dû exister et avoir été abrasé en bonne partie par la mer triasique, transgressant sur la pénéplaine post-hercynienne. Or, à l'occasion de la réfection du forage Kind à Mondorf-les-Bains, au courant des années 1946 et 1947, j'ai pu constater, par les beaux échantillons (carottes) retirés entre 450 et 712,85 m de profondeur, que le Permien y existe en discordance sur le Dévonien, entre 699,60 et 692 m.

Entre 712,85 et 699,60 m on a retiré du grès quartzeux et des quartzophyllades dévoniens, présentant les allures tectoniques d'un charriage; le tout limité en haut (699,60 m) par une surface plane abrasée, colorée en rouge par altération.

Une discordance angulaire très prononcée sépare le Dévonien d'une brèche composée de débris anguleux et irréguliers de schiste gris ou rouge et de grès quartzeux. A la base, il y a de gros galets mal arrondis de quartzite clair. A 20 cm au-dessus de la base, ces débris sont enrobés dans un grès rouge, composé de grains de quartz grossiers. Dans le grès on constate quelques petits alvéoles tapissés de cristaux de dolomie spathique. A 30 cm plus haut, le grès prédomine et les petits débris anguleux nagent, pour ainsi dire, dans le grès. Peu à peu, les alvéoles revêtus de cristaux de dolomie augmentent de telle façon que la roche passe dans une dolomie alvéolaire pour redevenir ensuite un grès rouge bréchiforme.

Entre 697,80 et 695 m, il y a alternance de grès rouge bréchiforme et de dolomie alvéolaire; enfin, de 695 à 693 m, la dolomie rouge-brique prédomine.

A partir de 692 m apparaît le Grès des Vosges, à gros grains, avec de petits galets plats, à contours arrondis, de quartz et de quartzite.

Les dépôts mal stratifiés entre 699,60 et 692 m comprennent le « Rotliegenden » et le « Zechstein », sans qu'on puisse tracer une limite précise entre ces deux étages du Permien. Dans les Vosges, les couches sous-jacentes au Grès vosgien se composent de grès rouge et de dolomies et sont rangées dans le Permien. De même, sur la rive gauche de

la Sarre, entre Trassem et Kœnen, on rencontre par endroits des dolomies cristallisées et des grès rouges avec brèches de schiste quartzeux intercalés entre le Grès vosgien et les schistes éodévoniens. Ils représentent également le Permien.

Le Permien entre Kœnen et Trassem longe la bordure ouest du massif dévonien du Hunsrück. A Trassem, il contourne le seuil dévonien de Sierck, de sorte que le Permien rencontré à Mondorf-les-Bains est le prolongement des affleurements de la Sarre.

LE MESOZOÏQUE DE NOTRE PAYS.

LE TRIASIQUE.

LA PALEOGEOGRAPHIE DE L'AIRE DE SEDIMENTATION DU TRIAS.

Comme, dans cette vue d'ensemble il s'agit, en premier lieu, de coordonner les divers faits d'ordre stratigraphique et tectonique et de mettre en évidence leur dépendance mutuelle ainsi que la corrélation entre le pays et les aires de sédimentation avoisinantes, il faudra d'abord esquisser la paléogéographie du Massif hercynien à l'ouverture des temps mésozoïques.

Par les mouvements orogéniques hercyniens, l'Ardenne, le Massif Rhénan et le Continent français avaient été exondés et ajoutés au Continent du Old Red. Au Permien, une aire d'ennoyage se constituait sur les plis érodés qui s'étendaient sur l'Allemagne du Nord, la Campine et les Pays-Bas pour se prolonger en Angleterre. La mer pénétrait dans cette dépression au Permien moyen et supérieur et s'étendait vers le Sud, jusqu'au bord septentrional de l'Ardenne et du Massif Rhénan qui restaient exondés. Entre le Massif Rhénan et le Massif de Bohême s'était formé un ennoyage transversal, la dépression germanique, qui était le pendant de la dépression transversale eifélienne et lorraine. La mer permienne supérieure (mer du Zechstein) avançait par la dépression germanique vers le Sud, jusque dans le Palatinat, mais elle n'avait pas encore accès à la dépression eifélienne et lorraine.

Ces mouvements de la mer permienne préluèrent à un état de choses qui caractérisera la paléogéographie du Trias de nos régions.

Au Trias, la mer persistait dans la dépression de l'Allemagne du Nord ; elle dépassait, vers le Sud, les dépôts permien de la dépression germanique et s'avancait dans l'Allemagne du Sud. Elle recouvrait, vers l'Ouest, le socle hercynien de la Forêt Noire et des Vosges et pénétrait dans la dépression lorraine et son prolongement méridional, la dépression du Rhône. De la dépression de l'Allemagne du Nord elle pénétrait aussi dans la dépression eifélienne où elle rencontrait, dans l'Eifel, le bras de la mer s'avancant de la dépression lorraine. Elle recouvrait notre pays vers l'époque du Grès vosgien.

Au début du Trias, la chaîne hercynienne pénélainée ne présentait plus de continuité topographique. Elle était partagée en trois massifs restés en saillie, séparés par des zones d'ennoyage submergées. C'étaient l'Ardenne et le Continent français, à l'Ouest, le Massif Rhénan, y compris le Hunsrück, au centre, et le Massif de Bohême, à l'Est. L'Ouest et le centre étaient séparés par l'ennoyage eifelo-lorrain, le centre et l'Est, par la dépression germanique, tandis que le Continent du Old Red était recouvert par la mer du Nord. Dans la dépression eifelo-lorraine, l'anticlinal de Sierck était resté en saillie ; il marquait un étranglement dans cette dépression et la limite entre la partie eifélienne, au Nord, et la partie lorraine, au Sud. Les lignes de rivages de la dépression avaient une orientation générale suivant le méridien et la mer transgressait, dans la suite, vers l'Ouest et l'Est, de sorte que les dépôts successifs empiètent sur la terre ferme dans ces deux directions. L'axe de la dépression subissait l'affaissement le plus rapide, de sorte que la puissance maximum des sédiments se trouve sur cette ligne médiane, tandis que vers l'Est et l'Ouest nous rencontrons des dépôts du littoral, transgressifs sur la terre ferme. A l'Ouest, le faciès littoral est très prononcé, à l'Est, il n'est bien distinct que dans le Trias inférieur. Cette direction originelle suivant le méridien, qui implique l'extension du Trias sur l'Oesling et l'Ardenne orientale, le Hunsrück et l'Eifel, paraît être en contradiction avec l'extension actuelle du Trias et du jurassique, qui montrent une disposition en zones concentriques et regressives vers l'intérieur du Bassin de Paris. Mais, la disposition actuelle est la conséquence d'un mouvement différentiel du sol vers la fin du pliocène, qui provoquait une érosion plus accentuée dans l'Oesling, surélevé par rapport au Gutland. La limite d'aujourd'hui n'est pas une limite de rivage, mais une limite d'érosion. Aussi, une coupe du Trias W—E, donc perpendiculaire à l'axe de la dépression eifélienne, orientée N—S, montre, entre Petit-Nobressart et Niederfeulen, un faciès littoral avec transgressions successives vers l'Ouest, et, entre Diekirch et Reisdorf, un faciès normal, comme dans la région de la Basse-Sûre et de la Moselle. Mais, comme il y a dans les oscillations transgressives intercalation de plusieurs mouvements de retrait, la coupe des couches triasiques est discontinue vers les bords, tandis qu'il existe continuité dans la partie axiale de la dépression.

Au Trias, le Bassin de Paris n'existait pas encore ; cette région faisait, à cette époque, partie du Continent français. La conclusion erronée, d'après laquelle le triasique aurait été déposé dans un golfe s'ouvrant vers le SW, est en contradiction avec la répartition du faciès littoral et la paléogéographie. Le fait que l'aire de sédimentation du Luxembourg et de la Lorraine n'avait pas de relation avec l'aire occupée, au jurassique, par le Bassin de Paris, avait déjà été entrevu par ELIE DE BEAUMONT, qui caractérisait le Trias lorrain, « comme une portion du sol germanique qui fait incursion au milieu de nos départements ». (Explication de la carte géologique de la France, tome II, page 7 ; 1848.)

Dans tous les affleurements du bord de notre Oesling, le Grès bigarré repose en discordance angulaire sur les plis érodés du Dévonien et commence par un conglomérat de base, formé par un cailloutis de fragments bien roulés de quartz et de quartzite, provenant de la destruction de roches dévoniennes. Ce conglomérat n'est pas l'indice de l'emplacement de lignes de rivages, mais d'une transgression marine sur une région exondée. Aussi, ce cailloutis ne se trouve-t-il pas seulement à la base du Grès bigarré, mais à la base de toute formation triasique ou jurassique en transgression sur le substratum dévonien. Ce sont toujours les mêmes gros éléments quartzeux, provenant des roches dures qui faisaient saillie sur le fond dévonien. Au bord de l'Oesling, les couches secondaires, empiétant autrefois sur le Dévonien, ont été souvent enlevées par l'érosion à un degré tel qu'il ne reste qu'un placage de cailloutis, qu'on prenait parfois pour un dépôt quaternaire fluviatile. Aucun indice de l'existence du Permien n'y est à constater aujourd'hui. Il existait, sans doute, dans le faciès continental, mais il a été détruit par la mer transgressive et les matériaux remaniés sont entrés dans la constitution du Grès bigarré.

Aux temps de la sédimentation triasique, les transgressions de même que la subsidence de la cuvette eifelienne se faisaient par saccades et alternaient avec des relèvements relatifs du fond, de sorte que les dépôts des trois étages du Trias présentent une disposition en cycle de sédimentation, en relation étroite avec des mouvements épirogéniques du sol. Le cycle commence avec les dépôts lagunaires et continentaux du Grès bigarré, formé d'éléments remaniés de dépôts continentaux du Permien dans une dépression à fond très plat. Le Muschelkalk est une formation calcaire dans une mer intérieure en rétrécissement, mais subissant une subsidence si énergique qu'elle entraine en communication avec l'océan. Le Keuper, lui, comprend des dépôts continentaux et lagunaires, formés dans une mer, de nouveau en transgression, mais peu profonde. Son aire de sédimentation subissait des émergences partielles, comme la mer du Grès bigarré.

