

LA TERRE LUXEMBOURGEOISE

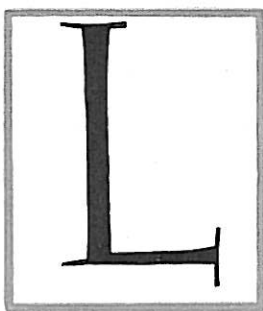
par

MICHEL LUCIUS



Ardennes Luxembourgeoises

LES LIENS ENTRE NOTRE SOL ET L'ÉVOLUTION DE NOTRE RACE



A terre luxembourgeoise forme la base matérielle de l'essor de notre race et de sa culture. Elle prédisposait à l'éclosion d'une âme luxembourgeoise, telle qu'on l'entend quand on ne parle pas d'une entité politique, mais d'une communauté d'hommes qui ont un patrimoine spirituel distinctif commun. La vie d'une race est un phénomène continu et d'une évolution lente comme son sol nourricier, évolution que les heurts et les chocs peuvent troubler, mais ne parviennent pas à dévier définitivement. Elle évolue comme ce sol d'après un principe directeur, clair dans ses fins, mais souvent difficile à démêler sous des contingences contradictoires.

La disposition topographique si variée de notre patrie qui donne la clef de la vie matérielle et morale d'une race saine avec ses vertus et ses défauts, est l'oeuvre des phénomènes géologiques. Nous pouvons donc dire que l'histoire géologique de notre terre luxembourgeoise est l'histoire élargie et explicative du destin et de la vie de son peuple.

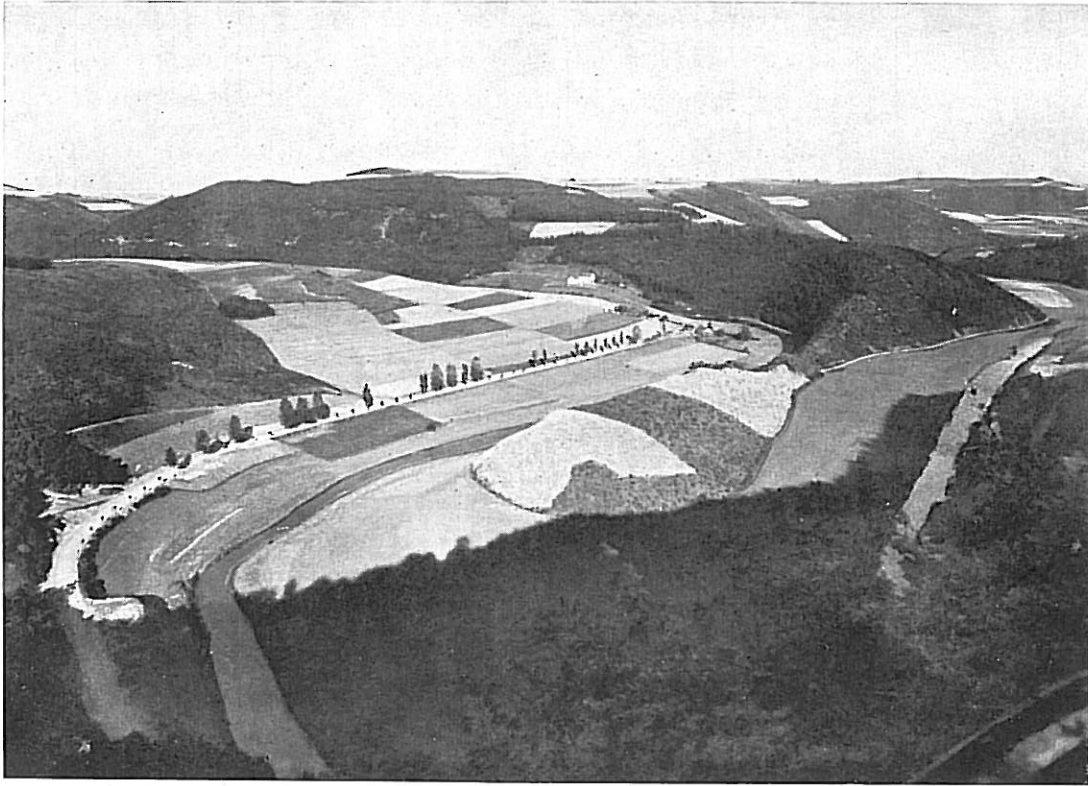
L'intérêt propre de la géologie de la terre natale se double ainsi par l'application qu'on peut en faire pour l'étude de notre race et de notre civilisation.

Quand on médite sur l'évolution géologique de l'aire qui s'est formée entre les anciens massifs qui sont devenus depuis la France et l'Allemagne et qui enclavent la région située entre la Moselle et la Meuse, on ne peut pas se refuser à y voir comme une préfiguration de la vie de la race qui devait habiter plus tard cette terre. Submergée tantôt de l'est, tantôt de l'ouest, cette aire a quand même pu garder son individualité propre qui n'a fait que s'accroître et se préciser jusque dans la direction de ses cours d'eau.

La plupart des grands événements géologiques qui ont formé le modelé des contrées avoisinantes, ont laissé des traces ineffaçables dans l'espace étroit de notre pays, de sorte qu'il est à peine téméraire d'affirmer qu'on trouve rarement une aussi grande diversité géologique concentrée dans une région aussi restreinte.

Dans une telle région on doit s'attendre à trouver des formes de relief variées et contrastantes. Car le relief est la résultante des formes imposées par une structure profonde et un travail de détail accompli par l'érosion. Or, c'est la disposition générale du sol et le modelé de détail du relief qui déterminent dans une large mesure le type, le caractère et les moeurs d'une population. L'action humaine est subordonnée implicitement à l'influence de la nature et il faut voir dans les particularités du milieu une des principales causes des différences qu'on observe entre les divers groupes de populations. Comme les formes du milieu reflètent les vicissitudes par lesquelles a passé, durant de longues périodes, la surface de la terre, l'histoire des peuples elle-aussi n'est pour ainsi dire qu'une conséquence de l'évolution géologique qui a formé cette terre, dans le sein de laquelle l'homme est contraint d'aller chercher tout ce qui importe au développement de la vie et de la civilisation et dans l'histoire de laquelle l'histoire de l'homme ne tient qu'une place insignifiante.

Cette dépendance à la fois matérielle et morale de l'homme de la composition chimique, de la configuration morphologique et des conditions climatologiques du sol est naturelle et logique. L'évolution d'un peuple est fondée sur des bases économiques qui dépendent en premier lieu de la fertilité de la terre et des dispositions topographiques de sa surface qui déterminent la



Plateau en lanière de Hosingen, entre la vallée de l'Our et la vallée de la Clerf

répartition des eaux et de la végétation, créent des voies de communication naturelles et des conditions favorables ou défavorables pour le progrès matériel et spirituel de l'homme.

En raison de cette dépendance on doit s'attendre dans l'espace même étroit de notre pays à une grande diversité des conditions du développement de la valeur humaine et à une histoire humaine mouvementée.

Une carte, montrant la répartition des différents genres d'habitats, celle des anciens couvents, paroisses et centres de culture, des domaines féodaux et des premiers réseaux routiers, ou bien la répartition de nos dialectes et de nos types populaires, ressemble d'une manière frappante à une carte géologique du pays.

Dans la région du puissant grès jaune, dit *Grès de Luxembourg*, qui occupe la majeure partie du Gutland et qui est traversée par des

vallées hospitalières, riches en abris naturels et en sources, revêtue de forêts, festonnée de rochers peu accessibles et prolongée par des buttes et promontoires pouvant servir de refuge, se fixait le premier homme habitant notre sol.

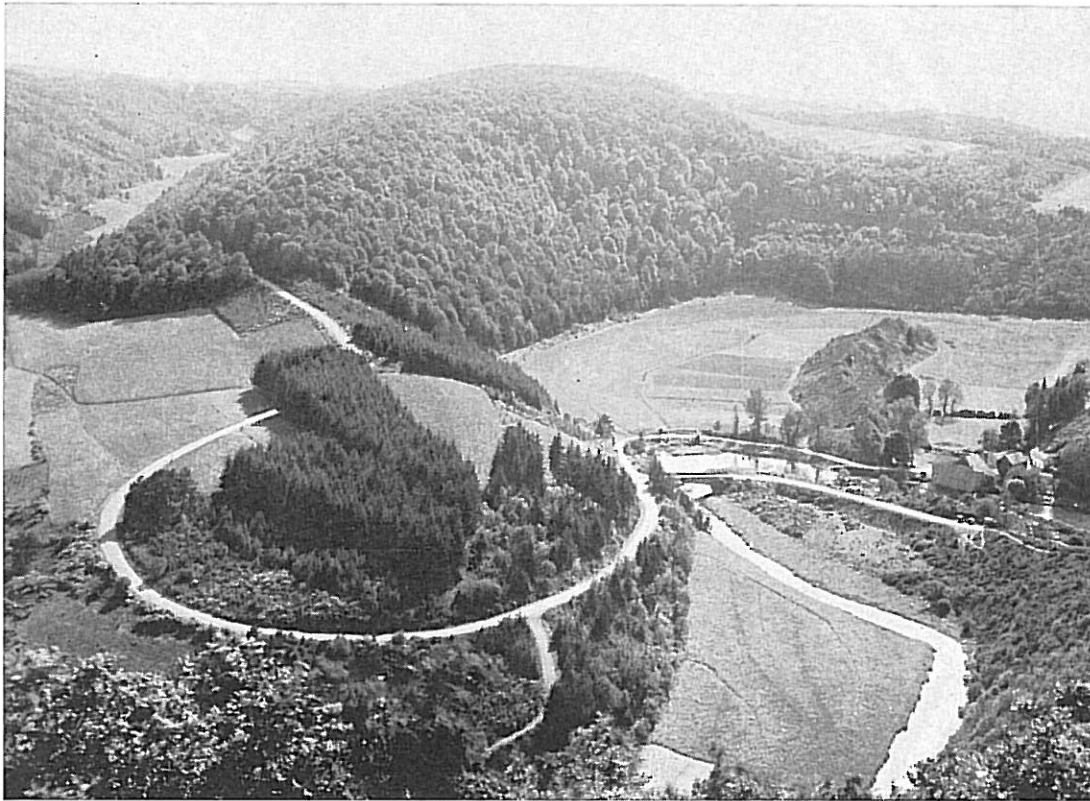
L'adaptation de nos anciens couvents aux dispositions géologiques du paysage est frappante. Les limites des anciennes paroisses et seigneuries sont des limites naturelles, créées par l'ordonnance géologique du sol. L'emplacement de nos vieilles localités est une adaptation raisonnée à la topographie qui doit les faire profiter du soleil, de l'eau vive et d'un sol sec et fertile; enfin, nos différents idiomes et types sont confinés dans les limites naturelles d'une région géologique.

La disposition de notre premier réseau routier marque une dépendance nette du relief et des dispositions topographiques. Le haut relief de l'Oesling porte une des plus anciennes grandes routes du pays. Malgré les conditions défavorables du climat et du sol, Bas-Bellain est une des plus anciennes localités de notre pays; le relief atténué d'un plateau à peine ondulé permettait d'y tracer le passage de la grande route romaine de Reims à Cologne, attirant l'homme dans ces régions inhospitalières. De même, les anciennes routes romaines du Gutland passent sur les plateaux en traversant les vallées d'après la ligne la plus courte et en évitant avec une perspicacité remarquable les pentes qui prêtent aux éboulements.

Les nombreux restes attestant l'occupation par l'homme primitif se trouvent concentrés au Gutland, là où passaient plus tard les routes romaines, et les rares objets préhistoriques de l'Oesling se rencontrent également au voisinage des anciennes routes. Cela démontre que les routes romaines suivaient déjà le tracé de chemins préhistoriques. Ces chemins tracés en conséquence d'une topographie favorable ont fixé l'homme. Ainsi s'explique le fait que l'apparition de l'homme est de très vieille date dans des régions qui, à première vue, se prêtent peu aux cultures agricoles.

A cette grande diversité dans l'ordonnance et la physionomie de l'habitat rural et urbain, de l'évolution de la civilisation matérielle et spirituelle s'ajoute l'histoire mouvementée d'un peuple vivant au carrefour de deux puissantes nations rivales, et cette histoire rappelle l'histoire géologique si variée et si mouvementée de notre sous-sol.

Les relations étroites des formes de la surface terrestre avec le développement de notre race et de notre civilisation démontrent la nécessité de connaître les données principales de la géologie de notre pays. Mais pour donner à la science de la terre natale sa place légitime dans le domaine des connaissances d'ordre général, il faut la dépouiller de son aridité livresque tradi-



Vallée de la Haute-Sûre au Moulin de Bigonville

tionnelle pour la rendre accessible à tout esprit cultivé. Le nombre de ceux qui aiment à parcourir le pays, augmente de jour en jour. On a enfin découvert la variété et le charme de nos paysages. Mais ce qui manque encore, c'est une intelligence raisonnée de leurs formes. Comprendre la belle ordonnance des formes terrestres donne une satisfaction plus noble que l'admiration inconsciente et vague de ce qu'on appelle un paysage charmant. Comprendre notre terre natale, c'est aussi comprendre et aimer ce peuple qui l'habite, ce peuple luxembourgeois que le Dr. Hollenfeltz nous dépeint dans une page saisissante: „Tel était le Luxembourg: un pays rude, aux vallées profondes, aux forêts épaisses et protectrices, que sa configuration géographique et le manque de communications suffisantes avec l'extérieur prédisposait à un repliement sur lui-même; un pays où les légendes devaient naître nombreuses, un pays habitué à se suffire à lui-même, et où les traditions devenaient la règle naturelle

et seule possible. Là vivait un peuple parlant officiellement le français, et familièrement deux patois: wallon à l'ouest, luxembourgeois à l'est, allemand nulle part, ou peu s'en faut. Même patois dans l'Eifel, dans le Grand-Duché actuel et dans le pays d'Arlon. Une harmonie a régné entre l'est et l'ouest, un équilibre admirable fait simplement du sentiment d'appartenir à un même peuple. Des jours glorieux ont lui pour le lion luxembourgeois, ce lion des écus de Luxembourg, d'Arlon, de Diekirch, de Schleiden, de Laroche et de Durbuy. Et des traditions sont nées et se sont transmises et conservées: une vie luxembourgeoise, peu à peu, s'est créée, faite de persévérance, de loyauté, de calme et de bon sens, d'une pointe de gaîté et de beaucoup de courage. Un folklore luxembourgeois s'est édifié, avec, de l'est à l'ouest et de l'ouest à l'est, un échange de légendes, de coutumes et de sobriquets que s'adressaient les uns aux autres, avec une ironie affectueuse, les membres de la grande famille luxembourgeoise". (Introduction au folklore luxembourgeois. — Bull. trimestr. de l'Académie luxembourgeoise, sept.—déc. 1937, page 5).

QUELQUES PRINCIPES FONDAMENTAUX QUI RÉGISSENT L'ÉVOLUTION DE LA TERRE LUXEMBOURGEOISE

MALGRÉ la variété dans le modelé et la composition du sol, malgré la diversité dans l'aspect du paysage, notre pays présente au point de vue géologique une unité génétique dont les contours ont été fixés dès la fin de l'ère primaire et qui est l'oeuvre du plissement hercynien.

Pour le géographe, deux grandes régions naturelles se juxtaposent dans notre pays dont les contrastes sont basés sur le sol, les formes du relief et le climat. Mais pour le géologue, ces régions sont liées entre elles par des rapports génétiques étroits et ne représentent que deux aspects d'une érosion différenciée dans une même unité géologique.

Le relief présent de notre pays est le terme actuel et momentané d'une suite continue de transformations qui se sont déroulées dans le passé et qui se poursuivront dans l'avenir d'après un plan directeur général. Chacune de ces transformations a laissé des traces qu'il faut mettre en dépendance mutuelle avec les phénomènes géologiques généraux et successifs pour construire une étape déterminée de l'histoire de la terre. Cette histoire n'est pas du tout arrivée à son terme final avec l'état actuel des choses. Nous sommes au beau milieu

d'une époque géologique qui est caractérisée par ses dispositions structurales et stratigraphiques et par ses formes organiques propres.

La base de la géologie de notre pays est le plissement hercynien.

Les plissements de certaines zones ordinairement très allongées et sinueuses et présentant des accumulations de sédiments considérables sont des phénomènes géologiques de tout premier ordre qui régissent l'évolution de l'écorce terrestre. L'ensemble de ces phénomènes, qui donnent naissance à des chaînes de montagne du type dit alpin, forme une orogénèse.

