

GRAND-DUCHÉ DE LUXEMBOURG
MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS
SERVICE GÉOLOGIQUE

Publications du Service géologique de Luxembourg

VOLUME IX.

**Quelques aspects de la
Géologie appliquée
dans l'aire de sédimentation luxembourgeoise**

par

MICHEL LUCIUS

Avec 81 figures et 10 planches.

LUXEMBOURG 1953
SERVICE GÉOLOGIQUE DE LUXEMBOURG



Quelques aspects de la
Géologie appliquée
dans l'aire de sédimentation luxembourgeoise

GRAND-DUCHÉ DE LUXEMBOURG
MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS
SERVICE GÉOLOGIQUE

Publications du Service géologique de Luxembourg

VOLUME IX.

**Quelques aspects de la
Géologie appliquée
dans l'aire de sédimentation luxembourgeoise**

par

MICHEL LUCIUS

Avec 81 figures et 10 planches.

LUXEMBOURG 1953
SERVICE GÉOLOGIQUE DE LUXEMBOURG

INTRODUCTION.

Dans le développement d'une science de la constitution du globe terrestre un rôle prépondérant revient à la nécessité de diriger l'effort de l'homme vers la découverte de règles pratiques propres à réduire les longs et coûteux tâtonnements qu'entraînaient les recherches des ressources naturelles utiles.

Le jour où des esprits curieux entrevoyaient des rapports entre ces règles empiriques et s'efforçaient à leur donner une expression générale et philosophique, la science géologique était née.

C'étaient en premier lieu des mineurs expérimentés qui faisaient tous les jours de la géologie, et de la meilleure, sans le savoir et avant que le nom de cette science fût créé. Les relations des gîtes métallifères entre eux et avec les roches encaissantes sont des choses qu'on ne parvient bien à saisir qu'à la condition de rattacher les expériences acquises sur les parties riches dans une région déterminée par un rapport de cause à effet, c'est-à-dire, de les formuler dans le langage scientifique de la géologie.

Aussi est-ce à l'expérience raisonnée de mineurs de profession, curieux et à l'esprit ouvert, que la géologie doit son premier essor et c'est une conséquence logique qu'un nombre considérable de géologues distingués de la première heure sont sortis de la profession des mineurs.

Ce qui est vrai pour les mines, l'est aussi pour les carrières et encore pour l'aménagement des eaux d'alimentation des villes et des centres d'industrie, surtout s'il s'agit de nappes d'eau profondes et de l'aménagement des sources minérales. Toujours il faudra se rendre compte, avant d'entreprendre des travaux coûteux, des conditions naturelles qui régissent la répartition de ces ressources naturelles utiles dans le sous-sol.

Ce sont encore les travaux publics qui font aujourd'hui, dans une large mesure, appel à la géologie. Il est juste de reconnaître que pendant longtemps la science géologique a profité des tranchées et excavations, créées par l'aménagement de routes, de canaux et de chemins de fer, qui mettaient à découvert un sol masqué par des dépôts superficiels, ou encore par le creusement de tunnels et par la fondation de vastes constructions, nécessitant une connaissance plus approfondie de la constitution du sous-sol.

L'expérience et le progrès acquis par la géologie à ces occasions n'ont pas tardé à rejaillir avec profit sur le développement des travaux publics. Après beaucoup de déboires causés aux ingénieurs par les difficultés de certains terrains on a reconnu l'utilité de faire appel à la géologie dans l'étude et dans l'exécution de ces travaux. L'opportunité de la collaboration du géologue et de l'ingénieur n'est plus contestée aujourd'hui par personne.

Ce revirement s'est fait surtout dès la fin du 19^m siècle. Après que des esprits supérieurs s'étaient efforcés à donner aux rapports entre les règles empiriques une expression philosophique c.-à-d. dégagée de tout souci d'application pratique, le développement grandiose de l'industrie extractive et des constructions a demandé un appui efficace à la géologie et les principes et les méthodes de la géologie théorique et générale ont trouvé une application toujours plus vaste pour étudier des questions d'ordre pratique se rattachant à la recherche ou à l'aménagement des ressources naturelles utiles ou concernant les travaux de la construction.

Aussi est-ce dès le début de ce siècle que la géologie appliquée a acquis droit de cité dans les programmes des hautes écoles. Aujourd'hui la géologie appliquée prédomine de loin la géologie théorique. Le géologue a pris rang à côté de l'ingénieur dans l'industrie extractive et dans les grands travaux d'art d'utilité publique. Dans les Services géologiques l'étude des questions pratiques l'emporte sur le lever des cartes ou les recherches dites théoriques à un degré tel que des esprits avisés envisagent cette prédominance de l'application pratique comme une entrave à l'avancement de la géologie générale.

Il résulte de l'interdépendance étroite entre la géologie théorique et la géologie appliquée que ce n'est que par une connaissance parfaite de la constitution générale d'une région que l'on pourra résoudre les problèmes qui s'y rapportent à la géologie appliquée. On entrevoit aussi la complexité des problèmes de la géologie appliquée susceptibles d'intervenir dans des questions d'une importance capitale relative à la mise en valeur des ressources du sous-sol du pays, aux travaux de constructions ou à la législation.

Aussi l'aperçu sur quelques questions de la géologie appliquée qu'on présente ici ne s'adresse-t-il pas aux spécialistes de la matière, mais à tous ceux qui, dans des occupations diverses, se voient en face des questions qui touchent, par le fond même, à des considérations géologiques. Son but est de faire saisir comment la géologie doit intervenir, d'indiquer la direction dans laquelle une question est à étudier et de montrer la façon de se servir des données géologiques. Mais on ne touche qu'à des questions qui se présentent dans la limite restreinte de l'aire de sédimentation luxembourgeoise.

Pour l'étude de nos gisements de minerai de fer, nous renvoyons à la monographie : Dr M. LUCIUS — Die Luxemburger Minetteformation und die jüngeren Eisenerzbildungen unseres Landes. — 347 pages

in 4° et un atlas de 12 planches. — Publications du Service Géologique, N° IV. — Luxembourg, 1946.

Les gîtes métallifères de l'Oesling ont fait l'objet d'une étude : M. LUCIUS — Les gîtes métallifères de l'Oesling. — Revue technique luxembourgeoise, 40^e année, N° 4, pp. 195—236 — Luxembourg, 1948.

Nous n'avons pas touché la question de l'application de la prospection géophysique, comme p. ex. les recherches gravimétriques, magnétiques, sismiques, électriques aux études géologiques. Nous avons, par contre, jugé utile de donner quelques indications concernant la lecture des cartes géologiques.

Pour éviter de devoir renvoyer le lecteur à un ouvrage de géologie, on donnera pour chaque chapitre un aperçu sommaire des fondements de la géologie générale qui servent de base et de justification aux applications pratiques. Pour la rédaction de cette partie on a utilisé largement les ouvrages de géologie générale, écrits de main de maître et indispensables à qui veut bien comprendre la géologie appliquée.

I. LES EAUX SOUTERRAINES.

L'étude du régime des eaux souterraines fait l'objet de l'hydrogéologie qui applique les principes et les méthodes de la géologie générale à la recherche et au captage des eaux pour les besoins de l'alimentation humaine et pour les usages industriels. Elle s'occupe aussi des problèmes qui se posent pour se préserver de l'eau dans les travaux d'art où il faut entailler le sol et où il faut se préoccuper de la question dans quelle mesure et de quelle manière les terrains sont aquifères.

Les problèmes qui se présentent dans le domaine de l'hydrogéologie sont assez spéciaux et demandent une connaissance géologique aussi complète que possible de la région en question. La nature physique, chimique et stratigraphique des roches du sous-sol, la structure tectonique des couches, le caractère et la composition de la surface topographique sont les éléments essentiels réglant la composition, l'accumulation et la circulation des eaux souterraines. Les caractères stratigraphiques et pétrographiques permettent d'identifier ces roches dans le sous-sol ; les caractères physiques et chimiques règlent la facilité de la circulation de l'eau et déterminent la nature des substances qu'elle peut dissoudre sur son chemin souterrain.

L'unité hydrogéologique.

A cause de cette interdépendance entre les traits distinctifs géologiques d'une région déterminée et les caractéristiques des nappes aquifères de cette région, on peut dire qu'à une unité géologique et structurale correspond aussi une unité hydrogéologique.

Ainsi, aux deux grandes régions naturelles, le Gutland et l'Oesling, qui se juxtaposent dans le pays de Luxembourg par le contraste dans la composition des roches, la structure tectonique et les formes du relief, correspondent aussi deux unités hydrogéologiques différentes : le bassin hydrogéologique du Secondaire du Gutland et le bassin hydrogéologique du Dévonien de l'Oesling.

Le bassin hydrogéologique du Gutland comprend une alternance répétée de couches perméables et imperméables, condition favorable à une abondante accumulation d'eau souterraine. Les couches sont faiblement ridées, avec ennoyage très modéré vers le SW, et traversées par de nombreuses failles. Cette structure crée de larges réserves

voirs pour la concentration de l'eau et des points d'élection pour son émergence par des sources bien définies et d'un débit considérable. Dans une coupe complète le bassin du Gutland renferme une dizaine d'assises perméables, mais d'une importance pratique très variable. (Voir les planches annexées N° V, VI, VII.)

L'Oesling est une aire de surélévation formée de roches argilo-siliceuses ou siliceuses, compactes, d'une capacité d'imbibition ne surpassant, en moyenne, guère 1% du poids, dépourvues de diaclases ouvertes en profondeur, déposées en couches fortement dressées et plissées, conditions très peu favorables à la formation de nappes d'eau souterraines.

ECHELLE STRATIGRAPHIQUE DU DÉVONIEN DE L'OESLING.
(Carte géologique du Luxembourg. — 1949.)

Emsien supérieur ...	{ Schiste de Wiltz (E ³) Quartzite de Berlé (q)	
Emsien moyen		Schiste de Clervaux (E ²)
Emsien inférieur ...	{ Division supérieure = Quartzophyllades de Schuttbourg (E ^{1a}) Division inférieure = Phyllades de Stolzembourg (E ^{1a})	
Siegenien supérieur	{ Schiste grossier — Grobschiefer (Sg ³) A la base, facies local d'ardoises (Sg ^{3a}) Au nord de l'Oesling, facies sableux (Sg ^{3b})	
Siegenien moyen ...	Grès et schiste gréseux (Sg ²)	

Parmi les roches qui constituent le sous-sol, les schistes et les phyllades sont à peu près imperméables par porosité et les fissures et joints sont très réduits dans une roche schisteuse, qui, par altération, se change en argile.

L'eau est un peu plus abondante dans le grès quartzeux désigné du nom local de « Haasei » ou « Haaselter » très compact, mais mieux fissuré.

Pendant, dans la partie méridionale et centrale de l'Oesling ces grès quartzeux sont dressés sous un angle de 60 à 90 degrés et ils alternent avec des couches argileuses et schisteuses, de sorte que les conditions pour l'accumulation d'eau souterraine sont précaires dans ces régions. L'eau descend par les fissures dans des profondeurs peu accessibles et, à cause de l'alternance de couches gréseuses et argileuses peu puissantes, une concentration de l'eau en nappes abondantes n'est pas possible.

Ce n'est que dans la partie septentrionale de l'Oesling, au nord et à l'ouest de Clervaux, que le Dévonien prend un facies plus gréseux

et que les couches sont moins dressées, ce qui favorise l'accumulation de l'eau. Aussi trouve-t-on dans cette partie des concentrations d'eau d'un intérêt incontestable. La quantité est suffisante pour ravitailler une partie de l'Oesling en eau potable.

Les caractéristiques d'un bassin hydrogéologique.

Une nappe aquifère se forme dans chaque couche perméable exposée à l'infiltration des précipitations atmosphériques et reposant sur une couche imperméable qui arrête la descente des infiltrations. La couche perméable qui emmagasine l'eau dans les interstices entre ses grains ou dans des fissures et des crevasses constitue une couche-réservoir. La couche imperméable qui arrête l'eau sollicitée par la pesanteur vers la profondeur forme un barrage et constitue la couche-barrage.

La position géologique exacte d'une nappe aquifère est donc donnée par le contact de la couche perméable et de la couche imperméable. Si dans une coupe géologique plusieurs couches perméables alternent avec des couches imperméables, il se forme plusieurs nappes aquifères.

L'eau souterraine provient des précipitations atmosphériques, dont une partie, d'ailleurs très variable, descend dans le sol. Le montant exact de cette partie pour nos différentes roches reste encore à déterminer ; il varie d'ailleurs sous l'influence de différents facteurs géologiques, morphologiques, atmosphériques et biologiques.

Les précipitations entrent dans la couche perméable partout où celle-ci s'étale à la surface ; c'est l'affleurement nourricier de la nappe aquifère.

La couche perméable peut avoir une allure tectonique en cuvette recouverte par un manteau de couches imperméables plus récentes, de sorte que des affleurements nourriciers n'existent que sur le pourtour de la nappe aquifère. Les prises d'eau par forages ou puits situés à l'intérieur de la nappe fournissent une eau qui a parcouru la distance entre le point d'imbibition et le point d'émission, distance qui peut être considérable.

Le fait que les eaux souterraines ne constituent pas une masse inerte et stagnante, mais qu'elles sont en circulation quoique lente, mais certaine, et qu'un point d'émission (source, puits, forage) qui fait appel à ces eaux peut intéresser une superficie très vaste et très éloignée de ce point, est d'une importance capitale pour la réglementation rationnelle de l'exploitation de ces eaux.

Si l'eau d'infiltration remplit les crevasses et les larges interstices d'une roche compacte, elle constitue une nappe aquifère en réseau. Si elle est logée dans les pores d'une couche homogène, elle forme une nappe aquifère continue. Il est évident qu'une roche peut être poreuse et fissurée à la fois. Dans ce cas, la nappe qui se forme dans la roche présente un caractère intermédiaire.

L'eau qui descend par des fissures et cassures (diaclasses) se meut à l'intérieur d'une couche compacte au hasard de la distribution des diaclases et elle sort aussi au hasard de cette distribution. L'eau d'une nappe aquifère continue suit la ligne de contact du perméable et de l'imperméable et quand cette ligne de contact arrive au jour par suite de l'intersection de la surface du terrain avec un niveau aquifère, l'eau se déverse au dehors. C'est sur cette ligne que se forment les sources d'affleurement ou de déversement. Si cette ligne était située dans un plan parfaitement horizontal et si le perméable et l'imperméable étaient dans tous les points d'une homogénéité parfaite, l'eau ne sortirait que dans un grand nombre de suintements. Mais dès qu'il y a une inflexion dans cette ligne par suite de plissement (a) ou que par la présence d'une faille (b) il existe un dénivellement des couches, ou encore qu'il y a un changement d'homogénéité (c) dans la couche perméable, il se crée des points de concentration où se forment des sources bien définies et d'un débit appréciable. (Fig. N° 1).

Ces points d'élection résultent donc de la tectonique qui forme des cuvettes à faible rayon de courbure, séparées par des voûtes basses de la même allure ou par les dénivellements créés par des failles. Ces cuvettes recueillent l'eau cheminant dans le sens de la pente et drainent ainsi des espaces appréciables et s'étendant à de grandes distances de la zone nourricière vers un point d'émergence créé au hasard de l'érosion.

Les sources sont donc les points d'émergence de l'eau collectionnée dans un espace considérable, nés au hasard d'une tectonique favorable et mis au jour par l'érosion.

D'autre part, le relief de la surface est souvent sans relation avec la tectonique du sous-sol, laquelle détermine l'allure de la nappe souterraine, de sorte que la source fait des prélèvements invisibles sur l'étendue d'un espace qu'il est souvent impossible de délimiter. Ceci met en évidence le caractère nettement collectif de l'eau souterraine.

Les éléments distinctifs de l'importance d'une nappe aquifère.

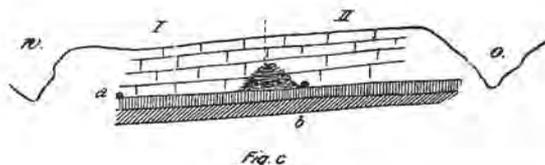
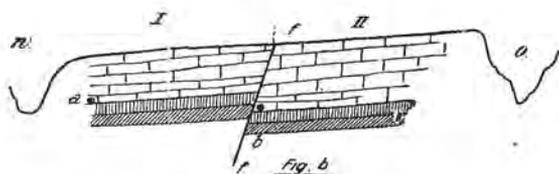
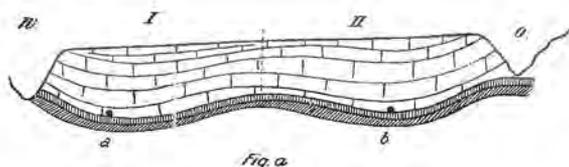
L'importance d'une nappe aquifère pour l'alimentation en eau est déterminée par les éléments suivants :

1. Par l'affleurement alimentaire qui comprend la surface sur laquelle l'eau pénètre dans le sol. L'étendue de cette surface, la capacité d'imbibition de la roche qui la constitue, la fraction d'infiltration de la pluie tombée, déterminent la quantité d'eau souterraine libre emmagasinée dans la couche aquifère.

2. Par les affleurements émissifs ou affleurements de la ligne de sources formée par la ligne de contact de la couche perméable et imperméable. Nous avons vu que les sources d'un débit quelque peu important ne naissent pas au hasard sur cette ligne de contact, mais en des points d'élection qui résultent de l'inflexion de cette ligne par

des plissements, par des failles ou par un changement dans l'homogénéité de la couche perméable.

3. Par la quantité d'eau que la nappe peut fournir en un lieu considéré à toute époque. La quantité de débit dépend de la grandeur de la surface d'alimentation et de la puissance de la couche perméable, tandis que la régularité du débit dépend de la puissance et de l'homogénéité de la couche.



Zeichenerklärung.

- | | | |
|--|------------------------------|--------------------|
| | Luxemburger Sandstein. | • Quellenaustritt. |
| | Planorbissschichten. | f-f Verwerfung |
| | Rote Tons des Rhät. | |
| | Wenig durchlässiges Gestein. | |

Fig. N° 1. — Concentration de l'eau souterraine sous forme de sources dans le Grès de Luxembourg par plissement (a), par la présence d'une faille (b) ou par un changement d'homogénéité de la roche (c) (Figure tirée du vol. N° VI, p. 153 « Das Gutland » des Publications du Service géologique).

4. Par les qualités physiques, chimiques et biologiques de l'eau. La température est en relation avec la profondeur dans laquelle l'eau séjourne. Les qualités biologiques dépendent de la puissance filtrante de la roche traversée et les qualités chimiques de la composition chimique de cette roche.

La filtration est bonne dans les couches perméables par porosité, tandis qu'elle est mauvaise dans les couches perméables par fissures et crevasses. Seulement si le fond des fissures est rempli de matières meubles, la filtration peut encore être suffisante.

La composition chimique normale des différents types d'eau potable de notre pays.

Les diverses nappes d'eau d'une région ont, en général, des compositions chimiques caractéristiques. On peut les comparer d'après la dureté (degré hydrotimétrique), l'acidité (la quantité nommée PH) et la teneur en tels ou tels sels.

L'eau de chaque nappe aquifère a, en principe, une composition chimique normale qui dépend de la constitution chimique de la roche que l'eau traverse, de la durée de la percolation, du pouvoir de rétention du terrain et du degré de porosité de la roche. Dans une nappe aquifère d'une grande étendue il y a évidemment des oscillations autour de cette composition normale à cause des changements qui s'opèrent dans la composition de la roche, dans sa puissance et dans sa perméabilité. Encore, une nappe aquifère peut-elle entrer en communication avec d'autres nappes, soit par des failles, soit par une diminution de l'imperméabilité de la couche-barrage, ce qui facilite le mélange des eaux de composition chimique différente. Pour ces raisons, l'eau réelle qu'une nappe fournit p. ex. par un forage peut déjouer toutes les prévisions, abstraction faite des souillures occasionnées par une cause étrangère. Ce sont aussi des fractures et des crevasses impossible à détecter à la surface qui permettent en profondeur une communication entre des nappes rapprochées et qui amènent un changement du tout-au-tout, sur une certaine étendue, dans la composition chimique normale d'une eau.