C'est sur les caractères distinctifs du faciès, en corrélation avec des mouvements épirogéniques et des changements climatologiques, que se base la division du Trias en trois étages. Ces étages, à l'exception du Muschelkalk, ne correspondent pas exactement à des divisions stratigraphiques dans le sens paléontologique ; ils sont plutôt des indices de changements physico-géographiques.

L'ECHELLE STRATIGRAPHIQUE DU TRIAS.

Keuper	Rhétien	{ Argiles rouges Grès avec cailloutis quartzeux et marnes feuilletées noires
	Keuper gypsifère	{ Keuper à marnolites compactes Marnes rouges gypsifères
	ou « Hauptkeuper »	{ Grès à roseaux Marnes à pseudomorphoses de sel
Muschelkalk	Couches à <i>Myophoria Goldf.</i>	{ Dolomie-limite Marnes bariolées Couches-limites
	« Hauptmuschelkalk »	{ Couches à <i>Ceratites nodosus</i> Couches à Entroques
	Groupe de l'anhydrite	{ Dolomie à <i>Lingula tenuissima</i> Marnes gypsifères
	Muschelkalk inférieur	{ Couches à <i>Myophoria orbicularis</i> Grès coquillier
	Grès bigarré	Grès bigarré supérieur
Grès bigarré inférieur		{ Grès des Vosges

A la base : Permien à faciès continental ou Dévonien inférieur.

Le Grès bigarré comprend, à la base, un grès de couleur rouge-brique, composé de grains de quartz anguleux, brillants, cimentés par une mince pellicule d'oxyde de fer et renfermant, vers la base et vers le toit, un conglomérat de cailloux quartzeux bien roulés. C'est le Grès des Vosges, qui n'affleure pas dans notre pays, mais qu'on a trouvé dans le forage Kind, à Mondorf, avec une puissance de 140 m. Le conglomérat du toit n'y a pas été constaté.

Il est surmonté d'un grès rouge ou brun, à grains grossiers, avec intercalation de cailloutis quartzeux et de rognons de dolomie et avec entrecouches de marnes dolomitiques violacées. On désigne cette suite de grès et de marnes dolomitiques du nom de « Couches de transition ». La puissance est de 85 m, dans le même forage, et d'une quarantaine de m, au bord de l'Oesling.

Vers le sommet, on rencontre un grès rouge ou jaune, fin, avec un ciment argileux ; il s'est formé dans un milieu plutôt désertique, renfermant des marais salants et des dépôts de gypse. C'est le Grès à Voltzia. Il a une puissance d'une vingtaine de mètres.

Tandis que les puissants dépôts continentaux du « Rotliegendes » s'accumulaient dans les dépressions longitudinales, on constate que, dès le début du Trias, la dépression transversale eifel-lorraine jouait le rôle principal comme aire de sédimentation. On pourra même dire

que cette sélection des dépressions transversales, due à un changement dans la direction du mouvement épigénétique, marque l'ouverture du mésozoïque dans nos régions.

Le Grès des Vosges en occupe la partie centrale et l'axe de ce puissant corps de sédiments passe par Mondorf, Trèves, Bitbourg et continue par Hillesheim pour entrer, à Commern, en communication avec les dépôts triasiques de l'Allemagne du Nord. L'aire de sédimentation s'étend vers l'Ouest jusqu'à une ligne de direction méridienne, passant par Sinspelt, dans la vallée de la Nims, et à l'Est de Longwy. Dans le forage de Longwy on n'a plus constaté le Grès vosgien.

L'aire de sédimentation des Couches de transition est transgressive sur celle du Grès vosgien. Au bord de l'Oesling, elle a avancé d'une vingtaine de km vers l'Ouest. Dans le forage de Longwy, les couches de transition ont une puissance présumée de 14 m.

L'alternance brusque, dans les couches de transition de cailloutis, de grès, de dolomies et d'argiles, souvent avec intercalation de gypse, est un indice de mouvements très prononcés du fond de l'aire de sédimentation, tandis que le caractère uniforme du Grès vosgien correspond à une période de stabilité.

Le Grès à Voltzia est un grès fin et homogène ; ceci indique que les régions bordières de l'aire de sédimentation étaient aplanies et que des rivières séniles ne transportaient plus qu'un détrit fin. Il s'agit d'une sédimentation terrigène avec de rares empreintes de plantes, interrompue par des ingressions marines temporaires. Le Grès à Voltzia est encore en transgression par rapport aux Couches de transition.

Le Muschelkalk débute avec le Grès coquillier, formation franchement marine, qui est le représentant gréseux du « Wellenkalk ». La limite entre le facies gréseux et le facies calcareux est donnée par la vallée de la Sarre. Les trois niveaux pétrographiques et paléontologiques du Wellenkalk se retrouvent aussi, mais avec moins de netteté, dans le Grès coquillier. Le grès dolomitique, renfermant, au bord de l'Oesling, une entrecouche avec des articles d'encrines, prédomine à la base. La partie moyenne est constituée par des marnes bariolées avec *Terebratula vulgaris*. Le sommet est formé par une dolomie claire, caractérisée par *Myophoria orbicularis*.

L'étage du Muschelkalk s'ouvre par une subsidence et une immersion de la dépression transversale eifélienne et avec une transgression vers l'Ouest ; car, à Folschette le Grès à Voltzia prend fin et le Grès coquillier avec le facies d'un grès conglomératique repose immédiatement sur le substratum dévonien. Le caractère littoral du Grès coquillier commence à l'Ouest d'Ettelbruck.

Cette subsidence faisait de nouveau place à un régime lagunaire et il se formait le Groupe de l'anhydrite, superposé au Grès

coquillier. Il est constitué par des marnes bariolées avec des pseudomorphoses de sel gemme, renfermant, vers le sommet, des lentilles exploitables de gypse.

Le régime lagunaire est remplacé brusquement par une subsidence prononcée et les marnes avec gypse sont recouvertes par la « Dolomie à *Lingula tenuissima* ».

Notons, en passant, qu'à Sierck et à Schengen, la Moselle a entamé un écueil dévonien de l'anticlinal de Sierck qui est entouré de Grès bigarré et n'a été entièrement recouvert par les eaux qu'à l'époque du Groupe de l'anhydrite.

De même que le Grès coquillier, le Groupe de l'anhydrite prend, à l'Ouest d'Ettelbruck, un caractère littoral et les marnes sont remplacées par un grès avec cailloutis qui a approximativement la même extension que le Grès coquillier.

Le Hauptmuschelkalk, constitué par des calcaires dolomitiques, comprend une assise inférieure, renfermant des bancs avec de nombreux articles d'encrines, et une assise supérieure, caractérisée par *Ceratites nodosus*, qui est, cependant, extrêmement rare dans notre pays.

Le facies dolomitique occupe toute l'extension de l'aire de sédimentation ; il s'étend, vers l'Ouest, jusqu'à Niederfeulen. La puissance diminue dans la région bordière, la dolomie se charge de sable, mais il n'existe pas de facies littoral proprement dit, sauf qu'on retrouve à Schieren des cailloux de quartz dispersés dans la dolomie. L'assise des Couches à Encrines se termine assez brusquement à Niederfeulen, mais les Couches à *Ceratites nodosus* continuent, dans un facies de dolomie rouge gréseuse et avec une puissance réduite, jusqu'à une ligne de direction méridienne, marquée par le Rodbach (Pratzerthal).

La mer est, par conséquent, en retrait sur les étages inférieurs du Muschelkalk ; mais, par contre, l'étage du Hauptmuschelkalk correspond à la phase de profondeur maximum de la mer triasique.

La présence de céphalopodes dans l'assise supérieure indique que, par la « porte du Rhône », la mer intérieure qui recouvrait la dépression eifelo-lorraine, était entrée en communication avec l'océan qui occupait la région de l'Europe centrale et méridionale.

Notons encore que le Hauptmuschelkalk est une dolomie, comme d'ailleurs toutes les roches dites calcareuses du triasique de notre aire de sédimentation. Cette dolomie est d'origine secondaire ; elle s'est formée sous les conditions physico-chimiques d'une mer relativement peu profonde, d'une salinité excessive, provoquée par un climat aride. Dans le jurassique, au contraire, on rencontre exclusivement un calcaire pur, déposé dans une mer plutôt vaseuse.

Entre le Hauptmuschelkalk et le Keuper s'intercalent des couches d'un caractère de transition que nous désignerons du nom de Couches à *Myophoria Goldfussi* (*Myophorienschichten*).

L'extension de la mer reste la même qu'à l'époque du Hauptmuschelkalk, mais la profondeur change par saccades, dans le sens positif ou négatif, et on constate même des épisodes d'émergence locale. La dolomie alterne avec des marnes bariolées et des grès ; les roches ont donc un caractère de transition, mais la faune est la même que dans le Hauptmuschelkalk, quoique moins riche et moins variée, avec prédominance des genres *Gervilleia* et *Myophoria*.

L'étage commence avec l'assise des Couches-limites, constituée, à l'intérieur de l'aire de sédimentation, par des dolomies claires qui passent, vers le bord, dans un grès dolomitique de couleur plutôt bariolée et dont le type est le grès de Gilsdorf et le grès de Mertzig. La présence de *Ceratites nodosus*, constatée à Gilsdorf et à Vichten, démontre que l'assise est à placer sans conteste dans la division du Muschelkalk.

Aux Couches-limites est superposée l'assise des Marnes bariolées, formée par des marnes aux couleurs sombres, rouges ou violacées, avec intercalations locales de grès tendres avec empreintes et hachis de plantes charbonneuses (*Lettenkohlsandstein*) et de dolomies en amas lenticulaires et en rognons (cargneules).

Le sommet de l'étage à *Myophoria* est formé par l'assise de la Dolomie-limite, riche en *Gervilleia* et en *Myophoria Goldfussi*. Vers l'ancien rivage de la mer, c.-à-d. à partir de la vallée de l'Alzette inférieure, la dolomie compacte et de couleur gris clair passe dans une dolomie alvéolaire, aux teintes rougeâtres ou bariolées (*Zellen- und Mandeldolomit*).