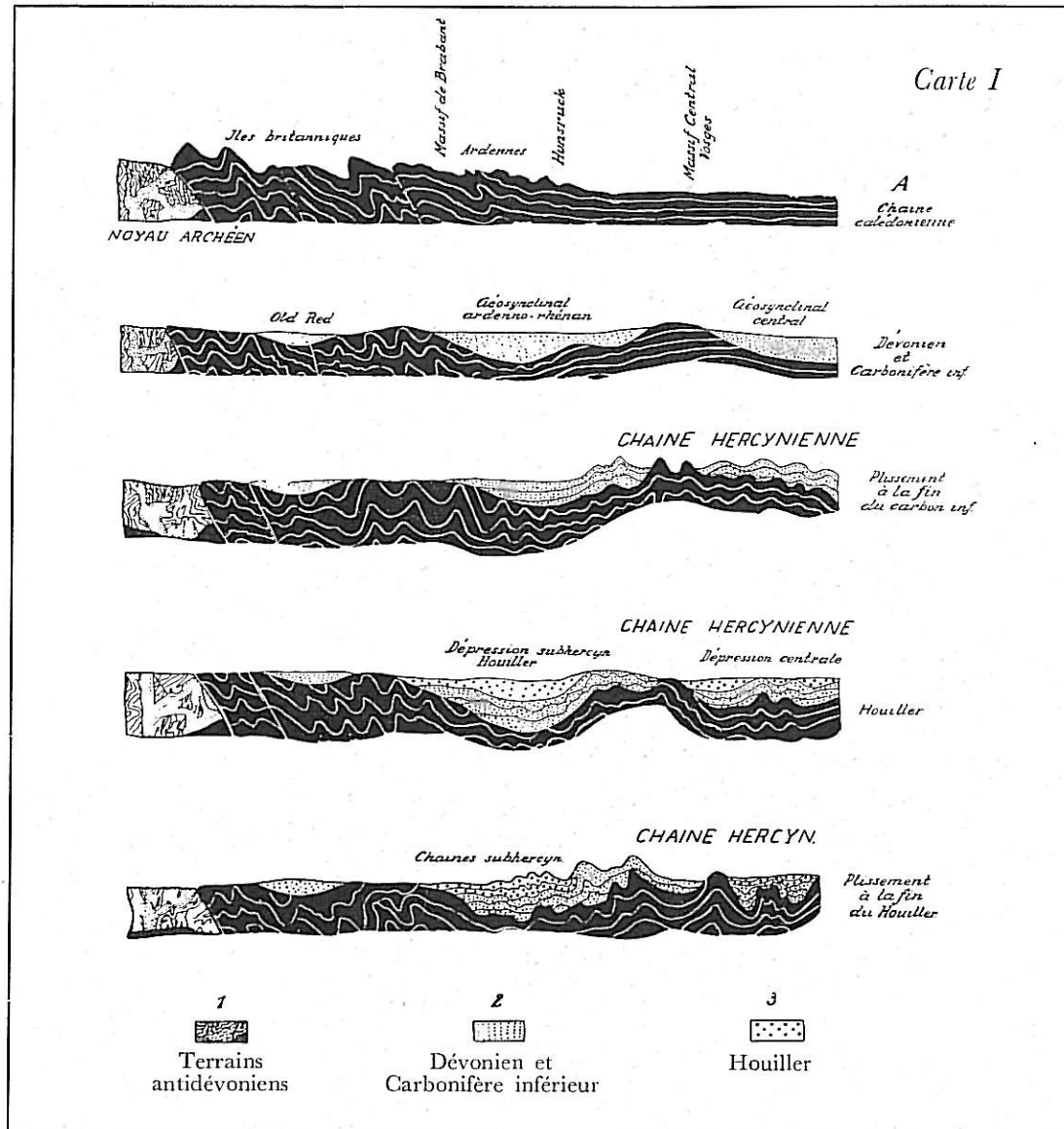
L'orogénèse alpine tertiaire, la dernière venue, a produit les chaînes alpines actuelles qui sont formées de couches plissées, redressées et disloquées et qui présentent un relief appréciable. L'orogénèse hercynienne qui la précède et qui date de l'époque primaire a créé une chaîne ancienne où les couches sont aussi redressées, plissées et dérangées, mais qui ne présente plus qu'un relief émoussé par l'action prolongée de l'érosion. Il n'en reste plus qu'une zone fortement plissée comparable au type alpin mais sans relief appréciable.

Une orogénèse comprend plusieurs phases. Les zones plissées ne se forment que dans des parties submergées et très mobiles de l'écorce terrestre qui ont la tendance de s'affaisser progressivement de sorte que des épaisseurs considérables de sédiments s'accumulent dans une mer peu profonde. On désigne ces aires de sédimentation du nom de géosynclinaux. C'est aux dépens des matériaux accumulés dans les géosynclinaux et sur leur emplacement que naissent les chaînes plissées.

Dans une phase suivante, les sédiments, sous une pression tangentielle formidable et sous une charge considérable de couches de recouvrement, se plissent. Par un mouvement vertical en bloc, la zone plissée est surélevée et forme une chaîne de montagne dans le sens morphologique.

Dès que le nouveau relief émerge de l'eau, l'érosion entre en jeu, les chaînes sont détruites et rasées et, à la fin, il ne reste qu'une surface peu élevée, presque plane et sans relief, la pénéplaine.

On peut donc reconnaître dans l'existence d'une orogénèse la sédimentation dans le géosynclinal en voie d'affaissement, le plissement des sédiments, leur soulèvement en chaînes de montagnes qui occupent l'emplacement du géosynclinal, l'érosion et la destruction de cette chaîne engendrant comme forme de relief terminal la pénéplaine. Enfin la zone plissée se disloque et s'affaisse inégalement et par compartiments.



Les phénomènes de l'orogénèse se répètent dans des cycles successifs comprenant des phases analogues, mais l'orogénèse se produit pour chaque cycle sur un nouvel emplacement de sorte qu'on peut parler d'une migration des plissements. Car, sous l'effet de la pression considérable et d'une température élevée, accompagnée souvent d'intrusions éruptives, les sédiments se changent en schistes cristallins et l'écorce se consolide tellement qu'elle résiste à tout plissement ultérieur.

Du point de vue géologique, la caractéristique d'une chaîne n'implique pas l'unité géographique, mais la continuité d'une zone de plissement

dans la même époque. Les formes de relief ne sont qu'un aspect éphémère et pour ainsi dire accidentel. Le plissement qui est le dernier venu et qui date de l'époque tertiaire, presque d'hier au sens géologique, a produit les chaînes alpines actuelles qui sont formées de couches plissées et redressées et présentant un relief remarquable. Mais il existe des plissements plus anciens, où les couches sont aussi plissées, redressées et dérangées qui ont dans le passé accidenté la surface de l'Europe et dont ne subsistent aujourd'hui que des débris et des lambeaux sans relief marqué. Ces chaînes étaient sans doute aussi continues que le sont aujourd'hui les Alpes. Mais elles se sont affaissées *en général et par compartiments*. Ce sont les compartiments restés en saillie que nous voyons aujourd'hui seuls, les autres sont cachés par une couverture de couches plus jeunes. La surface de ces compartiments est rabotée et aplanie, mais ils ont conservé leur unité de plissement, leur force de résistance aux actions postérieures de plissement et leur unité de direction des plis. Leur structure et leur histoire est celle des Alpes d'aujourd'hui, reculée seulement de plusieurs époques géologiques.

De cette succession de différentes zones de plissement sont nés les *continents* en général et l'Europe en particulier. Un continent est la résultante de plusieurs cycles de plissements consécutifs. Ainsi la formation du continent européen, tel qu'il existe aujourd'hui, malgré sa complexité apparente, résulte d'une série de plissements remarquablement réguliers, séparés par des intervalles de repos relatif. Chaque continent renferme un noyau archéen, composé de schistes cristallins, gneiss et granite, et qui est sans doute le résultat d'un plissement énergique survenu aux premiers temps de l'existence d'une écorce solide. C'est contre ce noyau que viennent s'appliquer les différentes zones de ridement, de sorte qu'un continent se compose d'une suite de grandes rides formées successivement, chacune en retrait sur la précédente.

L'Europe s'est formée du Nord au Sud. Au début des temps primaires existait un espace continental qui comprenait la Russie septentrionale et centrale, ainsi que l'espace fenno-scandinave. C'est la Fenno-Sarmatia des géologues qui se continuait vers le Groenland et le Canada. La mer s'étendait vers le Sud et recouvrait l'Europe centrale et méditerranéenne.

A l'époque silurienne, une ride se forme et se fige contre la terre au Nord. C'est la chaîne calédonienne qui occupe une zone plissée comprenant les Iles Britanniques, la partie septentrionale de la Belgique et le nord de l'Allemagne. Le compartiment belge du plissement porte le nom de *Massif de Brabant*.

La chaîne calédonienne se disloqua et les agents atmosphériques la dégradèrent au niveau d'une pénéplaine. Des masses de grès provenant de la

destruction de cette chaîne, remplissaient la dépression périphérique à ses pieds, tandis que les particules argileuses se répartissaient dans la mer qui s'étendait vers le Sud et recouvrait aussi nos régions.

Ces sédiments, accumulés dans une mer en voie d'affaissement et d'un caractère géosynclinal, sont plissés à leur tour et une nouvelle ride en retrait de la précédente s'élève. C'est la chaîne hercynienne qui occupe l'emplacement entre le ridement calédonien et les Alpes actuelles. Le plissement de cette vaste zone se fait en trois temps. La partie centrale de l'aire synclinale, qui comprend la Bretagne, est plissée à la fin du Dévonien supérieur; la partie moyenne, comprenant l'Ardenne, le Massif Rhénan, le Hunsruck, notre pays et la partie septentrionale de la France, est plissée à la fin du carbonifère inférieur non productif (Dinantien). Entre cette zone ridée et l'ancien continent calédonien resta ainsi une zone bordière en partie immergée et dans laquelle se déposait la houille. En dehors de cette zone bordière le terrain houiller productif n'a pas été déposé. Il n'a donc jamais existé dans notre pays. Dans une dernière phase, à la fin du Carbonifère, la zone bordière houillère est également plissée (voir carte 1 : Phases de sédimentation et de plissement dans l'Europe occidentale pendant l'ère paléozoïque).

La chaîne hercynienne se disloquait comme la chaîne calédonienne et, par l'érosion, le relief se dégradait en forme de pénéplaine. Dans les aires d'ennoyage, créées par l'affaissement inégal des différents compartiments, s'établissaient les bas-fonds du Trias et les mers du Jurassique, tandis que la grande mer était reléguée au Sud dans la région alpine.

Enfin, les Alpes s'élèvent à leur tour et dessinent une troisième grande ride qui embrasse la zone méditerranéenne.

Tous les continents sont construits sur ce même plan. Le morcellement et le tassement irrégulier des zones plissées européennes a créé dans notre continent cette grande complexité géologique qui implique une grande diversité de conditions favorables pour le développement de l'esprit humain.

La répartition des anciennes mers et de leurs sédiments est intimement liée à l'histoire des phénomènes orogéniques successifs. Ainsi, la disposition des zones plissées permet de grouper dans un ordre génétique les particularités des phénomènes de sédimentation des différentes périodes géologiques et c'est à la lumière des plissements qu'on peut relier entre eux des faits apparemment incohérents.

Comme tous les phénomènes dans une zone plissée déterminée présentent les mêmes caractères fondamentaux en ce qui concerne leur structure

et leur histoire géologique, une telle zone forme une *u n i t é s t r u c t u r a l e*, même si la géologie de surface montre d'appréciables différences géographiques. Nous verrons dans la suite que la différence géographique si distinctive entre l'Oesling et le Gutland a peu de valeur au point de vue structural. L'Oesling forme un compartiment à découvert de l'ancienne chaîne hercynienne. On désigne un tel compartiment un *m a s s i f a n c i e n*. Dans le Gutland ce massif est caché sous une mince couverture de sédiments d'âge secondaire. Mais l'Oesling et le Gutland forment une unité structurale (voir Carte II: Coupe du socle paléozoïque pénéplainé du Luxembourg avec la couverture mésozoïque du Gutland).

Par l'action vigoureuse du plissement une zone plissée se consolide tellement qu'elle résiste à tout plissement ultérieur. Elle forme un soubassement stabilisé qui ne répond aux mouvements tectoniques ultérieurs de l'écorce que par des oscillations à grande envergure et se traduisant par des ascensions ou des abaissments sans déformations plicatoires. Ce sont des mouvements épirogéniques qui ne créent que des gauchissements peu accusés et à grand rayon de courbure.

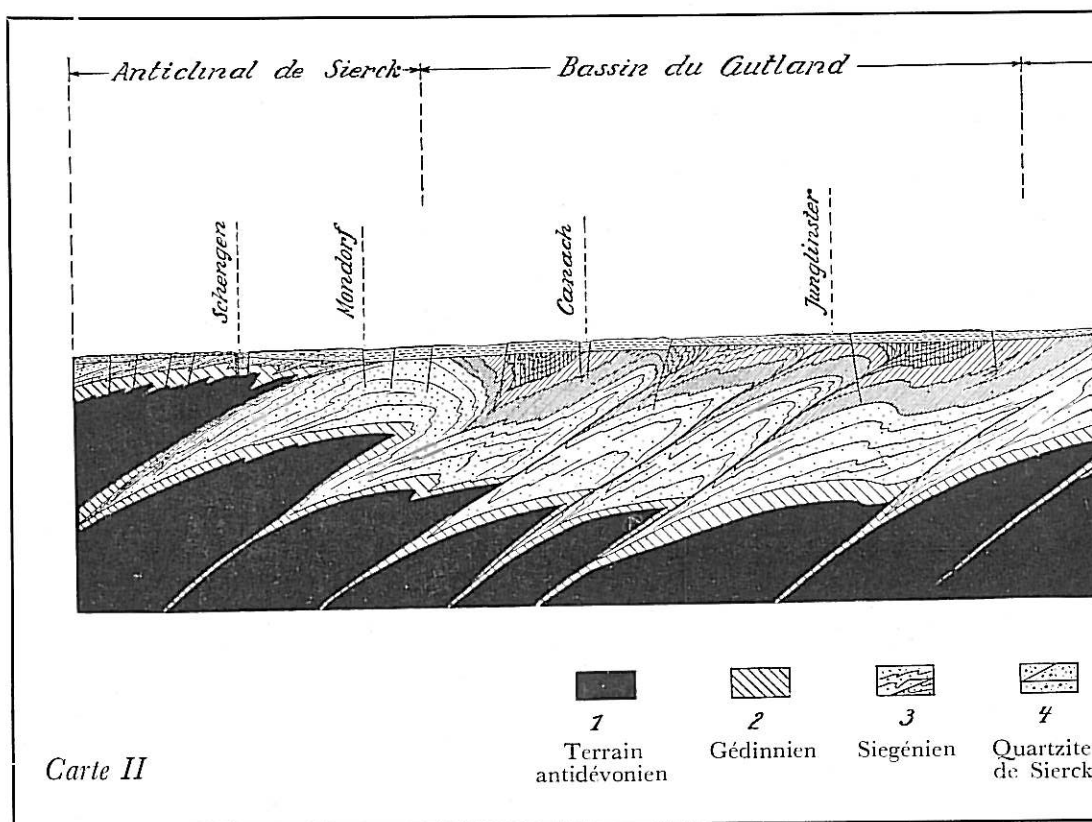
La surface pénéplainée d'une zone plissée dans laquelle tout relief important avait disparu, a pu ainsi être affectée ultérieurement par de vastes ondulations qui forment dans les parties déprimées des *a i r e s d ' e n n o y a g e*, dans lesquelles pénètrent de nouveau des mers peu profondes où se déposent des couches de sédiments horizontales reposant en *d i s c o r d a n c e* sur le soubassement ancien étroitement plissé. C'est le cas du Gutland actuel. D'autres parties ont subi un mouvement d'ascension qui a donné naissance à un relief rajeuni, comme le présente aujourd'hui l'Oesling, où l'érosion des vallées peut reproduire un aspect montagneux tout à fait indépendant de la forme structurale initiale. Ce sont des *a i r e s d e s u r é l é v a t i o n*.

Sauf l'existence d'une couverture de terrains plus récents, il n'y a pas de différence de structure entre les aires d'ennoyage ou les *b a s s i n s* et les aires de surélévation ou les *m a s s i f s*, mais seulement des différences de niveau.

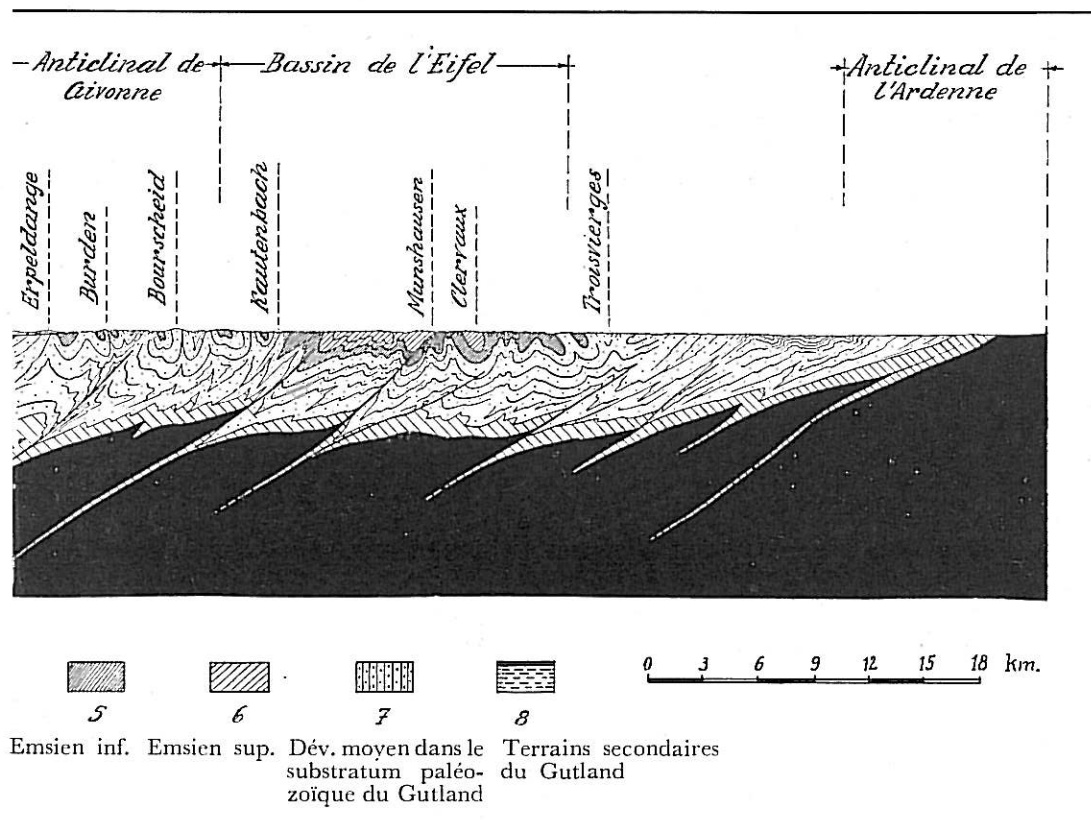
Des oscillations épirogéniques à signe contraire peuvent se répéter et provoquer des immersions de la mer, entrecoupées d'émersions.