Par l'expérience on pourra fixer une composition chimique normale à laquelle répondent les échantillons d'eau pris dans une nappe située dans un terrain d'un développement pétrographique normal et qui se trouve dans une position non dérangée.

Dans sa communication: «*Sur la composition chimique des principaux types d'eau potable du Grand-Duché de Luxembourg*», parue dans le N° 4, année 1949 de la Revue Technique Luxembourgeoise, M. Henri KROMBACH ramène les principales eaux potables, utilisées dans notre pays, aux types suivants :

1. Type grès de Luxembourg. C'est une eau à minéralisation moyenne, de composition constante et de qualité hygiénique irréprochable. Environ 90% de notre population sont alimentés par ce type d'eau.

Dans le tableau de la page 16, les analyses N° 1, 2 et 3 donnent la composition chimique de ces eaux, exprimée en milligrammes par litre et en milli-équivalents. Les analyses se rapportent aux sources

alimentant les réseaux des distributions de la ville de Luxembourg, à celles du bassin minier (Syndicat des eaux du Sud) et enfin à celles alimentant l'Oesling (Distribution d'eau des Ardennes = DEA).

Dans ces analyses il y a lieu de relever un fait assez significatif. C'est la teneur assez élevée en nitrates, qui, dans certains cas est même plus élevée que celle en chlorures. D'autre part, elle est nettement plus élevée pour l'eau de la Ville de Luxembourg (23 mg/l) que pour l'eau de la DEA (5 mg/l). M. KROMBACH est d'avis que la présence des nitrates ne s'explique pas par l'origine géologique de l'eau, mais que les nitrates constituent le terme final de la minéralisation des matières organiques azotées. Or, les sources de la Ville de Luxembourg sont situées dans les alentours d'agglomérations peuplées, alors que celles qui alimentent la DEA prennent leur origine dans les vastes forêts qui recouvrent le Grès de Luxembourg au sud du « Schweichertal ». La possibilité d'une contamination superficielle par des déchets organiques existe réellement à Luxembourg, comme le fait craindre la teneur relativement élevée en nitrates.

À côté du grès de Luxembourg, les grès supraliasique et médioliasique jouent un rôle plutôt local dans la formation de nappes aquifères. D'après les analyses N° 6 et 7 on constate que ces eaux se rapprochent de celles du grès de Luxembourg, sauf que celle du grès médioliasique (N° 7) a une teneur plus élevée en sulfate de calcium.

2. Type dévonien : eau faiblement minéralisée et agressive. Comme l'accumulation de l'eau se fait ordinairement à une faible profondeur, la qualité hygiénique est douteuse (Analyse N° 4).

Les eaux du Dévonien sont légèrement acides (pH = 6 à 6,5) ; elles renferment des quantités assez appréciables d'acide carbonique agressif (jusqu'à 30 mg/l).

3. Type calcaire coquillier : eau très fortement minéralisée et gypseuse, nécessitant un adoucissement préalable pour son emploi domestique (Analyse N° 8).

Ici je propose de séparer les types d'origine nette du calcaire coquillier de ceux qui, par suite du jeu des failles, ont une origine mixte du Keuper gypsifère et du calcaire coquillier. De ce type est le forage de Betzdorf qui se trouve au voisinage d'un champ de failles, tandis que l'eau du Syndicat d'eau du Sud-Est (analyse N° 9) est de l'eau franchement keupérienne.

Les sources du calcaire coquillier ont une dureté de 30 à 38 degrés, tandis que l'eau du Keuper a une dureté de 70 à 150 degrés et même plus.

Il y a de bonnes raisons pour distinguer encore un type grès bigarré. La nappe aquifère de cette formation est aujourd'hui mise à contribution d'une façon importante et cette eau a des caractères distinctifs variables, mais très prononcés, comme il ressort des indications données à propos du « Grès bigarré » (voir pg. 55—62)



N°	Ville de	Durée totale	Durée tem-porale	Durée per-manente	Conduc-tibilité à 10° c/m-s	Résidu à 110° mg/l	Ca ⁺⁺ mg/l, mv	Mg ⁺⁺ mg/l, mv	SO ₄ ⁻ mg/l, mv	Cl ⁻ mg/l, mv	NO ₃ ⁻ mg/l, mv	HCO ₃ ⁻ mg/l, mv	Origine géologique
1	Ville de Luxembourg	22°05	17°05	5°0	392	283	84	3	33	10	23	213	Grès de Luxembourg
2	Syndicat des Eaux du Sud	23°35	20°5	2°85	397	282	88	3	24	8	14	250	Grès de Luxembourg
3	D E A	19°55	18°0	1°55	334	231	75	2	17	10	5	220	Grès de Luxembourg
4	Michelau	8°0	7°8	0°2	181	125	18	8	8	12	13	98	Terrain dévonten
5	Diekirch Puits de forage	48°9	34°0	14°9	800	614	126	43	116	25	24	415	Grès bigarré
6	Wäschbour à Esch/Alz.	18°2	14°5	3°7	345	226	67	4	34	10	8	177	Grès supraliasique
7	Forage Weisen à Esch/Alz.	35°0	23°0	12°0	647	454	123	10	107	31	16	281	Grès médioliasique
8	Betzdorf Puits de forage	77°0	37°0	40°0	1100	1015	179	79	397	11	3	451	Calcaire coquillier
9	Syndicat d'eau du Sud-Est	107°5	30°5	77°0	1482	1506	340	55	750	15	17	372	Terrain d'allu-vions alimenté par le keupen

Mais revenons un peu plus en détail à la conception de la nappe aquifère comme représentant une masse d'eau circulant de l'affleurement nourricier au travers de la couche perméable jusqu'au point de fonçage d'un puits dans la couche aquifère ou jusqu'au point d'émergence d'une source naturelle.

Dans cet exposé théorique (p. 18 à 51) nous avons suivi l'ouvrage de M. P. FOURMARIER : Hydrogéologie, Liège et Paris 1939, auquel nous renvoyons le lecteur qui voudrait approfondir ces considérations théoriques.

L'eau qui s'élève de l'océan sous forme de vapeur pour se déverser comme précipitations atmosphériques sur la terre ferme parcourt un chemin d'allure cyclique qu'elle recommence indéfiniment.

Lors des précipitations, une partie s'évapore et recommence immédiatement son cycle. Une autre partie s'écoule à la surface du sol sans y pénétrer. C'est l'eau de ruissellement. Une troisième partie pénètre dans le sol et suit les interstices du terrain qu'elle rencontre sur son passage pour donner naissance à une nappe d'eau souterraine.

La quantité d'eau qui s'écoule à la surface par ruissellement est inversement proportionnelle à la perméabilité du sol, mais pour deux terrains de perméabilité égale, le ruissellement est d'autant plus important que la pente du sol est plus forte.

Dans un terrain imperméable, l'eau ne pouvant s'infiltrer dans le sol, le ruissellement s'établit partout où la pente le réclame en un réseau infiniment ramifié, produisant sur une carte l'effet d'un véritable chevelu. La plupart des thalwegs secondaires n'ont d'ailleurs de l'eau qu'en temps de pluie abondante. Dans un terrain perméable le réseau hydrographique est beaucoup plus espacé.

Qu'on compare sous ce point de vue le réseau fluvial de l'Oesling, au sol schisteux, et celui de l'aire du Grès de Luxembourg ou du calcaire coquillier de la région du Gutland.

Aussi dans l'Oesling, où les eaux ruissellent beaucoup, les vallées et les ravins sont souvent à sec pendant l'été et les eaux souterraines sont peu abondantes. Dans le Grès de Luxembourg et les calcaires, les ruisseaux sont pérennes et les eaux souterraines abondantes.

Le ruissellement est retardé par une couverture du sol par de la terre meuble, produit superficiel d'altération, et par la végétation.

La question d'une influence favorable des forêts sur la quantité des précipitations pluviales est encore discutée. Mais ce qui est incontestable, c'est l'action funeste du déboisement inconsideré des forêts sur la constitution des réserves aquifères. La forêt maintient l'humidité du sol recouvert d'humus. Cette couverture retient la pluie et régularise l'infiltration. Le sol reste poreux et, lors des pluies, laisse passer l'eau par les interstices entre ses éléments constitutifs. L'action de déboisement est surtout funeste dans les pentes, où le ruissellement emporte aussi la terre meuble retenue par les racines des arbres et par les petites plantes qui trouvent abri entre les racines.

Le même rôle incombe aux tourbières qui se développent dans les contrées humides imperméables et qui sont capables d'emmagasiner d'énormes quantités d'eau et jouent, de cette façon, le rôle de réservoir régulateur du débit des cours d'eau. Citons comme exemple le ruisseau de Troine et ses affluents, nourris par les tourbières qui se rencontrent dans les dépressions du plateau élevé au NNW de l'Oesling de part et d'autre de la frontière belgo-luxembourgeoise et qui garantissent le débit relativement appréciable de ce ruisseau même pendant la saison sèche.

De la perméabilité des roches.

Du point de vue de la perméabilité les roches se divisent, d'une façon générale, en roches perméables par porosité et en roches perméables par fissures et crevasses. La première catégorie comprend les roches meubles, la seconde les roches cohérentes. Mais celles-ci peuvent avoir aussi une certaine porosité, de sorte qu'elles sont à la fois poreuses et fissurées.

L'eau remplissant le vide entre les grains d'une roche comprend de l'eau fixée aux grains par attraction moléculaire, l'eau capillaire, et l'eau échappant à cette force d'attraction et seule capable de s'écouler par gravité, l'eau gravifique. Le rapport de l'eau gravifique à l'eau totale renfermée dans une roche est désigné par débit spécifique ; celui-ci augmente avec la dimension des grains jointifs.

La porosité est le rapport de l'espace vide au volume total d'une roche.

La perméabilité est la propriété qu'a une roche de laisser passer l'eau à travers ses pores ou ses fissures ; elle se mesure par la quantité d'eau gravifique passant à travers l'unité de section dans l'unité de temps sous une charge déterminée.

La variation de la perméabilité est démontrée par un essai très simple. Dans un vase à fond perforé, du gravier est déposé jusqu'à une hauteur déterminée. Si l'on verse à sa surface une petite quantité d'eau, le liquide atteint rapidement le fond du vase et s'écoule presque entièrement ; il ne reste qu'une faible partie mouillant les cailloux.

Si l'on remplace le gravier par la même quantité de sable, l'eau versée en quantité égale humecte seulement le sable sans atteindre le fond du vase.

Le sable retient donc plus d'eau, (eau capillaire) que le gravier. Le sable a une plus grande capacité d'imbibition que le gravier.

Si l'on augmente la quantité d'eau, elle s'écoule par le fond du vase comme dans le cas du gravier. Mais il faut plus de temps pour que l'eau traverse une même hauteur de sable. Ce retard est d'autant plus grand que le grain est plus fin. Comme le gravier laisse traverser l'eau plus vite que le sable, il a une plus grande perméabilité.

La perméabilité varie donc en sens inverse de la capacité d'imbibition. Elle varie approximativement comme le carré des grains arrondis jointifs.

Lorsque les espaces entre les grains deviennent de plus en plus petits et passent à l'état capillaire ou subcapillaire, l'adhésion s'oppose au mouvement du liquide. La roche devient pratiquement imperméable.

L'argile sèche a une capacité d'imbibition très forte et peut retenir jusqu'à 60% de son volume en eau, mais sa perméabilité est pratiquement nulle. Il en est de même du sable très fin (grains de 0,1 à 0,02 mm) qui peut retenir 33 à 40% de son volume en eau et qui est pratiquement imperméable comme l'argile. Les roches argileuses et les sables très fins forment donc barrage à la circulation de l'eau dans le sol.

La perméabilité par porosité n'est propre qu'aux roches meubles c.-à-d. aux roches dont les éléments ne sont pas du tout ou au moins imparfaitement cimentés.

Les roches meubles de notre aire de sédimentation comprennent des graviers et des sables qui sont le type des roches perméables par porosité ainsi que des argiles et des marnes, pratiquement imperméables.

L'imperméabilité de ces dernières tient à leur propriété d'absorber l'eau par des actions de surface, dues à la finesse de leurs grains, et de devenir fluentes et plastiques. Elles constituent donc des roches ayant des propriétés colloïdales, c.-à-d. que les particules constituant la roche se comportent comme des suspensions colloïdales dans l'eau qui imprègne la roche.

Les roches cohérentes, schiste, grès, calcaire, ne sont perméables que grâce à des fissures localisées. Ainsi, un bloc de ces roches est imperméable. Mais si l'on envisage, au lieu d'un morceau de ces roches, l'ensemble de la région qu'elles constituent, on constate que l'eau peut circuler grâce aux joints de stratification, au clivage, aux diaclases et aux zones de broyage. Elles ne sont perméables qu'en grand ou en réseau.

On pourrait distinguer :

1) des roches cohérentes à fissures étroites, comme les schistes, les phyllades et les quartzophyllades, qui présentent un réseau très serré de joints dans lesquels l'eau superficielle peut pénétrer, mais qui ne sont pas assez continus ni assez larges pour que l'eau y puisse circuler.

2) les roches cohérentes à fissures larges. Ce sont les roches arénacées et les calcaires. Les joints sont moins serrés et ils ont tendance à s'ouvrir, de sorte que l'eau souterraine y peut facilement circuler. Les calcaires rentrent, par excellence, dans cette catégorie. Ils présentent, en général, un réseau de diaclases qui peuvent s'élargir par dissolution, de sorte que de vrais filets d'eau y circulent.

Les grès peuvent également présenter des fissures importantes et quand les grains de sable sont par endroits imparfaitement cimentés, les grès sont en outre poreux en ces endroits. Quand les grès ont un ciment calcaire, les fissures peuvent s'élargir, par altération, en crevasses béantes ; mais comme la décomposition de la roche donne encore du sable insoluble, celui-ci s'empile dans les crevasses et favorise la filtration de l'eau en circulation.

Il suit de ce qui précède qu'une roche meuble et perméable donne de l'eau dès qu'on creuse un puits jusque dans la nappe aquifère (Fig. N° 2). Mais dès qu'on fore un puits dans une roche cohérente, c'est, théoriquement, affaire de hasard de tomber dans une fissure aquifère. Il se peut que localement les fissures ne soient pas assez importantes ni assez continues pour que l'eau y puisse circuler (Fig. N° 3).

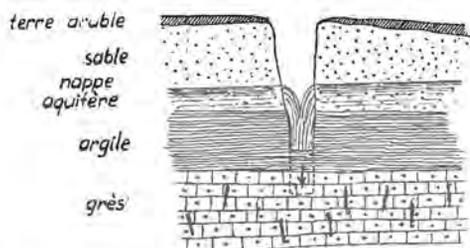


Fig. N° 2. — Puits creusé dans une couche meuble perméable et aquifère et approfondi jusque dans la couche-barrage argileuse et imperméable. — La partie du puits située dans la couche imperméable ne fournit pas de l'eau, mais elle peut servir de réservoir. Si l'on creusait le puits jusque dans le grès fissuré on risquerait de perdre l'eau.

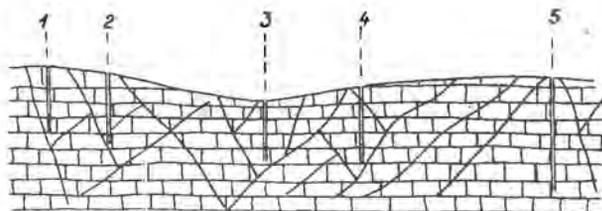


Fig. N° 3. — Puits foré dans une roche compacte, mais fissurée et perméable en réseau. Les puits N° 2 et 4 qui traversent des fissures et crevasses fournissent de l'eau, tandis que les puits N° 1, 3, 5, placés dans un compartiment de roche non fissurée ne donnent pas ou peu d'eau.

L'altération superficielle peut changer sensiblement le degré de perméabilité des roches. Considérons de ce point de vue les différentes roches de notre pays.

Le massif dévonien de l'Oesling forme depuis la fin du paléozoïque une pénéplaine, ensevelie sous une couverture de sédiments secondaires et tertiaires. Vers la fin du pliocène l'Oesling a été exhaussé plus fortement que le Gutland, ce qui intensifiait dans l'Oesling le travail d'érosion par rapport à cette dernière région, de sorte que la couverture a été enlevée et, dès l'aurore du quaternaire, les schistes et les grès ont subi une altération vigoureuse et se couvraient d'un dépôt d'altération argileux ou sablo-argileux entremêlé de débris anguleux de schiste non altéré. Ces dépôts peuvent atteindre, sur les plateaux, une puissance de plusieurs mètres et peuvent constituer au voisinage de la surface, au-dessus des têtes dressées des schistes et des grès, un réservoir d'eau d'une certaine importance.

L'altération est le plus efficace dans les schistes. Mais comme ceux-ci ne se prêtent guère à la formation de fissures ouvertes, l'eau de pluie s'écoule vite et emporte les produits d'altération fins, de sorte que la roche fraîche affleure et nous rencontrons les terrains les plus arides, dépourvus de terre arable, dans les régions constituées par le schiste.

Quand il y a alternance de bancs de schiste et de grès quartzeux ou de quartzite, les conditions pour la formation d'une réserve d'eau dans la couverture d'altération superficielle s'améliorent, parce que le grès présente des vides plus larges, ce qui augmente la capacité du réservoir d'eau de la zone de terrain altéré.

Les produits d'altération argileux des pentes, entremêlés de fragments anguleux de schiste non altéré, s'accumulent souvent dans les parties supérieures des vallées en cônes de déjection et renferment des réserves d'eau d'un intérêt local, mais qui ne sont que rarement pérennes et sont ordinairement à sec pendant la saison chaude.

Dans les massifs gréseux du Gutland, il se forme, à la surface, par décalcification, souvent une couverture assez appréciable de sable meuble qui renferme une nappe aquifère, portée par la roche fraîche, non altérée et de moindre perméabilité.

De telles zones de décalcification se rencontrent surtout sur les plateaux du Grès de Luxembourg. L'eau de cette nappe est de beaucoup moins dure que celle de la nappe principale, située à la base du grès, au contact avec les marnes à *Psiloceras planorbis*. Cette nappe est exploitée, p. ex. pour l'alimentation de la localité de Beaufort. Elle a une dureté de 8 à 10 degrés français, en opposition avec l'eau de la nappe profonde qui a 22 à 32 degrés.

Dans les terrains calcaires le manteau éluvial se compose ordinairement, dans la région mosellane et de la Basse-Sûre, d'un résidu argileux, tandis que dans la région marginale de l'Oesling, le résidu

est gréseux. Comme ces dépôts sont peu importants, ils ne donnent guère lieu à une réserve d'eau souterraine de quelque importance. Mais les joints du calcaire s'élargissent par suite de la circulation de l'eau chargée d'anhydride carbonique et les calcaires peuvent fournir, dans la partie supérieure, à cause de leur perméabilité en réseau, de grandes quantités d'eau. Mais comme les calcaires sont peu homogènes, la dissolution se fait plus aisément à certains endroits qu'à d'autres, de sorte que la répartition de l'eau souterraine est très capricieuse. Dans les recherches hydrogéologiques, il faut donc s'attendre à une extrême irrégularité de l'eau dans les calcaires. En plus, la filtration de l'eau est souvent insuffisante.

Dans la région de notre pays entre le bord de l'Oesling et la vallée de l'Attert, les couches triasiques ont un facies littoral grés-conglomératique. Sous l'influence de l'altération superficielle, un manteau de cailloutis résiduel d'une puissance de 1 à 8 m s'est formé et s'étend sur les plateaux. Dans la région marginale de l'Oesling ce cailloutis se mêle avec le conglomérat basal. Cette couverture de roche meuble renferme un niveau d'eau souterraine considérable qui alimente des sources pérennes, mais d'un débit assez variable.