Le Keuper renferme, dans sa partie inférieure, des marnes bariolées avec des pseudomorphoses de sel gemme si caractéristiques que nous désignerons cette assise du nom de Keuper à pseudomorphoses. Dans la partie moyenne, il existe un grès tendre, avec empreintes de végétaux, le Grès à roseaux, recouvert de marnes rouges avec gypse (*Rote Gipsmergel*) et de marnes bariolées plus claires, sans pseudomorphoses, mais renfermant de nombreuses entrecouches d'un calcaire marneux dur (*Steinmergel*) ; c'est le Keuper à marnolites. Le gypse se rencontre, souvent en gisements exploitables, dans toute la masse keupérienne, tandis que le sel gemme fait défaut comme il a été démontré par toute une série de forages exécutés en vue de la recherche de ce minéral.

Pendant l'époque du Keuper, la mer était en transgression sur le continent, mais la présence de gypse et d'empreintes de sel gemme est l'indice d'une mer peu profonde, bordée de bassins d'évaporation. D'ailleurs, la prédominance des marnes bariolées marque la tendance du fond de cette mer vers l'émergence, alors que le Grès à roseaux représente une formation franchement continentale.

A cette tendance vers l'émergence correspond une surrection de la terre ferme avoisinante qui créait une activité rajeunie et intensifiée

des eaux courantes charriant vers la mer, en abondance et à une distance appréciable, du sable à gros grains et du cailloutis quartzeux. La suite en est que, dans la région de l'Ernz blanche inférieure, le Keuper à pseudomorphoses renferme déjà d'appréciables entrecouches de grès et de conglomérats qui prédominent dans la région de l'Alzette inférieure. Enfin, à l'Ouest de la vallée du Rodbach, le Keuper à pseudomorphoses se présente dans un facies si différent du développement normal que l'identification n'a pu être faite que par des levers de détail très serrés. Le Grès à roseaux n'a pu être identifié avec certitude au delà du Rodbach.

Le Keuper à facies littoral est recouvert, sur toute son étendue, par un cailloutis résiduel d'une puissance appréciable, qui a été pris, à plusieurs reprises, pour des dépôts fluviaux pliocènes ou pléistocènes et qui a donné lieu à des confusions regrettables dans l'histoire de la genèse de notre système hydrologique.

A l'époque du Keuper à marnolites, le relief de la terre ferme avoisinante était aplani et les eaux courantes ne transportaient que du détritit marneux très fin, de sorte que cette assise se présente, sur toute son étendue, dans un facies normal.

Le sommet du Keuper est formé par l'étage rhétien, représenté, de bas en haut, par des marnes noires feuilletées, des grès siliceux friables, renfermant toujours une ou plusieurs minces entrecouches de conglomérats, et des argiles rouge foncé. Ces différents horizons du Rhétien présentent une grande variété de puissance, allant de 20 m à 0,20 m. A ces variations de puissance s'ajoute le brusque changement de facies. L'argile feuilletée est une formation lagunaire, le grès avec conglomérats renferme une faune marine très caractéristique avec *Avicula contorta* et des indices d'un bone bed, tandis que les argiles rouges sont une formation continentale. Ces changements sont l'indice de mouvements tectoniques brusques et appréciables. On constate, d'une part, même des émergences locales, accompagnées de mouvements tectoniques et présentant des indices d'érosion et de remaniement du Rhétien et du sommet des couches sousjacentes. D'autre part, le Rhétien marque le point culminant de la transgression triasique. La mer avançait non seulement sur les bords de la dépression eifel-lorraine, mais sur tout le pourtour de l'ancien massif ardennais, en suivant des lignes de dislocation de direction varisque. Elle pénétrait, au bord méridional de l'Ardenne, jusqu'à Jamoigne, dans la vallée de la Semois. La ligne de rivage triasique d'une direction méridienne si caractéristique passe à la direction SW—NE ou direction varisque. Cette ample transgression marquait dans notre pays, comme dans l'Europe occidentale en général, le début de la grande transgression liasique, qui allait changer du tout au tout la paléogéographie du pays et de toute l'Europe occidentale. Par l'inondation d'une aire d'ennoyage occupant l'emplacement du Continent français, il se

formera, au jurassique le Bassin de Paris. Tous ces changements sont toujours en dépendance de l'ancienne structure hercynienne.

Comme l'émersion partielle de l'époque rhétienne et les mouvements locaux qui l'accompagnent ont une direction nettement varisque, on admettra sans peine qu'un bombement dans cette direction, compensé par un affaissement du bord sud de l'Ardenne, ait provoqué ce changement vers le SW—NE dans la direction de la sédimentation.

Au début du Lias, la dépression de l'Eifel existait encore, mais c'est la dépression lorraine qui servait de voie de communication avec les mers jurassiques du Bassin de Paris et avec l'aire d'ennoyage de l'Allemagne du Sud.

LE JURASSIQUE.

L'ÉCHELLE STRATIGRAPHIQUE DU LIAS

Lias supérieur	Toarcien	{	Couches à <i>Harpoc. fallaciosum</i>	{
			Grès à <i>Harpoc. striatulum</i>	
			Marnes à <i>Astarte Voltzi</i> A la base: horizon à <i>Coel. crassum</i>	
			Couches à <i>Hildoceras bifrons</i> Couches à <i>Harpoc. falciferum</i> (Schiste bitumineux)	
Lias moyen	Charmouthien	{	Domérien { Couches à <i>Amalth. costatus (spinatus)</i> Marnes à septaries Marnes à ovoïdes ferrug. Marnes feuilletées	{
			Pliensbachien { Calcaire à <i>Deroceras Davoei</i>	
			Sinemurien { Lotharingien { Couches à <i>Cal. raricostatum</i> ou Sinemur.sup. { Couches à <i>Aegoc. Dudressieri</i> Marnes pauvres en fossiles	
Lias inférieur	Hettangien	{	Sinemur. inf. { Zone à <i>Belemn. brevis (acutus)</i> Zone à <i>Ariet. Bucklandi</i>	{ Marnes et calcaires de Strassen
			Grès de Luxembourg Couches à <i>Psil. planorbis</i>	

LA STRATIGRAPHIE ET LA PALÉOGÉOGRAPHIE DU LIAS.

Les dépôts du Lias tranchent nettement sur les formations triasiques par leurs marnes et calcaires de couleur sombre et par l'abondance remarquable des formes organiques, caractérisées surtout par l'épanouissement des Ammonites. Les communications marines créées par la transgression liasique favorisaient tellement la migration de la faune que nous trouvons les mêmes espèces dans toute l'Europe occidentale et centrale, où on observe d'ailleurs aussi une remarquable unité lithologique.

Ce n'est que dans les deux Luxembourg, situés en bordure du continent franco-ardennais qui s'affaissait, que nous trouvons des particularités lithologiques, provoquées par le changement de direction de la transgression et par l'amplitude des mouvements épirogéniques. Ce changement se manifeste aussi dans une modification de la direction des courants littoraux. En opposition avec ce contraste du facies dans notre pays, surtout dans le Lias inférieur, on constate une conformité remarquable avec la faune lorraine et souabe.

Dans la haute mer liasique, c.-à-d. en Alsace et en Lorraine, les marnes et calcaires de teintes sombres se répètent dans une alternance ininterrompue. Dans le Luxembourg, à partir du sommet de l'assise à *Psiloceras planorbis*, il se formait la puissante sédimentation arénacée du Grès de Luxembourg. Celui-ci remplace latéralement, entre Hettange et Arlon, une partie des marnes et calcaires foncés du Hettangien supérieur (Zone à *Am. angulatus*) et une partie du Sinémurien inférieur (Zone à *Am. Bucklandi*) tandis qu'à l'Ouest d'Arlon, tout le Sinémurien inférieur est formé par du grès. Le grès chevauche donc, de l'Est à l'Ouest, sur trois zones paléontologiques, mais en recoupant, vers l'Ouest, des zones de plus en plus jeunes. Le Grès de Luxembourg forme ainsi une vaste lentille sablonneuse, intercalée dans le facies normal du Lias et disposée, non pas suivant un plan horizontal, mais suivant un plan faiblement incliné vers l'Est, recoupant trois zones paléontologiques différentes.

Malgré sa puissance remarquable d'une centaine de m et son étendue, dans un seul tenant, des environs de Bittbourg jusqu'à la région de Jamoigne, le grès de Luxembourg n'est qu'un accident local à la périphérie de la grande transgression qui marque le début du Jurassique. Le facies sableux s'explique comme un effet du jeu des courants littoraux, répartissant en traînées parallèles au rivage, des sables arrivés dans la mer, plutôt que par le voisinage immédiat de la terre ferme. Car, à Neereteren, en Campine, à Commern, à l'entrée septentrionale de la dépression eifélienne, comme à Jamoigne, au bord sud du massif ardennais, on constate, dans la zone à *Schlotheimia angulata*, un facies normal de marnes et de calcaires bien que ces dépôts se trouvent en bordure d'un massif plissé hercynien, resté continental dans le Lias inférieur.

Après cette intercalation d'un facies gréseux, l'alternance de marnes et de calcaire foncés, qui d'ailleurs n'est jamais interrompue dans la partie Sud-Est du pays (plateau de Burmerange), redevient prédominante et se poursuit par tous les horizons supérieurs du Lias. Ce n'est qu'en approchant de la frontière belge que le facies normal s'atténue peu à peu et que dans ces horizons le facies gréseux ou calcaro-gréseux devient prépondérant, indice d'une allure transgressive sur l'aire de la zone plissée de l'Ardenne.

Le Grès de Luxembourg est recouvert par les Marnes de Strassen, qui représentent le Sinémurien inférieur dans

le facies typique de marnes et de calcaires, tandis qu'à l'ouest d'Arlon le facies normal se charge de sable et forme le Grès de Florenville et d'Orval.

On supposait autrefois que le Lotharingien (Sinémurien sup.) comprend chez nous exclusivement une suite uniforme de marnes grises, désignées du nom de : « Fossilarme Tone » alors qu'en Lorraine et en Souabe des marnes du même type ne forment que la partie inférieure de l'étage représentant la zone à *Arietites obtusum*, et que la partie supérieure y comprend des marnes avec des bancs de calcaire qui constituent les zones à *Oxynoticeras oxynotum* et à *Arietites raricostatum*.