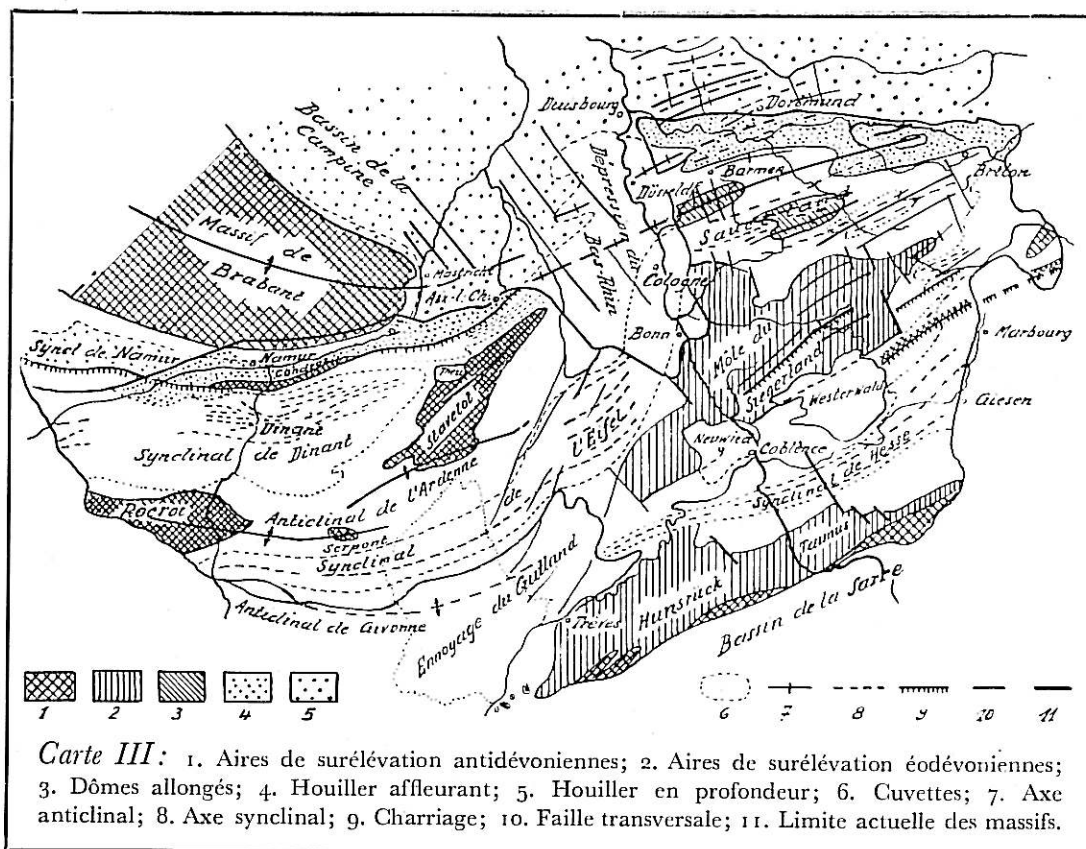
Ces incursions ou transgressions marines, locales et temporaires, sont venues des géosynclinaux en voie de se transformer en zones plissées ou bien des aires d'ennoyage en voie de subir une oscillation d'ascension. Car, d'après la loi des transgressions et des régressions, il existe une compensation entre ces mouvements, de sorte qu'une transgression dans les géosynclinaux est compensée par une régression sur les aires continentales et vice versa.

D'autre part, il ne faut pas perdre de vue que certaines parties d'une zone plissée ont eu une tendance marquée vers l'envoyage tandis que d'autres n'ont subi que de rares et brèves incursions marines. La cause de cette différence réside dans la nature hétérogène des éléments qui composent une zone plissée. Car si la zone plissée forme une continuité structurale, elle est loin d'être homogène quant à la nature de la roche. Dans chaque point déterminé du géosynclinal, les dépôts de sédiments marins ont des caractères pétrographiques et paléontologiques particuliers, en relations topographiques avec le milieu. Dans le voisinage du littoral existent des galets et des sables, au large on trouve des calcaires, dans l'axe même de la dépression géosynclinale, des dépôts vaseux. Comme la somme des caractères d'un dépôt de sédiments forme le faciès de ce dépôt, nous avons un faciès littoral, (dépôts du littoral), un faciès néritique (faciès formé au large), un faciès abyssal (formation des grandes profondeurs). etc. Le caractère d'un faciès est en général en relation avec la distance du rivage et comme les géosynclinaux forment des dépressions très allongées par rapport à leur largeur, les faciès y dessinent des zones allongées, parallèles à l'axe de la dépression géosynclinale.



D'autre part, le caractère et la forme des plis dépendent du facies des sédiments soumis au plissement. Une roche argileuse répond à la pression plicatoire par des plis homogènes et serrés, une roche dure et peu élastique donne des plis irréguliers et à grand rayon de courbure. Par conséquent, le caractère des plis reste constant dans toute la longueur d'un même facies et change brusquement dès que le facies change. Ainsi, les zones de tectonique spéciale coïncident avec les zones de sédimentation spéciale. Et comme le facies reste constant dans la direction de l'axe du géosynclinal, les faisceaux de plis coïncident également avec la direction de cet axe. De plus, comme il existe aux limites de deux facies de sensibles différences d'élasticité et d'épaisseur des dépôts, ces limites présentent des lignes faibles, propices à la dislocation de la chaîne formée par le plissement du géosynclinal. Ces dislocations ont une direction sensiblement parallèle à l'axe de la chaîne. Le géosynclinal qui forme le berceau de la chaîne future s'est affaissée dans un socle déjà plissé antérieurement, mais d'une mobilité inégale et les dépôts sédimentaires accumulés, auxquels s'ajoutent souvent des roches éruptives, comprennent des roches d'une consistance et d'une composition fort inégales. Par l'acte plicatoire, des parties





du socle consolidé par l'orogénèse antérieure peuvent être encastrées dans les plis naissants et créer des noyaux plus stables. Les contours des éléments hétérogènes figés dans une unité de chaîne plissée se présentent dans le processus de dislocation qui suit le plissement comme des lignes faibles, le long desquelles la chaîne s'affaisse en compartiments. Ces lignes faibles, sur lesquelles s'amorcent plus tard des affaissements, ont la même direction que les plis. Ces affaissements forment les dépressions longitudinales.

D'autre part, sur le trajet d'une même chaîne plissée, l'axe des plis qui correspond à la direction de la chaîne, ne reste pas dans le même niveau, mais subit des enclassements et des relèvements. Dans l'emplacement des enclassements de l'axe peuvent s'établir des *ennoyages*, qui ont donc une direction plus ou moins perpendiculaire à la direction de la zone plissée. Ce sont les dépressions transversales. Les ennoyages de direction longitudinale et transversale forment les chemins d'accès des transgressions marines qui envahissent plus tard le substratum plissé et érodé en pénéplaine.

Les dépôts accumulés dans ces ennoyages peuvent subir à leur tour des mouvements d'ascension ou d'abaissement. Ils peuvent aussi être affectés

par des mouvements orogéniques atténués qui n'ont plus de répercussion dans le socle plissé et consolidé, mais qui produisent dans les couches de couverture des plis peu accentués. Ces plis correspondent en direction aux plis de l'ancien socle et sont désignés de ce fait comme „*plis posthumes*”. Il en est de même des failles de la couverture qui sont également en corrélation avec les plis du substratum. C'est grâce à la loi de permanence que dans une unité structurale les mêmes caractères fondamentaux, en ce qui concerne la structure, perdurent dans l'histoire géologique.

Dans la chaîne plissée hercynienne, une dépression transversale, née d'un ennoyage des plis et qui a donné lieu à des transgressions marines, entre en jeu dès le début du triasique. Elle occupe une zone entre les Ardennes et le Massif Rhénan, de direction presque méridienne, passant par l'Eifel, notre pays et la Lorraine. Il existe aussi des ennoyages longitudinaux, c'est-à-dire dans la direction des plis qui sont localisés entre deux compartiments faisant saillie de la chaîne hercynienne en voie de dislocation. C'est dans ces aires d'ennoyage que se sont déposées les formations triasiques et jurassiques du territoire luxembourgeois et lorrain. L'ennoyage transversal était prépondérant dans notre triasique. Le jurassique, au contraire, est déposé suivant la direction de l'ennoyage longitudinal, mais toujours en dépendance de la structure hercynienne. Ces dépôts du secondaire ont été affectés par des plis et des failles de la même direction que les plis du substratum hercynien et répondant à une tectonique „*posthume*” (voir Carte V : L'ennoyage du Gutland entre deux massifs paléozoïques).

Si nous insistons sur ces notions générales, c'est pour faire comprendre le rôle fondamental du plissement hercynien qui donne la clef de toute la géologie du pays. Tous les faits s'ordonnent autour du cycle orogénique hercynien dont le terme final est la formation d'une pénéplaine et d'une aire d'ennoyage en direction transversale et longitudinale permettant l'incursion des mers secondaires avec des déplacements tantôt en avance tantôt en retrait. Dans l'Oesling, le socle plissé est aujourd'hui mis à jour; dans le Gutland, il est pour le moment invisible, sauf dans le lit de la Moselle à Schengen et dans les environs de Sierck. Il est recouvert par une pellicule de sédiments secondaires à structure tabulaire, légèrement inclinés et ondulés. Cette couverture s'étendait aussi sur l'Oesling jusqu'à l'aurore des temps actuels. Elle y existait encore quand se formait notre réseau hydrographique actuel. Ce réseau est d'ailleurs un paradoxe géographique. L'Oesling et le Gutland sont drainés par un seul et même type de rivières mais qui ne sont adaptées ni à la structure géologique du Gutland ni à celle de l'Oesling. Le schéma traditionnel du géographe reste ici en défaut et c'est la géologie seule qui peut donner la clef de cette anomalie. C'est par le

passé qu'on peut expliquer le présent. Ainsi notre réseau hydrographique présente déjà des problèmes d'ordre général qui touchent aux mouvements orogéniques exposés plus haut.

LE DÉVONIEN

LES roches les plus anciennes affleurant sur le territoire du Luxembourg appartiennent au *Dévonien inférieur*. Elles sont à jour dans l'Oesling et se prolongent sous le Gutland où elles ont été rencontrées dans les forages de Mondorf-les-Bains, à la profondeur de 713 m, et dans le forage de Longwy, à 771 m.

Dans l'ancienne mer qui s'étendait au sud de la chaîne calédonienne et dont le fond s'enfonçait au fur et à mesure que les sédiments s'y déposaient, s'accumulaient les couches dévoniennes, sur une épaisseur de 10 km, et le Carbonifère inférieur (Dinantien), d'une puissance de 1000 m. Cette dépression marine au fond mobile avait donc nettement le caractère d'un géosynclinal, sur l'emplacement duquel se forma, à la fin du Dinantien, une zone plissée, la partie médiane de la chaîne hercynienne.

Sans entrer ici dans les détails, nous rappelons que le Dévonien comprend une division inférieure, moyenne et supérieure. La partie inférieure, constituée de roches détritiques, se compose d'une alternance de grès appelé *Grauwacke*, de quartzophyllades et de schistes. Le Dévonien moyen comprend des calcaires zoogènes et le Dévonien supérieur débute par des schistes avec des intercalations lenticulaires de calcaire pour se terminer par des schistes. Le Carbonifère inférieur (Dinantien) ne comprend que des calcaires.

La surrection de la chaîne hercynienne à la fin du Dinantien rejette la mer en dehors de l'emplacement de l'Ardenne et de notre Gutland et met une fin à la sédimentation dans ces régions. Il ne restait qu'une cuvette étroite au nord, entre les anciens plis calédoniens et la chaîne hercynienne, et une autre au bord sud de cette chaîne, dans lesquelles se déposait le Houiller productif (Carbonifère supérieur). C'est le bassin houiller franco-belge au nord et le bassin sarrois au sud. Comme le territoire entier du Luxembourg est compris dans la zone plissée et exhaussée à la fin du Dinantien, le Houiller productif n'a jamais été déposé ni dans l'Ardenne ni dans notre pays. Les forages de Longwy et de Mondorf ont d'ailleurs démontré que la houille n'existe pas sous les couches secondaires du Gutland et l'orogénèse hercynienne nous explique pourquoi elle n'a jamais pu exister.



Pentes boisées et plateaux cultivés des Ardennes

Intercalons quelques remarques concernant la composition et la structure des roches dévoniennes affleurant dans l'Oesling.

Elles ne comprennent que des roches détritiques: schistes, quartzophyllades, grès ou grauwacke et quartzites.

Les *s c h i s t e s* sont des dépôts argileux constitués par des silicates d'alumine hydratés, mélangés de grains de quartz et de paillettes de mica et associés à des matières charbonneuses et de la pyrite.

Les *q u a r t z o p h y l l a d e s* ou *p s a m m i t e s* sont des schistes micacés avec une grande quantité de grains de quartz. Le mica est concentré sur des surfaces planes, ce qui donne à la roche une fissilité prononcée, de sorte qu'elle se débite en minces plaquettes ou phyllades.

Les *g r è s* ou *g r a u w a c k e* sont des roches à fragments de quartz réunis par un ciment argileux ou quartzeux et qui se débitent en strates assez puissantes.

Le quartzite est une véritable roche de quartz de couleur claire où les grains de quartz primitifs sont grossis par de petits individus de quartz qui forment un ciment quartzeux cristallin.

Dans la composition de la roche c'est donc tantôt l'élément argileux, tantôt l'élément quartzeux qui prédomine, tandis que le calcaire manque. Cela donne un sol maigre et froid, essentiellement siliceux, avec pénurie de chaux et de phosphore. Sur les plateaux, la mince couche arable renferme encore beaucoup de fragments de schiste quartzeux et de quartzite, rebelles à la désagrégation. L'Oesling était donc toujours un pays pauvre où beaucoup de terres restaient en friche. Mais l'emploi intensifié des scories Thomas a changé tout cela. Aujourd'hui, chaque lopin de terre est cultivé et les moissons ne le cèdent guère à celles du Gutland.

Le géologue reconnaît dans le Dévonien de l'Oesling plusieurs subdivisions qui s'établissent comme suit (les chiffres renvoient à la carte IV, qui donne une esquisse géologique de l'Oesling et des régions avoisinantes) :

Em = Emsien	9. Schiste de Wiltz 8. Schiste rouge de Clervaux et Quartzite de Berlé 7. Quartzophyllades de Schuttbourg
III. Siegénien sup. ou Hunsruckien inf.	6. Couches de St-Vith (facies gréseux) 5. Couches de Martelange (facies schisteux)
II. Siegénien moyen ou Hunsruckien inf.	4. Couches de Longlier (facies gréseux) 3. Couches de Bouillon (facies argilocalcareux)
I. Siegénien inférieur	2. Couches d'Anlier (grès et schiste) 1. Couche d'Anor (schiste et quartzite blanc).
Ge = Gédinnien	

Dans l'Oesling, l'Emsien et le Siegénien supérieur seulement sont à jour.

Dans les zones affectées par un plissement intense, les roches se débitent généralement en feuillets et on appelle cette texture schistosité ou clivage. Le clivage est très prononcé dans les roches à grains fins contenant des paillettes de mica; ces roches se débitent en schistes ou phyllades. Les schistes argileux caractérisés par une grande fissilité et par la finesse, l'homogénéité et la compacité de leurs grains sont désignés sous le nom d'ardoises. La schistosité s'efface dans les roches à gros grains et pauvres en éléments pailletteux. Sous le microscope, on observe que les éléments des roches schisteuses sont alignés et que la grande surface des paillettes de mica est orientée parallèlement à la surface de clivage.

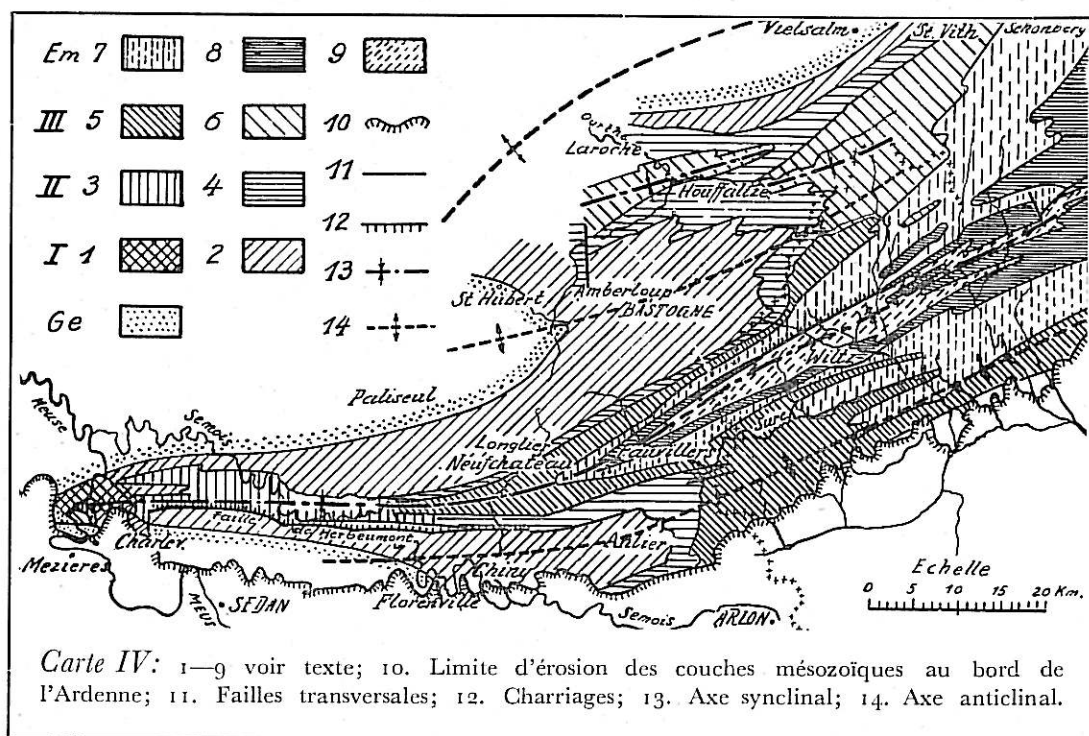
Les plans de clivage c'est-à-dire les plans de séparation des schistes (phyllades, ardoises) ne coïncident pas avec la surface des strates ou plans de stratification, mais la coupent sous des angles variables. Les plans de stratification varient suivant l'inclinaison des couches plissées tandis que les plans de clivage restent constants et que dans une série plissée ils sont uniformément inclinés dans un sens opposé à la poussée orogénique.

Ordinairement, la schistosité est plus marquée que la stratification, qui peut s'effacer presque complètement et qu'on ne retrouve que quand il y a alternance de roches de différentes couleurs ou compositions.

La schistosité est une déformation que subissent les roches dans les mouvements orogéniques. Sous l'action de la pression intense se produisent des glissements et des déplacements de particules, surtout des éléments en paillettes, comme les micas. Ces éléments se déplacent de telle sorte que les grandes faces s'alignent dans les plans perpendiculaires au sens de la pression, ce qui provoque la fissilité suivant ces plans.

Le Dévonien atteint sa puissance maximum et son développement le plus complet dans le sud de l'Ardenne et dans notre pays, parce que le continent se trouvait au nord, et la ligne médiane ou axe du géosynclinal passait par la région qu'occupe aujourd'hui le Bassin de Paris, par le Gutland et le Hunsrück. Aussi la série des sédiments est-elle complète dans ces régions, mais elle peut présenter des lacunes dans le nord de l'Ardenne. Au nord, le faciès des sédiments est du type plutôt littoral c'est-à-dire de moindre profondeur. Il a un caractère arénacé, tandis que vers le sud il est plus argileux. Mais les sédiments dévoniens sont, même dans la partie médiane du géosynclinal, du type nérétique, c'est-à-dire qu'ils se sont déposés dans une mer épicontinentale et de faible profondeur. Les calcaires sont des calcaires coralliens ou en relation avec les constructions coralliennes n'occupant que la plate-forme continentale submergée par une mer peu profonde. Comme le Dévonien de l'Oesling p. ex. présente une puissance de 10.000 m, un tel dépôt nérétique ne pouvait s'accumuler que dans une mer en voie d'enfoncement corrélatif à la puissance des dépôts. Ce phénomène est qualifié de „subsidence”.