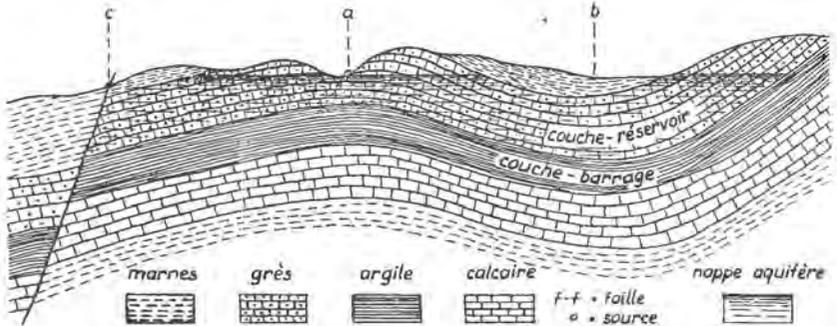


Fig. N° 4. — Schéma des deux types de nappes aquifères ; en (a) une nappe libre ; en (b) et (c) la nappe est captive.

Le mécanisme d'une nappe aquifère.

Une nappe aquifère est une zone de terrain perméable, imprégnée d'eau en permanence dans le sous-sol. L'eau est arrêtée dans sa descente vers la profondeur par une zone imperméable. Elle s'accumule sur cette base et s'élève jusqu'à un niveau où elle trouve un déversoir permettant à l'excès d'eau de s'écouler vers l'extérieur.

On distingue deux types de nappes aquifères. On appelle nappe libre une nappe aquifère comprise dans un terrain perméable qui n'est pas recouvert par une roche imperméable empêchant l'eau d'arriver dans la nappe par infiltration directe à partir de la surface.

Les eaux ne sont pas maintenues sous pression par un toit imperméable ; elles peuvent prendre librement la forme qui leur convient. (Fig. N° 4, a).

Une nappe captive est une nappe intercalée entre deux couches imperméables, de sorte que son alimentation ne peut se faire que par une partie de sa surface. Si le niveau hydrostatique s'élève au-dessus de la couche imperméable à cause de l'inclinaison des couches, la nappe captive est sous pression. Si cette nappe est atteinte par une cassure naturelle ou par un puits, les eaux peuvent s'élever jusqu'à une certaine hauteur et même devenir jaillissantes si l'orifice est à une cote inférieure à celle de la zone par où les eaux entrent dans la nappe. (Fig. N° 4, b et c).

L'expression de « zone imperméable » n'a rien d'absolu. Il suffit qu'il existe en profondeur une formation de perméabilité insuffisante pour laisser passer toute l'eau qui arrive dans un temps donné au terrain supérieur plus perméable, pour permettre la constitution d'un niveau aquifère.

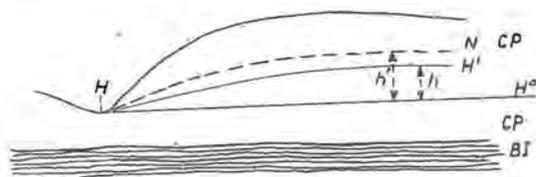


Fig. N° 5. — Forme de la nappe en mouvement. — $H-H'$ = Plan horizontal situé au niveau du fond de la vallée, (Niveau de base). $H-H'$ = Niveau hydrostatique (surface-limite). $H-N$ = Surface de la nappe aquifère. CP = Couches perméables — CI = couche imperméable.

Supposons le cas théorique d'un terrain d'une perméabilité infinie et constituant un plateau horizontal terminé par une pente dominant sur une profonde vallée. L'eau pluviale s'infiltré et remplit les interstices de la roche jusqu'à un plan plane et horizontal, situé au niveau du fond de la vallée et formant le niveau de base. ($H - H'$ de la Figure N° 5). Tout supplément d'eau s'écoulera immédiatement vers cette vallée.

Mais en réalité il n'existe pas de roche de perméabilité infinie. Dans sa descente l'eau frotte contre les canaux larges ou capillaires et elle éprouve une résistance en rapport direct avec les actions capillaires et en rapport inverse avec le degré de perméabilité.

Il en résulte que le niveau de la nappe ne correspond pas à une surface horizontale, située au niveau de base, qui est dans notre cas le fond de la vallée. En chaque point de l'étendue de la nappe, l'eau peut s'élever au-dessus de cette surface d'une hauteur h qui corres-

pond à la pression nécessaire pour annuler la résistance due au terrain. Quand cette hauteur est atteinte, chaque quantité d'eau supplémentaire s'écoulera vers la vallée comme dans le cas d'un terrain de perméabilité infinie.

Le lieu des points pour lequel il y a équilibre entre la pression due à la hauteur d'eau et la résistance due au terrain est la surface-limite d'équilibre hydrostatique ou le niveau hydrostatique. (H-H' de la Fig. N° 5).

Ainsi l'eau s'infiltré dans un terrain perméable jusqu'à un certain niveau HH', le niveau hydrostatique. (Fig. N° 5) H se raccorde avec le niveau de base au fond de la vallée, tandis que H' est situé à un niveau supérieur à H-H'. Le niveau HH' dessine une courbe dont la forme est en rapport avec la résistance offerte au passage de l'eau, c.-à-d. avec la perméabilité du terrain.

Si nous désignons la différence de hauteur entre le plan horizontal mis au niveau du lieu de moindre altitude du terrain (le niveau de base) et la surface-limite en chaque point par h et la différence de hauteur, au même point, entre ce plan et la surface de la nappe après un apport d'eau par h' , c'est la pression $h' - h$ qui met l'eau en mouvement. Nous distinguons donc la courbe de la surface-limite d'équilibre hydrostatique et la courbe de la surface de la nappe.

Dans le cas théorique de la perméabilité infinie, le mouvement se produirait dès que le niveau de l'eau viendrait à dépasser le plan horizontal passant par le lieu de moindre altitude du terrain.

Dans un terrain de grande perméabilité, la différence $h' - h$ est petite, parce que l'eau en excès par rapport à la surface-limite s'écoule vite. Dans un terrain à grains fins, la valeur $h' - h$ peut être considérable. La courbure de la nappe aux environs des exutoires dépend donc de la perméabilité du terrain.

La pente de HH' tient aux résistances passives que rencontre l'eau à son écoulement vers le niveau de base H. L'allure de la courbe dépend donc de la nature du terrain. La surface-limite (niveau hydrostatique) est d'autant plus surbaissée que la roche est plus perméable, c.-à-d. que la vitesse d'écoulement est plus grande. Elle s'élève d'autant plus rapidement à partir du niveau de base que l'eau rencontre plus de résistance.

Il est clair que la courbe de la surface-limite d'équilibre hydrostatique n'est régulière que dans un terrain homogène ; dans un terrain hétérogène, c.-à-d. de perméabilité différente, elle est irrégulière.

Comme la surface-limite s'élève sous les plateaux et qu'elle a une pente vers les dépressions des vallées (les niveaux de base), il en résulte qu'elle suit, dans un plateau coupé par des vallées, les irrégularités du relief, mais en les atténuant. Cette influence est d'autant moins marquée que le terrain est plus perméable et que la nappe est située à une plus grande profondeur.

Au-dessous de la surface-limite d'équilibre hydrostatique, l'eau ne circule pas. Mais dès que le terrain reçoit un apport d'eau supplémen-

taire et que la colonne d'eau atteint, en chaque point, une hauteur supérieure à la surface-limite et que sa pression surpasse la résistance à vaincre, l'eau se met en mouvement vers la dépression où se fait le drainage de la région.

C'est ainsi que se créent les exutoires de la nappe ou sources par où s'écoule le trop-plein de la nappe.

Suivant l'importance des précipitations atmosphériques la hauteur h varie et comme le niveau des exutoires reste sensiblement le même, la courbure de la nappe se modifie en rapport avec l'approvisionnement de la nappe en eau. Pour la même roche, la courbure de la nappe dépend ainsi de l'importance des apports d'eau.

La courbure d'une nappe aquifère répond donc théoriquement aux conditions d'écoulement des fluides, mais en tenant compte de la résistance offerte au passage de l'eau dans les interstices entre les éléments de la roche, c.-à-d. de la perméabilité du terrain.

La forme de la nappe s'établit dans la pratique par le relevé d'un certain nombre de ses points dans des puits ainsi qu'à ses exutoires na-

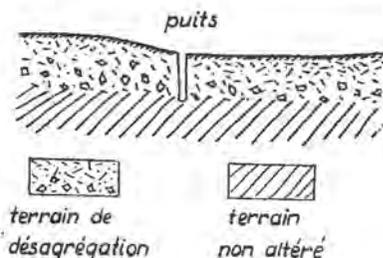


Fig. N° 6. — Puits creusé dans la « nappe phréatique ».

turels. La nappe est représentée comme une surface topographique par le tracé de courbes de niveau.

Comme l'eau de la nappe au-dessus de la surface-limite d'équilibre hydrostatique est constamment mobile et renouvelée, elle est chimiquement très active dans cette zone ; c'est la zone d'altération des roches.

La nappe aquifère située dans les formations meubles d'altération superficielle est désignée du nom de « nappe phréatique » (Mittelwasser) c.-à-d. « nappe des puits » parce que les puits des villages s'alimentent ordinairement dans cette nappe voisine de la surface du sol. (Figure N° 6).

Les variations de niveau de la nappe aquifère peuvent jouer un rôle pratique important.

Si les précipitations atmosphériques étaient constantes et continues, la nappe resterait constamment à la même profondeur, abstraction faite, naturellement, de l'influence des captages.

Mis si l'alimentation cesse, la nappe descend progressivement jusqu'à atteindre la surface-limite. Lorsque les précipitations reprennent, le niveau de la nappe s'élève de nouveau.

Des variations doivent aussi se produire si le niveau des exutoires change.

Dans le cas de nappes contenues dans les alluvions fluviales, les crues du fleuve peuvent influencer le niveau de la nappe. Mais cette règle n'est pas générale. Il arrive que le lit d'une rivière est tellement colmaté par la vase fine qu'il n'existe aucune communication entre la rivière et la nappe aquifère des dépôts alluvionnés. C'est le cas p. ex. dans la vallée de l'Alzette à Bettembourg. Un puits foré

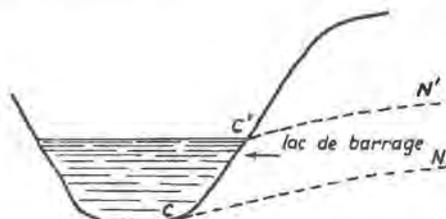


Fig. N° 7. — Par la construction d'un barrage le niveau de base de la nappe aquifère se relève en amont du barrage. N et N' = Niveau de la nappe aquifère avant et après la construction.

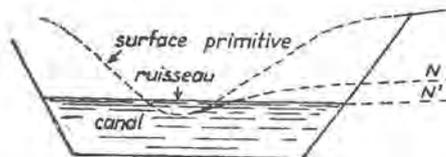


Fig. N° 8. — Abaissement du niveau d'une nappe d'eau de N à N' par le creusement d'un canal ou d'une tranchée.

dans les dépôts de la vallée à une vingtaine de mètres de la rivière a un débit de 20 m³/h. d'eau salubre, d'une température de 9,8 degrés, tandis que l'eau de la rivière très insalubre avait 24 degrés.

Des modifications dans l'altitude des exutoires peuvent être provoquées par l'exécution de travaux d'art.

Ainsi, la création d'un lac artificiel en amont d'un barrage relève le niveau de base de l'eau ; les exutoires de la nappe aquifère sont reportés de C à C' et la surface de la nappe passe de N à N'. (Fig. N° 7).

Le creusement d'une tranchée ou d'un canal peut avoir l'effet inverse et provoquer l'abaissement de la nappe. (Fig. N° 8).

La forme théorique que présenterait une nappe aquifère dans un terrain homogène peut être modifiée par de nombreuses causes. L'hé-

térogénéité du terrain peut déranger la courbe régulière de la surface du niveau de la nappe souterraine. Si le terrain se compose d'une alternance de couches de perméabilité différente, la courbure changera avec le degré de perméabilité des couches.

Les inégalités du relief marquent également leur influence sur la régularité de la courbe du niveau de la nappe. Supposons un plateau compris entre deux vallées ADA. La surface de la nappe y décrit une courbe régulière ABA. Si le plateau présente en D une dépression dont le fond s'approche de la surface de la nappe, il se produit une dépression dans celle-ci, du fait de l'aspiration de l'eau par évaporation, et la surface de la nappe présentera la forme ACA.

Si la dépression est plus profonde encore, des sources apparaissent et on est en face d'une vallée secondaire avec ses exutoires. (Fig. N° 9).

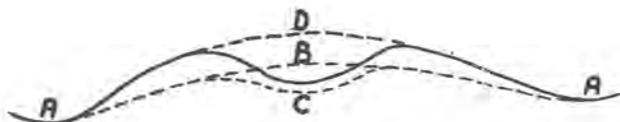


Fig. N° 9. — L'influence de l'inégalité du relief sur la régularité de la courbe du niveau de la nappe.

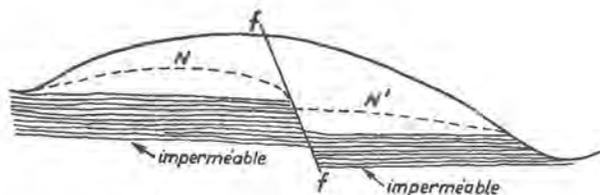


Fig. N° 10. — Inégalité de la base imperméable par l'effet d'une faille.

La forme de la base imperméable peut encore influencer la courbure de la surface de la nappe aquifère.

Si la base imperméable est régulièrement inclinée, l'eau s'écoule pratiquement sur un plan incliné qui correspond au toit de la couche imperméable.

Dans le cas où il existe une inégalité en forme d'un seuil au toit de la couche imperméable, cette inégalité n'a aucune influence sur le mouvement de l'eau tant qu'elle ne s'élève pas au-dessus de la surface-limite d'équilibre hydrostatique, parce que la nappe est pratiquement immobile dans le terrain au-dessous de la surface-limite d'équilibre.

Mais si ce seuil s'élève au-dessus de la surface-limite, il constitue un obstacle à l'écoulement de l'eau et le niveau tend à s'élever au-dessus de cet obstacle, comme l'eau s'élève dans un chenal, sur fond duquel

on placerait un obstacle volumineux. Si ce seuil est suffisamment volumineux, il y a fractionnement en deux nappes qui peuvent, de ce fait, être indépendantes l'une de l'autre.

La présence d'une lentille de moindre perméabilité dans la masse même du terrain aquifère produit une déformation de la nappe en mouvement avec le même effet comme il résulte d'une inégalité de la base.

L'inégalité de la base peut être l'effet d'une faille. La présence de celle-ci peut provoquer aussi un fractionnement de la nappe en deux parties indépendantes. Il peut arriver alors ce qui est indiqué dans la figure N° 10, où la partie à gauche de la nappe trouve un écoulement à la fois vers l'extérieur et vers la partie affaissée, où le niveau de l'eau ne correspond pas à celui de la partie surélevée.

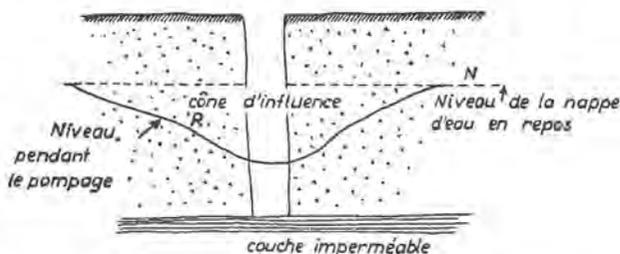


Fig. N° 11. — Rabattement d'une nappe d'eau par un ouvrage captant. N = Niveau de la nappe en repos ; R = Rabattement par l'effet du pompage.

Les effets du captage sur la forme de la nappe aquifère.

La présence d'une vallée assez profonde pour permettre à l'eau souterraine à s'écouler au dehors constitue un drain naturel pour la nappe aquifère.

Un ouvrage captant établi dans la nappe même, comme p. ex. un puits ou un forage, constitue un drain artificiel pareil au drain naturel créé par une vallée, et l'ouvrage captant entraîne un abaissement de la nappe dont la forme est régie par les mêmes règles.

Par l'enlèvement d'eau à l'aide d'un ouvrage captant, le niveau de la nappe est abaissé à cet endroit. Cet abaissement s'appelle rabattement de la nappe. L'enlèvement d'eau produit dans la nappe une dépression de forme conique, s'évasant progressivement vers le haut, c'est le cône d'influence. (Fig. N° 11).

La forme du cône est l'application du principe qui guide la forme des nappes aquifères à partir de la vallée dans laquelle se fait le déversement de leur trop-plein par des sources. Fig. N° 12).

Le puits est substitué aux sources et la pente de la courbure du cône répond à la courbure de la surface de la nappe à partir de la source vers le point culminant de la nappe.

Le pompage remplace la fonction de la source par laquelle s'écoule le trop-plein de la nappe. Si, au bout d'un certain temps de pompage, le niveau reste fixe dans le puits, la quantité d'eau puisée est égale à celle que reçoit le terrain sur la surface délimitée par la base du cône d'influence.

Pour un même terrain cette quantité dépend évidemment de l'importance du rabattement, la base du cône étant d'autant plus étendue que le sommet est situé plus profondément sous la surface de la nappe aquifère.

Le cône est d'autant plus évasé que le terrain est plus perméable ; il en résulte que, plus la base s'étend, plus la surface drainée est considérable et plus le rendement est élevé. Ceci revient à dire que pour deux puits travaillant au même rabattement, la zone d'influence est d'autant plus grande que le terrain est plus perméable ; la quantité d'eau puisée varie dans le même sens.

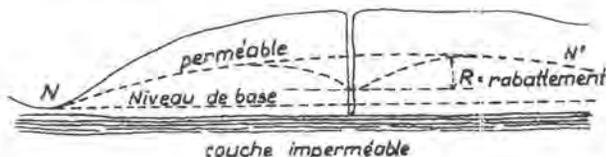


Fig. N° 12. — La relation de la forme du cône d'influence avec l'effet du déversement du trop-plein par les sources.

Si le puits captant draine le terrain à la façon d'une source, la galerie captante le draine comme une vallée. Sa zone d'influence n'est plus un cercle, mais une surface allongée suivant la direction de la galerie.

Au début de la mise en service, un captage donne un excès d'eau, parce qu'il épuise d'abord la réserve contenue dans la zone d'influence avant d'atteindre son débit normal, qui ne peut être supérieur à la quantité d'eau fournie au terrain par les précipitations atmosphériques sur la surface correspondant à la base du cône d'influence.

La circulation de l'eau dans un terrain perméable par porosité.

L'eau de pluie pénètre dans le sol pour réapparaître dans une source. Comme elle ne remplit pas le terrain perméable en entier, on peut distinguer une partie au-dessus de la nappe aquifère et la nappe elle-même. Dans la première partie, la circulation se fait en terrain non saturé, dans la nappe, en terrain saturé.

Dans la première partie, l'eau suit un chemin sensiblement vertical ; elle n'est sollicitée que par la pesanteur. La vitesse avec laquelle

l'eau chemine dans cette partie dépend en premier lieu évidemment de la perméabilité des roches ; elle est d'autant plus petite que les interstices sont plus petits. D'après des essais, du sable grossier laisse passer l'eau jusqu'à cent fois plus vite que du sable fin. Il en résulte nécessairement un retard qui produit un décalage entre le moment où elle arrive dans la nappe qui est en relation directe avec la perméabilité du terrain. Les oscillations de la nappe sont en relation plus ou moins lointaine avec les variations dans les précipitations atmosphériques.

Dans cette partie du terrain au-dessus de la nappe on peut distinguer deux zones :

Comme l'alimentation de la nappe par les précipitations atmosphériques n'est pas continue, il y a alternance de périodes humides et de périodes sèches. Dans une période sèche, les couches superficielles du sol s'assèchent par évaporation et l'eau située plus bas tend à remonter vers la surface. Du fait des échanges entre le sol et l'air qui s'accomplissent ici, c'est la zone des échanges, dont la profondeur dépend de la durée des périodes sèches, mais aussi de la nature des roches et de l'état hygroscopique du sol.

Au-dessous de cette zone l'eau descend dans le sol en cheminant toujours dans le même sens. Mais comme le terrain n'est pas saturé, l'eau est en contact avec l'air ; c'est la zone d'aération ou la zone de descente continue.

Considérons maintenant la circulation de l'eau sous le niveau de la nappe aquifère. Ici l'eau ne peut être mise en mouvement que du fait qu'il existe entre deux points de cette nappe une différence de pression, provoquant un appel d'eau vers le lieu de moindre résistance.