De même, dans la province de Luxembourg, les trois zones d'Ammonites qui caractérisent le Lotharingien, existent également, mais les marnes sont remplacées par un facies arénacé : le Grès de Virton.

Il fallait donc s'attendre à ce que dans notre pays, région intermédiaire entre la Lorraine et le Luxembourg belge, les trois zones fussent également représentées.

Aussi nos levés géologiques récents ont-ils démontré que, tout comme en Lorraine, les Marnes pauvres en fossiles ne forment que la partie inférieure de l'étage et que la partie supérieure en est représentée par une alternance de marnes et de bancs de calcaire renfermant les fossiles de la zone à *Aegoceras Dudressieri* et à *Arietites raricostatum*. Cependant la présence de l'espèce *Oxynoticeras oxynotum* n'a pas encore été constatée.

De même qu'en Lorraine, le Pliensbachien comprend, à la base, les marnes gréseuses verdâtres à *Waldheimia numismalis*, de 1 m à 1,50 m de puissance, surmontées d'un mince banc de calcaire, de 0,3 à 0,5 m, à *Deroceras Davoei*.

Mais, à l'Ouest du méridien de Bertrange, on ne constate plus que deux minces entrecouches de rognons calcaireux, de teintes violacées ou rougeâtres, qui représentent les zones à *Arietites raricostatum* et à *Deroceras Davoei*, marquant un bas-fond local. A Kleinbettingen, les deux zones sont représentées par des calcaires gréseux et des marnes gréseuses et schisteuses indiquant le passage au facies marno-gréseux des Schistes d'Ethé, qui représentent, dans le Luxembourg belge, le Pliensbachien et les couches à *Amaltheus margaritatus*.

Le Domérien comprend les Couches à *Amaltheus margaritatus* et à *Amaltheus spinatus*.

Dans la région lorraine, cet étage comprend, dans sa partie inférieure, une puissante suite qu'on subdivise en marnes feuilletées, en marnes à ovoïdes ferrugineux et en calcaire à lumachelle ou à septaries, et qu'on retrouve, avec la même puissance et avec les mêmes caractères, dans notre pays, où les calcaires au toit de l'assise renferment l'ammonite caractéristique *Amaltheus margaritatus*.

A l'Ouest de Leudelange, où ces couches plongent sous les Couches à *Amaltheus spinatus*, elles changent bientôt de facies, car dans un forage à Bascharage elles sont formées par un grès calcaireux qui affleure dans le Luxembourg belge et y porte le nom de « Macigno de Messancy ».

L'assise à *Amaltheus spinatus* est formée, dans la région de Bettembourg, tout comme en Lorraine, par des marnes grises passant, à l'ouest d'une ligne allant de Leudelange à Pontpierre, à un facies calcaro-gréseux, désigné du nom de « Grès de Dippach » et appelé, en Belgique, « Macigno d'Aubange ». Des nodules phosphatés sont fréquents au toit de l'assise, ce qui marque une tendance à des émergences qui, d'ailleurs, se présentent dans l'étage toarcien.

La partie inférieure du Toarcien est formée par le facies, si répandu en Europe centrale, du Schiste bitumineux, qui affleure entre Bettembourg et Pétange. D'après le caractère pétrographique et la faune nous distinguerons deux subdivisions : à la base, le schiste bitumineux proprement dit ou l'assise à *Harpoceras falciferum*, en haut, du schiste avec de gros nodules calcaireux (« les pains pétrifiés »), caractérisé par *Hildoceras bifrons*.

La partie supérieure du Toarcien présente, à première vue, si peu de particularités que, non seulement ses limites vers les couches à *Hildoceras bifrons*, mais aussi ses subdivisions étaient autrefois indéfinies. C'est grâce à la découverte récente de l'horizon à *Coeloceras crassum* et d'un banc de calcaire gréseux dans la masse des marnes que le Toarcien supérieur a pu être subdivisé en plusieurs assises bien définies.

L'horizon à *Coeloceras crassum* est formé par une mince couche de 10 à 15 cm de marnes foncées, à reflet rougeâtre, gréseuses, avec des nodules phosphatés indiquant une tendance vers l'émergence ; elle est bourrée de bélemnites (« cimetière de bélemnites ») et riche en Ammonites, parmi lesquelles *Coeloceras crassum*. L'horizon a été constaté à partir de Dudelange, au SE jusqu'à Rodange, au NW, avec exactement les mêmes caractères qu'en Lorraine.

A l'horizon à *Coeloceras crassum* sont superposées des marnes gris foncé, rubanées par l'intercalation de minces passes de sable clair, extrêmement fin. Les marnes renferment déjà à leur base en abondance, *Harpoceras striatulum*.

Les marnes se chargent de sable et passent dans un grès friable de teinte jaunâtre. Vers le toit sont intercalés de gros nodules et des boules d'un calcaire gréseux, bleuâtre, qui renferment souvent l'ammonite *Harpoceras striatulum*. Le toit est formé par un banc continu du même calcaire.

D'après les caractères lithologiques, on peut subdiviser cette suite en deux parties. A la base, se trouve une assise marneuse, caractérisée, en Lorraine, à côté de l'ammonite précitée, par *Astarte Voltzi*. Nous

la désignerons, pour marquer l'identité avec le facies lorrain, du nom de Marnes à Voltzi. Cette forme, très répandue en Souabe, en Alsace et en Lorraine, n'a pas encore été constatée chez nous.

La partie supérieure comprend le « Grès à *Harpoceras striatum* ».

Le Toarcien se termine par des marnes feuilletées, noirâtres, qui rappellent le schiste bitumineux et qui sont désignées, d'après leur ammonite caractéristique, du nom de « Couches à *Harpoceras fallaciosum* ».

La géologie structurale de notre territoire au Lias se résume comme suit : La dépression eifélienne existe encore et se prolonge dans la dépression lorraine qui, en s'élargissant vers l'Est, entre en large communication avec la mer liasique souabe. Le long du bord méridional du massif ardennais s'est formé une auge de sédimentation de direction varisque, qui s'incurve dans la dépression eifélienne. L'axe de cette dernière passe par Bitbourg, Weilerbach, Lintgen, Longwy. Au Sud s'étend, sur l'emplacement de l'anticlinal de Sarrebruck (Lothringer Hauptsattel), un bas-fond de direction varisque (NE—SW). En même temps, la dépression lorraine entre en vaste communication avec le bassin de Paris en voie d'affaissement. Vers la fin du Lias, elle ne forme plus que le flanc oriental de ce vaste bassin de sédimentation qui s'étend, au large, jusqu'en Angleterre et qui joue un rôle de premier ordre dans la paléogéographie du Jurasique de l'Europe occidentale.

Le facies gréseux du Hettangien de notre pays n'est pas l'indice du voisinage immédiat de la terre ferme, mais l'effet de courants, ce qui découle des observations suivantes :

Le facies gréseux qui se développe durant la période du Hettangien a sa puissance maximum au centre de la dépression eifélienne. Au NW du facies gréseux s'étend un facies marno-calcaireux, entre Virton, Florenville et Jamoigne. Il se prolonge en direction NE et passe par l'Ardenne et l'Oesling jusqu'à Commern, où il est en communication avec le facies marneux du même âge de la mer qui couvrait l'Allemagne du Nord.

Au Sinémurien, le facies gréseux se déplace vers le NW, entre Virton et Jamoigne, tandis que notre territoire est occupé par le facies marneux normal.

Il en est de même au Lotharingien, où nous constatons, dans notre pays, un développement normal, tandis que le facies entre Arlon et Muno est gréseux.

Au Pliensbachien, le facies gréseux passe au facies calcaro-gréseux et, au Domérien, c'est le facies du macigno, qu'on ne peut guère qualifier de littoral.

Aussi, à la fin du Hettangien, la mer en transgression a avancé jusqu'à Charleville et le Domérien se rencontre encore à Hirson, mais

le facies est calcaireux. Il n'y a pas d'indices d'un littoral et on peut admettre que la mer avait dépassé la ligne culminante du massif ardennais. Le Domérien marque le maximum de la transgression ; au Toarcien la mer est de nouveau en retrait.

Le Toarcien inférieur ne dépasse déjà plus, vers l'Ouest, les limites du Hettangien et les couches à *Cœloceras crassum* marquent une régression générale de la mer vers notre territoire.

Enfin, vers la fin du Toarcien, se préparait un changement dans les communications qui s'ouvrent largement vers l'Ouest, tandis qu'elles se rétrécissent vers l'Est. Ce changement marque le début de la formation du Dogger.

LE « DOGGER FERRUGINEUX » ET NOTRE BASSIN MINIER.

ECHELLE STRATIGRAPHIQUE DU BASSIN MINIER.

1. Aalénien

		Bassin d'Esch	Bassin de Differdange		
Couches à <i>Harpoceras concavum</i> Surface d'émergence avec galets					
Aalénien	Couches à <i>Harpoc.</i> <i>Murchisonae</i>	Grès du toit	Zone de dislocation de la faille d'Audun-le-Tiche	Calcaire du toit	Faisceaux calcaireux
		Conglomérat			
		Couche (rouge sableuse) 4			
		Couche (rouge second.) 3b			
	Couches à <i>Harpoc.</i> <i>opalinum</i>	Couche (rouge second.) 3a			
		Couché (rouge princip.) 3		Calcaire supérieur (2)	
		Couche (jaune second.) 2a			
	Couches à <i>Harpoc.</i> <i>plicatellum</i>	Couche (jaune princip.) 2			
		Couche (grise) 1		Calcaire inférieur (1)	
	Couches à <i>Dum. pseudoradiosa</i>	Grès supraliasique	Couche (brune) I		Couche (rouge) I
Couche (noire) II				Couche (grise) II	
Couche (verte) III				Couche (noire) III	
Couches à <i>Dum. Levesquei</i>				Couche (verte) IV	

Le Dogger est caractérisé, dans notre pays et dans la partie avoisinante de la Lorraine, par un changement brusque du relief, de la couleur, de la composition minéralogique et de la faune. Il commence avec l'étage aalénien qui renferme, dans notre pays et en Lorraine, la formation ferrugineuse ou minette tout court.