Le Dévonien se présente dans le Luxembourg (belge et grand-ducal) en des positions de cycles sédimentaires. Le dévonien inférieur commence avec un conglomérat de base et renferme dans la partie basale des couches rouges et bigarrées d'origine lagunaire. (Cette partie n'affleure pas dans l'Oesling). Plus haut, la roche argileuse prédomine, mais il y a intercalation de grès et de grauwacke. Dans le nord de l'Oesling, cette partie est franchement arénacée et à Gouvy, p. ex., on trouve une roche bigarrée la-



gunaire. Vers le sommet de l'étage du dévonien inférieur, les roches rouges (schistes rouges de Clervaux) sont tout à fait dominantes et, dans le nord de l'Ardenne, accompagnées d'un conglomérat. Il y a donc vers la fin du dévonien inférieur un retour vers les conditions de départ de la sédimentation. C'est déjà une disposition en cycle qui démontre que les transgressions sont entrecoupées par une régression. Dans le dévonien moyen, il y a prédominance des formations calcaires et dans le dévonien supérieur, les roches détritiques, argileuses et arénacées, ces dernières à caractère très littoral, dominant au sommet.

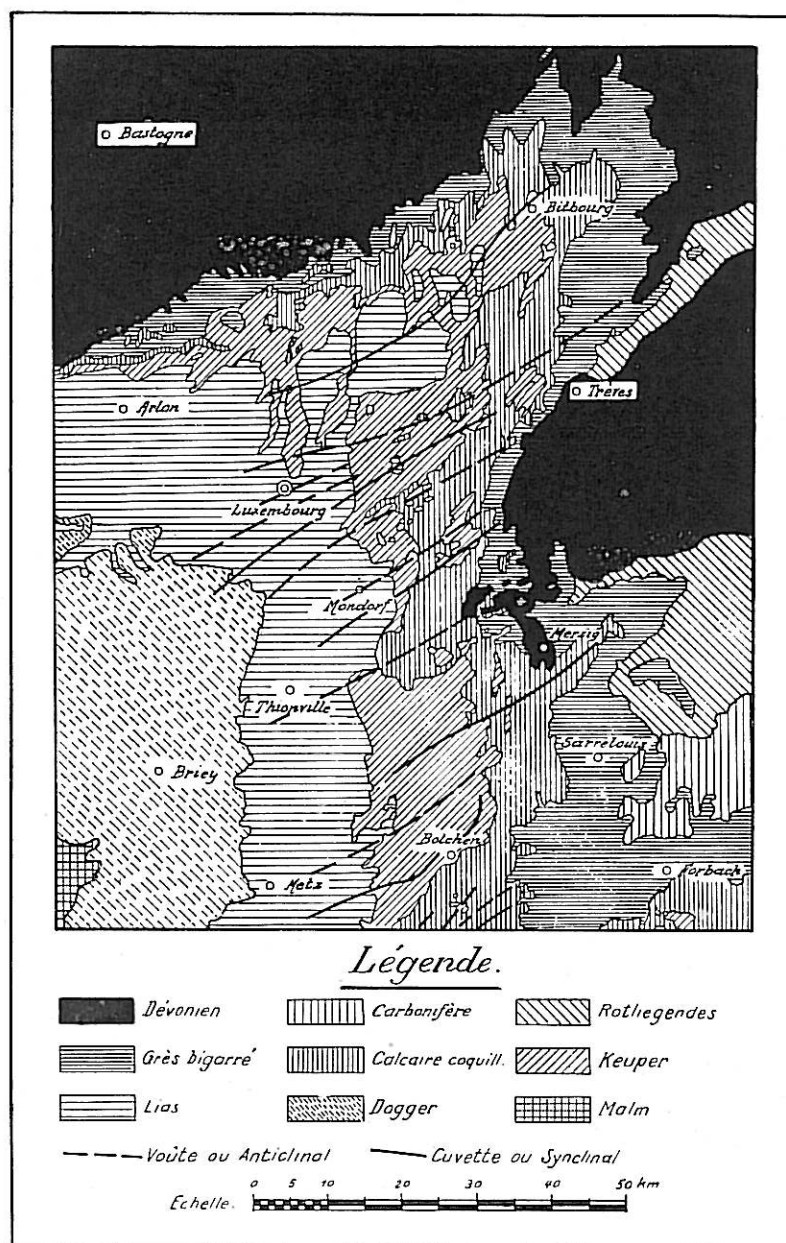
Comme pour chacune des subdivisions du dévonien la roche est toujours plus littorale vers le nord, il en résulte que la mer avançait vers le nord en transgressant sur le continent, en espèce ici l'ancien Massif de Brabant. La disposition générale du dévonien dans un grand cycle de sédimentation est en relation étroite avec la disposition transgressive du dévonien, mais l'intercalation d'un cycle secondaire dans le dévonien inférieur indique que la grande transgression générale du dévonien est entrecoupée par une régression en relation avec une déformation du sous-sol qui donnait naissance à une ride, précurseur du plissement général à la fin du Dinantien.

La phase orogénique à la fin du Dinantien avait créé une zone plissée qui occupait la région des Ardennes, du Bassin de Paris et du Massif Rhénan.

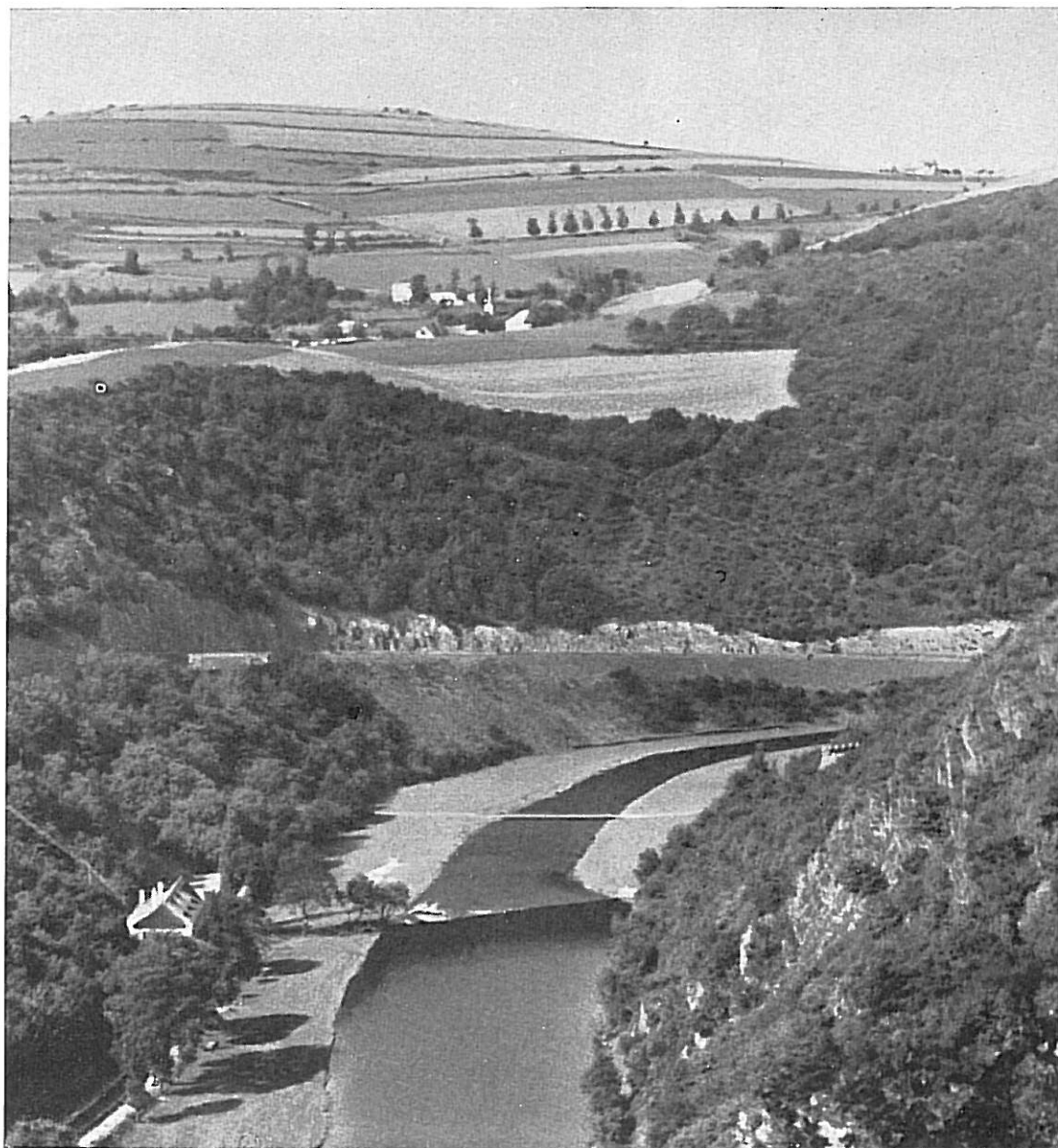
Carte V
L'envoyage du Gulland

Dans cette large zone, des bombements (anticlinaux) alternent avec des cuvettes (synclinaux), parallèles entre eux et d'une structure compliquée. Sans entrer dans des détails à ce sujet, nous nous bornons à indiquer

que la zone plissée à la fin du Dinantien comprend les termes tectoniques suivants:



1) Immédiatement au sud du bassin houiller franco-belge, plissé dans une phase ultérieure, nous avons le Bassin de Dinant, occupé par des roches calcaires du dévonien moyen, les schistes du dévonien supérieur et les calcaires du Dinantien (Carbonifère inférieur). Le Bassin de Dinant forme l'Ardenne calcaire des géographes (voir Carte III: Les grandes unités structurales du massif ardennes-rhénan).



Modelé du relief en terrasses encadrant la vallée de la Sûre à Tadler

2) L'anticlinal de l'Ardenne comprend l'Ardenne centrale ou l'Ardenne schisteuse. Il se compose de dévonien inférieur sur un substratum de Cambrien qui affleure en trois îlots marquant aussi l'axe de l'anticlinal. Le plus occidental est le Massif de Rocroi, puis vient le petit Massif de Serpont. Ici l'axe de l'anticlinal se dédouble. La branche principale, de

direction NE, est marquée par le grand massif allongé cambrien de Stavelot ou des Hautes Fagnes. Une branche secondaire, de direction ENE, se dirige vers Bastogne et entre dans la partie septentrionale de notre pays où elle s'efface dans les environs d'Asselborn. L'anticlinal de l'Ardenne occupe la région la plus élevée et la plus rude de l'Ardenne. Entre ces deux branches se trouve le bassin secondaire d'Houffalize, qui occupe aussi l'extrême nord de l'Oesling et y forme un haut plateau aux formes topographiques séniles, marquées par des ondulations molles et des vallons mûrs, souvent occupés par des tourbières.

3) Le synclinal ou Bassin de l'Eifel occupe la majeure partie de l'Oesling dont il forme l'axe tectonique. A Nouzon sur la Meuse, il se relève, perçant à la surface, et l'axe du synclinal passe par Nouzon, Cugnon, St. Médard, Witry, Watrange, Wiltz, Dasbourg, Daleiden, Prüm, Blankenheim et Soetenich.

Très rétréci et d'une structure très disloquée sur la Meuse, le synclinal de l'Eifel s'élargit vers l'est et présente une structure plus régulière en plis étroits et dressés. En s'élargissant dans l'Oesling, le bassin se subdivise en trois bandes synclinales de deuxième ordre, séparées par des bandes anticlinales.

Dans le 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 du dévonien supérieur. Il est limité au sud par

4) L'anticlinal de Givonne qui occupe le bord méridional de l'Ardenne et de l'Oesling, mais qui est en partie enseveli sous les terrains secondaires du Bassin de Paris et du Gutland. L'axe de l'anticlinal est marqué par le massif cambrien de Givonne. Puis il passe par Anlier, Perlé, le haut plateau du bord méridional de l'Oesling et Vianden. L'anticlinal s'ennoie sous la couverture de terrains plus récents du Bitburger Gutland pour se relever dans l'étroite bande de la partie basale du dévonien inférieur (Siegénien) de l'Eifeler Hauptsattel dans la Vordereifel.

Au sud de l'anticlinal de Givonne, le dévonien s'ennoie sous les couches plus récentes du Bassin de Paris et ne réapparaît que dans la Bretagne, le Morvan et les Vosges. Mais, comme dans le Gutland, l'ancien socle dévonien se prolonge sous les terrains secondaires et tertiaires du Bassin de Paris qui forment une couverture ne dépassant pas 2000 m au maximum. Le substratum plissé y a d'ailleurs été reconnu par des travaux de forage. L'emplacement de ce vaste bassin était occupé pendant l'aire primaire et le triasique par la chaîne

hercynienne et ce n'est qu'en suite d'un ennoyage transversal que le Bassin de Paris s'est formé au début du Jurassique.

La surrection de la chaîne hercynienne marque le commencement d'une longue période continentale pendant laquelle une érosion intense emportait sur notre territoire les couches du Dinantien, le Dévonien supérieur et moyen. Ce n'est qu'au début du Triasique que la mer est transgressive et recouvre l'Oesling et le Gutland. La couverture de couches secondaires alors déposées perdurait jusqu'au début du quaternaire. Ce sont nos rivières actuelles qui ont démantelé l'Oesling des derniers vestiges de cette couverture et nous voyons aujourd'hui la face de l'ancien continent tel qu'il a été modelé par l'érosion à la fin de l'ère primaire. Ce modelé représente une vaste plaine, qualifiée de pénéplaine par les géographes et qui est la surface terminale de l'activité des eaux courantes primaires arrivées à la décrépitude. C'est dans cette vieille surface aplanie et sans rapport avec la structure interne de l'ancien massif que les rivières d'aujourd'hui ont encaissé de profondes vallées. Ce n'est que dans les flancs des vallées que les couches dévoniennes montrent l'allure plissée des chaînes alpines. Cette plaine aux lignes raides, expression concrète d'un travail géologique formidable, accompli à la fin de l'ère primaire, donne à l'Oesling une impression d'immensité.

Dans le Gutland, l'allure tectonique du dévonien est cachée sous la couverture du secondaire. Mais à l'Est de notre pays, dans l'Eifel et dans le Hunsrück, l'ancien socle dévonien affleure et comme les lignes structurales se poursuivent d'après la loi de permanence, nous pouvons reconstruire l'allure de la tectonique du substratum dévonien sous le Gutland.

La tectonique du Gutland est une tectonique posthume en correspondance avec l'allure structurale de son socle dévonien et nous trouvons une superposition frappante des plis hercyniens et des plis du mésozoïque. Nous exposerons donc ici, un peu à rebours, la tectonique du mésozoïque, ce qui a l'avantage de démontrer l'interdépendance de la tectonique du primaire et du secondaire dans notre pays.

La correspondance de la tectonique du secondaire avec celle du substratum hercynien a trouvé une application pratique dans les recherches du Houiller en Lorraine où les ondulations anticlinales du Lias et du Trias ont servi de guides pour rechercher la prolongation des anticlinaux hercyniens du bassin houiller sarrois en Lorraine. Dans les anticlinaux, le Houiller se relève à une profondeur accessible au-dessous de sa couverture, tandis que dans les synclinaux il reste inaccessible pour l'exploitation.

La partie centrale du Gutland est constituée par un pli en cuvette à très grand rayon de courbure, le synclinal de Weilerbach,

dont l'axe est indiquée 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 de plus de 100 m dans le forage de Longwy prouve qu'elle se prolonge jusqu'au delà de nos frontières. Le synclinal de Weilerbach correspond dans le Dévonien de l'Eifel à une cuvette hercynienne, formée de l'étage supérieur (Obere Koblenzschichten) du Dévonien inférieur, affleurant entre Daun et Gillenfeld dans l'Eifel volcanique et se prolongeant sans doute dans le socle dévonien du Gutland.

Au Sud de cette cuvette de l'Eifel volcanique, un **b o m b e m e n t a n t i c l i n a l**, indiqué par l'affleurement de la partie inférieure du dévonien inférieur (Siegénien), forme le bord méridional de l'Eifel. A cause de ce relèvement anticlinal, le dévonien affleure encore au fond de la vallée de la Kyll à Cordel, au nord d'Ehrang. A ce bombement hercynien correspond le **p l i a n t i c l i n a l** du secondaire de B o r n (Sûre inférieure) qui forme un des traits saillants de la tectonique du Gutland.

Entre les massifs de l'Eifel et du Hunsruck le plissement hercynien avait créé un grand synclinal de premier ordre qui se prolongeait par le Westerwald méridional et la vallée de la Lahn jusqu'à Marbourg en Hesse (Hessisches Synclinatorium) et dont la partie occidentale forme la cuvette de Wittlich. Dans la cuvette de Wittlich, le Rotliegendes supérieur repose en discordance sur la partie basale du dévonien moyen. Cette cuvette est superposée dans le Gutland par le synclinal posthume de la Syre.

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-est du Gutland n'est qu'une imitation de la structure du Hunsruck.

Le bord septentrional du Hunsruck constitue l'**a n t i c l i n a l** de la M o s e l l e m o y e n n e (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'ennoe sous la couverture de terrains secondaires de la région mosellane. A sa prolongation 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 Muschelkalk principal (Hauptmuschelkalk), à Gostingen et à Canach.

La partie centrale du Hunsruck présente la structure d'une large cuvette dont l'axe passe par Bernkastel, Trittenheim, Ockfen et Saarburg et auquel correspond dans la vallée de la Moselle la cuvette de Wintrange.