Aussi longtemps que la hauteur de l'eau de la nappe ne dépasse pas, dans chaque point, la surface-limite, elle est en équilibre hydrostatique et il n'y a pas de mouvement. Mais dès que le niveau de la nappe s'élève au-dessus de cette surface-limite, l'excès d'eau se met en mouvement vers l'exutoire de la nappe. C'est la partie active d'une nappe aquifère.

La partie de la nappe entre la surface-limite et le niveau de base n'est mise en mouvement que grâce à la pression exercée par la partie active. Sans l'aide de celle-ci elle resterait immobile. C'est la partie passive de la nappe.

On a pu démontrer par des expériences que la base de la partie passive d'une nappe mise en mouvement ne forme pas un plan horizontal, mais que dans une nappe libre, drainée par une vallée ou un captage artificiel, la trajectoire décrite par une particule d'eau est une courbe régulière à concavité tournée vers le haut. C'est comme si l'eau située au-dessous du plan de base passant par l'exutoire était aspirée vers l'exutoire au même titre que l'eau située au-dessus de ce plan (Fig. N° 13).

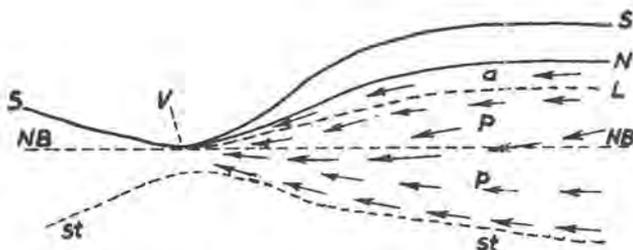


Fig. N° 13. — Les parties d'une nappe aquifère (d'après M. P. Fourmarier, Hydrogéologie, p. 76). — V = vallée ; S = surface du terrain, N = surface de la nappe aquifère, L = surface-limite d'équilibre hydrostatique ; NB = Niveau de base ; a = partie active ; p = partie passive ; st = partie stagnante.

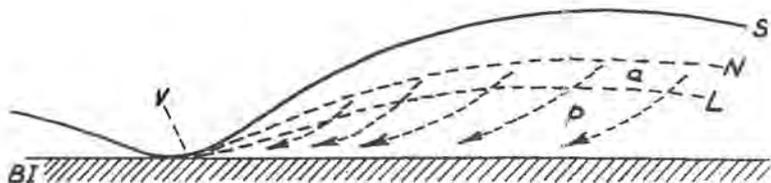


Fig. N° 14. — Influence de la base imperméable sur la trajectoire des filets liquides (d'après M. P. Fourmarier, Hydrogéologie p. 78). — V = Vallée donnant naissance à l'émergence d'une source ; S = Surface du terrain ; N = surface de la nappe aquifère ; L = surface-limite du niveau hydrostatique ; a = différence entre la pression h et h' ; (voir figure N° 5) P = terrain perméable ; BI = terrain imperméable.

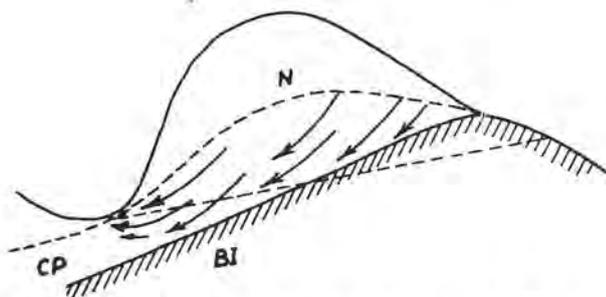


Fig. N° 15. — Influence d'une base imperméable incliné sur la trajectoire des filets liquides (d'après M. P. Fourmarier, Hydrogéologie p. 79) ; BI = Base imperméable ; CP = Couches perméables ; N = surface de la nappe aquifère.

L'importance de la partie passive est évidemment en relation avec la partie active ; si le niveau de l'eau s'élève, la partie passive augmente puisque la partie active devient elle-même plus puissante.

La partie la plus profonde de la nappe est pratiquement sans mouvement ; c'est la partie stagnante.

La base imperméable n'a aucune influence sur la circulation de l'eau dans la nappe tant qu'elle est située plus bas que la limite inférieure de la partie passive.

Si la couche imperméable se rapproche de la surface, il y a un moment où elle fait disparaître la partie stagnante. Toute la masse d'eau est alors en mouvement dès que son niveau s'élève au-dessus de la surface-limite.

Dans le cas où la base imperméable est plus proche encore de la surface, la partie passive est elle-même partiellement modifiée dans son allure, car les filets liquides sont gênés dans leur trajectoire et l'eau coule réellement à la surface de la couche imperméable. (Fig. N° 14).

D'autre part, si la zone imperméable est inclinée, la circulation de l'eau est également influencée par la base imperméable. (Fig. N° 15).

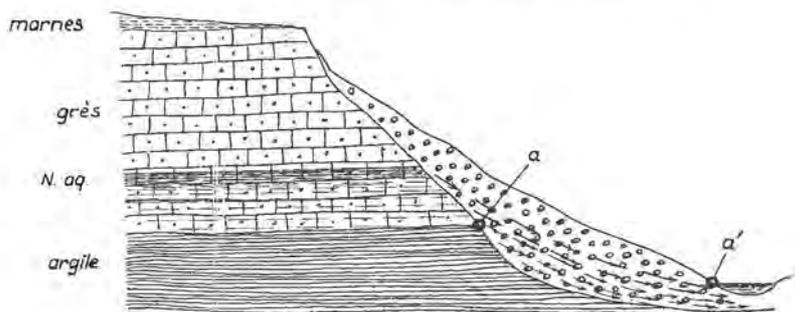


Fig. N° 16. — Source déplacée de a vers a' par cause de la présence d'éboulis.

Les exutoires de la nappe aquifère. — Les sources.

La concentration des écoulements de l'eau de la nappe aux points de passage les plus faciles donne naissance aux sources. La source est dite pérenne lorsqu'elle débite de l'eau pendant toute l'année, même après une période prolongée de sécheresse. La continuité dans le débit des sources est une conséquence de la résistance que tout terrain présente au passage de l'eau et qui provoque un retard qui est en raison inverse de la perméabilité du sol.

La régularité du débit des sources tient non seulement à la résistance présentée au passage de l'eau par le terrain, mais aussi à

l'importance de la zone perméable jouant le rôle de réservoir et dont le trop-plein s'écoule par les sources. Le rôle du réservoir souterrain peut être comparé à ce point de vue à celui d'un lac étendu intercalé dans un réseau fluvial.

La pérennité relative des sources dépend aussi de la profondeur des vallées par lesquelles se fait le drainage de la nappe. Dans les vallées moins profondes, les exutoires entrent en jeu tardivement pour tarir plus vite aussi en cas d'abaissement de la nappe.

Notons encore quelques particularités de la localisation des sources.

Le pied des versants abruptes est, en général, un lieu plus favorable pour la recherche et le captage des sources parce que les éboulis y sont peu abondants et que la sortie de l'eau n'est pas entravée.

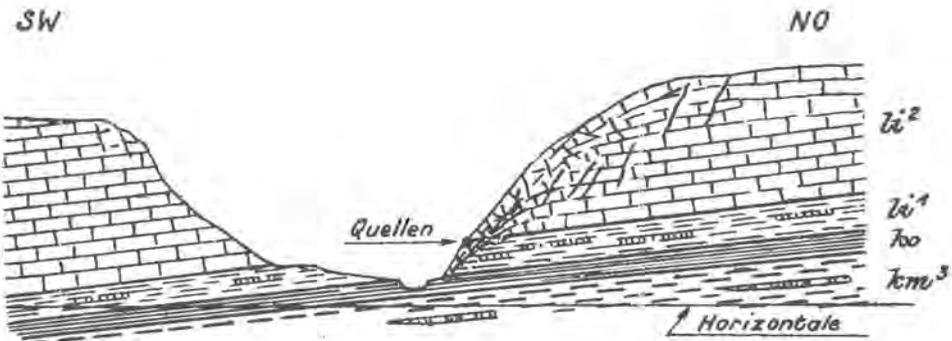


Fig. N° 17. — Les filets d'eau descendent facilement vers un des versants en suivant la surface de la base perméable, tandis que l'autre versant n'a pas de sources. li² = Grès de Luxembourg; li¹ = couches imperméables de l'étage à Psiloceras planorbis; Ko = Rhétien; Km³ = Keuper à marnolites. (Figure tirée du vol. V p. 151 « Das Gutland » des Publications du Service géologique.)

La rive plate est moins favorable parce qu'elle est recouverte par des alluvions.

Un exutoire peut être déplacé par cause de la présence d'éboulis. Si l'éboulis est très perméable, l'emplacement visible de l'exutoire est déplacé vers le bas. Si l'éboulis est limoneux, l'emplacement visible se trouve plus haut. Dans les deux cas le captage demande l'enlèvement de l'éboulis pour mettre à découvert l'emplacement primitif de la source. (Fig. N° 16).

Si la base imperméable est inclinée, les deux versants d'une vallée ne sont pas dans des conditions égales comme le montre la figure N° 17. Les filets d'eau descendent facilement vers le versant droit en suivant la surface de la base imperméable, tandis que des filets d'eau

qui devraient sortir au versant gauche rencontrent un obstacle dans la pente même de la base. C'est le cas dans toutes les vallées qui traversent le Grès de Luxembourg en direction méridienne. Pour ne citer qu'un exemple, rappelons l'abondance de sources sur les rives droites et la pénurie sur les rives gauches de l'Alzette et de la Mamer.

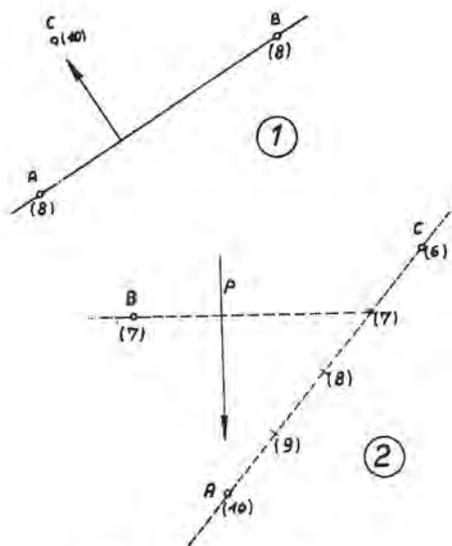


Fig. N° 17 a. — Détermination de la direction de circulation d'une nappe aquifère à l'aide de 3 puits A, B, C non placés en ligne droite. (Voir aussi pages 270 et 271).

Nappes aquifères des alluvions des fonds des vallées.

Dans les dépôts alluvionnés au fond des vallées se fait une circulation d'eau très lente, semblable à un fleuve souterrain à côté du fleuve superficiel. La vitesse ne surpasse guère quelques mètres par 24 heures, ce qui est d'une importance pratique. Car de telles eaux, ayant subi une filtration naturelle dans les alluvions sableuses, sont souvent bonnes pour l'alimentation de puits.

Plusieurs cas peuvent se présenter :

a) Le premier cas est celui de coteaux perméables aboutissant dans les alluvions de la vallée, tous ces matériaux perméables reposant sur un substratum imperméable. L'alimentation de la nappe aquifère est due aux précipitations atmosphériques qui tombent à la surface de la plaine et des versants et aux ruissellements des hauteurs voisines. Si le lit du fleuve et le thalweg sont bien colmatés naturellement, l'eau fluviale ne peut pas intervenir.

b) Lorsque les alluvions reposent sur un substratum perméable, l'alimentation de la nappe des alluvions est réalisée en partie, comme

dans le premier cas, par les eaux pluviales ; cependant une grande partie de l'eau de la nappe provient de la rivière qui est filtrée dans les dépôts sableux alluvionnés. La nappe ne suit les crues des fleuves qu'avec un grand décalage. Elle peut, à certaines époques, restituer de l'eau au fleuve.

Ces deux cas plutôt théoriques se présentent dans nos grandes vallées de la Moselle et de la basse et moyenne Sûre d'une façon un peu différente. Ces vallées ont été creusées dans des roches en partie imperméables ou peu perméables, comparées aux dépôts alluvionnés. Sur ce fond ont été déposés pendant le quaternaire supérieur, des graviers et des cailloux quartzeux très perméables. Pendant l'holocène, les rivières ont recréusé leur lit dans ce dépôt de gravier et de cailloux qui a été recouvert d'un manteau de sable fin et d'argile.

L'alimentation, aux endroits où le sommet des dépôts est sableux, se fait en partie par le ruissellement des versants et la pluie, en partie par l'infiltration des eaux de la rivière. Aux endroits où la couverture est plus argileuse, la nappe est alimentée de préférence ou uniquement par les eaux de la rivière. Ces faits sont démontrés par l'analyse même des eaux de la nappe.

En construisant à l'aide de puits d'observation les courbes de niveau d'une nappe aquifère des alluvions d'une vallée, on peut voir si elle est alimentée par le fleuve ou si c'est l'inverse suivant le sens du raccord de ces courbes avec le thalweg.

La connaissance du mode de cheminement de l'eau dans les alluvions est d'un intérêt pratique.

Le courant souterrain chemine plus ou moins lentement en dépendance de la perméabilité des alluvions et de la pente du dépôt. Lorsque le fond de la rivière est colmaté, il y a indépendance entre la rivière et le courant souterrain, ce qui est souvent marqué par la différence chimique des deux eaux.

Si l'eau dans les alluvions est contaminée par l'infiltration des eaux usées d'une localité ou d'une industrie, la contamination se propage d'amont en aval suivant la direction réelle des filets d'eau de la nappe souterraine.

Corrélations entre l'eau de la rivière et l'eau souterraine des alluvions.

Du moment que le fond du lit d'une rivière n'est pas colmaté par des matériaux vaseux, il y a communication plus ou moins facile entre les eaux de la nappe et de la rivière.

Quand l'alimentation de la nappe est considérable et que son niveau est égal ou supérieur au niveau du cours d'eau, le trop-plein de la nappe se déverse dans la rivière et aucune contamination par l'eau de la rivière n'est à craindre.

Mais quand l'alimentation directe de la nappe par la plaine alluvionnée est insuffisante, toute crue de la rivière a pour effet de faire

monter le niveau de la nappe par alimentation avec de l'eau de la rivière et la contamination est à redouter.

C'est donc une question d'équilibre entre les niveaux de la rivière et de la nappe souterraine.

Un puits placé dans les alluvions au voisinage de la rivière produit pendant le pompage une dépression de la nappe. Si l'alimentation de la nappe par les précipitations atmosphériques est considérable, les infiltrations de l'eau de la rivière ne sont guère à craindre. Dans le cas contraire, c'est la situation créée dans une période de crue et l'eau de la rivière peut entrer dans la dépression de la nappe résultant du pompage.

Les nappes captives.

Une nappe captive en fond de bateau peut être jaillissante (nappe artésienne) ou non jaillissante ; elle peut aussi avoir un écoulement naturel ou être sans écoulement naturel. (Voir les figures N^{os} 18 et 19).

On peut aussi imaginer une disposition de nappe coïncée jaillissante ou non jaillissante, le coïncement étant dû soit à une allure lenticulaire du terrain perméable (Fig. N^{os} 20 et 21), soit à une faille. (Fig. N^o 22).

Dans les croquis schématiques la nappe captive est sans écoulement naturel.

La zone d'alimentation correspond aux affleurements de la nappe aquifère. Dans cette zone d'affleurements les conditions hydrologiques sont analogues à celles d'une nappe libre, puisqu'il n'y a pas de recouvrement par des couches imperméables.

L'eau est en mouvement dans une nappe captive à condition qu'il y ait une différence de niveau entre les zones d'affleurement du terrain aquifère. Ce mouvement est ordinairement extrêmement lent ; il est en rapport avec la différence de niveau entre les zones d'affleurement et avec la perméabilité du terrain. Ce mouvement est mis en évidence par la comparaison des niveaux piézométriques dans une série de forages qui entrent dans la nappe à des distances variables de la ligne suivant laquelle la nappe évacue le trop-plein de ses eaux. (Voir Fig. N^o 23).

Dans les puits 1—5, l'eau devrait s'élever à la même hauteur si la nappe était parfaitement immobile. Mais comme la nappe a un écoulement naturel, on constate, au contraire, que cette hauteur varie suivant une courbe parabolique. Dans les puits 1 et 2, le niveau piézométrique est au-dessous de la surface du terrain ; en 3, il coïncide avec cette surface ; en 4 et 5, il est au-dessus et les puits sont jaillissants.

Cette disposition peut être réalisée expérimentalement au moyen de l'appareil schématisé dans la Fig. N^o 24.

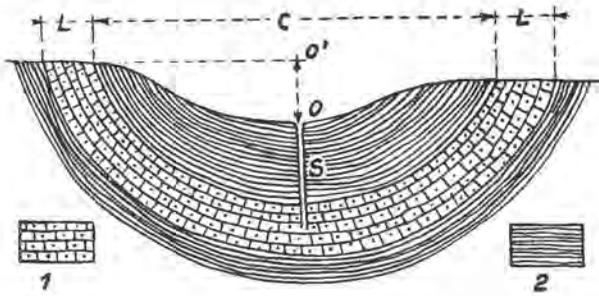


Fig. N° 18. — Nappe en fond de bateau jaillissante ou artésienne. — 1 = terrain perméable ; 2 = terrain imperméable ; S = Sondage ; L = partie libre de la nappe ; C = partie captive de la nappe ; O = orifice du puits, O' = niveau hydrostatique de la nappe d'eau.

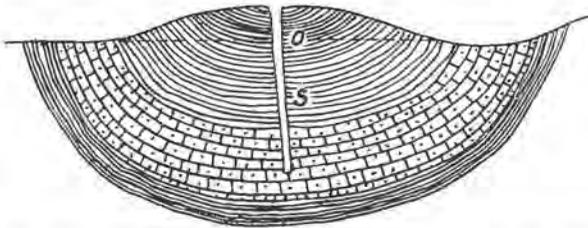


Fig. N° 19. — Nappe captive en fond de bateau non jaillissante. S = Sondage ; O = niveau hydrostatique de la nappe captive.

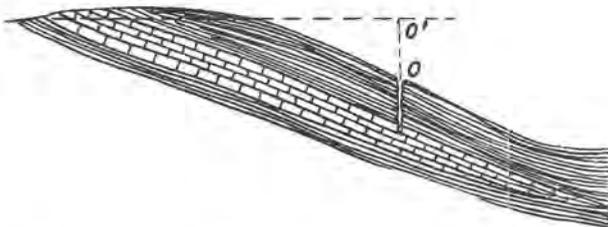


Fig. N° 20 — Nappe captive coincée jaillissante. O = Orifice du puits, O' = Niveau hydrostatique de la nappe d'eau.

Du fond d'un vase V, dans lequel la hauteur de l'eau est maintenue constante au niveau E, part un tube horizontal muni d'un robinet R. Sur ce tube sont branchés des tubes verticaux de la hauteur du vase V. Tant que le robinet est fermé, l'eau s'équilibre dans les tubes suivant l'horizontale E-E'. Si l'on ouvre le robinet, la surface piézométrique prend la forme d'une courbe parabolique et la hauteur de l'eau dans les tubes verticaux va en diminuant au fur et à mesure qu'ils sont plus éloignés du réservoir V.

L'influence d'un captage sur le comportement d'une nappe captive.

Dans le cas théorique d'une nappe artésienne en équilibre dans un terrain, en forme de cuvette régulière, le niveau piézométrique (statique) est donné par un plan horizontal passant par les affleurements de la couche perméable. (Fig. N° 25).

Dans un sondage l'eau s'élève au niveau de ce plan E—E, à condition que le tubage atteigne cette hauteur (partie supérieure du tubage, marquée par des traits en tireté). L'eau reste alors en repos à ce niveau ; elle ne s'écoule pas. Mais dès que le tubage n'atteint pas cette hauteur (bord supérieur du tubage marqué par des traits pleins), l'eau s'écoule librement ; la surface d'équilibre se déforme suivant une courbe qui correspond au cône d'influence d'une nappe libre exploitée par un ouvrage captant. Cette zone d'influence est d'autant plus grande que l'eau de la nappe captive s'écoule plus bas par rapport au plan horizontal du niveau piézométrique (niveau d'écoulement en a et en b de la Fig. N° 25).