En opposition avec la monotonie de la plaine du Toarcien, l'Aalénien s'annonce par un changement brusque du relief. Au delà des fonds de vallée plats de l'Alzette et de la Chiens, s'élève une côte abrupte, qui est précédée, comme par des avant-postes, de plusieurs buttes isolées et que la vallée de l'Alzette découpe entre Esch et Audun-le-Tiche, en deux parties désignées des noms de bassins miniers d'Esch et de Differdange. La côte se termine, en haut, par un replat qui marque aussi la limite supérieure de l'Aalénien. Il est formé par une assise marneuse qui constitue le soubassement d'une suite de calcaires jaunâtres ou blancs, formant un flanc abrupt supérieur. Cette partie constitue l'étage bajocien. Le calcaire est décapité par une surface d'érosion tabulaire, le plateau d'Aumetz.

L'Aalénien en bloc est recoupé par l'importante faille d'Audun-le-Tiche, de direction varisque (SW—NE) et d'un rejet de 125 m, à Audun; elle marque aussi la limite naturelle entre nos deux bassins miniers, car son influence se manifeste jusque dans la sédimentation des dépôts ferrifères. Le bassin d'Esch, à son tour, est recoupé par la « faille médiane », d'un rejet de 40 m. Les autres dislocations sont d'importance minime et locale. Il existe, de même, plusieurs synclinaux et anticlinaux nettement dessinés. Tous ces accidents ont la direction SW—NE du plissement hercynien. Cette direction privilégiée dans la structure générale de notre pays prédomine jusque dans les détails de la structure locale du bassin ferrifère lorrain-luxembourgeois. Non seulement les failles et les plis sont parallèles à cette direction, mais aussi les renflements dans l'épaisseur des couches et la composition chimique favorable perdurent plus longtemps dans cette direction que dans toute autre.

La formation ferrifère comprend deux faisceaux de couches de minerai de fer oolithique: le faisceau siliceux, dans l'Aalénien inférieur, et le faisceau calcaire dans l'Aalénien supérieur. Ces faisceaux correspondent à deux formations bien caractérisées par leurs aspects géologique, paléontologique et tectonique.

Le faisceau siliceux comprend quatre couches de minerai de fer siliceux bien développées dans tout le bassin de Differdange et dans la partie occidentale du bassin d'Esch. La partie orientale de ce bassin ne renferme pas de couches siliceuses exploitables. Les couches de minerai de fer alternent avec des couches intermédiaires gréseuses, appelées « Buch » (livre). Celles-ci sont formées par un grès marneux, se débitant en feuillets et renfermant, comme les couches ferrifères, des oolithes de fer, mais non pas en quantité suffisante pour être exploitables.

Du point de vue paléontologique, le grès et les couches siliceuses sont caractérisés par l'écllosion soudaine du type d'ammonite du genre *Dumortieria*, également très commun dans l'Aalénien inférieur du Bassin de Paris, du Bassin du Rhône, dans la plaine de l'Allemagne du Nord et en Angleterre, mais très rare en Alsace et en Souabe, où il se présente avec d'autres espèces. Une barrière, formée par un bas-fond de sable et de grès, avait pris naissance entre les Vosges et le Pfälzer Bergland et gênait les communications de l'aire de sédimentation de la Lorraine et du Luxembourg avec celle de l'Allemagne du Sud, tandis qu'il y avait échange libre avec l'Europe occidentale.

Il résulte de recherches récentes qu'il existe une relation étroite entre les caractères des couches de minerai de fer (épaisseur, richesse, caractère chimique) et la topographie du fond de la mer aalénienne. On peut donc admettre que les conditions tectoniques ne différaient guère dans les deux bassins d'Esch et de Differdange pendant l'Aalénien inférieur. Avec l'Aalénien supérieur, au contraire, se manifeste, dans les deux bassins, une brusque dissymétrie dans le développement des couches de minerai de fer du faisceau calcaire. Dans le bassin d'Esch, ce faisceau se présente avec une belle ampleur et comprend quatre couches principales et 3 à 4 couches d'ordre secondaire. Dans le bassin de Differdange, après le riche épanouissement des couches siliceuses, le faisceau calcaire ne comprend que deux couches de peu d'importance. Les deux bassins sont séparés par la faille d'Audun-le-Tiche et la différence dans le développement des couches se constate exactement de part et d'autre de cette faille. Il faut donc voir dans cette faille l'image amplifiée d'un obstacle survenu au moment de la formation des couches du faisceau calcaire. La faille comme telle n'est pour rien dans cette différenciation des deux bassins, mais elle marque l'emplacement d'une rupture dans les conditions de dépôt; celles-ci étaient les mêmes dans les deux bassins, au temps de l'Aalénien inférieur; elles changèrent de part et d'autre de la faille au début de l'Aalénien supérieur.

L'interdépendance étroite établie entre la consistance de la formation ferrugineuse et la topographie structurale souterraine du bassin minier permet d'esquisser une théorie génétique de la minette, dans laquelle l'activité tectonique et la topographie du fond de la mer aalénienne entrent comme des facteurs déterminants pour le dépôt et la répartition du minerai de fer oolithique.

De toutes les théories sur la genèse de la minette, celle qui invoque pour l'origine du fer la destruction, sous des conditions climatologiques, tectoniques et topographiques spéciales, de la terre ferme avoisinant la mer aalénienne lorraine, est la seule logique, la seule en conformité avec nos connaissances géologiques actuelles sur ces gisements.

Ceux-ci ne représentent qu'un cas spécial du facies à fer oolithique, si répandu dans le Dogger inférieur de l'Europe centrale et occidentale, et qui est en relation génétique avec des phénomènes tectoniques spéciaux et une paléogéographie déterminée. Ainsi ce facies se rencontre au voisinage de massifs émergés, dans des mers plates, comme dans le Dogger de Souabe, en bordure du seuil vindelicien, dans le Dogger de la Franconie, au bord du massif de Bohême, et surtout dans le Dogger de la dépression du Rhône et de la Lorraine, au bord oriental du massif Central et Ardennais. C'est ici que le facies oolithique se rencontre, d'abord en îlots, puis, dans le vaste bassin lorrain-luxembourgeois, sur une longueur méridienne de plus de quatre parallèles en latitude.

Sous un climat chaud la terre ferme était désagrégée par des pluies abondantes ; le fer en dissolution arrivait dans la mer avoisinante, où il se précipitait sous forme d'oolithes. Ceux-ci étaient entraînés et répartis par les courants dont le parcours était déterminé par le relief du fond de la mer.

Le bassin lorrain était entouré des massifs émergés de l'Ardenne et du Hunsruck, au nord et à l'Ouest, à l'Est, du massif sous-marin qui s'étendait du Pfälzer Bergland aux Vosges et à la Forêt-Noire. La régression du Dogger inférieur avait exondé de larges parties de la terre ferme, recouvertes par des dépôts triasiques et liasiques, riches en fer ; une tectonique intensifiée explique les variations dans la répartition des apports ferrugineux venus des terres émergées avoisinantes.

La mer aalénienne était une mer lagunaire, avec tendance à l'émersion comme le prouvent les bois flottés, les lumachelles et les fragments bien roulés de quartz et de fossiles inclus dans la couche rouge sableuse. Dans le bassin de Differdange, il existe, au sommet de la formation, une émersion incontestable, avec lacune stratigraphique.

Au sommet des deux bassins, se trouve une surface taraudée, lavée par les eaux d'une mer en retrait et recouverte de galets de calcaire gréseux autochtones. C'est une surface d'émersion qu'on a pu constater sur toute l'étendue du bassin minier lorrain-luxembourgeois et qui termine la formation ferrugineuse.

La transgression reprend avec un banc de passage, de 0,50 à 1 m qui tient encore de la formation ferrugineuse par son caractère gréseux, par la présence d'oolithes épars et par sa faune ; c'est la Couche à *Harporeras concavum*.

Mais le changement devient décisif avec les marnes grises micacées qui renferment déjà, à la base, quelques rares *Sonninia Sowerbyi* et rangent, par conséquent, dans le Bajocien. (Voir l'échelle stratigraphique du Bajocien.)

ÉCHELLE STRATIGRAPHIQUE DU BASSIN MINIER.

2. Bajocien

Bajocien	Zone à <i>Cadomites</i> <i>Blagdeni</i>	Calcaire blanc détritogène avec inclusion de coraux	« Calcaires à polyptiers »
	Zone à <i>Cadomites</i> <i>Humphriesie</i>		
	Calcaire d'Audun		
	Surface d'émersion avec galets		
	Calcaire de Haut-Pont		Couches à <i>Sph. polyschid.</i>
	Calcaire d'Ottange	Couches à <i>Sonninia</i>	Couches à <i>Sonn.</i> <i>Sowerbyi</i>
Bancs de calcaire à <i>Sonninia</i>			
Couche marneuse à <i>Cancellophycus</i> Conglomérat à <i>Sonninia</i>			
Marnes micacées			

Les marnes micacées, d'une puissance de 6 à 10 m, se terminent par un niveau conglomératique, composé d'une entrecouche de calcaire gréseux, friable, avec des galets calcaires ronds ou aplatis.

Le conglomérat est recouvert de bancs d'un calcaire jaunâtre, dur, alternant avec des bancs de marnes grises, friables. A la base, on constate un banc riche en *Cancellophycus scoparius*. Vers le sommet, les calcaires prédominent et enfin les marnes disparaissent complètement. Ce sont les couches à *Sonninia*, surmontées des calcaires d'Ottange.

Puis, vient une puissante (40 m) suite de calcaires bleuâtres, ocreux par décoloration, gréseux, se débitant en gros bancs et se terminant par une surface taraudée, recouverte d'une mince couche d'argile renfermant de gros galets plats et arrondis du même calcaire. C'est le calcaire de Haut-Pont (Hohebrückner Kalk), qui représente la zone à *Emileia Sauzei* et à *Sphaeroceras polyschides*.