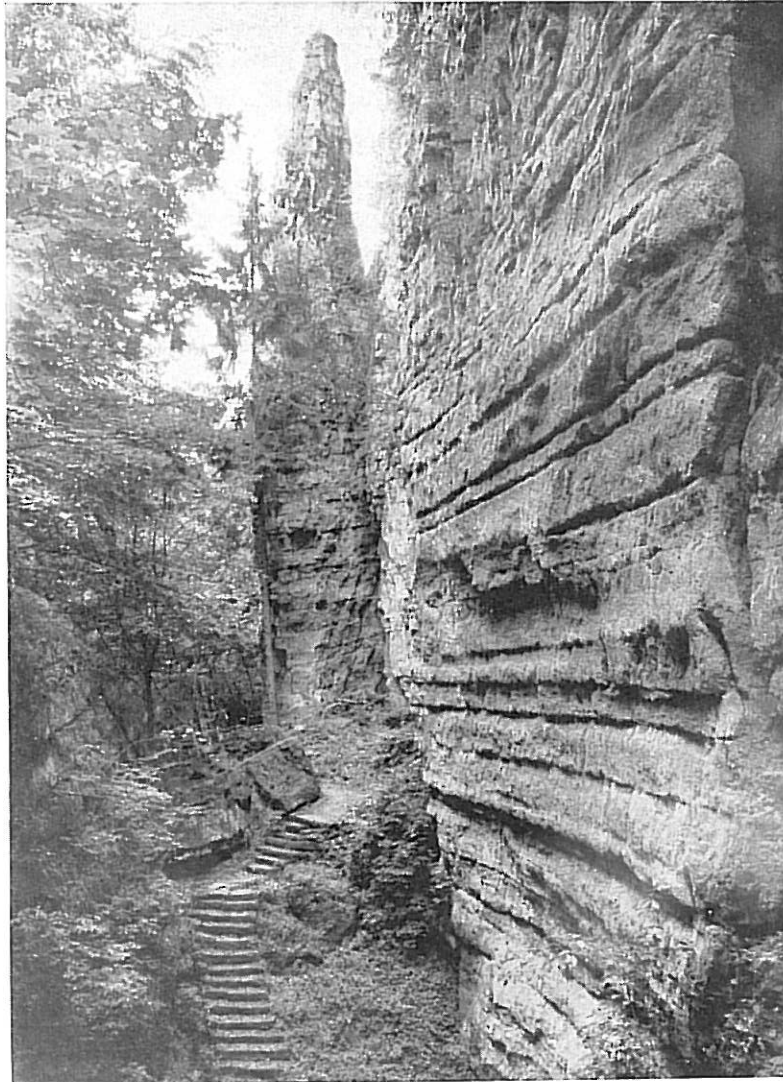


*Rochers dévoniens
aux environs
de Goebelsmühle*

Le bord méridional du Hunsruck est formé par l'anticlinal de Sierck, d'une structure assez compliquée et d'une grande importance

dans l'évolution post-hercynienne du massif Rhénan. Il marque la limite septentrionale du bassin houiller de la Sarre et aucun des nombreux sondages exécutés dans la prolongation du bassin houiller en Lorraine n'a jamais trouvé la houille dans le voisinage de l'anticlinal. Dans le noyau de l'anticlinal apparaissent dans le Schwarzwald Hochwald (région de Hermeskeil) les couches basales du Dévonien (Gédinnien) et dans la vallée de la Sarre, à Serrig, la tectonique se complique par un charriage, en suite duquel les couches inférieures du Dévonien inférieur chevauchent les couches moyennes de cet étage. L'anticlinal disparaît sous les couches triasiques à l'ouest d'Oberleuken. Le Dévonien réapparaît dans les environs de Sierck et dans le lit de la Moselle au sud de Schengen, mais il s'ennoie vite sous la couverture du mésozoïque.

*Les Gorges du Loup
près d'Echternach —
Détails de l'érosion
du Grès de Luxembourg*



Dans une dernière phase de l'orogénèse hercynienne, à la fin du Carbonifère, s'est créé le plissement très compliqué de la zone houillère

au bord septentrional de l'Ardenne et du Massif Rhénan et de la région houillère de la Sarre au bord méridional du Hunsrück.

En somme, l'orogénèse hercynienne avait créé un massif plissé qui occupait l'Europe occidentale et centrale et qui était encadré, au nord, par l'ancien continent calédonien ou Continent du Vieux Grès Rouge dont le socle du Massif de Brabant constituait le bord méridional, à l'ouest, par le Massif Armoricaire (Bretagne), à l'est, par le Massif de Bohême et au sud, par le Plateau Central et le socle du Massif des Vosges.

La pression tangentielle qui provoquait le plissement hercynien moulait les plis sur l'axe des plis calédoniens préexistants et les figeait contre le bord méridional de cet ancien continent, formé par le massif brabançon.

L'allure des plis calédoniens représente une grande courbe à convexité tournée vers le nord. Cette allure se répète dans les plis hercyniens qui esquissent ainsi, par répercussion, la même courbe, de sorte que l'allure en arc ouvert vers le nord est le trait caractéristique de la tectonique de l'Europe centrale et occidentale. Et comme les plis qui affectent ultérieurement les terrains secondaires (mésozoïques) sont des plis posthumes, il y a permanence de continuité dans la direction des plis depuis les temps géologiques les plus reculés. En dehors des plis il existe dans les terrains secondaires du nord de la Lorraine et du Luxembourg un faisceau de failles qui est également en corrélation avec la direction des plis du substratum hercynien.

La genèse du réseau serré de failles du Gutland est en interdépendance étroite avec les plis du secondaire. La plupart des grandes failles s'allongent suivant la direction des plis, et plis et failles peuvent se remplacer 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 plausible et presque indispensable 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 sans surcharge par une couverture puissante de sédiments surmontants. Car les grands plis réguliers et serrés ne naissent que dans une roche à grains fins, ensevelie dans une grande profondeur et sous une surcharge 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, qui n'est que l'effet de la pression appropriée à la condition pétrographique et à la puissance des sédiments.

Par suite de la disposition des plis hercyniens en arc ouvert vers le nord, la direction des plis est dans l'ouest du NW au SE; dans la partie centrale elle passe au W — E et dans la partie orientale elle est du SW au NE. On désigne la direction NW—SE comme *direction armoricaine*, la direction SW—NE comme *direction varisque*. Dans notre pays prédomine la direction varisque. Il en est de même pour les failles, sauf une exception que nous exposerons plus loin.

L'ennoyage. Par suite d'un ensellement des axes des plis, un ennoyage transversal s'est établi entre l'Ardenne et le Massif Rhénan qui traverse l'Eifel calcaire et le Luxembourg et se poursuit dans la Lorraine entre le Continent français (emplacement du Bassin de Paris) et les Vosges. Cet ennoyage transversal a une direction NNE—SSE ou *direction rhénane*. Cet

ennoyage est en corrélation avec un ensellement préexistant de l'axe des plis calédoniens qui s'enfoncent à l'est de Liège pour se relever dans la vallée de l'Erft. Cette zone d'ennoyage a gardé une certaine mobilité entre les massifs consolidés adjacents en surrection. L'ennoyage est encadré par des failles de direction rhénane et qui ont rejoué au tertiaire, ce qui démontre le caractère hercynien posthume de ces dislocations. C'est dans cet ennoyage transversal que se sont déposés les sédiments d'âge secondaire de notre pays et de la Lorraine. Cet ennoyage est un élément d'un caractère particulier dans la structure générale du plissement hercynien et qui donne à l'allure des dépôts triasiques de notre pays et de la Lorraine une certaine indépendance vis-à-vis des anciens massifs avoisinants. Bien que notre pays ne soit qu'une partie intégrante de la grande zone plissée hercynienne, il occupe quand même un élément si distinctif de cette zone qu'il n'est pas présomptueux de parler, nonobstant l'exiguïté du territoire, d'une géologie luxembourgeoise.

LA PÉRIODE CONTINENTALE POST-HERCYNIENNE.

APRÈS la surrection des plissements hercyniens, il existait une région montagneuse, mais il n'y a aucun indice qu'elle ait eu le relief accentué des Alpes actuelles. Au contraire, l'absence de l'affleurement de grands massifs cristallins et de roches métamorphiques semble indiquer qu'il ne s'agissait que d'un relief modéré. Car le plissement en soi ne signifie pas encore un relief montagneux. Le plissement s'accomplit dans la profondeur de l'écorce terrestre sous une puissante couverture et la surrection des plis en chaînes de montagnes dans le sens des géographes est une phase postérieure au plissement. Si cette surélévation peut provoquer une érosion si intense que le relief est abaissé au fur et à mesure que la chaîne s'élève, le relief restera toujours modéré. Dans les Alpes actuelles, nous rencontrons de grandes masses cristallines nées dans la profondeur de l'écorce à une température élevée et arrivée au jour, grâce à une surélévation intense après le plissement. Dans les chaînes hercyniennes, de telles masses cristallines sont restées dans la profondeur et ce n'est que dans les parties les plus exhaussées de l'anticlinal de l'Ardenne, dans les Hautes-Fagnes, que se montrent les apophyses de granit, précurseurs des grandes masses cristallines internes. On peut donc affirmer que les chaînes hercyniennes ne formaient à aucun moment les Alpes gigantesques de l'antiquité, telles qu'on se plaisait à les représenter autrefois. Quoi qu'il en soit, l'érosion intensifiée,

consécutive à une surélévation plus ou moins accentuée, a transformé les montagnes en une p é n é p l a i n e c'est-à-dire en une surface tellement aplanie par l'activité des eaux courantes et des agents atmosphériques 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 couche de matériaux de désagrégation, la roche saine n'apparaît que rarement. Les rivières sont dans leur phase de maturité ou de décrépitude et coulent en méandres divagants sur une surface aplanie et entre des versants de pente très effacée. Une région qui répond à cette conception de la pénéplaine existe p. ex. dans le Nord de l'Oesling, dans les „Fagnes” de Bas-Bellain, Huldange, Gouvy et dans la Haute-Fagne de l'Ardenne. Si nous nous imaginons les profondes vallées actuelles de l'Oesling comblées jusqu'au bord, nous avons de nouveau la pénéplaine terminale, telle qu'elle a été créée par l'action de l'érosion post-hercynienne et sur laquelle les tranches de schistes tendres engendrent les plateaux tandis que les terrains plus durs dessinent de petites saillies rectilignes et de direction varisque au-dessus des plateaux de schiste. Cette pénéplaine a été ensevelie sous les dépôts triasiques et jurassiques, 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 les traces de mouvements récents. La pénéplaine n'existe donc plus dans l'Oesling que dans ses 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.

LES DÉPOTS SECONDAIRES DE NOTRE PAYS.

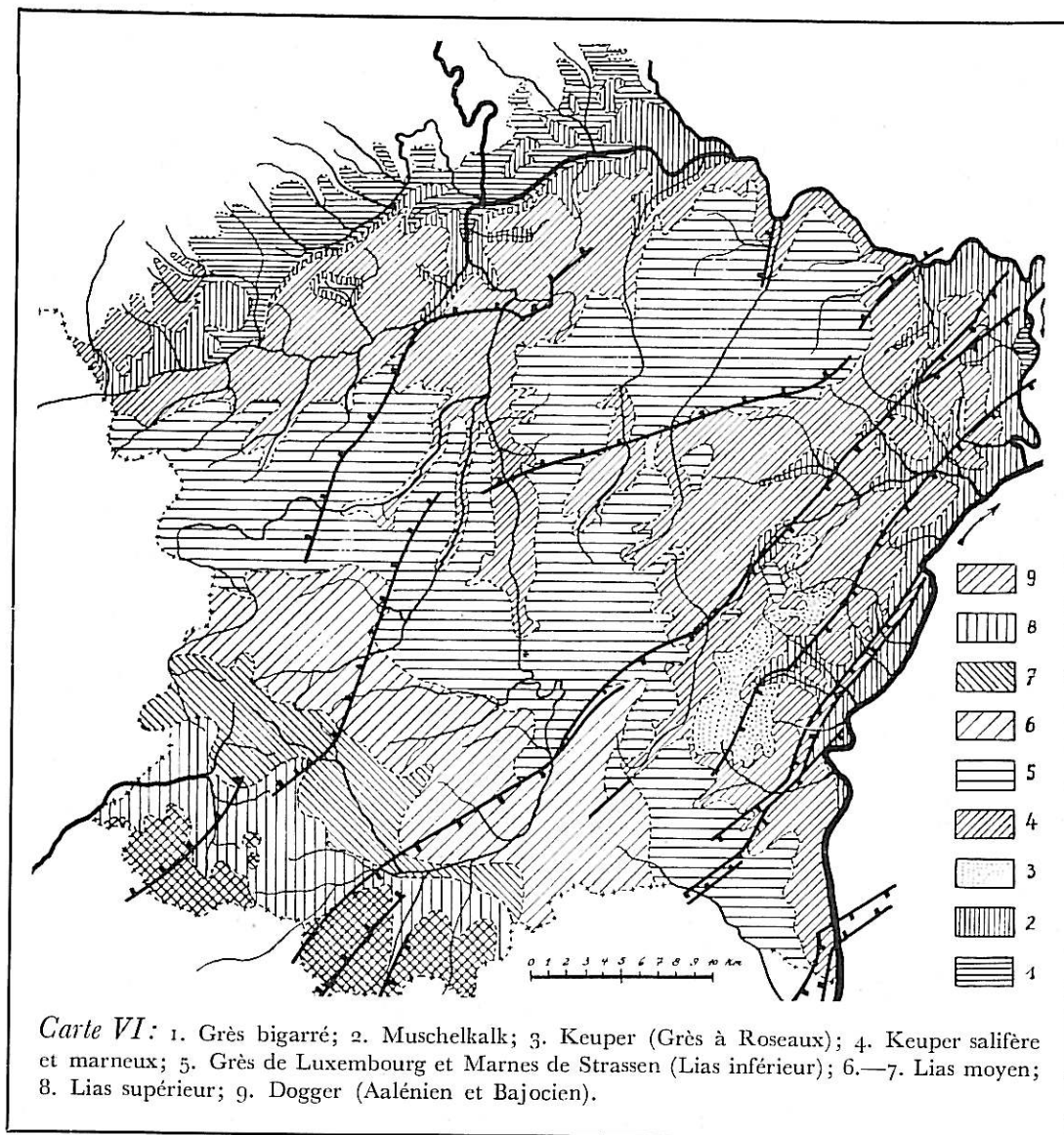
LE P e r m i e n m a r i n n'existe ni dans notre pays ni en Lorraine. Les dépôts formés dans ces régions au cours d'une période continentale de la durée du Permien comprennent des éléments détritiques que les rivières temporaires, à défaut de pente, laissaient sur place; ils remplissaient les dépressions et les inégalités de la surface de sorte que la pénéplaine s'enfouissait sous ses propres débris. C'étaient des éléments fins de schistes désagrégés et des fragments anguleux ou peu arrondis de la roche plus dure: grès, grauwacke ou



Paysage de la dépression intermédiaire entre l' Oesling et le Gutland (Vue prise du Helperknapp)

quartzite. Sous un climat chaud et aride, ces débris se sont recouverts d'une patine rouge-brun d'oxyde de fer. A cause de cette coloration vive, ces dépôts sont désignés Rotliegenden ou New Red Sandstone (voir Carte VI: Esquisse géologique du Gutland).

Ce n'est qu'avec le Trias que la mer est transgressive dans l'ennoyage eifélien et lorrain. Les dépôts des trois étages du Trias: Grès bigarré, Muschelkalk et Keuper présentent une disposition en grand cycle de sédimentation, en relation étroite avec les mouvements épirogéniques du sol. Le cycle commence avec les dépôts lagunaires et continentaux du Grès bigarré, formés en partie d'éléments remaniés du Rotliegenden dans une mer à fond très plat comme la mer des Wadden. Le Muschelkalk est une formation calcaire dans une mer en rétrécissement et sujette à un phénomène d'enfoncement contemporain à la sédimentation, dénommé „subsidence", tandis que le Keuper comprend des dépôts lagunaires et continentaux formés dans une



mer en transgression, peu profonde et alternant avec des émergences partielles, comme la mer du Grès bigarré.

Esquissons encore en quelques lignes la paléogéographie de l'Europe occidentale pour mettre en lumière les relations de l'aire de sédimentation de notre pays pendant le Trias avec les contrées avoisinantes.

Par les mouvements orogéniques hercyniens l'Ardenne, le Massif Rhénan et le Continent français avaient été exondés et ajoutés au Continent du Vieux Grès rouge.

Par des mouvements épirogéniques de compensation, une aire d'ennoyage se constituait sur les plis érodés calédoniens qui s'étendait sur l'Allemagne du Nord, la Campine et les Pays-Bas et se prolongeait jusqu'en Angleterre. Dans cette dépression la mer pénétrait au Permien moyen et supérieur qui s'étendait vers le Sud jusqu'au bord septentrional de l'Ardenne et du Massif Rhénan. Entre le Massif Rhénan et le Massif de Bohème s'était formé un ennoyage transversal, la dépression germanique, qui formait un pendant à la dépression eifélienne et lorraine. La mer permienne supérieure s'avancait par la dépression germanique vers le Sud jusque dans le Palatinat, mais n'avait pas encore accès dans la dépression eifélienne et lorraine.

Ces mouvements épirogéniques du Permien préludaient à un état de choses qui caractérise la paléogéographie du Trias.

Au Trias, la mer persistait dans la dépression de l'Allemagne du Nord; elle dépassait les dépôts permien de la dépression germanique et s'avancait dans l'Allemagne du Sud, recouvrait le socle hercynien des Vosges et de la Forêt Noire et pénétrait dans la dépression lorraine et son prolongement, la dépression du Rhône. Enfin, elle entraînait dans la dépression de l'Eifel et, s'avancant vers le sud, elle recouvrait notre pays vers l'époque du Grès bigarré ou Grès des Vosges.

Au début du Trias, la chaîne hercynienne érodée ne présentait plus de continuité topographique, mais elle était partagée en trois massifs restés en saillie et séparés par des zones d'ennoyage. C'étaient l'Ardenne et le Continent français, à l'ouest, le Massif Rhénan y compris le Hunsrück, au centre et le Massif de Bohème, à l'est. L'ouest et le centre étaient séparés par l'ennoyage eifélo-lorrain, le centre et l'est par l'ennoyage germanique, tandis que le continent des Vieux Grès Rouges était recouvert par la mer du Nord. Le Luxembourg faisait partie de l'ennoyage eifélien-lorrain, bordé à l'ouest par l'Ardenne et le continent français, à l'est par le Massif Rhénan. L'anticlinal de Sierck était resté en saillie et marquait un étranglement dans l'ennoyage et la limite entre la partie lorraine et la partie eifélienne. Les lignes de rivages étaient orientées approximativement suivant le méridien et se déplaçaient vers l'ouest et vers l'est. A l'ouest, les lignes de rivages sont marquées par un faciès littoral très prononcé, à l'est, elles ne sont bien distinctes que dans le Trias inférieur. Cette direction suivant le méridien et qui implique l'extension du Trias sur l'Oesling et l'Ardenne orientale, paraît être en contradiction avec la carte géologique qui montre une disposition de couches triasiques en zones concentriques et régressives 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 ligne de rivage, mais une limite d'érosion, marquée par la flexure suivant laquelle l'Oesling et le Hunsruck ont subi une surélévation par rapport au Gutland, resté en arrière et, par conséquent, moins exposé à l'érosion. Au Trias, le Bassin de Paris n'existait pas encore. La conclusion erronée d'après laquelle le triasique a été déposé dans un golfe s'ouvrant vers le SW est en contradiction avec la répartition du faciès littoral et la paléogéographie. La conception d'après laquelle l'aire de sédimentation triasique du Luxembourg et de la Lorraine n'aurait aucune relation avec le Bassin de Paris, avait déjà été entrevue par Elie de Beaumont, qui caractérisait le Trias lorrain „comme une portion du sol germanique qui fait incursion au milieu de nos départements” (Explications de la carte géologique de France, tome II, page 7; 1848).