C'est ainsi que le niveau piézométrique de la source artésienne Kind à Mondorf-les-Bains est à la cote 199,85 N. N. A ce niveau l'eau ne s'écoule plus. A la cote 193,70 N. N., le débit qui s'écoule librement est de 430 l/min. et au niveau de 188,08 N. N., il est de 665 l/min.

Il est clair que si plusieurs forages prennent l'eau dans une même nappe, ils s'influencent mutuellement et que l'influence d'un second et d'un troisième forage dépend de l'importance de la nappe, de la perméabilité du sol et du volume d'eau puisé.

Si le nombre des puits n'est pas en rapport avec la capacité d'alimentation de la nappe, on épuise les réserves et le débit des puits diminue en rapport avec le nombre des ouvrages captants.

Nappes aquifères libres dans les terrains perméables en réseau.

Les principes établis pour les terrains meubles et perméables par porosité ne s'appliquent aux terrains compacts et perméables en réseau (ou en grand) que dans une certaine mesure et l'allure des nappes y est moins régulière. Dans ces terrains, la porosité est peu prononcée ou n'existe pratiquement pas ; l'action capillaire y est peu active. Au voisinage de la surface, par suite de l'action météorique, il existe ordi-

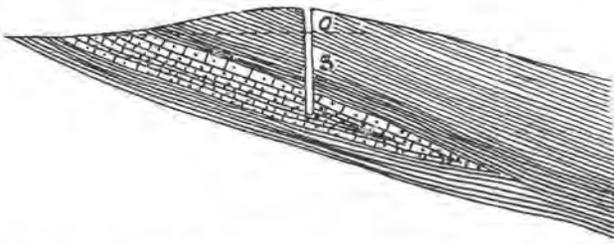


Fig. N° 21. — Nappe captive coincée non jaillissante.
S = Sondage ; O = Niveau hydrostatique de la nappe
d'eau souterraine.

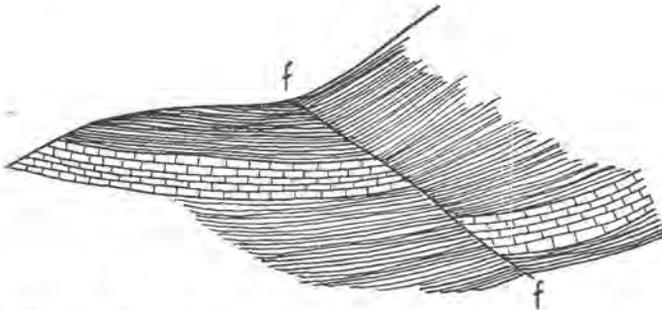


Fig. N° 22 — Nappe captive par interruption du terrain
perméable par une faille. La faille peut donner naissance
à une source jaillissante.

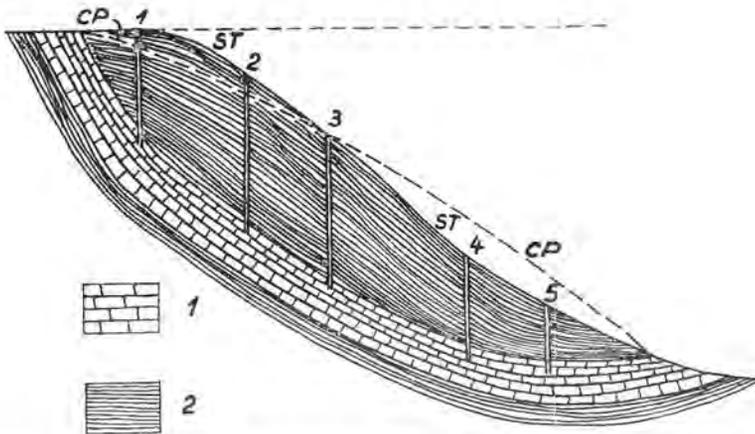


Fig. N° 23. — La courbe piézométrique CP d'une nappe
captive en mouvement par écoulement naturel. — St =
surface de terrain ; 1 = terrain perméable ; 2 = terrain im-
perméable. (d'après M. P. Fourmarier, Hydrogéologie, p. 127).

nairement une zone de terrain meuble qui augmente la perméabilité, mais à une faible profondeur l'eau ne peut circuler que suivant les joints de stratification, clivage, diaclases, cassures, fissures de retrait, failles et zones broyées.

Parmi ces voies de circulation, les diaclases, cassures et failles sont les formes privilégiées pour la pénétration facile de l'eau ; les joints de stratification et le clivage ne sont, en profondeur, que des fissures latentes qui ne se révèlent qu'au voisinage de la surface.

La base imperméable peut être un terrain de nature argileuse ou marneuse ou une zone de même nature lithologique que le terrain formant réservoir, mais moins ou pas du tout fissuré.

Quand un massif de terrain perméable en grand est découpé par un réseau de fissures relativement régulier et assez serré, la nappe se présente dans les conditions très proches du cas théorique d'un terrain meuble et perméable par porosité. Mais comme la résistance au passage de l'eau est moins grande qu'entre les interstices d'un terrain meuble, la surface-limite de la nappe est peu courbée et forme un plan presque horizontal.

Ce sont surtout les terrains calcaires qui, à cause de leur extrême perméabilité en réseau, renferment une nappe se rapprochant du cas théorique d'une roche de perméabilité infinie, dont la surface-limite est voisine du plan horizontal et qui correspond à peu près au niveau principal qui draine la région. Les calcaires peuvent renfermer des réserves d'eau considérables, mais qui risquent très facilement d'être contaminées et dont la répartition est soumise aux caprices des lignes de fracture et de l'homogénéité changeante de la roche.

D'une façon générale, les vallons secs sont l'indice de l'existence d'un réseau de fractures et il y a chance que la roche renferme dans la profondeur, en suivant le tracé de ces vallons, une réserve d'eau souterraine en mouvement. Dans les méandres encaissés des vallées situées dans un massif calcaire on peut parfois observer des sources assez puissantes qui ne forment que la résurgence de l'eau de la rivière qui a passé par les joints et les fissures du calcaire pour réapparaître sans filtration à un point situé en aval. (Fig. N° 26).

D'habitude, le sous-sol a une structure complexe avec alternance de couches perméables et imperméables, de sorte qu'il existe différentes nappes particulières caractérisées par leurs qualités physiques et chimiques.

Quand on fore un puits profond traversant plusieurs nappes d'eau, il y a des précautions particulières à prendre pour éviter le mélange de nappes d'eau de qualités chimiques différentes.

Les dislocations, plissements et failles compliquent le régime des nappes ; elles canalisent ou compartimentent les nappes ou peuvent, au contraire, en mettre plusieurs en connexion dans le cas de l'existence de nappes multiples. Un problème de première importance est donc de se rendre compte de la tectonique locale.

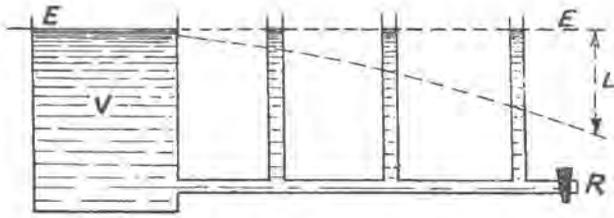


Fig. N° 24. — Appareil pour montrer la forme d'une nappe captive en mouvement.

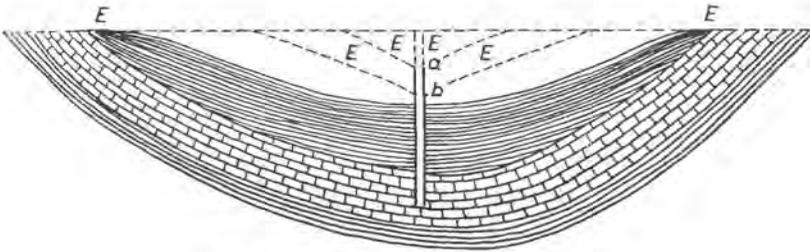


Fig. N° 25. — Influence du captage sur le comportement de la nappe captive.

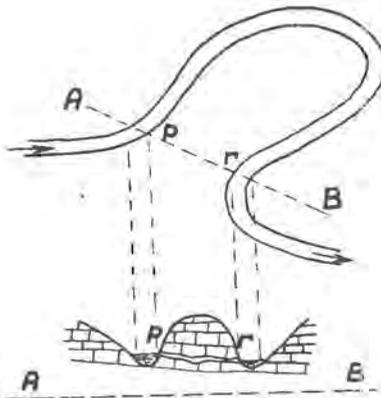


Fig. N° 26. — Méandre encaissé dans un terrain de calcaire très fissuré; Plan et coupe suivant la ligne A - B du plan. — p. = perte de l'eau de la rivière; r = résurgence sous forme de source.

La forme des nappes dépend de la structure du sous-sol bien plus que de la forme de la surface topographique. Les bassins topographiques peuvent être tout différents des périmètres d'alimentation des nappes. D'autre part, la forme et la pente de la surface topographique ont une influence incontestable sur la concentration des eaux de ruissellement et sur la vitesse de leur écoulement.

Le captage de l'eau souterraine en nappe libre.

Le captage peut être fait soit à l'émergence d'une source, soit par puits en pleine nappe.

Tout captage d'une source descendante (en nappe libre) se base sur les règles générales suivantes :

Aussi longtemps que l'eau monte de bas en haut, il faut approfondir et dégager le terrain jusqu'à ce qu'on arrive sur la base imperméable. Si la base imperméable est cachée sous une couverture de débris de terrain meuble, il faut faire une entaille dans cette masse meuble pour dégager la couche imperméable. Si cette masse est argileuse, la source sort à un niveau plus haut, si elle est gréseuse, la source se déverse à un niveau plus bas que la base imperméable.

Le débit d'une source atteint son maximum immédiatement après le captage à cause de l'écoulement des réserves accumulées ; il diminue ensuite et montre des changements périodiques d'autant moins prononcés et d'autant plus réguliers que l'eau demande du temps pour passer de la région d'alimentation de la nappe vers la région de l'exutoire.

En principe, les captages doivent être étanches jusqu'à une certaine distance de la surface, de façon à capter l'eau là où une certaine épaisseur de manteau filtrant empêche l'arrivée d'eau superficielle.

Il faut toujours loger le captage dans la roche saine, non désagrégée. Loger le captage dans le manteau de débris qui revêt une pente, c'est exposer l'eau à la souillure par causes étrangères.

Lorsqu'il s'agit de capter une seule source qui émerge nettement sur la surface de la base imperméable, le travail est simple, surtout si elle sort au pied d'une pente abrupte. Il suffit de dégager le terrain et de construire un ouvrage de maçonnerie pour isoler la source ; de là partiront les tuyaux de la conduite d'adduction au réservoir. Si le versant est en pente douce et si les eaux superficielles risquent d'entrer dans le captage sans filtration suffisante, il faut entailler le terrain davantage pour avoir une couverture appropriée au-dessus de l'ouvrage captant. (Fig. 27.)

Le captage peut aussi se faire par un puits situé en amont du point d'émergence de façon à recouper les filets d'eau se rendant à l'émergence naturelle. On choisira l'emplacement du puits de telle façon que la couverture de terrain soit suffisante pour garantir une filtration suffisante des eaux superficielles qui pourraient entrer dans la nappe souterraine.

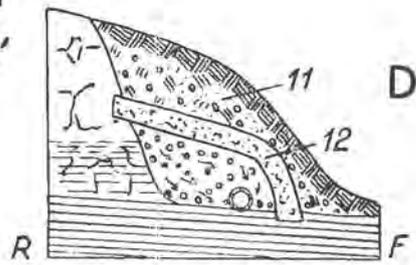
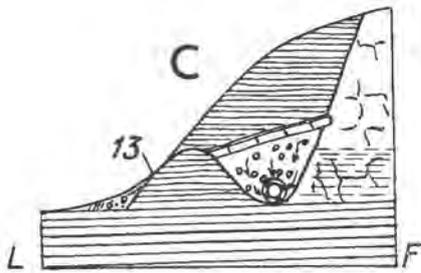
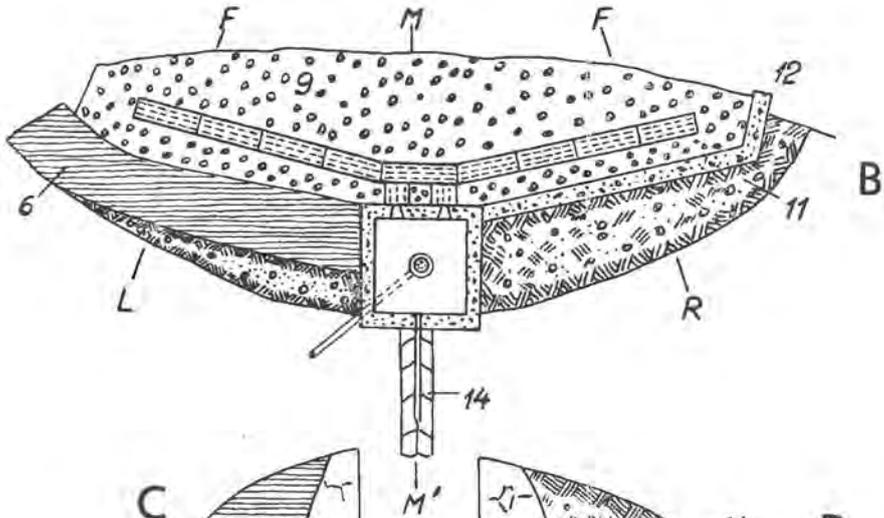
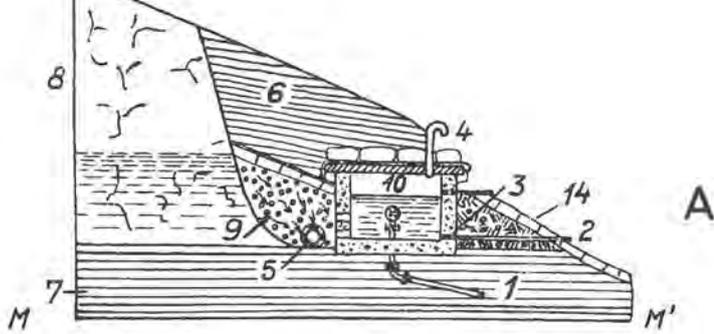


Fig. N° 27. — Captage d'une source diffuse au pied d'un versant. L'eau qui sort en plusieurs suintements est recueillie par tuyaux perforés en haut, pleins en bas, posés dans un remplissage de cailloutis et ramené avec une légère pente dans le bassin collecteur. (Voir le plan B) Un barrage en argile ou en béton retient l'eau tandis que la couverture en argile (6) empêche l'infiltration de l'eau superficielle. L'argile peut être remplacée par du béton imperméable. — A = Coupe suivant la ligne M-M' — B = Plan. C = Coupe suivant L-F. D = Coupe suivant F-R. — 1 = Départ ; 2 = vidange ; 3 = surplein ; 4 = tuyau d'aération ; 5 = tuyau collecteur perforé en haut, plein en bas ; 6 = couverture en argile ; 7 = terrain imperméable ; 8 = terrain perméable avec nappe aquifère ; 9 = cailloutis de remplissage ; 10 = bassin collecteur ; 11 = remblaiement ; 12 = barrage en béton ou en argile ; 13 - 14 = collecteur de l'eau superficielle. (Figure tirée de J. Wilser, Grundriss der angewandten Geologie p. 107).

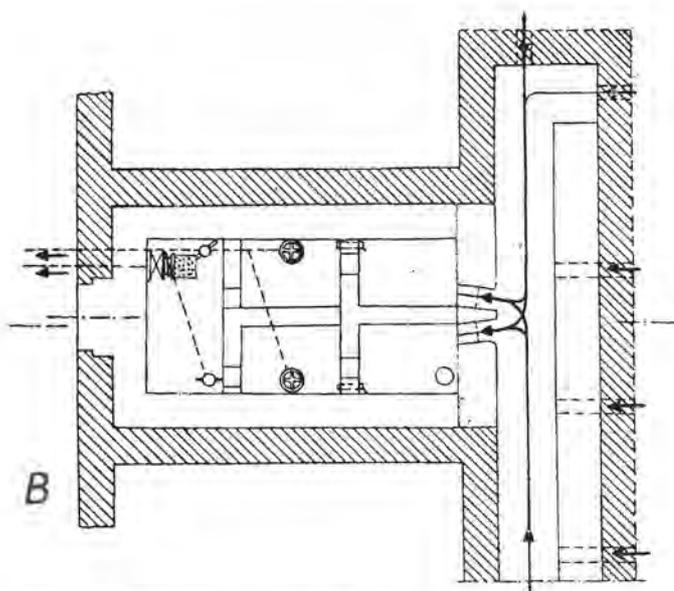
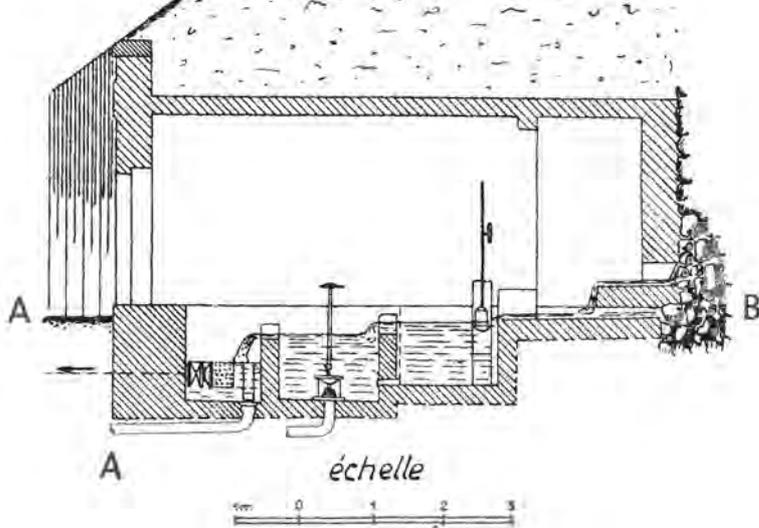


Fig. N° 27 a. — Captage du « Kaschbour » à Ehner (Rédange). A = Coupe longitudinale A-B — B = Plan.

Le captage consiste ici dans une galerie pour recueillir les filets d'eau et une chambre de réception qui comprend ici trois bassins en cascade en vue de favoriser le dépôt du sable fin dont l'eau de la source peut être chargée. Du bassin le plus bas part la conduite d'adduction. La chambre de réception est encore munie de trop-plein, vidange et robinet - vanne de fermeture.

Pour déterminer le débit de la source on a encore installé, à demeure fixe, dans la chambre de réception un appareil de jaugeage. (D'après Mr. A. Wirion : L'alimentation en eau potable du Grand Duché de Luxembourg. — Revue technique luxembourgeoise, 32^e année, N° 1, p. 1-6, Luxembourg 1940.

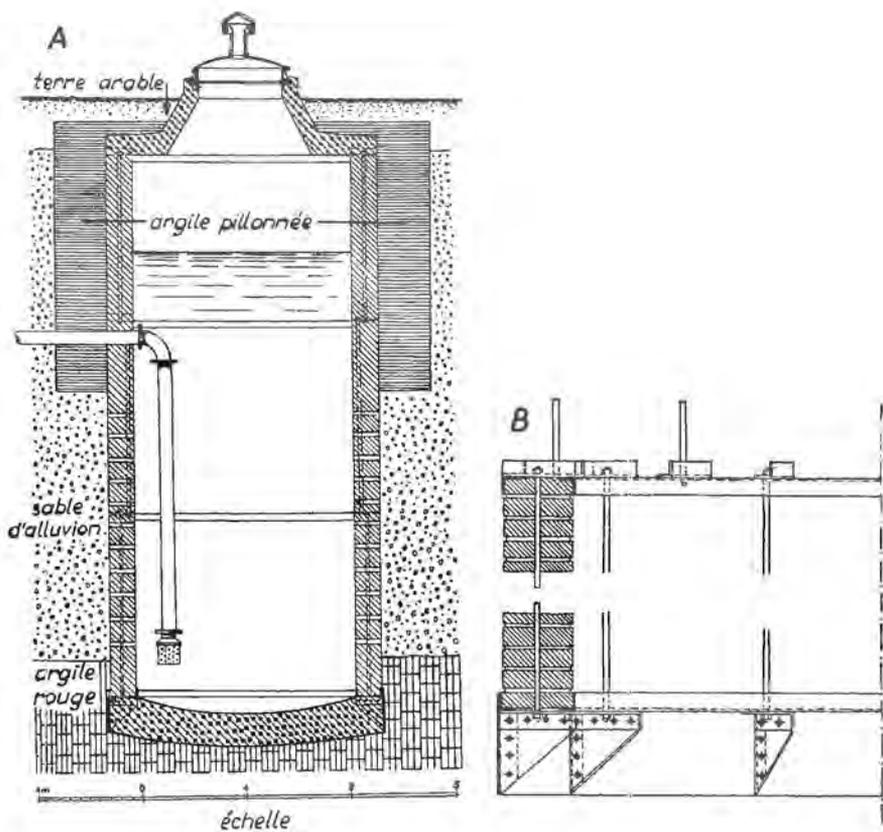


Fig. N° 27 b. — Puits dans les alluvions de la Moselle à Remerschen.
 A = Coupe ; B = Rouet descendant.