La surface d'émersion est surmontée d'un massif de calcaire blanc, détritogène, désigné du nom de Calcaire d'Audun, et par des calcaires coralligènes ou Calcaires à polypiers. Les facies détritogène et coralligène varient brusquement et comme les ammonites sont très rares, cette masse de calcaire blanc est difficile à classer ; on sait cependant qu'ils représentent, à en juger d'après quelques ammonites y trouvées, les zones à *Cadomites Humphriesi* et à *C. Blagdeni*.

Les dépôts marins de notre pays finissent aujourd'hui avec les calcaires blancs du Bajocien moyen. Mais, à l'origine, toute la série jurassique avait été déposée au complet. La grande transgression du jurassique supérieur recouvrait notre pays et le territoire ardennais entier. L'existence de galets à oolithes silicifiés et avec fossiles jurassiques dans les dépôts tertiaires sur le versant nord de la Haute Fagne prouve que le Jurassique s'étendait au delà de la ligne culminante de l'Ardenne.

A la fin du Jurassique, la mer est en régression et durant les temps du Crétacé inférieur, l'Ardenne et notre pays ainsi que la Lorraine, passent par une période continentale.

Mais, pendant la grande transgression sénonienne (crétacé supérieur), la mer empiète de nouveau sur l'Ardenne et sur une partie au moins de notre pays. Cette transgression marque la fin de la sédimentation marine dans nos régions. Nous ne connaissons aucun dépôt marin d'âge plus récent sur notre territoire.

LES FORMATIONS CONTINENTALES DU TERTIAIRE.

1. Le minerai de fer pisolithique.

Sous le climat chaud et sec de l'Eocène, les couches étaient soumises à une désagrégation mécanique et à une décomposition chimique vigoureuse et il se formait, aux dépens des calcaires affleurants, des résidus du caractère d'une latérite, le bolus, et des sels de fer. Ceux-ci se précipitaient et formaient le minerai de fer pisolithique qui se déposait sur la surface rugueuse du Calcaire à polypiers, mais s'accumulait surtout, en les remplissant, dans des cavités, crevasses et entonnoirs creusés dans ce calcaire par l'action à la fois mécanique et chimique de l'eau.

2. Le minerai de fer des prés et la pierre de Stonne (quartzite tertiaire).

Le minerai de fer pisolithique, pauvre en phosphore et appelé minerai de fer fort, formait, dès l'antiquité gallo-romaine jusqu'au début du 19^e siècle, la base de l'ancienne industrie sidérurgique de la Lorraine.

A l'intérieur des limites du Grand-Duché actuel, cette industrie était basée, jusqu'à l'utilisation générale de la minette, presque exclusivement sur un minerai de fer des prés, rattaché à une formation continentale d'un facies lacustre et de l'âge du Miocène inférieur. Cette formation recouvrait tout le pays, s'étendait sur le nord de la Lorraine, jusqu'à la Sarre et, vers l'Ouest, jusqu'à Stenay et Carignan. Par la dépression de l'Eifel elle était en communication avec la formation de lignite de la plaine du Bas-Rhin.

Le minerai de fer des prés se présente en grains, nodules et blocs et se trouve inclus dans des lentilles irrégulières d'une argile gréseuse, jaunâtre, d'une épaisseur de 6 à 10 m. Il est accompagné de galets et de blocs d'un quartzite jaune clair, désigné sous le nom de « pierre de Stonne » ou « quartzite tertiaire ». L'argile gréseuse est le résidu resté en place des couches mésozoïques désagrégées et décomposées par les agents atmosphériques sous un climat modéré et plutôt humide. Les eaux d'infiltration dissolvaient le fer et la silice, diffusés dans l'argile, et les déposaient de nouveau sous forme de grains et de nodules de minerai de fer ou de galets et de blocs de quartzite. Le minerai de fer des prés est phosphoreux.

Le dépôt de la formation miocène recouvrait la surface d'érosion inégale des couches secondaires et formait une terre basse, sans relief prononcé et recouvert d'eau stagnante et de lacs. C'est sur cette couverture miocène que s'est amorcée la première esquisse du réseau hydrographique actuel du pays.

TECTONIQUE.

Les grandes convulsions des plissements tertiaires alpins ont eu, dans notre pays, leur contre-coup lointain et effacé sous forme de plissements à grand rayon de courbure et de fractures. Ces plissements et fractures se superposent aux plissements hercyniens de sorte que la structure actuelle du pays reflète le modelé structural du socle hercynien. Dans l'Oesling, les couches secondaires ont été enlevées par l'érosion, mais, dans le Gutland, où elles subsistent, nous constatons une superposition nette des plis hercyniens et des plis et dislocations du mésozoïque. L'interdépendance de la tectonique du primaire et du secondaire y est incontestable et confirme la théorie de la continuité dans le phénomène de plissement. (Voir la planche : Esquisse tectonique de l'ennoyage transversal de l'Eifel et du Luxembourg.)

Intercalons cependant ici que les plis des couches de la couverture, séparées de la série du substratum par une discordance angulaire, ne se superposent plus ou moins exactement aux plis du substratum que dans les régions plissées d'une façon modérée. Cette continuité dans la direction du plissement n'est que très approximative et même difficile à constater lorsque l'une des phases au moins est arrivée au stade de la production de chevauchement ou de charriage, comme nous l'avons déjà observé à l'occasion de la question de superposition des plissements calédoniens et hercyniens en Ardenne.

La partie centrale du Gutland est constituée par un pli en cuvette à très grand rayon le courbure, le synclinal de Weilerbach, dont l'axe est indiqué par le prolongement en pointe du Grès de Luxembourg jusqu'aux environs de Bitbourg et qui passe, dans notre pays, par Weilerbach, Heffingen, Lintgen. A l'ouest de la vallée de l'Alzette, la cuvette est peu prononcée, mais la puissance du Grès de Luxembourg d'une centaine de m dans les forages de Differdange et de Longwy prouve qu'elle se prolonge jusqu'au delà de nos frontières. Le synclinal de Weilerbach est superposé à une cuvette hercynienne qui affleure dans l'Eifel, entre Daun et Gerolstein, et dont le noyau est formé par les « Oberkoblenzschichten » du Dévonien inférieur.

Le pli anticlinal de Born (Sûre inférieure) forme un des traits saillants du Gutland. Il est superposé à un bombement anticlinal hercynien marqué, dans l'Eifel, par l'affleurement du Siegenien supérieur. A cause de ce relèvement anticlinal, le Dévonien affleure encore sous le secondaire au fond de la vallée de la Kyll, à Cordel. A Born, le grès bigarré affleure dans le noyau de l'anticlinal; à Breinert, le Hauptmuschelkalk s'enneoie sous le Keuper. Cette partie de la voûte est déchirée par un réseau serré de failles. Plus à l'Ouest, l'anticlinal est subdivisé en plusieurs plis secondaires qui s'effacent à l'Ouest de la vallée de l'Alzette.

La vallée de la Syre se trouve sur l'emplacement d'une cuvette, le synclinal de la Syre. Dans cette cuvette se trouvent les deux buttes de Grès de Luxembourg, le Widenberg et le Krekelsberg; elle se prolonge vers le SW dans le synclinal de Rumelange-Tucquegnieux du bassin minier. Vers l'Est, le synclinal de la Syre est superposé à la cuvette de Wittlich, dans laquelle un reliquat de Rotliegendes repose en discordance sur le dévonien moyen. La cuvette de Wittlich n'est qu'un reste du synclinorium de Hesse, affaissé entre les massifs de l'Eifel et du Hunsruck.

Le massif dévonien du Hunsruck forme une large cuvette bordée, au Nord et au Sud, par un anticlinal. La tectonique du mésozoïque de notre région mosellane et de la partie sud du Gutland n'est qu'une superposition à cette structure hercynienne du massif hunsruckien.

Le bord septentrional du Hunsruck constitue l'anticlinal de la Moselle moyenne (Mittelmoselsattel), dont l'axe passe par les méandres de la Moselle, entre Bullay et Longuich, et se poursuit

de Casel, sur la Ruwer inférieure, à Canzem, sur la Sarre inférieure, où elle s'enneoie sous la couverture des terrains mésozoïques de la région mosellane. A son passage sous le Gutland correspond un bombement anticlinal caractérisé par le relèvement du grès coquillier dans la vallée de la Moselle, entre Machtum et Ahn, et par le relèvement du Hauptmuschelkalk, à Gostingen et à Canach. L'altitude remarquable du Rhétien et du Grès de Luxembourg au dessus de la vallée de Trintange marque le passage de l'anticlinal qui se poursuit, vers le SW, jusqu'au seuil d'Avril, dans le bassin ferrifère lorrain.

La partie centrale du Hunsruck présente l'allure tectonique d'une large cuvette dont l'axe passe par Bernkastel, Trittenheim, Ockfen et Sarrebourg et à laquelle est superposée, dans la vallée de la Moselle, le synclinal de Wintrange, qui se prolonge, vers le SW, par le « fossé de Mondorf » et la « cuvette de Thionville » jusque dans le bassin minier de l'Orne.

Le bord méridional du Hunsruck est formé par l'anticlinal de Sierck, d'une structure assez compliquée. Il marque la limite septentrionale du bassin houiller de la Sarre. Dans le noyau de l'anticlinal apparaissent, dans la région de Hermeskeil, des couches prédevoniennes. Dans la vallée de la Sarre, à Serrig, la tectonique se complique par un charriage par suite duquel les couches du Siegenien (quartzite de Sierck) chevauchent sur les schistes hunsruckien (Em-sien inférieur). Le dévonien disparaît sous le triasique, à l'Ouest d'Oberleuken. Le quartzite réapparaît à Sierck et dans la vallée de la Moselle, à Schengen, mais il s'enneoie vite sous la couverture mésozoïque. On l'a aussi rencontré à Mondorf, dans le forage Kind, mais par le jeu des failles il s'y trouve au niveau de — 507 tandis qu'à Schengen, il est encore à la côte + 140.

A côté des plis, il existe, dans le mésozoïque de notre pays et de la Lorraine avoisinante, un réseau de failles, très serré dans la partie Est du pays, surtout dans la région de la Moselle et de la Basse-Sûre. Ces failles sont en corrélation évidente avec la structure tectonique du substratum.