L'étage inférieur du Trias, le Grès bigarré, repose en discordance sur les plis érodés du Dévonien et commence par un cailloutis, composé d'éléments de quartz blanc, de quartzite et de grès quartzeux jaunâtre ou gris, provenant de la destruction des couches dévoniennes. Ce cailloutis forme le conglomérat de base, c'est-à-dire une formation de cailloux par laquelle débute une invasion marine, qui est déposée en transgression sur le substratum dont elle nivelle les aspérités et qui fait bientôt place à des éléments moins grossiers. Chaque transgression marine envahissant une région exondée commence par un conglomérat de base, qui est l'indice non pas de l'emplacement des lignes de rivages, mais d'une transgression marine sur une région exondée. Ainsi nous rencontrons le conglomérat basal au contact du Grès bigarré avec le Dévonien dans le forage Kind à Mondorf, dans le forage de Longwy et sur le bord méridional de l'Oesling, comme au contact du Grès bigarré avec son substratum dévonien au bord occidental du Hunsruck. Au bord de l'Oesling, le Grès bigarré est en partie enlevé par l'érosion et il ne reste qu'un placage de cailloutis très résistant d'une puissance de 1 à 8 m, exploité dans des ballastières pour l'empierrement de nos routes.

Ce cailloutis ne se trouve pas seulement à la base du Grès bigarré, mais à la base de toute formation triasique ou jurassique qui transgresse sur le substratum dévonien. Ce sont toujours les mêmes gros éléments provenant des roches qui faisaient saillie sur le fond dévonien.

Le Grès bigarré comprend trois subdivisions. Mais nous ne nous arrêtons pas à ces détails, car nous voulons présenter une vue d'ensemble pour confirmer quelques règles générales qui président au plan-directeur de la construction géologique de notre pays.



Modèle d'un paysage dans le Keuper près de Bourglinster

Somme toute, le Grès bigarré comprend une suite de grès jaunes, bruns et rouges avec intercalation, dans la partie moyenne, de cailloutis quartzeux et de rognons de dolomie, avec entrecouches de marnes dolomitiques violacées. Vers le sommet, c'est une formation plutôt désertique qui renfermait des marais salants et des dépôts de gypse. Aussi le grès donne-t-il de l'eau douce seulement aux contours des affleurements, exposés depuis longtemps au lessivage. A l'intérieur de la formation, l'eau est minéralisée et tient en solution surtout du sel gemme. Ainsi les puits de forage de Mondorf, les sources de Born, de Schengen et de Kontz qui sortent du Grès bigarré, donnent de l'eau salée. A Mondorf, le grès donne une eau curative appréciée. A Born, la source salée a été exploitée, d'après les documents historiques, depuis le 15^e siècle. D'après un plan des lieux, qui porte la date de 1507, il existait déjà à cette époque un bâtiment de graduation, renfermant 5 bassins et les poêles nécessaires à la préparation du sel. Les sources de Born restaient en exploitation jusqu'en 1749. Toutes ces sources naturelles jouaient sans doute un rôle jusque dans les temps

les plus reculés de notre histoire pour l'approvisionnement du pays en sel gemme et formaient des centres d'attraction pour la colonisation.

Au Grès bigarré est superposée une formation franchement marine, le *Muschelsandstein* ou Grès coquillier, qui renferme des lamelli-branches, des brachiopodes et des encrines, tandis que le Grès bigarré ne contient que de rares traces de végétaux. Dans le *Muschelsandstein*, le grès dolomitique et la dolomie prédominent à la base et au sommet, la partie moyenne est constituée par des marnes bariolées. Il y avait donc subsidence du fond de la cuvette de sédimentation, mais la mer n'avancait pas sur le continent et le Grès coquillier ne transgresse guère sur les limites du Grès bigarré.

Cette subsidence est de nouveau remplacée par un régime lagunaire et il se formait au-dessus du Grès coquillier un dépôt de marnes bariolées d'une puissance de 60 m, renfermant à son sommet des lentilles de gypse (Reisdorf, Bettendorf, Schengen, Machtum, Rosport), ce qui prouve que l'assise, dénommée *groupe de l'anhydrite*, s'est déposée dans une mer en retrait.

Avec le *Muschelkalk supérieur* (*Hauptmuschelkalk*) apparaissent des roches constituées par une dolomie très résistante d'une puissance de 40 à 60 m. Cet étage correspond à la phase de profondeur maximum de la mer triasique, mais quant à son extension, la mer est en retrait sur les étages inférieurs.

Le *Keuper* se compose presque exclusivement de marnes bariolées avec des lentilles de gypse et des empreintes de sel gemme. La mer était en transgression sur le continent, mais la présence de gypse et de sel gemme est l'indice d'une mer très 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. Dans la partie moyenne du *Keuper* il existe un grès tendre, le Grès à Roseaux ou *Schilfsandstein*, qui représente une formation franchement continentale.

Le Grès bigarré avec ses conglomérats et le Grès coquillier (*Muschelsandstein*) forment un premier groupe de roches dures marquant un gradin dans le modelé du paysage. Au dessus, les marnes bariolées du groupe de l'anhydrite donnent une topographie molle. Puis, le *Hauptmuschelkalk* se présente comme roche particulièrement dure qui forme un gradin très prononcé avec une corniche visible le long de la vallée de la Moselle, de la Sûre inférieure et moyenne et de la Wark. Le *Keuper* ne forme que des collines et des pentes au relief effacé. Seul le *Schilfsandstein* présente dans la vallée de Trintingen et ses alentours un petit escarpement local.

Dans la région comprise entre le bord de l'Oesling et la vallée de l'Attert, le facies normal du Trias, tel qu'il existe dans la région mosellane et de

la Sûre inférieure et moyenne, change complètement. Le Hauptmuschelkalk n'y existe pas et les autres étages du Triasique, sauf le Steinmergelkeuper, se composent de grès, de dolomies gréseuses et de conglomérats avec des entre-couches de marnes gréseuses, présentant les caractères des dépôts du littoral. Par suite de l'action chimique et de la désagrégation, les galets siliceux et les conglomérats s'accumulent par élimination des éléments moins résistants et s'ajoutent au conglomérat de base et aux dépôts de cailloutis des vallées de telle sorte que le démêlement des différentes assises et leur identification avec le facies normal est assez délicat.

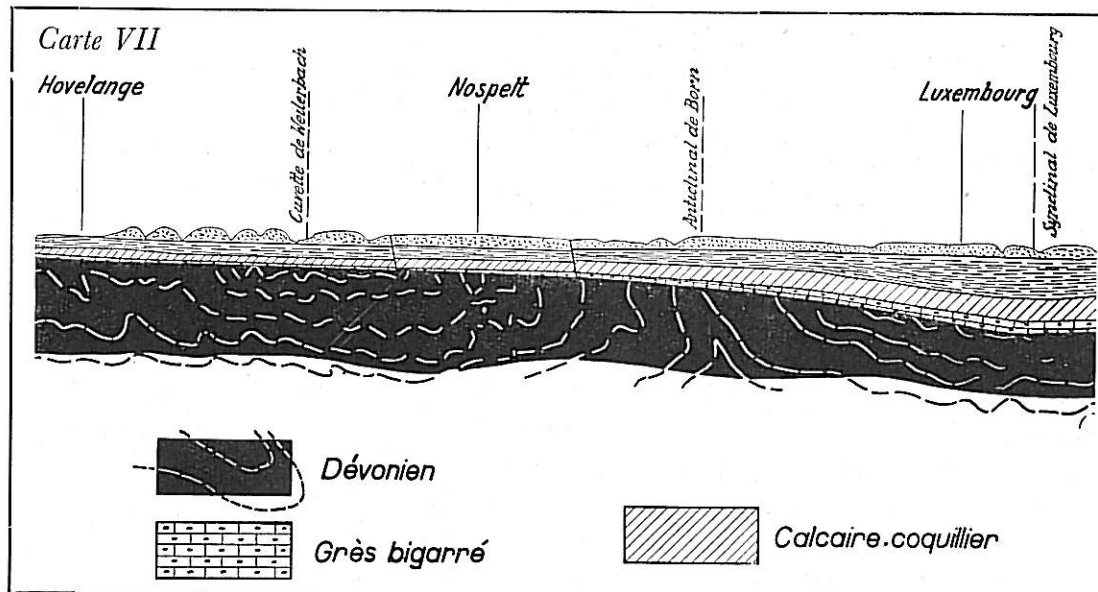
Par contre, dans la région située entre le bord de l'Oesling et la vallée de la Sûre moyenne, d'Ettelbruck à Reisdorf, et dans l'Eifel adjacente, le facies pétrographique du Trias ne diffère guère du développement normal. Cette anomalie apparente, par rapport au développement à l'ouest d'Ettelbruck, s'explique par le fait que la bordure terminale du Triasique dirigée du SW au NE, telle qu'elle se présente aujourd'hui, est l'effet de l'érosion récente. La ligne de rivage n'a rien à faire avec cette limite d'érosion. (Voir page 541).

Au sommet du Keuper se place l'étage rhétien, représenté par des argiles feuilletées noirâtres, des grès micacés et des argiles rouge foncé qui forment une couche de repère précieuse entre le Keuper et le Lias. Le grès renferme une ou plusieurs minces entre-couches de conglomérats avec des cailloux noirs ou foncés, très durs. Les différents horizons de l'étage rhétien présentent une grande variété de puissances. Les argiles feuilletées et les grès se réduisent d'une épaisseur de plusieurs mètres à zéro pour réapparaître à assez courte distance. Le conglomérat et les argiles rouges, abstraction faite d'un changement de puissance très sensible, sont toujours représentés, mais par endroits réduits à une puissance de 8 à 10 cm, de sorte que l'étage rhétien a entre Schengen et Remich 15 à 20 m, entre Echternach et Graulinger 0.80 à 0.08 m, dans la vallée de l'Alzette entre 7 et 2 m, dans la vallée de l'Attert entre 13 et 2 m. A ces variations de puissance s'ajoute le brusque changement du facies. L'argile feuilletée noirâtre à la base est une formation lagunaire, le grès avec le conglomérat renferme une faune marine très caractéristique et les argiles rouges sont une formation continentale. Ces changements sont l'indice de mouvements tectoniques brusques et appréciables. Or, le Rhétien marque le point culminant de la transgression triasique. La mer avance sur tout le pourtour de l'ancien massif ardennais et pénètre au bord méridional de l'Ardenne actuel jusqu'à Jamoigne, dans la vallée de la Semois. La ligne de rivage triasique, d'une direction méridienne si caractéristique, passe à la direction varisque ou SW—NE. Cette transgression est générale dans l'Europe occidentale. C'est le début de la grande transgression liasique qui change du tout au tout la paléo-

géographie de cette région par l'inondation de l'aire d'ennoyage sur l'emplacement du continent français, qui formera, au jurassique, le Bassin de Paris (voir Carte VII: Coupe NW-SE du Gutland. Mésozoïque avec son substratum dévonien).

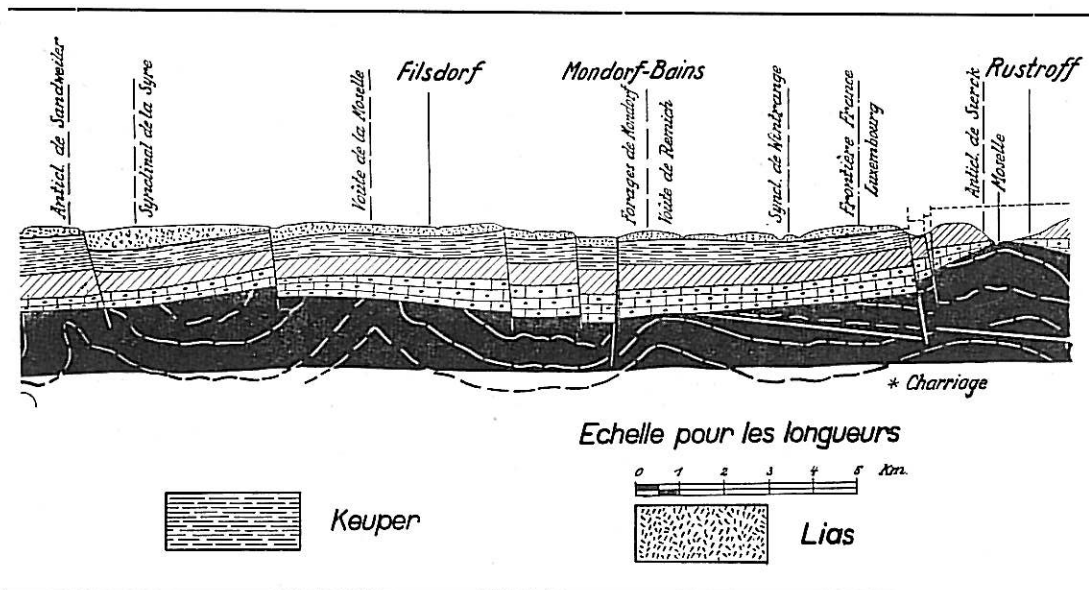
Les dépôts du Liass tranchent nettement sur les formations du Trias. Les roches arénacées et les marnes bariolées sont remplacées par des marnes et calcaires sombres et avec l'insignifiance de la faune triasique contraste l'éclosion d'un monde organique d'une abondance remarquable, caractérisé surtout par l'épanouissement des Ammonites. Chacune des nombreuses subdivisions ou zones du Jurassique est caractérisée par le nom d'une ammonite, qui reste le même à travers les changements lithologiques sur une grande étendue horizontale, mais qui change vite dans le sens vertical. Les communications marines faciles favorisaient tellement les migrations de la faune que nous retrouvons les mêmes espèces dans toute l'Europe centrale et occidentale. Dans cette uniformité lithologique, le pays des deux Luxembourg, situé en bordure d'un continent qui s'affaisse, présente des particularités qui le distinguent de la région suabo-lorraine et qui sont provoquées par le changement de direction de la transgression et par l'amplitude des mouvements épirogéniques.

La mer, en transgressant vers l'ouest, accumulait des dépôts littoraux au bord méridional de l'Ardenne. Mais le mouvement tectonique qui causait ce changement dans la direction des rivages. effectuait aussi un changement dans la direction des courants littoraux.



Dans la haute mer liasique, c'est-à-dire en Lorraine et en Alsace, les marnes et les calcaires de couleur sombre se répètent dans une alternance ininterrompue. Dans le Luxembourg, en partant de Hettange vers Arlon et Virton, l'assise inférieure du Lias, la zone à *Psiloceras planorbis*, s'ensable vers le sommet. Les courants marins, dirigés par les ridements du fond d'une mer peu profonde, répartissaient les sables entraînés à la mer par les eaux courantes et les déposaient en traînées parallèles au rivage, c'est-à-dire dans une direction Est-Ouest. Ainsi se constituait l'importante sédimentation sablonneuse du Grès de Luxembourg qui donne au Lias luxembourgeois non seulement une note géologique particulariste, mais qui détermine dans le Gutland les paysages luxembourgeois typiques.

Le grès de Luxembourg remplace latéralement une partie des marnes du Hettangien supérieur (zone à *Am. angulatus*) et une partie des marnes et calcaires du Sinémurien inférieur (zone à *Am. Bucklandi*), chevauchant de l'est à l'ouest sur les deux zones. C'est donc une énorme lentille de grès, intercalée dans le facies marneux et calcareux normal du Lias, placée non pas suivant un plan normal, mais suivant un plan oblique qui recoupe différentes zones paléontologiques. Cette position du grès de Luxembourg n'a été reconnue qu'après d'interminables et chaudes discussions entre géologues belges et français, qui ont duré pendant plusieurs décades à la première moitié du 19^e siècle. C'est à ces discussions que le grès de Luxembourg doit sa renommée parmi les géologues.



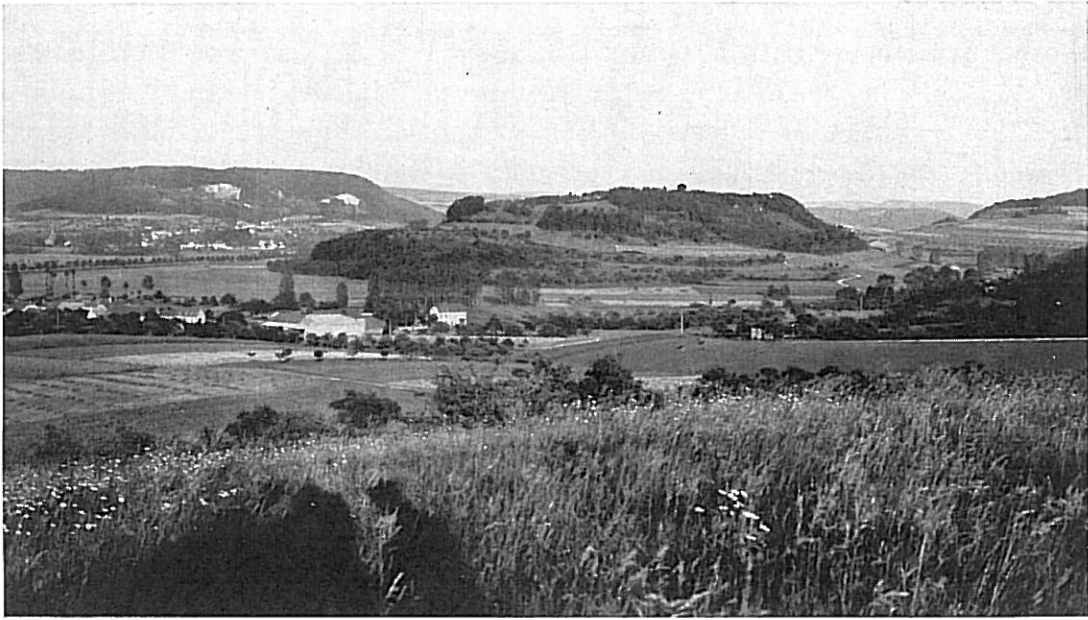
Pour l'économie et le progrès sanitaire du pays, le grès a une autre grande renommée comme r é s e r v o i r d' e a u p o t a b l e abondante et de bonne qualité. C'est un grès perméable, formé de grains de quartz agglomérés par un ciment calcaireux, d'une puissance de 80 à 100 m et d'une surface de presque 500 km² ; il repose sur des marnes imperméables et est recouvert par les marnes et calcaires à *Gryphaea arcuata*, désignées comme „marnes de Strassen”. Toutes les conditions pour fournir une eau abondante, bien filtrée, existent et au fond des vallées sortent de nombreuses sources d'un débit remarquable. La répartition de ces sources n'est pas livrée au hasard, mais en dépendance étroite avec la tectonique de détail du grès.