« Le creusage des puits de Remerschen a été réalisé par le procédé dit havrage sous rouet descendant », procédé le plus rapide et le plus économique. (Dans ce procédé on fouille d'abord jusqu'à 2 m environ en contrebas du sol, puis on place le rouet, muni sur son pourtour d'une tôle verticale formant couteau, et la maçonnerie est exécutée par-dessus jusqu'au niveau du sol ; on continue ensuite la fouille en dégageant les terres sous le couteau et le rouet s'abaisse lentement sous le poids de la maçonnerie que l'on exécute à mesure de la descente.

Dès qu'on a atteint la nappe, il est nécessaire d'épuiser l'eau avec les pompes pussissantes ». (A. Wirion, loc. cit. p. 2-3)

On choisira le captage par puits quand la base imperméable n'affleure pas, mais se trouve sous une couverture de terrain désagrégé ou alluvionné par laquelle l'eau sourde vers l'extérieur. Par cet ouvrage de captage le débit de la source peut être augmenté sensiblement, parce qu'on capte aussi la partie de l'eau qui s'éparpillait dans les roches meubles ou alluvionnées.

Si l'on est amené à devoir capter plusieurs sources ou un grand nombre de suintements répartis sur une certaine distance au pied d'un versant, on entame d'abord le versant de la montagne par une galerie ou un fossé perpendiculairement à la vallée, puis on pousse une galerie ou un fossé parallèlement à celle-ci pour recouper les filets d'eau qui nourrissent les sources ou les suintements.

Il arrive que l'exutoire est trop diffus et ne forme qu'un terrain marécageux. Dans ce cas, le captage peut être réalisé par l'aménagement d'un système de drains. Ce système est couramment employé pour capter les eaux d'une nappe phréatique située à faible profondeur dans des dépôts d'altération superficielle.

Captage dans le terrain dévonien de l'Oesling.

Le terrain dévonien est constitué par des couches de schistes et de grès quartzeux dressées souvent jusqu'à la verticale.

Ces terrains sont d'une perméabilité en grand par diaclases, joints, crevasses et zones broyées. Dans les schistes la perméabilité est très médiocre, on ne rencontre pas de sources pérennes ; elle est meilleure dans les grès quartzeux et les quartzites. Dans ce terrain existent quelques sources qui se forment ordinairement au contact d'une couverture de produits d'altération superficielle et de la roche non altérée. Le captage de ces sources est assez délicat, parce qu'il n'existe pas de base imperméable précise et que l'eau a la facilité de s'éparpiller dès qu'on la soumet à une contrainte dans un ouvrage de captage. Il faut donc ordinairement réduire le captage au nettoyage du terrain et à la construction d'une maçonnerie qui empêche la contamination de l'eau. (Fig. 28.)

Un débit considérable peut être obtenu à l'aide d'un captage par galeries. Comme les bancs de grès quartzeux alternent avec des schistes, il y a avantage à recouper le plus grand nombre de bancs de grès par une galerie perpendiculaire à la direction des bancs.

Les mines abandonnées de Stolzembourg et de Chifontaine, l'aridoisière d'Asselborn, le canal souterrain à l'ouest de Hoffelt nous fournissent de données précises montrant que des quantités considérables d'eau souterraine peuvent être retirées du Dévonien par galeries.

Dans les terrains dévoniens recouverts d'un manteau de roches meubles par suite de la désagrégation des têtes de bancs assez puissants, on constate des épaisseurs de 3 à 6 m ; on pourrait creuser des galeries à la limite de la roche non altérée et des dépôts de désagrégation.

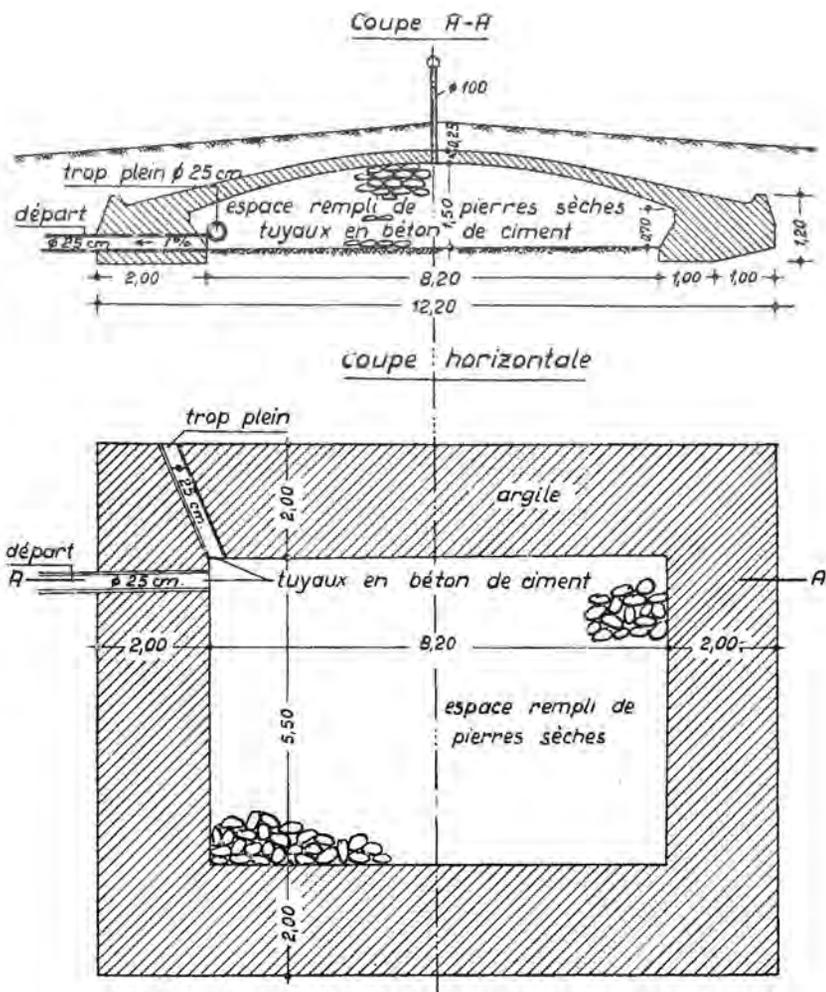


Fig. N° 28. — Captage d'une source diffuse à Troine dans les roches schisteuses dévoniennes. (D'après un projet dressé par M. Hamen).

tion. Comme la roche non altérée forme une base peu perméable, il serait possible que la galerie serve en même temps de réservoir permettant de régulariser le débit. Dans ces terrains il peut être avantageux de donner à la galerie drainante un profil en gradins sur la longueur B-C, parce que la plus grande perméabilité existe au voisinage de la surface par suite de la désagrégation des têtes de bancs (Fig. N° 29). Le rendement d'une galerie pourrait être satisfaisant dans la partie A-B, mais ce rendement tomberait vite en amont de B, parce que la galerie entrerait dans la roche non altérée. Pour cette raison, on creuserait la galerie entre A et C en gradins pour rester dans la zone la plus perméable.

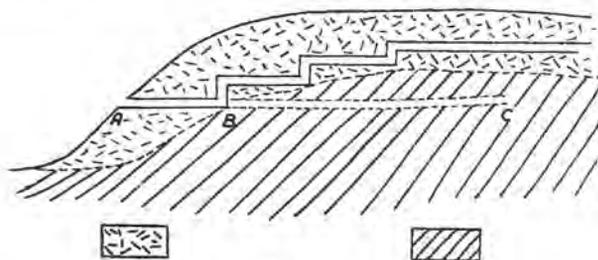


Fig. N° 29 Galerie drainante en gradins
(d'après M. P. Fourmarier, Hydrogéologie, p. 239).

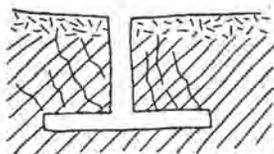


Fig. N° 30. — Schéma d'un puits avec galerie captante pour maisons isolées dans les roches schisteuses de l'Oesling.

Les endroits marécageux pérennes qu'on rencontre sur le haut plateau dévonien au NNW de l'Oesling démontrent que le terrain désagrégé renferme une réserve d'eau appréciable.

Pour des maisons ou des groupes de maisons isolées il y a avantage à creuser un puits du fond duquel part une galerie captante, disposée de telle façon, qu'elle est orientée normalement à la direction des couches pour recouper autant de chenaux aquifères que possible. (Fig. N° 30).

D'une façon générale, le captage en pleine nappe dans des couches horizontales peut être réalisé le mieux par un puits creusé ou foré ou par une galerie.

Le forage est indiqué dès que la nappe se trouve à une profondeur assez grande. (Voir aussi le chapitre : Forage, p. 102—121.)

Un débit considérable peut aussi être obtenu à l'aide d'un captage par galeries, ce qui est avantageux lorsque le travail peut être entrepris à flanc de coteau, ce qui permet un transport facile par gravité à tous les endroits situés en aval.

Captage d'une source ascendante.

Le captage d'une source ascendante, c.-à-d. d'un exutoire d'une nappe d'eau sous pression et qui monte à la surface par une cassure, est ordinairement une opération assez délicate, parce que l'équilibre qui règle l'émergence de ces sources est ordinairement peu stable. En diminuant la résistance par le captage, on augmente le débit. En plaçant le captage aussi profond que possible, on diminue la hauteur de la colonne d'eau, c.-à-d. la résistance.

Par des travaux exécutés sans précaution et sans connaissance exacte de la position géologique de la source, détériorant inconsciemment certaines fissures ou créant des contraintes par des travaux mal disposés, on peut changer les conditions d'émergence, perdre la source qui s'en va on ne sait où et déposséder le propriétaire au profit d'un voisin. Le même résultat peut se produire par des travaux trop brutaux qui peuvent changer l'itinéraire des filets d'eau.

L'examen géologique des projets d'adduction d'eau potable.

Tous les projets d'adduction d'eau potable devront se baser sur une étude géologique et un examen chimique et bactériologique.

Malgré la nécessité incontestable de soumettre l'eau à un examen chimique et bactériologique, il ne faut pas perdre de vue que les données de cet examen ne sont concluantes qu'en relation avec un examen géologique du terrain. Si l'étude géologique conduit à une conclusion défavorable, le projet devra être modifié ou abandonné, même si les analyses sont satisfaisantes. Les causes de pollution possibles mises en évidence par l'étude géologique peuvent donner lieu à une pollution irrégulière tantôt nulle, tantôt dangereuse et les analyses peuvent avoir été faites à un moment où, par hasard, l'eau n'était pas contaminée.

Néanmoins ces analyses peuvent être utiles pour corroborer les résultats de l'étude géologique. Dans des cas douteux, elles sont à répéter à différentes reprises.

L'étude géologique a pour but d'établir l'origine de l'eau, son itinéraire souterrain, le cas échéant, les sources de contamination qu'elle peut rencontrer et, si possible, les moyens d'obvier à ces contaminations.

Quant à l'origine de l'eau, il faut envisager la région qui peut faire partie du périmètre d'alimentation de la nappe en question. La présence d'assises perméables et leur structure tectonique conditionnent

le régime d'une nappe aquifère. Les régions d'infiltration correspondent aux affleurements de ces assises perméables.

Plus l'origine est lointaine, plus la roche est puissante et perméable en petit, meilleure est la filtration naturelle. La température de l'eau est constante si le parcours souterrain est suffisamment long. Au contraire, des variations saisonnières ou accidentelles indiquent des infiltrations rapides régulières ou des infiltrations massives par des débâcles souterraines, ce qui arrive notamment dans les massifs calcaires. Dans ce cas on effectuera des essais de coloration avec de la fluorescéine aux points d'infiltration présumés.

Pour obvier aux contaminations on prendra des précautions au voisinage du captage. L'emplacement d'un ouvrage captant est à choisir de manière à éviter la pollution de l'eau du fait du voisinage d'éta-

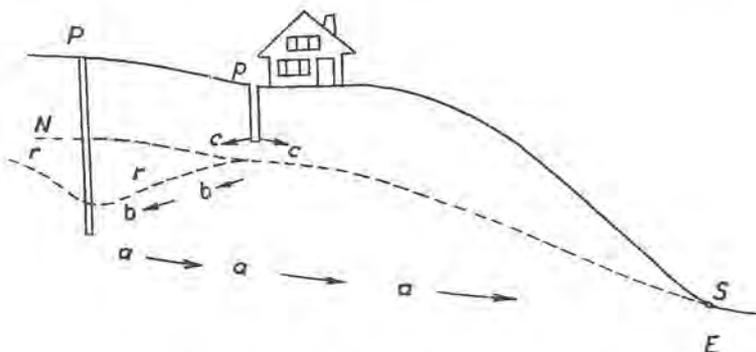


Fig. N° 31. -- Contamination de l'eau potable par le détournement des eaux polluées déversées dans un puits perdu (d'après M. P. Fourmarier, Hydrogéologie, p. 244 — N-S = surface de la nappe aquifère en repos; r-r = cône de rabattement; P = Sondage; p = puits perdu.

blissements industriels, de puits perdus, de fosses d'aisance, d'égouts, de dépôts de fumiers, de cimetières etc.

Il faut aussi se rendre compte des chemins souterrains que les eaux usées peuvent prendre, ce qui demandera le détournement de certaines eaux polluées.

En effet, un puits placé en amont d'un foyer de contamination n'est pas à l'abri du danger, comme le montre la Fig. N° 31.

Dans le cas normal, l'écoulement de la nappe aquifère se fait suivant les flèches a — a — a. Par la mise en service d'un forage P, il y a rabattement de la nappe aquifère. Par le rabattement de la nappe, le sens de l'écoulement est interverti au voisinage du puits P suivant les flèches b, b, et l'eau contaminée du puits p peut atteindre le forage P qui fournira de l'eau polluée.

Il faut encore se rappeler qu'un filtre naturel doit son efficacité au fait qu'il est mis en fonction d'une façon intermittente et qu'il s'épure par oxydation dans des temps de repos. Or, une fosse à eaux usées, un égout etc. amènent constamment des produits contaminés sur le filtre ; celui-ci est mal aéré et par conséquent, il perdra au bout d'un certain temps une grande partie de son efficacité.

Il est donc dangereux de placer un puits au voisinage d'un réservoir d'eau usée. Aussi l'utilisation de puits abandonnés pour y déverser de l'eau usée est à interdire strictement.

Périmètres de protection.

Outre les précautions à prendre au voisinage du captage, l'établissement d'un périmètre de protection est utile et s'impose en certains cas. On peut dire qu'il y a plutôt lieu de motiver la non-nécessité éventuelle que son utilité.

On distingue un périmètre de protection immédiat de défense du captage et un périmètre général de protection de tout le bassin d'alimentation ou d'une de ses parties.

Le périmètre immédiat correspondra à un secteur de 10 à 250 m de rayon autour d'une source, à un cercle de l'ordre de 25 mètres autour d'un puits, à une frange de 10 à 100 m de part et d'autre d'un drain. Ces chiffres varient suivant la nature et la capacité filtrante du sous-sol. Ils n'ont donc rien d'absolu et présentent des distances moyennes à partir desquelles la filtration est plus que suffisante, en général.

Le périmètre immédiat sera entouré d'une clôture, restera inculte ou sera boisé ; il comportera l'interdiction de déposer des engrais, de forer des puits, d'irriguer, de faire pacager du bétail.

Le périmètre général visera seulement des points particuliers, surtout dans les régions calcaires, tels que des fentes et gouffres devant être protégés contre les chutes de détritux et d'eau usée ou tels que d'anciennes carrières et galeries.

Fréquemment d'ailleurs, dans le cas de régions calcaires, une purification artificielle des eaux d'alimentation devra être prescrite, dans l'impossibilité d'obtenir une sécurité naturelle suffisante.

Après ces données générales se rapportant à l'hydrogéologie du bassin de sédimentation luxembourgeois, nous allons exposer la capacité de nos différentes nappes d'eau souterraines pour dresser le bilan de nos ressources pour le ravitaillement du pays en eau potable et que nous mettons au service de nos besoins immédiats.

II. LES NAPPES D'EAU SOUTERRAINES DU LUXEMBOURG.*)

Nos besoins en eau potable.

Nos besoins en eau sont assurés pour 95% par des services de distribution d'eau souterraine. Dans le Gutland, une seule localité est dépourvue d'une distribution d'eau potable. Dans quelques localités de cette région, la distribution d'eau est défectueuse quant à la quantité et à la qualité. Dans le Nord-Ouest de l'Oesling, un total de 7.000 habitants satisfont leurs besoins en eau par des prélèvements directs par puits sur la nappe phréatique. Mais des mesures efficaces sont en cours d'exécution pour que dans un délai de 10 années chaque maison de notre pays soit reliée à une distribution fournissant à discrétion une eau irréprochable.

Les régions du pays dont les propres ressources en eau souterraine étaient insuffisantes quant à la quantité ou peu satisfaisantes quant à la qualité, bénéficient aujourd'hui de captages pratiqués dans la nappe d'eau souterraine la plus riche de notre sous-sol, celle du Grès de Luxembourg.

Ainsi, la distribution d'eau du Sud ravitaille par les sources de la vallée de l'Eisch la région sud-ouest du pays, soit un total de 63 localités, avec 108.000 habitants, et, en outre, les grandes usines métallurgiques de notre bassin minier pour autant que celles-ci ne pourvoient pas à leurs besoins en eau par leurs propres ressources.

Le prélèvement annuel maximum fait aux sources mentionnées est de 5.800.000 m³ (en chiffres ronds). La plus grande fourniture journalière en eau fut de 22,560 m³. La consommation moyenne des localités est de 120 litres par jour et par habitant, abstraction faite de la consommation de l'industrie sidérurgique.

*) Cette question a été traitée dans deux études de l'auteur : Les nappes aquifères du Secondaire du Gutland ; vol. II des Publications du Service géologique, Luxembourg 1940. — Les nappes d'eau souterraines du Luxembourg et leur utilisation rationnelle ; Revue technique luxembourgeoise, 41^{me} année, N° 4, p. 227—238, Luxembourg 1949.

Il est inévitable que des parties substantielles de ces études aient passé dans l'ouvrage présent.

La distribution d'eau des Ardennes, raccordée aux sources du « Schweichertal », ravitaile 68 localités de l'Oesling avec une population totale de 20.000 habitants. La consommation est de 750.000 m³ par an, soit de 90 litres par jour et par habitant.

Cette même nappe d'eau alimente encore par des conduites d'eau autonomes quelques grandes localités situées à sa périphérie, comme Ettelbruck, Diekirch, Echternach, Grevenmacher et Remich. Il va de soi qu'il en est de même pour les localités situées à l'intérieur de la circonférence de cette nappe même, parmi lesquelles en premier lieu la ville de Luxembourg.

La consommation annuelle de la ville de Luxembourg a été en moyenne, de 1945 à 1948, de 3.163.000 m³, ce qui répond, pour ces 4 années, à une moyenne de 136 litres par jour et par habitant.

La distribution d'eau du Sud-Est dessert 2.100 habitants du Sud-Est du pays avec une consommation annuelle de 60.000 m³.