La genèse de ce réseau serré de failles est en interdépendance avec les plis du secondaire, de sorte que plis et failles peuvent se rem placer mutuellement.

Le ridement du secondaire, si prononcé dans la région de la Moselle et de la Sûre inférieure, s'efface vers l'Ouest. Il en est de même des failles. Nos observations sur l'évolution de notre sous-sol rendent logique et presque indiscutable la conception que les grandes failles du Gutland ne représentent qu'une forme adaptée d'un pli à une récurrence de la pression tangentielle dans une roche peu élastique et dépourvue de la charge d'une couverture puissante de sédiments. Car les grands plis réguliers et serrés ne naissent que dans une roche homogène, plastique et à grains fins, ensevelie à une grande profondeur

et sous une charge appropriée ; autrement, la pression tangentielle provoque des failles et des fractures. Un premier mouvement tectonique créait des ondulations à grand rayon de courbure ; la récurrence de mouvement distordait la roche peu élastique dans une faille.

Les failles principales ont une direction varisque, en relation avec les grandes lignes des plis, ou une direction rhénane (NNE—SSW), en relation avec la direction de la dépression transversale eifélienne. La direction rhénane prédomine dans la vallée mosellane pour passer, à l'intérieur du pays et dans la région de la Sûre inférieure, dans la direction varisque. Ces changements de direction sont incontestablement en relation avec la structure du substratum dévonien.

Le dénivèlement des couches secondaires par de longues failles, créant plusieurs horsts et fossés très étroits, est net dans la région mosellane, où ces failles forment un faisceau serré, parallèle à la vallée, laquelle occupe, également, par endroits, l'emplacement d'un fossé. Le faisceau de failles délimite le Hunsruck de la dépression transversale eifélienne ; il est évidemment en relation génétique avec l'affaissement progressif de cette dépression, dont il a épousé la direction.

Les failles sont encore très serrées sur l'anticlinal de Born. Elles y ont une direction varisque et donnent naissance à plusieurs rudiments de horsts et de fossés. Mais, par la présence de nombreuses failles secondaires, le bombement est découpé en petits compartiments ; il existe un vrai champ de fractures dans cette région de la Basse-Sûre.

LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE.

Dès la fin du Crétacé supérieur, notre pays faisait partie d'une région continentale. Depuis cette époque, l'érosion a modelé le relief de notre territoire et des cours d'eau se sont adaptés et réadaptés à une région soumise aux vicissitudes des différents mouvements tectoniques tertiaires. Le système fluvial formé sur cette terre ferme a nivelé, dans son évolution, le relief de celle-ci en une pénéplaine, mais il n'existe plus de traces ni de la direction ni de la répartition de ces cours d'eau éogènes.

Nous n'avons pas de données précises et directes sur la direction du pendage des couches secondaires dans la période éogène ni sur la direction générale du pendage de la surface topographique qui déterminait la direction générale des courants d'eau de cette époque.

La transgression sénonienne a laissé des traces sur le faite de l'Ardenne ; elle empiétait, au moins, sur la partie nord de notre pays. Comme il n'en existe pas d'indice, ni dans le Gutland, ni en Lorraine, on peut admettre que le pendage de la surface allait vers le Nord et que l'avant-pays lorrain et luxembourgeois de la zone plissée ardennaise se trouvait à un niveau plus haut que les Ardennes et l'Oesling.

Au début de l'Eocène, dans le Landénien, une transgression avançait du Bassin de Paris et empiétait, du Sud, sur l'Ardenne jusqu'à la ligne de Sambre et Meuse, tandis que la même mer landénienne avançait du Nord, jusqu'à la ligne Anvers-Waremme. La partie centrale de l'Ardenne restait exondée de même que le Gutland et la Lorraine. C'est sur cette surface exondée que se formaient les dépôts du minerai de fer pisolithique.

On peut en induire que la direction générale des cours d'eau allait du Sud vers le Nord.

A la fin de l'Oligocène et au début du Miocène, une transgression marine recouvrait de nouveau une partie de l'Ardenne. La mer avançait du NNE et on constate des reliquats de dépôts marins de cet âge dans les Hautes Fagnes. Ils se laissent poursuivre dans la vallée de la Meuse jusqu'à Namur. Les Ardennes étaient, d'après ces indices, submergées au nord d'une ligne allant de la Baraque Michel à Namur. La région au Sud de cette ligne, comprenant aussi notre pays et la Lorraine, était exondée. Le faciès marin des dépôts de la Belgique septentrionale et de la Hollande passe latéralement dans le faciès lacustre de la formation à lignite de la plaine du Bas-Rhin. Cette formation se poursuit par la dépression transversale eifélienne jusque dans l'Eifel volcanique, où elle passe dans la formation à minerai de fer des prés et à quartzite qui recouvrait notre pays et la Lorraine. Comme on ne rencontre, dans cette formation, que des nodules de quartzite et jamais des cailloutis roulés provenant des grès quartziteux du Dévonien, on peut en déduire que le Dévonien de l'Oesling était encore recouvert par des terrains plus récents. Il s'en suit aussi que les eaux courantes se dirigeaient du Sud vers le Nord, ce qui ressort d'ailleurs aussi de la répartition des dépôts marins, des dépôts lacustres à lignite et des dépôts de minerai de fer et de quartzite.

Les dépôts d'argile sableuse avec quartzites et grains de minerai de fer d'âge miocène ont recouvert une plaine qui embrassait aussi notre pays et c'est sur cette couverture que c'est amorcé un nouveau cycle fluvial qui est la première esquisse du réseau hydrographique actuel du pays.

Comme il n'existe pas de transgression marine entre le cycle fluvial éogène et celui du Miocène, il n'y a pas d'interruption tranchante entre ces deux cycles et il n'y a pas de doute que des parties du système hydrographique éogène aient passé dans le cycle fluvial néogène.

Sur cette terre basse, sans relief prononcé et recouverte d'eau stagnante et de lacs, les cours d'eau divaguants avaient une direction générale vers le Nord.

Les grands cours d'eau, précurseurs du Rhin, de la Moselle, de la Sarre, de la Meuse, traversaient cette vaste plaine basse en suivant, en général, une direction du Sud au Nord, pour se déverser dans la

mer qui couvrait le Nord de la Belgique et la Hollande et qui existait encore dans le Pliocène et au début du Pléistocène.

Aujourd'hui, ces fleuves, avant de traverser le massif ardenno-rhénan, parcourent, au Sud de celui-ci, des terrains secondaires d'un relief modéré et viennent se buter ensuite contre cet ancien massif qu'elles traversent au fond de vallées étroites, sinueuses et fortement encaissées, au lieu de suivre le pied méridional du massif pour contourner l'obstacle et chercher un chemin facile vers la mer. Cette contradiction s'explique par l'évolution géologique du massif vers la fin du Tertiaire. Ces fleuves, de même que les plus modestes rivières de notre pays, n'ont pas de rapport avec la structure actuelle. Ces cours d'eau ont établi leur lit d'après le pendage de la couverture formée par les dépôts du minerai des prés et du quartzite tertiaire, d'une origine plus récente que le substratum des lits actuels et disparue depuis. Ce sont donc des cours d'eau antécédents, et leurs lits sont antérieurs au relief actuel. La direction de ces cours d'eau s'est surimposée à une structure nouvelle pour laquelle elle n'était pas faite au début.

Jusque vers la fin du Pliocène, le massif ardenno-rhénan, aplani et sans relief, enseveli sous une couverture de terrains plus récents, ne se distinguait guère, orographiquement, de la plaine, aujourd'hui en bordure du massif. La direction des cours d'eau était en conformité avec cette couverture aujourd'hui disparue et en relation avec la pente générale vers le Nord.

A la fin du Pliocène, le massif ardenno-rhénan et son avant-pays méridional, comprenant aussi la plaine lorraine et le Gutland, ont subi un mouvement de surrection en bloc, accompagné d'un bombement à grand rayon de courbure de direction SW—NE, qui a son maximum d'effet dans les Hautes Fagnes et le « Hocheifel », alors qu'il s'envoie vers les bords du massif. Cette surrection en bloc était un mouvement différentiel ; l'avant-pays s'exhaussait plus lentement que l'ancien massif, ce qui se traduit au bord du massif, donc à la périphérie méridionale de l'Oesling et au bord occidental du Hunsruck, par un gauchissement. C'est ainsi que se formait le haut plateau du Massif ardenno-rhénan tel qu'il existe encore aujourd'hui alors que l'avant-pays (et aussi le Gutland) resté en arrière, représente une dépression.

Cette accélération différenciée au bord des anciens massifs et le bombement de la partie centrale du massif ardennais (Hautes Fagnes, Hocheifel) se reflète dans l'évolution de notre réseau hydrographique. Nous avons exposé plus haut que, par suite de l'existence d'une couverture récente avec pendage vers le Nord, la direction générale du drainage fluvial allait dans ce sens. Par le bombement vigoureux de la partie centrale de l'Ardenne la direction du drainage de l'Oesling et de l'Eifel a été renversée et les cours d'eau ont pris une direction vers le Sud.

La Moselle qui suivait originellement la même direction méridienne et s'écoulait par la dépression transversale eifélienne, a été déviée vers le NE. Par contre, sur la bordure Ouest et Est du massif, le relèvement a été assez lent pour que la Meuse et le Rhin aient eu le temps de s'approfondir dans le substratum sans que la surrection ait pu faire naître des contre-pentes.

Par l'effet du gauchissement du bord méridional de l'Oesling et du bord occidental du Hunsruck se sont constituées des dépressions plutôt structurales que topographiques, dites dépressions périphériques, dans lesquelles se sont logés des canaux collecteurs. La dépression périphérique de l'Oesling recueille toutes les eaux courantes de l'Oesling et du Gutland, à l'exception de la Moselle avec son tributaire, la Syre, qui coulent logées dans la dépression périphérique du Hunsruck.

Nous avons dit que notre réseau hydrographique se formait sur une couverture de terrains meubles miocènes, présentant une inclinaison générale vers le Nord. Or, les couches secondaires du Gutland ont aujourd'hui une inclinaison vers le SW, donc en contre-sens de la direction du réseau hydrographique.