Le grès de Luxembourg est très fissuré et présente aux bords des vallées profondes des crévasses béantes. Dans le sens vertical, il est divisé par un système de diaclases qui se coupent sous un angle assez variable. Les diaclases (fentes) sont l'effet de mouvements tectoniques. Les crevasses béantes naissent à la suite d'une poussée dans le vide, occasionnée par l'érosion des eaux courantes au pied des parois abruptes des vallées. Ces parois reposent sur un soubassement instable de marnes et, sur cette ligne de contact de deux terrains contigus d'une différence de résistance notable, l'érosion est très efficace. De ces particularités résulte un modelé de paysage pittoresque dont le charme est rehaussé par une belle végétation forestière.

Le plateau du Grès de Luxembourg est traversé de part et d'autre par de profondes et étroites vallées, encaissées jusqu'à la base formée de marnes peu résistantes. Par suite de l'érosion de ce soubassement, l'élargissement des vallées se fait par l'éboulement de grands pans de rochers qui forment des éboulis chaotiques au fond des vallées. Par l'ébranlement de la base les crevasses s'élargissent, l'érosion aidant, en ravins ou forment des passages étroits entre de hautes murailles rocheuses. Ce paysage pittoresque, auquel une publicité touristique mal avisée donne le nom pompeux de „Petite Suisse”, a le charme incontestable des miniatures, mais cède de loin le pas à l'Oesling, qui donne l'impression presque obsédante d'une grandeur calme.

A cause de la solubilité facile du ciment calcaire, le grès de Luxembourg se transforme en sable siliceux meuble, peu fertile, qui convient à la forêt, mais se prête mal à la culture des céréales. Le plateau du grès porte de ce chef les plus vastes forêts du pays. Mais là où existe sur le grès une couche de marne ou de calcaire de l'étage superposé des „marnes de Strassen”, se forme un sol arable d'une grande fertilité et la forêt cède le pas aux belles moissons.

Après l'intercalation du facies gréseux, l'alternance de marnes et de calcaires foncés qui d'ailleurs n'est jamais interrompue dans la partie sud-est



Paysage triasique aux environs de Mersch

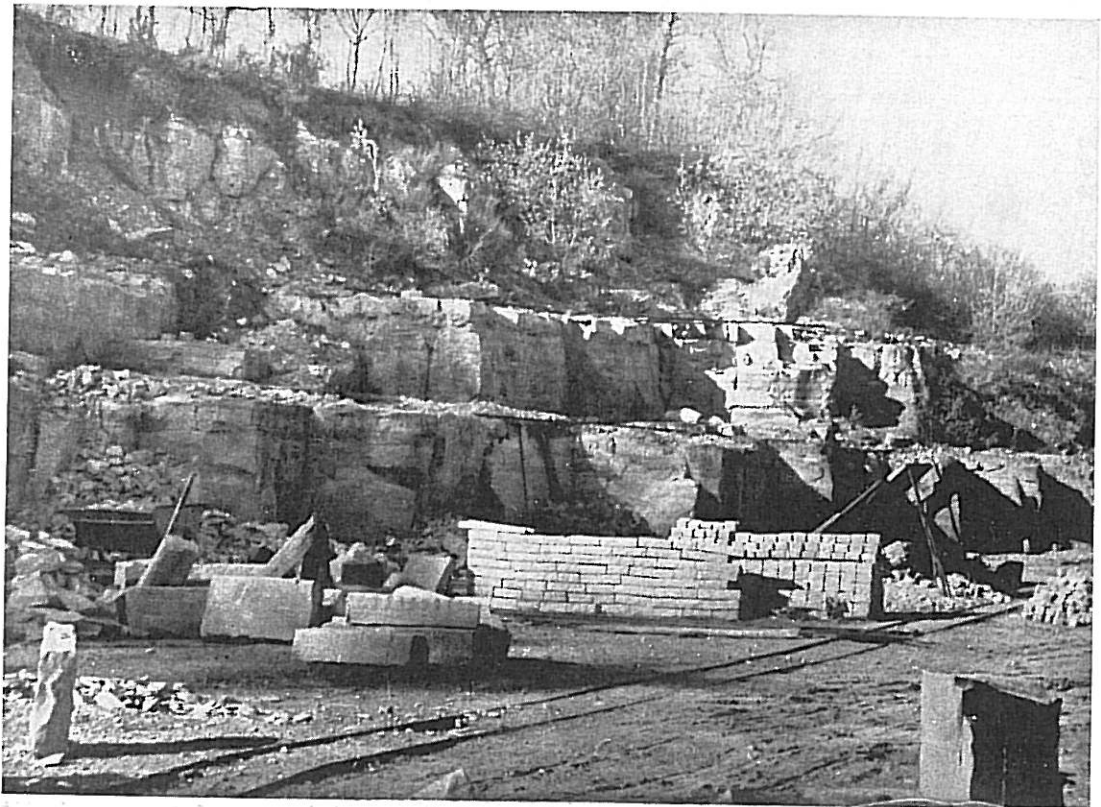
du pays, reprend la prédominance et se poursuit par tous les horizons restants du Lias. Le géologue y distingue toute une gamme d'étages, bien caractérisés par leur faune, notamment par les Ammonites, mais qui ne se traduisent guère ni dans la composition de la roche ni dans la topographie. C'est le pays du sol argileux gris ou jaunâtre, d'un relief amolli, légèrement ondulé, avec des pâturages gras, des champs fertiles et de belles forêts de chênes.

Le caractère littoral de la sédimentation réapparaît encore une fois dans la partie supérieure du Lias moyen, dans la zone à *Am. spinatus*. A l'Est d'une ligne, passant de Noertzange à Bertrange, cette assise présente un faciès normal de marnes foncées. A l'Ouest de cette limite, elle s'ensable et est constituée par un grès calcaro-ferrugineux, désigné comme „Grès de Dippach” ou „Macigno d'Aubange”. Ce grès présente un relief assez prononcé à Dippach, Garnich, Fingig et dans le Luxembourg belge. Entre Garnich et Fingig, ce grès ferrugineux a donné autrefois lieu à quelques essais d'exploitation comme minerai de fer.

A la base du Lias supérieur ou Toarcien se rencontre le faciès si répandu dans l'Europe centrale du Schiste bitumineux,

bien caractérisé par sa faune et sa composition pétrographique. Le schiste bitumineux affleure dans le Grand-Duché entre Bettembourg et Pétange et se poursuit dans le Luxembourg belge par Athus, Aubange, la Ruette et jusqu'à Lamorteau où il passe au facies sableux. Ce sont des argiles calcareuses de couleur noire, onctueuses au toucher, divisibles en feuillets minces, qui par exposition à l'air se transforment dans une argile jaune sale. Le schiste renferme souvent des nodules de pyrite et, par altération, des cristaux de gypse. Les fossiles abondent, surtout *Am. communis* et *Posidonomya Bronni*, qui a fait donner au schiste le nom de „schiste à Posidonies”.

Le schiste à Posidonies est caractérisé par une teneur sensible de matière organique, qu'on désigne sous le nom général de bitume. Cette substance fait corps avec la matière inorganique de la roche que les dissolvants n'en séparent pas. Soumis à la distillation sèche, les schistes bitumineux fournissent une huile analogue au pétrole brut.



Carrières à Gilsdorf. Grès triasique donnant une pierre de taille résistante et belle

*Vallée
du Hallerbach
aux environs
de Beaufort*



Les schistes bitumineux se sont formés dans une mer intérieure avec des conditions topographiques spéciales, ne permettant pas l'existence de courant

de fond amenant de l'oxygène en quantité suffisante pour alimenter les bactéries qui débarrassent le fond de la mer des organismes planctoniques. Ceux-ci s'accumulaient en masses considérables et en se mélangeant à la vase, ils donnaient des boues de putréfaction qu'on doit considérer comme la matière première des roches bitumineuses.

A plusieurs reprises, des essais pour distiller le schiste bitumineux aux fins d'extraire de l'huile minérale furent entrepris dans notre pays, mais sans résultats tangibles. Des recherches scientifiques sur une vaste échelle ont été faites par M. Gustave Faber, qui ont démontré que la partie inférieure d'une puissance de 10 à 12 mètres de l'assise renferme du bitume, réparti d'une façon

très inégale et que le schiste a un rendement variable de 4 à 7 % d'huile minérale. D'après le calcul de M. Faber, le gisement du schiste bitumineux du Grand-Duché a une superficie de 80 à 90 km². En admettant une épaisseur moyenne de 10 mètres et un rendement moyen de 3 % en volume, on pourrait obtenir 240 à 270 millions d'hectolitres d'huile brute, qui fourniraient au moins 160 à 180 millions d'hectolitres d'huiles légères, huiles lampantes, huiles de graissage etc. Il ne s'agit que de trouver un procédé industriel à bon marché pour extraire l'huile brute.

La partie supérieure du T o a r c i e n (Lias supérieur) ne présente pas de particularités qui pourraient la différencier des autres étages du Lias. Les schistes feuilletés noirs se poursuivent avec une puissance d'une quarantaine de mètres et avec de grands septaria vers le sommet. Puis c'est de nouveau une alternance de marnes et de sable marneux qui présente le modelé d'une plaine entrecoupée par des ondulations aux formes molles.

Le D o g g e r, successeur du Lias, s'annonce au contraire dans notre pays et dans la Lorraine voisine par un changement brusque du relief, des couleurs, de la composition minéralogique et de la faune. Le passage tranché du Lias au Dogger présente un des tournants dans l'histoire géologique du pays, qui a eu de vives répercussions jusque dans notre histoire humaine.

Le Dogger commence avec l'étage A a l é n i e n de la nomenclature géologique. Cet étage renferme dans le Sud-ouest de notre pays et en Lorraine la f o r m a t i o n f e r r u g i n e u s e ou la m i n e t t e tout court. Le Luxembourgeois comprend par ce terme le paysage si caractéristique de la Terre Rouge, la formation ferrugineuse et la base de la vie industrielle et économique du pays, car le minéral de fer, en tant que matière première de notre industrie sidérurgique et en tant que fournisseur de scories phosphatées pour notre agriculture, occupe de loin le premier plan parmi les richesses de notre sous-sol.

Après la monotonie de la plaine du Lias supérieur, l'Aalénien est marqué par un changement brusque du relief. Au delà des vallées plates de l'Alzette et de la Chiers s'élève une côte boisée aux flancs abrupts que la vallée de l'Alzette à Audun-le-Tiche découpe en deux parties.

La partie Ouest va de Belvaux à Rodange, précédée par les avant-postes de buttes isolées, le Zolverknapp, le Letchef et le Ratten et festonnée par les promontoires du Prinzenberg et du Titelberg. En avant du Zolverknapp s'étalent dans la direction SW—NE des collines au profil mou qui se poursuivent jusqu'à Limpach et qui forment la limite entre le domaine du Rhin et de la Meuse.

La partie Est de la côte, d'Esch à Dudelange, s'indente par les découpures profondes des vallées de Kayl et de Dudelange et est précédée de la butte détachée du Mont-Saint-Jean. A Dudelange, la côte est brisée à angle droit et se poursuit, sensiblement rectiligne, dans la direction du méridien depuis le Gintzenberg-lez-Dudelange jusqu'à Metz, présentant un rempart presque ininterrompu, avec le regard vers l'Est. C'est la côte de la Moselle, le rempart le plus avancé de la protection naturelle du Bassin de Paris.

La côte se termine en haut par un replat formé par une assise marneuse qui constitue le soubassement d'une suite de calcaires jaunâtres ou blancs formant un flanc abrupt supérieur, plus reculé. Le calcaire est décapité par une surface d'érosion tabulaire, le plateau d'Aumetz.

Tandis que la plaine est livrée à l'exploitation agricole et occupée par les centres industriels du bassin minier, le plateau calcaire, dépourvu d'eau, est couvert de grandes forêts et ne porte que des fermes isolées.

C'est sur le flanc abrupt inférieur qu'affleure tout l'étage aalénien (Dogger inférieur). Avec le replat commence le Bajocien, composé à la base de marnes grises micacées, passant au calcaire, jaunâtre en bas, blanc en haut et qui renferme des roches détritogènes et des récifs à polypiers.

L'Aalénien en bloc de notre pays est recoupé par une faille de première importance, la faille d'Audun-le-Tiche, dont l'influence est manifeste jusque dans la formation ferrifère même. Cette faille, de direction SW—NE, a un rejet de 125 m à Audun et marque la limite naturelle entre le bassin ferrifère d'Esch et le bassin de Differdange. Le bassin d'Esch est recoupé par la faille médiane d'un rejet de 40 m. Les autres dislocations, faille de Differdange et faille d'Ottange, sont d'importance locale. Toutes ces cassures ont la direction NE—SW du plissement hercynien. Cette direction privilégiée dans la tectonique générale de notre pays prédomine jusque dans les détails dans la structure du bassin ferrifère lorrain-luxembourgeois. Non seulement les grandes failles et les anticlinaux et synclinaux sont parallèles à cette direction, mais même les renflements d'épaisseur des couches et la composition chimique persévèrent plus longtemps dans cette direction que dans toute autre.

L'étage aalénien renferme toute la formation ferrugineuse qui 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 géologiques bien caractérisées par leur aspect lithologique, paléontologique et tectonique.

Le facies siliceux comprend quatre couches de minerai de fer siliceux bien développées dans le bassin de Differdange et dans la partie

Ouest du bassin d'Esch. Les couches de minerai de fer alternent avec des entre-couches gréseuses que le mineur appelle „Buch” (livre). Le „Buch” est un grès marneux, se débitant en feuillets et renfermant, comme la couche de minerai, des oolithes, mais en petites quantités. La couche se compose de la même roche, mais entremêlée avec une telle accumulation d'oolithes qu'elle forme un minerai exploitable. Dans la partie orientale, entre la faille médiane et la vallée de Duderange, l'Aalénien ne renferme pas de couches siliceuses exploitables.

Du point de vue paléontologique, le grès et les couches siliceuses sont caractérisés par l'éclosion soudaine du type d'Ammonite du genre *Dumortieria*, qui est également très commun dans l'Aalénien inférieur du Bassin de Paris, du Bassin du Rhône, dans la dépression de l'Allemagne du Nord et en Angleterre, mais qui est très rare et se présente sous d'autres espèces en Alsace et en Souabe. Les communications avec l'aire de sédimentation de l'Allemagne du Sud n'existaient plus et notre pays, avec la Lorraine, était depuis le commencement de l'Aalénien en relation d'échanges avec l'Europe occidentale.

Comme nos recherches sur notre bassin minier ont démontré une liaison étroite entre les caractères des couches de minerai de fer (épaisseur, richesse, caractère chimique) et la topographie structurale du fond de la mer aalénienne, on peut 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 appartenant au faisceau calcaire. Dans le bassin d'Esch, le faisceau calcaire se présente avec une belle ampleur et comprend trois couches principales et 3 à 4 couches d'ordre secondaire. Dans le bassin de Differdange, après le riche épanouissement du faisceau siliceux, le faisceau calcaire ne comprend que deux couches de peu d'importance. Ces deux bassins sont séparés par la faille d'Audun-le-Tiche et il faut voir dans cette faille l'image amplifiée d'un obstacle survenu au moment de la formation des faisceaux calcaires. 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, qui étaient les mêmes dans les deux bassins au temps de l'Aalénien inférieur et qui changeaient de part et d'autre de la faille au début de l'Aalénien supérieur.

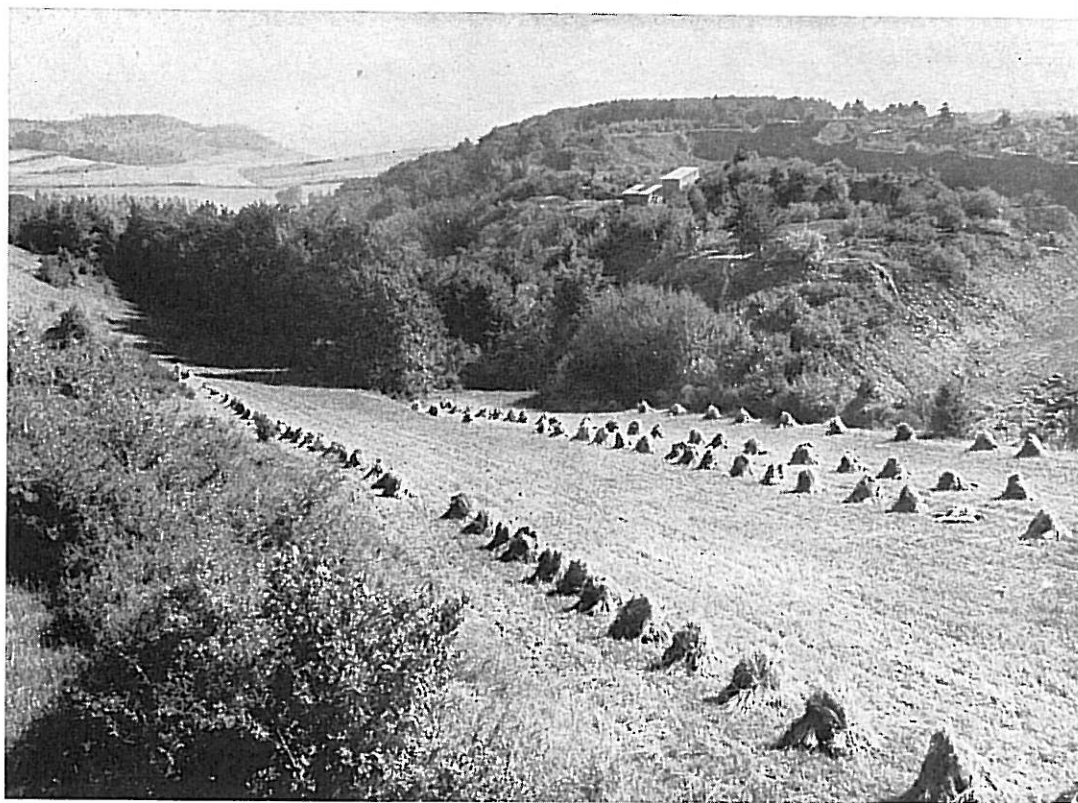
L'interdépendance étroite établie entre la consistance de la formation ferrugineuse et la topographie structurale souterraine du bassin minier a permis d'esquisser une théorie génétique de la minette dans laquelle l'activité tectonique et la topographie du fond de la mer à l'époque aalénienne entrent comme des facteurs déterminants de la genèse du minerai de fer oolithique.