Enfin, les dernières grandes sources du Grès de Luxembourg, donnant jusqu'à 3 000 m³/24 heures chacune, le « Millebour »-lez-Contern et la source de Gondrange sont captées pour les besoins de plusieurs grandes localités de la région mosellane. Les travaux d'adduction sont en voie d'exécution.

En tenant compte des prélèvements faits par l'industrie, par l'horticulture et l'agriculture, par les jeux de natation, nous pouvons tabler sur un appel à nos ressources d'eaux souterraines de 200 litres par habitant et par jour. D'ici 10 ans, cette quantité montera à 250 litres. Cela répond, pour une population de 300.000 habitants, à une quantité journalière de 60.000 m³ qui sera de 75.000 m³, d'ici 10 ans.

Depuis 80 ans, quoiqu'il n'y ait eu qu'un faible changement du nombre de la population, la consommation en eau a au moins quintuplé, comparativement aux temps où, à défaut de distributions d'eau, l'eau souterraine était prélevée par des pompes à main ou des puits à treuil, où le bétail était abreuvé au ruisseau et où les ménagères lavaient le linge à la source ou au lavoir communal.

A l'encontre de cette augmentation de nos besoins, nos disponibilités en eau souterraine sont restées stationnaires ; on peut même affirmer sans crainte d'être contredit, qu'elles ont diminué.

En présence des impressionnantes quantités d'eau indispensables à notre développement économique, à la santé et à l'hygiène de notre population, à notre standard de vie, l'eau souterraine n'est plus une chose indifférente, mais une richesse nationale qui réclame la vigilance des pouvoirs publics.

Il faudra penser à l'avenir et dresser le bilan de nos réserves pour jeter les bases techniques et administratives d'une exploitation rationnelle de nos ressources en eau souterraine. C'est à ces fins que nous considérons les différentes nappes aquifères de notre pays.

I. — Formations triasiques.*)

Les formations sédimentaires triasiques ont été disposées dans une aire d'envoyage transversale qui s'étendait dans une direction NNE—SSO, entre les massifs surélevés de l'Ardenne et du Hunsruck pour communiquer au Nord, par la dépression transversale de l'Eifel, avec la mer triasique de l'Allemagne du Nord, au sud avec la mer suabo-lorraine. Le long du massif de l'Ardenne, les assises du trias se composent de dépôts littoraux dans lesquels les conglomérats, sables et grès prédominent. Au bord de l'Oesling il existe un facies littoral, entre la frontière belge et Ettelbruck ; à partir de cette localité le facies est normal.

Du côté du Hunsruck il n'existe des dépôts littoraux que dans le grès bigarré. A partir du Muschelkalk, il y a, de ce côté, un développement en facies normal, ce qui indique une transgression de la mer vers l'est. (Planche N° VIII). Comme il existe une interdépendance entre le facies des couches et leur régime aquifère, la position géologique et le caractère des niveaux d'eau changent à l'approche de la région de l'ancien rivage de la mer triasique.

1. *Le grès bigarré.*

La nappe aquifère la plus profonde de notre Mésozoïque est logée dans le grès bigarré qui repose en discordance sur le Dévonien dont il est séparé par une entrecouche d'argile provenant de l'altération de la roche argilo-schisteuse dévonienne qui forme la base imperméable.

Comme toutes les couches du triasique, le grès bigarré a été déposé dans une aire d'envoyage transversale de direction presque méridienne, comprise entre l'Ardenne et le Massif Rhénan. L'axe de cette dépression passait à l'ouest de la Moselle et par la vallée de la Basse-Sûre, pour se prolonger dans la direction de Bitbourg. C'est donc dans ces régions axiales que nous trouvons la plus grande puissance des formations triasiques et, par conséquent, le développement le plus favorable des nappes aquifères de ces formations qui s'amincissent vers le littoral.

Le littoral de l'aire de sédimentation du grès bigarré passait par Folschette et Longwy, donc approximativement le long de notre frontière occidentale. La puissance du grès bigarré est de 250 m dans le centre de la cuvette (forage Kind à Mondorf). A la périphérie, elle est de 50 m (forage de Longwy). A Diekirch dans la vallée de la Sûre, elle est de 70 m ; à Folschette, le grès bigarré se termine en biseau.

Le Grès bigarré comprend trois assises : le Grès vosgien, les Zwischenschichten et le Grès à Voltzia.

*) Pour l'échelle des formations géologiques mésozoïques du Gutland nous renvoyons aux planches annexées N° V, VI et VII.

Le Grès vosgien n'affleure pas dans notre pays. Il a été rencontré dans les deux forages de Mondorf-les-Bains.

Les «Zwischenschichten» (so¹), d'une puissance variant de 90 à 45 m, se composent de grès de couleur lie de vin ou rouge, à grain grossier, poreux. Dans le grès sont intercalées des entrecouches et des rognons de dolomie et de l'argile violacée. Il y a aussi de nombreuses intercalations de conglomérat quartzeux.

Le Grès à Voltzia (so²), d'une puissance de 10 à 20 m, est un grès à ciment argileux, micacé, fin, tendre, rouge-brun.

En bordure de l'Oesling, à l'ouest de la Sûre moyenne (Gœbelsmühle-Erpeldange), il n'existe plus que le conglomérat basal du grès, formé d'un cailloutis de quartz et de grès quartzeux avec entrecouches de sables grossiers. Entre l'Our et la Sûre moyenne, les rognons de dolomie sont fréquents parmi le cailloutis.

Le grès bigarré est, en grande partie, recouvert par des couches plus récentes, de sorte que les affleurements nourriciers sont peu étendus. Ils forment une frange étroite du plateau entre la Sarre et la Moselle luxembourgeoise. Il existe aussi quelques flots de grès bigarré dans la région de la Sûre inférieure. En bordure de l'Oesling, le grès affleure sur les pentes molles de la vallée de la Wark et dans la vallée de la Sûre, entre Ettelbruck et Diekirch.

Les affleurements émissifs sont encore plus rares. La ligne de sources principale se trouve au contact du grès avec le schiste dévonien. Comme la base du grès bigarré ne se relève que dans quelques rares endroits au-dessus des fonds des vallées, cette ligne n'affleure guère et, par conséquent, il n'y a pas d'émergence de sources importantes, abstraction faite de quelques cas spéciaux.

Ainsi, par suite de l'intercalation de couches argileuses dans le grès, il peut se former des nappes aquifères secondaires qui donnent de petites sources comme, par exemple, au pied du Herrenberg à Diekirch. Sur les douces pentes en bordure de l'Oesling, un cailloutis résiduel ou un conglomérat basal représente souvent tout ce qui reste encore du grès bigarré disparu en grande partie par l'érosion. Dans ce cailloutis, l'eau s'accumule et forme une nappe superficielle appelée nappe phréatique. Partout où cette nappe atteint une dépression de la surface du sol, il y a émission d'eau par trop-plein qu'on désigne comme source d'émergence. Dans ce cailloutis, l'eau est souvent mal filtrée et les écarts saisonniers sont considérables.

Le grès bigarré est, par son origine, une formation désertique, envahie temporairement par la mer qui laissait persister, après son retrait, des marais salants et des dépôts de gypse. Aussi, la nappe aquifère du grès bigarré se présente-t-elle, pour ainsi dire, en deux facies différents.

Aux bords des affleurements exposés longtemps au lessivage, la nappe renferme de l'eau douce. A l'intérieur de la formation, le grès renferme une nappe d'eau qui peut être plus ou moins fortement mi-

néralisée ; cette eau est, par endroits, d'un caractère thermo-minérale et a une valeur curative appréciée, mais elle est impropre à l'usage domestique et industriel.

1° La nappe d'eau douce du grès bigarré.

La partie du grès renfermant cette nappe a une puissance ne dépassant guère 70 à 100 m. Elle affleure sur les pentes septentrionales de la vallée de la Wark, dans la vallée de la Sûre, entre Ettelbruck et Bettendorf, et sur le plateau de Bastendorf, Longsdorf et Fouhren. Cet affleurement se termine sur le plateau marginal de l'Oesling par un placage de conglomérat basal et de cailloutis résiduel, formés de gros galets de quartz et de sables grossiers.

La nappe aquifère de ces dépôts de gros galets et de sable à gros grains est soumise à de fortes variations saisonnières, de sorte que les grands villages de la vallée de la Wark sont exposés à une pénurie d'eau assez sensible pendant les périodes sèches.

On pourrait obtenir avec succès à cet inconvénient par le fonçage de puits, allant jusqu'au dévonien, au fond de la vallée où le grès bigarré est déjà assez puissant et d'un grain plus fin, donc d'un débit plus régulier et plus abondant. Mais il faudrait pomper cette eau. Des données sur la capacité de cette nappe d'eau ont été fournies par plusieurs forages. A Ettelbruck, un puits de 18 m de profondeur a un débit initial de 16 m³ par heure, mais qui diminue au courant d'une heure à 9 m³, pour rester ensuite constant. Au nord du passage à niveau, entre Ettelbruck et Diekirch, le Syndicat de Vente de Laiteries Luxembourgeoises a fait forer 2 puits d'une profondeur de 50 et 35 m. Le débit est de 30 m³/heure. A Diekirch, dans le quartier de la gare, existent 3 puits, de 50 m de profondeur, foncés jusqu'au Dévonien. Le débit est de 15 à 30 m³ par heure. Ces puits fournissent l'eau pour les besoins industriels de Diekirch et déchargent sensiblement la distribution d'eau de la localité. Deux autres puits ont été forés près des dernières maisons de Diekirch, dans la « Kleck », au bord de la route Diekirch-Vianden. Le débit est de 30 m³ par heure, dans l'un et dans l'autre ; à 100 m plus à l'est, il est seulement de 5 m³ par heure ; la profondeur est de 110 et 120 m. A 87 m, les puits ont traversé une faille de direction W-E, qui met le grès en contact avec le Dévonien. (Fig. N° 32). A plusieurs reprises, on a constaté des entrecouches de gypse.

La nappe d'eau souterraine du grès bigarré a donc un intérêt local incontestable pour la petite et moyenne industrie qui se développera dans la vallée de la Sûre moyenne. La partie du grès la plus riche en eau souterraine est, à en juger d'après l'allure tectonique, la région de Mœstroff-lez-Bettendorf, qui forme une cuvette favorable à l'accumulation de l'eau.

Voici donc un aspect de la question qui intéresse l'économie nationale, car le développement de l'industrie dépendra de plus en plus de l'approvisionnement en eau. Il en est de même pour les laiteries et l'industrie alimentaire.

Mais le nombre des forages devra être forcément limité dans le grès bigarré à cause de l'exiguïté des affleurements nourriciers. Dans la vallée de la Sûre moyenne, le corps du grès bigarré est assez puissant et renferme une réserve assez considérable, mais il faut mettre le prélèvement en accord avec la part de l'eau de pluie qui pénètre bon an mal an dans le sol, autrement on vivrait sur les réserves. Cette restriction s'impose d'ailleurs pour toutes les nappes aquifères. Dans l'utilisation des nappes d'eau, il faut, comme en matière budgétaire, adapter les dépenses aux recettes. Le prélèvement doit être adapté à la capacité de débit, autrement il se révélera tôt ou tard un abaissement du niveau d'eau avec toutes ses conséquences fâcheuses, souvent irréparables.

Pour prévenir ce risque il faudra procéder à une exploration méthodique de la région et observer la répercussion des sondages et

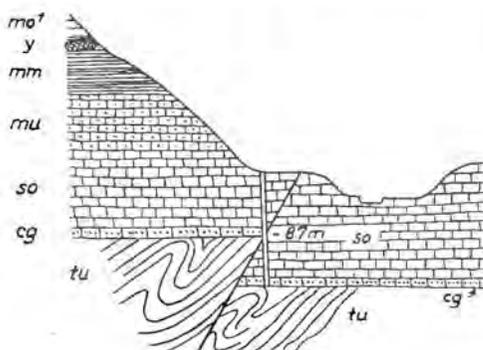


Fig. N° 32 — Faulle traversée par un forage à Diekirch.
 mo' = calcaire coquillier ; mm = marnes avec gypse
 (y) ; mu = grès coquillier ; so = grès bigarré ; cg =
 conglomérat de base ; tu = Dévonien.

captages sur le régime existant, à la fin de parer à un abaissement excessif du niveau d'eau. Ce travail est encore à faire dans notre pays, mais il rentre dans les obligations immédiates du pouvoir central.

Une remarque très importante est à faire sur la qualité de l'eau du grès bigarré au bord de l'Oesling. En avançant de l'ouest vers l'est, nous passons de la région littorale à la partie centrale de l'aire de sédimentation du grès bigarré. Or, à Oberfeulen l'eau de cette formation a une dureté de 3,2 degrés français, à l'ouest d'Ettelbruck elle a 12 degrés, à l'est de cette localité, 20 degrés. A Diekirch, un puits à l'ouest de la gare donne de l'eau de 24 degrés ; l'eau du puits de la Brasserie de Diekirch, à 400 m plus vers l'est, a 31 degrés. On y rencontrait pour la première fois une intercalation de gypse dans le grès. L'eau du puits dans la « Kleck » a une dureté de 69 degrés ; les passes de gypse dans le grès sont nombreuses. D'après ces expériences faites récemment, la teneur en gypse du grès bigarré augmente rapidement

en avançant vers la partie centrale de la dépression eifelienne, ce qui demandera un traitement d'adoucissement de cette eau. La région entre Feulen et la gare de Diekirch fournira une eau qui ne présente pas cet inconvénient.

Composition chimique de l'eau du grès bigarré au bord de l'Oesling.

La présente étude est complétée par un grand nombre d'analyses de l'eau des nappes du bassin hydrogéologique du Gutland, ainsi que par des analyses des différentes roches qui constituent les couches-réservoir des nappes aquifères. Les échantillons ont été choisis dans les différents facies des nappes. Aussi, à côté des analyses normales d'autres reflètent les changements survenus dans les nappes pour des raisons tectoniques ou pétrographiques. (Voir les analyses p. ...)

Les analyses ont été faites en vue de ce but spécial par le laboratoire d'essai des Ponts et Chaussées sous la direction de Monsieur TH. FÖHR, ingénieur-chimiste.

L'eau qui provient du cailloutis quartzeux, meuble, lessivé, sans rognons de dolomie, a une dureté totale très faible de 0,6 à 3,2 degrés français et donne à 180° un résidu variant de 21,3 à 88,8 mg/l. Voir les analyses N° 15, 16, 17, 18. La dureté augmente dès qu'il se trouve des rognons de dolomie parmi le cailloutis quartzeux. Analyse N° 21.

La dureté normale d'une eau des « Zwischenschichten » au bord de l'Oesling varie entre 20 et 25 degrés, sous condition que les « Zwischenschichten » ne soient pas recouvertes par une autre nappe aquifère. Voir les analyses N° 22, 23, 25, 30, 31.

Comme la couche-barrage des « Grenzletten », qui sépare ailleurs la nappe aquifère du Muschelsandstein de celle du grès bigarré, est faiblement développée au bord de l'Ardenne et présente un facies sableux, il y a communication entre les deux nappes et la dureté de l'eau du grès bigarré augmente aussi. Analyses N° 24, 27, 28, 83.

2° La nappe d'eau minéralisée du grès bigarré.

A l'intérieur de l'aire de sédimentation du Gutland, là où le grès bigarré a été protégé contre le lessivage par une couverture massive, sa nappe aquifère renferme de l'eau souvent fortement minéralisée, ce qui est démontré par les sources ascendantes minéralisées de Born, Machtum, Ahn, Nittel, Schengen, Apach et Kontz et par les deux forages de Mondorf-Etat qui donnent naissance à des venues artésiennes d'eaux minéralisées alimentant la station balnéaire.

En Lorraine, les nombreux forages foncés à la recherche du Houiller sur le « Lothringer Hauptsattel » ont toujours rencontré de l'eau minéralisée dans le grès bigarré.

Cette eau a la même composition chimique mais diffère sensiblement par le degré de saturation. Il faut cependant ajouter que cette règle d'une forte minéralisation de l'eau du grès bigarré demande certaines restrictions. (voir p. 116.)

Les deux forages de Mondorf, dont l'un date de 1913, tandis que l'autre a été foncé dans les années 1841 à 1846 et refait entièrement de 1946 à 1947, ont fourni de précieux renseignements sur le régime de la nappe d'eau souterraine minéralisée. Le débit des deux puits est aujourd'hui de 1.000 l par minute.

Dans la région de Mondorf, le grès bigarré a une puissance de 250 m et a été rencontré entre les niveaux — 256 et — 506 N. N., la surface du sol se trouvant à 194,35 N. N. Le grès est entièrement imbibé d'eau minéralisée. Les observations faites pendant le fonçage des puits ont démontré que dans le puits de 1913 (source Adélaïde) l'eau minéralisée sort en 14 niveaux superposés, entre — 256 et — 394 N. N., et dans le puits refait en 1946 à 1947 (source Kind), en 22 niveaux différents, entre — 256 et — 496 N. N. Le niveau hydrostatique est à + 199,85 N. N., c'est-à-dire à 5,80 m au-dessus de l'orifice du forage (surface du sol). (Fig. N° 33).

La nappe aquifère qui nourrit les deux puits artésiens de la station thermale dispose d'une réserve considérable, mais son rayon nourricier est assez restreint et son niveau hydrostatique est plutôt modeste, deux constatations qui sont à retenir.

En nous basant sur la structure tectonique du grès bigarré, nous pouvons fixer comme étendue de la nappe aquifère de Mondorf l'espace entre la voûte de Sierck, au Sud et l'anticlinal de Born, au Nord. Le rayon d'alimentation ne forme qu'une bande étroite de grès affleurant sur le plateau entre la Sarre et la Moselle.

Comme la marge entre le niveau hydrostatique et la surface du sol est assez faible à Mondorf, un forage dans la région de la Moselle serait un grand danger pour la station thermale. Malgré les grandes réserves, le niveau hydrostatique baisserait très probablement assez pour que la source de Mondorf cessât d'être artésienne.

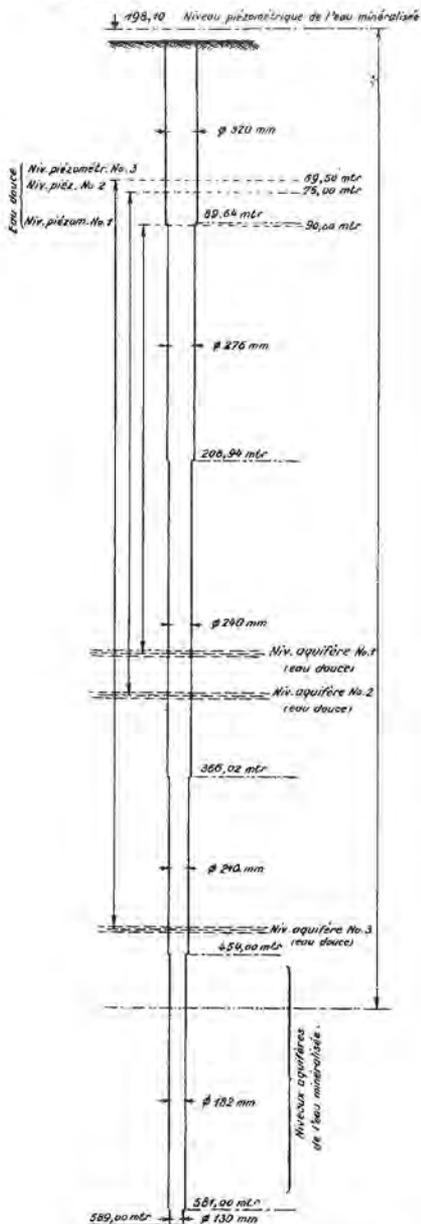
Les exemples de la baisse d'un niveau hydrostatique par suite d'un excès d'exploitation ne sont que trop fréquents.

Ainsi, l'eau artésienne du premier puits de Grenelle s'élevait à 33 m au-dessus de la surface. Aujourd'hui, par suite du fonçage inconsidéré d'un trop grand nombre de puits dans la même nappe, on constate une baisse du niveau de 74 m et il faut pomper l'eau.

Des situations similaires existent dans les nappes d'eau autrefois jaillissantes des agglomérations de Londres et de Bruxelles ; leur épuisement est aujourd'hui avancé au point que le pompage ne donne même plus qu'un rendement peu satisfaisant.