Cette inclinaison est l'effet des mouvements épirogéniques du Pliocène supérieur qui créaient le bombement actuel de l'Ardenne suivant un axe de direction SW—NE et le bombement du Hunsruck, dont l'axe a la même direction.

Ce relèvement des massifs ardennais et hunsruckien implique un relèvement du secondaire dans la région mosellane bordant le Hunsruck, de même que dans la région septentrionale du Gutland, en bordure de l'Ardenne. Le pendage des couches du Gutland a été, en tout cas, accentué, sinon changé, par les mouvements tectoniques pliocènes. Mais les thalwegs, situés dans cet avant-pays du massif ardenno-rhénan, s'approfondissaient assez vite dans le substratum mésozoïque pour contrebalancer la surrection, de sorte que celle-ci n'arrivait pas à faire naître des contre-pentes comme cela arrivait dans l'Oesling.

Il résulte de ce qui précède que notre réseau hydrographique est un paradoxe géographique. L'Oesling et le Gutland sont drainés par un seul et même type de rivières surimposées qui ne sont adaptées ni à la structure géologique actuelle du Gutland ni à celle de l'Oesling. Ce réseau hydrographique est un héritage légué par une couverture disparue aujourd'hui et par des mouvements tectoniques différenciés, compensés, dans le Gutland, par l'érosion, tandis que, dans l'Oesling, ils amenaient un renversement local si vigoureux de l'inclinaison générale que son réseau hydrographique devait s'adapter à ce renversement dans sa direction générale.

C'est donc le passé géologique seul qui peut donner la clef de ces anomalies.

D'après la conception des géographes, l'action des eaux courantes du Néogène aurait créé deux surfaces horizontales d'aplanissement. L'une, au niveau de 500 m, s'étendrait sur l'Oesling ; elle présente des bosses et des seuils émoussés formés par des roches plus résistantes. Dans le Gutland, on pourrait, par intégration des nombreux sommets et mamelons dans un même plan, établir une autre surface d'aplanissement horizontale au niveau de 400 m. Ces deux surfaces ne se recouperaient pas ; elles s'emboîteraient l'une dans l'autre et celle du Gutland pénétrerait en digitations dans les vallées de l'Oesling. L'une serait séparée de l'autre par un talus d'une centaine de m de hauteur. Il s'agirait donc de deux surfaces indépendantes et d'âge différente, et correspondant à deux niveaux différents de la base d'érosion générale qui est la mer.

Cette conception est en désaccord avec les faits géologiques. Une unique surface d'aplanissement originellement horizontale et créée par le travail d'érosion de l'eau courante a été déformée, par les mouvements tectoniques différenciés du Pliocène supérieur et du Pléistocène inférieur en un bombement à grand rayon de courbure, dont le faite se trouvait dans les Hautes Fagnes et le Hocheifel et qui s'effaçait progressivement vers l'avant-pays du vieux massif. Pour cette raison, la surface d'aplanissement de l'Oesling se trouve aujourd'hui à un niveau supérieur à celui de la surface d'aplanissement du Gutland, mais ces deux surfaces passent l'une dans l'autre. Dans l'Oesling, cette surface correspond à l'ancienne pénéplaine post-hercynienne, débarrassée de sa couverture de couches plus récentes par l'activité des eaux courantes, activité revivifiée par une surrection plus accélérée. Dans le Gutland, des restes de cette même surface, s'étendent sur les crêtes et les mamelons découpés dans les reliquats de la formation miocène et dans les formations mésozoïques, tandis que l'ancienne pénéplaine plonge, en bordure de l'Oesling, sous le secondaire, par une flexure très effacée.

Le relief général actuel du pays résulte de l'accentuation différenciée du large ridement à la fin du Pliocène et dans le Quaternaire. L'Oesling, en dépendance avec le massif ardenno-rhénan, a subi, par une érosion revivifiée, le rajeunissement d'un relief sénile.

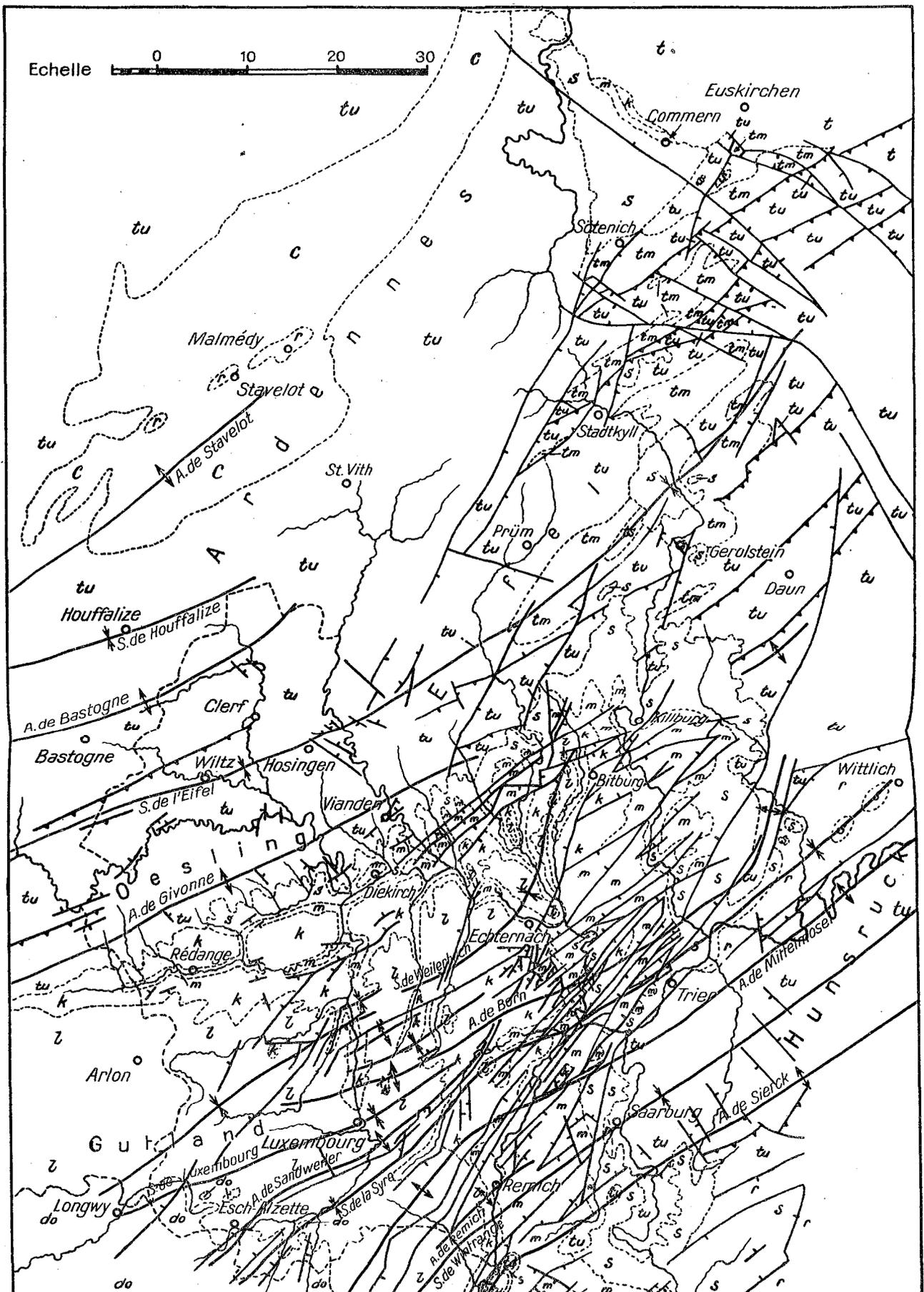
Mais ce rajeunissement, conséquent à l'accentuation des grandes lignes d'ondulation antérieures, explique aussi les particularités de l'aspect du Gutland, caractérisé par les profondes vallées sinueuses qui s'encaissent dans le Grès de Luxembourg ou qui serpentent entre des escarpements de roches calcaires dures, séparés par des dépressions en sédiments tendres. C'est par l'effet d'une érosion vigoureuse que le Gutland aligne ses nombreuses crêtes et buttes et qu'il a donc acquis son relief si accentué et si varié.

En jetant un regard d'ensemble sur l'histoire géologique du pays, on s'aperçoit donc qu'elle se déroule suivant un plan dans lequel deux règles sont à mettre en évidence : la règle de la permanence de cer-

tains traits d'architecture de la croûte terrestre et la règle de la concordance, en direction, des plissements et des dislocations successifs.

Ainsi, le plissement calédonien détermine l'emplacement de l'aire de sédimentation dévonienne et le plissement hercynien renferme déjà le plan suivant lequel se déroulera l'évolution du mésozoïque de notre territoire. Et les mouvements les plus récents, à la fin du Pliocène, épousent encore la direction des oscillations les plus reculées dans notre histoire géologique ; ils mettent notre réseau hydrographique et nos régions naturelles en dépendance d'une évolution qui se poursuit durant l'immensité des temps géologiques et qui a eu pour résultante momentanée le modelé actuel du pays. Ce modelé est, en dernier lieu, le compromis entre les mouvements tectoniques qui créent du relief et les actions de l'érosion qui le dénivellent et qui entraînent les particules solides vers une position d'équilibre plus stable dans les dépressions de l'écorce terrestre. L'hétérogénéité de la roche, la diversité des agents atmosphériques, les changements du climat, en opposition avec la vigueur croissante ou décroissante des mouvements tectoniques, engendraient cette multitude de formes de notre pays, toujours en évolution, jamais en repos, mais qui sont l'effet d'une même cause.

Luxembourg, le 1^{er} février 1950.



Esquisse tectonique de l'engorgement transversal de l'Eifel et du Luxembourg

t	do	l	k	m	s	r	ts	tm	tu	c	1	3
---	----	---	---	---	---	---	----	----	----	---	---	---

t = Tertiaire - do = Dogger - l = Lias - k = Keuper - m = Muschelkalk - s = Grès bigarré - r = Rotliegendes - ts = Dévonien supérieur - tm = Dévonien moyen - tu = Dévonien inférieur - c = Cambrien - 1 = Faille - 2 = Charriage - 3 = Axe anticlinal - 4 = Axe synclinal