Exploitation du minerai à ciel ouvert près de Tétange

Au sommet du faisceau calcaire des deux bassins se trouve une surface taraudée, lavée par les eaux d'une mer en retrait et recouverte par des galets. C'est une surface d'émersion qu'on a pu constater de Rodange à Nancy et qui met un terme à la formation ferrugineuse luxemburgo-lorraine.

La transgression marine reprend avec un banc de passage d'environ 0.50 à 1 m, qui tient encore de la formation ferrugineuse par son caractère gréseux, par la présence d'oolithes éparses et par une faune apparentée à l'Aalénien. Mais bientôt le changement devient décisif et avec les marnes grises micacées, qui forment le toit imperméable de la minette contre une nappe d'eau abondante circulant dans les calcaires à polypiers, commence le Bajocien (Dogger moyen). Les marnes sont bientôt remplacées par les calcaires et le Bajocien est un facies calcaire par excellence. On en retire le calcaire d'Audun-le-Tiche, qui est employé comme pierre de taille en Lorraine et dans le Sud-Ouest de notre pays depuis l'époque gallo-romaine.



Paysage de la formation ferrifère oolithique entre Rumelange et Kayl

La minette représente une richesse naturelle de notre sous-sol, vraiment nationale. Elle forme la base de notre puissante sidérurgie et est la cause de la prospérité luxembourgeoise d'avant-guerre qui n'avait guère d'égale dans aucun pays d'Europe. Par une symbiose nationale étonnante, notre industrie et notre agriculture, nos finances et notre économie politique et sociale en dépendent et en profitent.

La mise en exploitation de la minette, qui a pris son essor puissant par l'invention de Sidney Thomas, a vraiment renouvelé la face du pays.

Le procédé Thomas a créé la possibilité de l'extension de notre sidérurgie et sauvé nos régions agricoles, surtout l'Oesling, de la misère en dotant l'agriculture d'un engrais indispensable et efficace pour la plupart de nos sols arables, pauvres en phosphate et en calcaire actif.

Il a changé du tout au tout le mouvement démographique du pays. Ce pays pauvre d'autrefois qui ne savait pas nourrir ses nombreux enfants et

qui écoulait le trop de sa population laborieuse et saine en France et en Amérique, est devenu un centre d'immigration qui procure du travail et du pain à une vingtaine de milliers d'étrangers.

Mais par un retour fatal des choses, cette exploitation intensifiée par suite de l'invention de Thomas, a largement mis à contribution nos réserves de minette. Ainsi se pose d'urgence le problème de la consommation des minerais pauvres qu'il faut enrichir par un procédé permettant un prix de revient compatible avec le prix de vente mondial de l'acier. C'est le problème le plus pressant et le plus important pour l'avenir du pays.

Les dépôts marins de notre pays finissent aujourd'hui avec le calcaire bajocien. Mais à l'origine aussi le Dogger supérieur et le Malm y existaient, c'est-à-dire que le Jurassique a été déposé au complet. La grande transgression du Jurassique supérieur recouvrait notre pays et le territoire de l'Ardenne en entier. L'existence de galets à oolithe silicifiée avec fossiles jurassiques sur le versant nord de la Haute-Fagne prouve que le Jurassique s'étendait sur le point culminant de l'Ardenne.

A la fin du Jurassique, la mer est en retrait et, durant la période du Crétacé inférieur, l'Ardenne et notre pays, y compris la Lorraine, passent par une période continentale.

Mais dans le Crétacé supérieur, la grande transgression sénonienne marque un mouvement inverse et la mer empiète de nouveau sur l'Ardenne et sur une partie au moins du pays. Cette transgression marque la fin de la sédimentation marine dans notre pays. Nous ne connaissons aucun dépôt marin d'âge tertiaire dans l'aire de sédimentation luxembourgeoise. Dès la fin du Crétacé, l'érosion a modelé les formes de notre territoire et des cours d'eau se sont adaptés et réadaptés à une région continentale soumise aux vicissitudes de mouvements tectoniques répétés.

Sous le climat chaud et sec de l'Eocène (tertiaire inférieur), les couches ont été soumises à une désagrégation mécanique et à une décomposition chimique vigoureuse et il se formait, aux dépens des calcaires jurassiques, des résidus du caractère d'une latérite, le bolus, et des sels de fer, qui se précipitaient et formaient le minerai de fer pisolitique. Ce produit résiduel, le bolus rouge mélangé avec du sable et de l'argile rouge, et le minerai de fer pisolitique, se déposait sur la surface rugueuse et déchiquetée du calcaire à polypiers, mais s'accumulait surtout comme remplissage dans des cavités, crevasses et entonnoirs creusés dans le calcaire par l'action à la fois mécanique et chimique de l'eau.

Le minerai de fer pisolitique est pauvre en phosphore et de très bonne qualité. Il est désigné comme minerai de fer fort et formait, dès l'antiquité

gallo-romaine jusqu'au début du 19^e siècle, la base de l'ancienne industrie sidérurgique si florissante de la Lorraine. Des gisements de minerai de fer pisolitique se trouvaient sur le territoire du duché à Ruette, à Differdange et à Rumelange. On les employait dans les usines de Ruette, Lasauvage et Ottange. L'ancienne industrie sidérurgique à l'intérieur des limites du Grand-Duché actuel était basée, jusqu'à l'utilisation générale de la minette, presque exclusivement sur le minerai de fer des prés. Un premier essai avec le minerai de fer oolithique a été fait vers 1848 et la dernière exploitation de minerai de fer des prés à Linger a été abandonnée en 1877.

Le minerai de fer des prés ou minerai des marais se rattache à une formation continentale du miocène inférieur d'un faciès lacustre, qui recouvrait le pays, s'étendait sur le Nord de la Lorraine, jusqu'à la Sarre et vers l'Ouest jusqu'à Carignan et Stenay. 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 de l'aspect du minerai pisolitique et se trouve en lentilles irrégulières dans une argile jaunâtre d'une épaisseur de 6 à 10 mètres. Il est accompagné de galets et de blocs d'un quartzite jaune clair extrêmement dur, désigné sous le nom de „pierre de Stonne” ou „quartzite tertiaire”. Cette assise d'argile recouvrait la surface d'érosion inégale des couches secondaires et formait une vaste plaine. L'argile représente le résidu resté en place des couches secondaires désagrégées et décomposées par les agents atmosphériques sous un climat modéré et plutôt humide. Les eaux d'infiltration qui circulaient dans ce résidu argileux ou sableux meuble, dissolvaient le fer et la silice diffusés dans la roche et les déposaient à nouveau dans des concrétions et agrégats qui se présentent comme des grains de minerai de fer ou des galets de quartzite en blocs. Par opposition au minerai de fer pisolitique, le minerai des prés est phosphoreux et donne de ce chef un fer de moindre qualité, le fer „tendre”.

Le dépôt de la formation miocène mentionnée s'est effectué dans une terre basse, sans relief prononcé et recouverte 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, aussi bien de l'Oesling que du Gutland. Ces cours d'eau divagants avaient une direction générale vers le Nord. Mais ce réseau a subi dans la suite différentes adaptations en relation causale avec les mouvements tectoniques d'âge tertiaire.

Les grandes convulsions des plissements tertiaires des régions alpines ont eu leur contre-coup lointain dans notre pays, accompagné de variations relatives de niveau et de fractures qui ont modifié le modelé topographique

initial des dépôts miocènes. Conformément à la loi de continuité, ces plissements et ces fractures se superposent aux plissements hercyniens et renouvellent ainsi les mouvements d'une époque lointaine de sorte que la structure actuelle du pays reflète le modelé structural primitif du socle hercynien. Par ce mouvement tectonique, le réseau hydrographique établi sur la couverture miocène passait par une phase de rajeunissement. Les lacs et les marais se vidaient et la topographie atrophie se revivifiait. Les vallées s'approfondissaient et une partie de la couverture était déblayée. Des dépôts d'argile avec les lentilles de minerais de fer il ne restait que les parties situées sur les lignes de séparation des eaux, telle que la formation se présente aujourd'hui. L'érosion a de nouveau entamé le soubassement formé par le secondaire; enfin, le ruissellement a enlevé une partie des argiles meubles situées en dehors de l'action de l'eau courante où il ne reste plus aujourd'hui que des blocs isolés de quartzite et des grains épars de minerais, qui reposent immédiatement sur un socle de triasique ou de jurassique, tels que les gros blocs de quartzite au nord du Helperknapp. Quantité de grains de minerais des prés ont été transportés dans les alluvions de nos vallées.

Un dernier mouvement tectonique, amorcé vers la fin du pliocène, a causé une surélévation différentielle qui a eu pour conséquence la juxtaposition de deux régions naturelles du pays, l'Oesling et le Gutland. Ce sont aussi ces mouvements différentiels qui sont à la base du développement définitif de notre réseau hydrographique actuel qui porte tous les caractères d'un réseau rajeuni et vigoureux et qui a créé le modelé actuel si expressif de notre terre luxembourgeoise.

Enfin ce mouvement épigénétique a eu pour effet l'inclinaison de nos couches secondaires vers le SW, ce qui plaide, à première vue, pour la conception d'après laquelle l'aire de sédimentation de Luxembourg forme une anse, allongée vers le NE, à la périphérie du Bassin de Paris. (Voir p. 541.) Cette inclinaison des couches, en contre-sens de la direction du réseau hydrologique du Gutland, l'allure de nos cours d'eau et la différence dans le modelé du Gutland et de l'Oesling sont des phénomènes solidaires, que nous allons élucider à la lumière du développement du réseau hydrographique de notre pays et des régions attenantes.

Le massif ardenno-rhénan est traversé par de grandes rivières, la Meuse, la Moselle, la Sarre, le Rhin, qui parcourent au sud de ce massif des territoires de relief modéré et viennent buter contre l'ancien massif ardenno-rhénan. Elles traversent ce massif au fond de vallées étroites, sinueuses et fortement encaissées, au lieu de suivre le pied méridional du massif pour contourner

l'obstacle et pour chercher un tracé commode vers la mer. Cette contradiction apparente disparaît quand on prend en considération l'évolution géologique du massif vers la fin du tertiaire. Les fleuves précités, de même que les rivières de notre pays, n'ont pas de rapport avec la structure tectonique actuelle. Ces cours d'eau ont établi leur lit d'après le pendage d'une couverture de couches plus récentes que leur substratum d'aujourd'hui et disparues depuis. Leur lit est antérieur à la structure actuelle. Ce sont des cours d'eau „a n t é c é - d e n t s" c'est-à-dire plus anciens que le relief montagneux qu'ils traversent. La direction de ces cours d'eau s'est surimposée ensuite à une structure nouvelle pour laquelle elle n'était pas faite à son début. C'est comme un héritage légué par un terrain disparu aujourd'hui et par un mouvement tectonique qui a été compensé par l'érosion.

Au p l i o c è n e, le massif ardenno-rhénan, aplani et sans relief, portant une couverture de terrain plus récent, ne se distinguait guère orographiquement de la plaine, aujourd'hui en bordure du massif. Les cours d'eau étaient en conformité avec cette couverture aujourd'hui disparue et en relation avec la pente générale vers le Nord.

Vers la fin du pliocène, le massif ardenno-rhénan et son avant-pays méridional, c'est-à-dire la plaine lorraine et sarroise, le Gutland et la partie périphérique septentrionale du Bassin de Paris, ont subi un mouvement de surrection en bloc, accompagné d'un bombement à grand rayon de courbure. C'était un mouvement différentiel et l'avant-pays s'exhaussait plus lentement que le massif. Ceci se traduit au bord du massif, soit à la périphérie méridionale de l'Oesling, soit au bord occidental du Hunsruck, par un gauchissement appelé flexure. Ainsi se formait le haut plateau du Massif ardenno-rhénan tel qu'il existe aujourd'hui alors que l'avant-pays (et aussi le Gutland) resté en arrière, représente une dépression.

Le relèvement plus accéléré du massif ancien était quand même assez lent pour que les lits sinueux des cours d'eau, adaptés à la couverture de terrain plus récent et en transgression sur le substratum dévonien aient eu le temps de s'approfondir dans le substratum sans que la surrection de l'ensemble, plaine bordière et massif ancien, ait pu faire naître des contrepentes. Dans l'évolution du réseau hydrographique, les thalwegs situés dans l'avant-pays et dans le massif ancien conservaient sensiblement leurs niveaux réciproques pendant que le terrain se soulevait lentement sous le lit déjà fait. C'est un phénomène comparable à celui qu'on observe sur une poutre poussée par un mécanisme sous la scie qui la fend et dont les parties séparées montent des deux côtés de la lame.

Il en est de même du réseau hydrographique du Gutland. Dans sa direction générale du Sud vers le Nord, il existe une indifférence presque com-



Vallée de la Moselle enfoncée dans le plateau triasique, haché de nombreuses failles

plète vis-à-vis de la tectonique du sol qui, lui, a une inclinaison générale vers le Sud-Ouest. Il devait donc exister autrefois une couverture de terrains présentant une inclinaison conforme à la direction actuelle des cours d'eau. Cette couverture était constituée par des éléments meubles d'âge miocène: argile sableuse jaunâtre avec des grains de minerais de fer (minerais des prés) et des cailloux et blocs de quartzite qui recouvrait le Gutland et l'Oesling (Voir page 558). Mais il y a aussi l'effet des mouvements épirogéniques sur les couches du secondaire placées sous la couverture miocène. Les mouvements épirogéniques sont, comme nous l'avons dit, des mouvements différentiels qui suivent les directions des anciennes lignes tectoniques en créant des ondulations à grand rayon de courbure. Ils créaient le bombement actuel de l'Ardenne suivant un axe de direction SW—NE, avec son point culminant dans les Hautes-Fagnes, et le bombement du Hunsrück avec un axe de même direction. Ce relèvement du Hunsrück implique un relèvement du secondaire dans nos régions mosellanes,

et celui de l'Ardenne et de l'Oesling un relèvement dans la région septentrionale du Gutland. Le pendage des couches du Gutland a été en tout cas accentué, sinon changé, par les mouvements pliocènes. Ces mouvements se font sentir jusque dans le Diluvium moyen, ce qui est démontré par le gauchissement des terrasses fluviales du Rhin, de la Sarre, de la Moselle, de la Kyll, de la Meuse et d'autres. Par l'effet d'un gauchissement en forme de flexure du bord méridional de l'Oesling et du bord occidental du Hunsrück se sont constituées deux dépressions, dites dépressions périphériques, qui servent de canaux de drainage à nos eaux courantes. La dépression périphérique de l'Oesling recueille toutes les eaux courantes de l'Oesling et du Gutland, à l'exception de la Moselle qui est logée dans la dépression périphérique du Hunsrück.

Ces dépressions se réunissent près de Kyllbourg et dans leur prolongation se trouve la dépression transversale de l'Eifel. Il y a des indices d'après lesquels la Moselle suivait originairement la même direction méridienne que tous les fleuves qui traversent le massif ardenno-rhénan.

Une remarque concernant le réseau hydrographique de l'Oesling s'impose encore. La direction générale vers le Nord des fleuves qui traversent le massif ardenno-rhénan exige l'existence d'une couverture avec un pendage général dans ce sens. Cette couverture a bien existé et il en reste des traces appréciables dans le Gutland, comme nous venons de l'exposer. Or, tout le drainage de l'Oesling et de l'Eifel adjacent coule aujourd'hui vers le sud. Il faut donc supposer ici un renversement local de l'inclinaison générale par un basculage ultérieur. Ce basculage est la conséquence des mouvements épirogéniques qui soulevaient la partie centrale du massif ardennais suivant la direction SW—NE, tandis que ces mouvements furent moins sensibles sur la bordure du massif. En conséquence de ce mouvement, la Moselle a été déviée vers le NE tandis que la direction du réseau hydrographique de l'Oesling a été renversée complètement.

Le relief général actuel du pays résulte de l'accentuation 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. Ce rajeunissement est marqué par des vallées profondes et encaissées et par un travail d'érosion intensifié qui a déblayé la couverture de formations récentes et horizontales et mis à nu l'ancienne pénélaine prétriasique.

Mais ce rajeunissement en conséquence de l'accentuation des grandes lignes d'ondulation antérieures explique aussi les particularités de l'aspect du Gutland, caractérisé, comme l'Oesling, par un relief robuste, en opposition avec

les formes séniles qui existaient après le long travail d'aplanissement et d'accumulation de détritiques aboutissant à la formation de la couverture miocène d'argile sableuse avec grains de fer et blocs de quartzite, couverture sur laquelle s'ébauchaient les grandes lignes de notre réseau hydrographique actuel.

En jetant un regard d'ensemble sur l'histoire géologique de notre pays, dont le visage actuel est la résultante finale, on s'aperçoit qu'elle se déroule suivant un plan directeur, dont deux règles sont mises en évidence: la règle de la permanence de certains traits de l'architecture de la croûte terrestre et la règle de la concordance en direction des plissements successifs.

Ces deux règles ont leur expression dans la diversité des formes naturelles de nos paysages qui sont en dernier lieu le compromis entre les mouvements tectoniques qui créent le relief de l'écorce terrestre et les actions de l'érosion qui dénivellent ce relief et entraînent les particules solides vers une position d'équilibre stable dans les dépressions de l'écorce. 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 naturelles, toujours en évolution, jamais en repos, mais qui ne sont que l'effet toujours changeant d'une même cause.

Le plissement calédonien, presque à l'aurore de l'histoire de la terre, détermine l'emplacement de l'aire de sédimentation dévonienne, et le plissement hercynien renferme déjà le plan suivant lequel se déroulera l'évolution du secondaire de notre pays. Et les mouvements les plus récents à la fin du pliocène épousent encore la direction des oscillations les plus reculées dans notre histoire géologique et mettent notre réseau hydrographique et les régions naturelles de notre pays en dépendance d'une évolution qui se poursuit durant l'immensité des temps géologiques. C'est cette évolution réglée sur un plan directeur clair qui produisait cette terre luxembourgeoise qui est la base matérielle de l'existence et de l'évolution de notre peuple. De ce point de vue, l'histoire géologique encadre, élargit et explique dans ses causes fondamentales l'histoire de l'évolution de notre race.