On se rendra compte que les sources jaillissantes de la station thermale de Mondorf se trouvent dans une situation qui commande la prudence et la prévoyance. Imaginons-nous qu'un jour les sources cessent de jaillir et qu'il faille installer des pompes pour amener l'eau à la surface. Ce serait la catastrophe, la ruine de l'établissement thermal et de la localité.

Tuyautage de la source Adelaïde.



Coupe géologique des forages

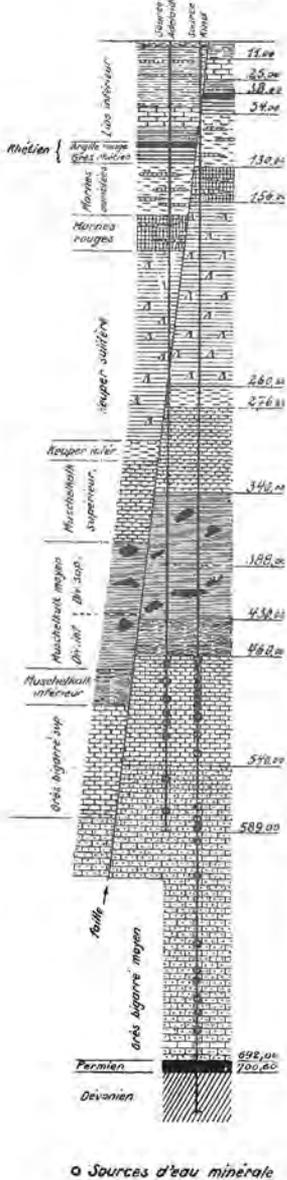


Fig. N° 33. — Coupe géologique des forages de Mondorf-les-Bains.

Il y a donc ici des mesures de protection à prendre, qui consisteront dans la création de zones de protection des eaux souterraines.

Les zones de protection sont des surfaces à l'intérieur desquelles ne peut être exécuté aucun travail qui modifierait le débit ou le régime de la nappe d'eau souterraine existante ou qui altérerait les qualités de ces eaux.

Une telle protection est une nécessité impérieuse non seulement pour le captage des eaux minéralisées de Mondorf, mais aussi pour tous les captages de sources ou d'eaux souterraines faits en vue de la distribution d'eau potable. (Voir p. 51.)

Notons ici que toutes ces recommandations ont été adressées au pouvoir central dans un rapport détaillé, présenté en 1913 à l'occasion de l'achèvement du forage de la source « Adelaïde » ; mais jusqu'à ce jour aucune loi n'a été promulguée qui donne au pouvoir central les moyens légaux pour créer une zone de protection comprenant toute l'étendue de la réserve de la nappe souterraine du grès bigarré dans les limites fixées plus haut.

2. — *Le Grès coquillier (Muschelsandstein).*

Le Muschelsandstein (mu¹) repose par une entrecouche d'argile rouge compacte, les « Grenzletten », sur le grès bigarré. Les affleurements de cette formation se réduisent aux vallées de la Moselle, de la Sûre inférieure et moyenne, jusqu'à Ettelbruck, et à la vallée de l'Alzette inférieure. Dans la vallée de la Moselle et de la Sûre inférieure, le Muschelsandstein forme un premier escarpement couronné par le versant couché des marnes bariolées du groupe de l'anhydrite.

Les grès calcaireux et les dolomies prédominent à la base et au sommet. La partie moyenne est plutôt marneuse. Cette constitution pétrographique donne naissance à deux niveaux d'eau d'importance assez modeste. Par contre, une structure tectonique très favorable crée dans la vallée de la Sûre inférieure, à Rosport, Hinkel, Mœrsdorf, dans la vallée de la Moselle, à Machtum, des sources d'un débit de 10 à 20 m³ par heure.

On trouve des analyses de l'eau de la nappe inférieure du Muschelsandstein sous les N^o 73, 127, 128.

Les N^o 73 et 127 proviennent de l'eau de la nappe aquifère supérieure qui se trouve à proximité du groupe de l'anhydrite, riche en gypse, ce qui explique la plus forte teneur en matière minérale.

Sous les N^o 82 et 83a, on trouve les analyses de deux sources sortant de failles et d'un débit considérable. Les sources ascendantes des failles montent ordinairement d'une plus grande profondeur que les sources de déversement, ce qui explique leur capacité de dissoudre plus énergiquement les roches qu'elles traversent.

La formation du Muschelkalk se compose de calcaire dolomitique à glauconie, fissuré, qui se débite, dans la partie inférieure, en bancs assez puissants, dans la partie supérieure, en lits minces à surface onduleuse. Quelques couches de marnes grises s'intercalent dans la partie moyenne et supérieure.

Le Muschelkalk affleure dans les vallées de la Moselle, de la Syre inférieure, de la Sûre inférieure et moyenne, de l'Alzette inférieure et de l'Attert inférieure. Il forme le couronnement dur de la pente des vallées. La puissance est de 60 m dans la vallée de la Moselle, de la Syre inférieure et de la Sûre inférieure ; de 40 à 20 m, entre Reisdorf et Ettelbruck, et de 20 à 10 m, dans la vallée de l'Attert et de la Wark.

Le principal niveau d'eau est à la base de la formation. Il alimente des sources d'un débit assez fort, surtout au voisinage des failles qui mettent souvent en contact le Muschelkalk perméable avec les marnes keupériennes imperméables. Ces accidents tectoniques forment ainsi des barrages qui favorisent la concentration de l'eau à un point d'élection et créent des sources d'un débit abondant.

L'eau de la nappe aquifère du Muschelkalk est souvent assez dure, surtout là où, par le jeu des failles, elle entre en contact avec la formation du Keuper. Comme le calcaire est très fissuré, la filtration est imparfaite et l'eau des sources devient souvent trouble après les fortes pluies. Cet inconvénient peut être évité en exploitant l'eau par des forages placés de telle façon que le calcaire est bien recouvert par une couche imperméable protectrice. Ces forages peuvent donner des résultats satisfaisants de 15 à 25 m³ d'eau par heure. (Voir aussi le chapitre : « Les recherches d'eau par forage » page ...).

Presque toutes les conduites d'eau d'importance locale de la Moselle, de la Sûre inférieure et des vallées tributaires sont alimentées par l'eau de cette nappe. Quelques sources, comme par exemple celles de Rosport et de Deisermühle, sont d'une abondance remarquable, mais elles ont une filtration tout à fait insuffisante.

Pour les analyses de l'eau de la nappe du calcaire coquillier, voir les N^o 1, 26, 29, 45, 49, 56, 57, 81, 84, 91, 120, 129. Elles donnent lieu à l'interprétation géologique suivante :

Le facies du Muschelkalk ne change guère sur toute l'étendue du Gutland. D'après sa composition chimique, c'est plutôt une dolomie qu'un calcaire. Le calcaire coquillier forme une nappe à réseau. Le pouvoir de rétention de la roche et la durée de percolation de l'eau d'infiltration peuvent subir de grands changements.

La communication de l'eau des couches superposées avec celle de la nappe du calcaire coquillier est facile. Aussi, dès que le calcaire coquillier est recouvert par les couches gypsifères du Keuper et que celles-ci se trouvent en contact direct avec le calcaire par suite d'une

faille, la minéralisation augmente sensiblement. Ceci explique la grande dureté des eaux N° 91 et 120 (Keuper assez puissant superposé au calcaire) ainsi que des N° 118 et 122 (contact de Keuper salifère avec le calcaire, par le jeu d'une faille), tandis que la composition normale ne change pas au contact, par une faille, du calcaire coquillier avec le Muschelsandstein (Analyse N° 128).

Notons, en passant, encore les petites nappes d'eau du Grenzdolomit (dolomie-limite), du Schilfsandstein (grès à roseaux) et du Grès Rhétien (grès infraliasique).

Le Grenzdolomit est une dolomie peu puissante (5 à 10 m) avec entrecouches de marnes, qui renferme une nappe d'eau régulière, mais d'un débit modeste (20 à 40 m³ par jour).

Des entrecouches de marnes dans la dolomie-limite se rencontrent surtout dans la région de la Moselle et de la Sûre inférieure. L'eau de cette nappe a une dureté variant entre 30 et 38,7 degrés. (Analyses N° 80, 90, 92, 126).

Par contre, à Givenich la dolomie-limite se charge localement de sable et renferme 25% de SiO₂. Aussi, la minéralisation totale de l'eau diminue. (Analyse N° 85).

En bordure de l'Oesling, dans les vallées de l'Attert et de la Wark, la dolomie compacte est remplacée par une dolomie alvéolaire avec entrecouches de dolomie gréseuse. (Analyse N° 2, 4, 8, 55.)

Le Schilfsandstein présente des affleurements assez étendus dans la région de la vallée de Trintange, où il renferme une nappe d'eau qui alimente de petites sources et les conduites d'eau de quelques villages.

Depuis peu, les localités de cette vallée sont alimentées en eau potable par la puissante source du « Millbech » émergeant du Grès de Luxembourg.

L'analyse N° 48 donne la composition d'une eau normale du grès à roseaux et le N° 115 la minéralisation d'une eau de la nappe du grès en contact avec le keuper salifère par une faille.

Le Grès rhétien est un grès siliceux, micacé, souvent faiblement cimenté qui donne une eau douce. (Analyse N° 113). La puissante source qui sort au fond de la vallée de « Hesling », à 1 km au nord d'El-linge, prend naissance sur une faille qui met en contact le grès rhétien avec le keuper. Elle donne une eau très dure qui a le caractère prononcé des eaux du keuper gypsifère.

Le Grès rhétien renferme une nappe aquifère très modeste entre Welfrange et Scheuerberg. Mais le grès rhétien, bien développé dans la région mosellane, se réduit ailleurs à une couche dont la puissance ne dépasse guère 1 m et qui n'a aucune importance comme réservoir d'eau.

Dans la région comprise entre le Dévonien de l'Oesling et la vallée de l'Attert, l'hydrologie du triasique change complètement. Au lieu d'une alternance régulière et continue de couches perméables et imperméables, il existe dans cette région des grès, des calcaires gréseux, des conglomérats qui se remplacent souvent mutuellement, avec des entrecouches discontinues de marnes gréseuses, de sorte que la régularité de la stratigraphie du Gutland n'existe plus. Par conséquent, la régularité et la continuité des nappes aquifères font défaut.

Par suite de l'action chimique et de la désagrégation, les parties résistantes, galets siliceux et conglomérats, s'accumulent; dans ces amoncellements superficiels il se crée une nappe d'une eau souvent mal filtrée et soumise à des écarts de débit considérables, la nappe phréatique ou nappe des puits qui n'alimente que de petites sources, mais qui suffisait autrefois pour les nombreux puits des villages.

Le Keuper, formation essentiellement marneuse dans le Gutland, change complètement de caractère dans la région précitée. Il s'y présente sous forme de conglomérats à ciment calcaireux avec intercalation de dolomie gréseuse, de grès assez meuble et de grès siliceux. Cette suite perméable repose sur une marne gréseuse qui forme une couche-barrage.

Comme suite de cette disposition, le Keuper du bord de l'Oesling, contrairement à ce qu'on constate ailleurs dans le Gutland, renferme une nappe aquifère engendrant des sources assez abondantes qui débouchent dans les vallées de l'Attert et de ses tributaires et alimentent des conduites d'eau locales et surtout des lavoirs de village de cette région.

Toutes les localités du canton de Rédange, situées entre la vallée de l'Attert et l'affleurement du schiste dévonien, rangent dans cette catégorie.

Par contre, dans la région située entre le bord du dévonien et la vallée de la Sûre de Diekirch à Reisdorf, le facies pétrographique et le régime de l'eau souterraine ne diffèrent guère du développement normal de la région mosellane.

Cette anomalie apparente par rapport au développement au nord de l'Attert s'explique par le fait que la bordure terminale du triasique dirigée du SW au NE telle qu'elle se présente aujourd'hui, est le résultat de l'érosion assez récente. La limite originale se trouvait à l'ouest de notre pays et avait une direction Nord-Sud de sorte que la région au nord de l'Attert présente un facies littoral, tandis que dans la vallée de la Sûre entre Ettelbruck et Reisdorf, malgré le voisinage immédiat actuel du dévonien, nous avons le facies normal, ce qui se reflète aussi dans l'allure des nappes aquifères. (Voir la planche N° VIII).

Les eaux du Keuper à facies normal sont très dures et riches en gypse. (Voir les analyses N° 93 et 114). Mais, à quelques exceptions près, le Keuper à facies normal est marneux et ne renferme pas de nappe aquifère de quelque importance.

Mais, quand on n'a besoin que d'une quantité d'eau modeste pour de petites localités, on peut souvent se procurer par des puits à grand diamètre, de 8 à 10 m de profondeur, des débits de 5 à 8 m³/heure. Comme les couches sont plus énergiquement lessivées au voisinage de la surface, ces puits donnent ordinairement de l'eau d'une dureté supportable. Des résultats satisfaisants ont été réalisés par ce procédé p. ex. à Mompach et à Dickweiler.

L'eau de l'analyse N° 47 provient d'un Keuper plutôt arénacé. Les analyses N° 3, 5, 6, 7, 9, 10, 13 caractérisent l'eau du conglomérat quartzeux à ciment calcareux très abondant qui passe, par endroits, dans un calcaire gréseux et qui représente le Keuper salifère au bord de l'Oesling, dans la région précitée du canton de Rédange.

L'eau N° 11, exceptionnellement douce, sort d'un cailloutis quartzeux et de grès meuble, lessivé qui forme le résidu alluvionné du conglomérat quartzeux à riche ciment calcareux.

II. — Jurassique.

Dans le Lias, le détroit eifelien qui mettait en communication la mer Anglo-allemande au nord du massif Ardenno-rhénan avec la mer Suabo-lorraine existait encore. Mais, par suite de mouvements d'affaissement de la partie méridionale du massif Ardennais qui s'étendait, à l'époque triasique, jusqu'au Plateau Central, il se produisait l'aire d'ennoyage du Bassin de Paris.

La mer liasique transgressait de l'Est vers l'Ouest et des dépôts littoraux s'accumulaient au bord méridional du massif Ardennais. La bordure littorale s'étendait donc, à partir du Lias, dans la direction Ouest-Est, tandis qu'elle était franchement Nord-Sud pendant l'époque triasique.

Le mouvement tectonique qui causait ce changement dans la direction de la transgression de la mer provoquait aussi un changement dans la direction des courants marins littoraux.

Les courants marins répartissaient les sables venus du large et les déposaient en bancs parallèles au rivage, c.-à-d. dans une direction Est-Ouest. Ainsi se créait l'importante sédimentation sablonneuse du Grès de Luxembourg qui contient la plus belle nappe aquifère du pays, tandis que la formation liasique, abstraction faite du grès de Luxembourg, se compose surtout de dépôts marneux de couleur sombre, avec intercalation de bancs de calcaire ou de grès calcareux de couleur bleu-foncée, composition peu favorable à la formation de nappes aquifères quelque peu importantes.

Le Grès de Luxembourg (li²).

Le grès de Luxembourg est un grès formé de grains de quartz agglomérés par un ciment calcareux, rarement siliceux, et d'une composition chimique moyenne de 65 à 70% de SiO₂ et de 30 à 35% de

CaCO³, avec un peu de fer hydraté ou sulfuré accessoire. Il est de couleur jaunâtre par altération à la surface, bleu foncé à l'intérieur, bien lité, fissuré et, à cause d'une répartition souvent inégale du ciment, d'une consistance inégale. Sous l'action de l'eau d'infiltration, avec le concours de l'acide carbonique, le ciment calcaire se dissout, le grès se change en sable meuble et par perte d'anhydride carbonique, les carbonates en dissolution se précipitent au pied de la roche sous forme de tufs calcaires.

Le grès de Luxembourg est un dépôt littoral, ne provenant cependant pas des formations de côtes à falaises, mais plutôt des sédiments de côtes basses. Il doit son origine à un phénomène d'ensablement d'un caractère très local et qu'on ne rencontre pas en dehors des deux Luxembourg dans la genèse des dépôts du Lias, de sorte que la désignation de « Grès de Luxembourg » est très appropriée.

Vers l'Est, le grès s'étend jusqu'à la Nims intérieure. Il présente ici une puissance de 30 à 40 m sans qu'on connaisse le montant de la puissance enlevée par l'érosion. A Bollendorf, où il est recouvert par les couches à *Gryphaea arcuata* (calcaire de Strassen), la puissance globale est de 60 à 80 m. A Mersch elle dépasse 100 m, dans le forage de Cessange (exécuté en 1842) elle est de 84 m, dans les forages de Merl exécutés en 1951, de 90 m ; dans le forage de Differdange le grès mesure 100 m, dans celui de Longwy 84 m, dans le forage de Mondorf la puissance est encore de 13 m, à Emerange elle est de 4 m. Le grès s'est formé dans une cuvette bordière, en lent mouvement de descente, dont l'axe a une direction NE—SW et passe par Bitbourg, Weilerbach, entre Lintgen et Lorentzweiler, par Capellen, Bascharage, Differdange, Longwy.

Le bord septentrional du plateau du grès de Luxembourg est une ligne d'érosion, marquée par une falaise caractéristique. Le bord original n'existe plus ; il a été enlevé par l'érosion. Le bord méridional original passe par Ellange, Emerange et par Hettange.

Le grès de Luxembourg est une formation sableuse, intercalée dans le facies marneux et calcaireux normal du Lias et qui n'occupe pas partout le même niveau géologique. Au contraire, il monte en niveau en avançant du Sud-Est au Nord-Ouest. C'est pour ainsi dire une lentille de grès couchée dans la formation marno-calcaire normale, non pas suivant un plan horizontal, mais suivant un plan oblique qui coupe différentes zones paléontologiques. (Fig. N° 34).

Ainsi, le phénomène d'ensablement commence au Sud-Est du golfe de Luxembourg, à Mondorf et à Hettange, avec la base de la zone à *Schlotheimia angulata*, et finit avec le Hettangien. A Luxembourg, la base de la zone à *Schlotheimia angulata* est marneuse, le reste de cette zone est sableux, ainsi qu'une partie du Sinémurien. A Arlon, la partie marneuse à la base du grès monte encore plus haut dans l'étage du Hettangien. Par contre, à l'ouest de cette ville le niveau du calcaire de Strassen (zone à *Belemmites brevis*) est gréseux et désigné comme grès d'Orval, tandis que dans le Grand-Duché la zone à *Belem-*

nites brevis est marneuse. A partir d'Etalle, le Hettangien et la base du Sinémurien sont marneux, le grès occupe le niveau du Sinémurien moyen et supérieur. Encore plus au Nord-Ouest par rapport à Mondorf, le Sinémurien entier est marneux et le faciès gréseux occupe le niveau du Lias moyen.

Cette particularité géologique se reflète aussi dans la distribution des points d'émergence de la nappe aquifère du grès de Luxembourg, comme on le verra plus loin.

Le grès de Luxembourg forme un vaste plateau qui présente un aspect saillant dans l'orographie du Gutland. La surface de ce plateau est de 493 kilomètres carrés. Certaines parties de ce plateau sont recouvertes de marnes foncées, dites « Marnes et calcaires de Strassen », de sorte que l'affleurement nourricier proprement dit se réduit à 350 km². Comme une partie du plateau se trouve en dehors de notre territoire, dont elle est séparée par la vallée de la Sûre, l'affleurement alimentaire du grès est, dans notre pays, effectivement de 300 km² en chiffres ronds.

Comme le grès est très boisé et très perméable, il forme un affleurement alimentaire de premier ordre. L'affleurement émissif, c.-à-d. l'affleurement de la ligne de contact de la couche perméable et de la couche imperméable qui est aussi une ligne de sources et de suintements, a une longueur de 220 km. Cette longueur remarquable est due aux nombreuses rivières qui traversent le plateau du grès de Luxembourg ou qui échangent la bordure du plateau par des vallées encaissées jusqu'à la couche imperméable (couche à *Psiloceras planorbis*) qui forme la base de la nappe aquifère.

Par suite de l'étendue des affleurements alimentaires et émissifs, de sa puissance de débit et de sa capacité de filtration le grès de Luxembourg donne naissance à la plus belle nappe aquifère du pays.

Le grès de Luxembourg est très fissuré et présente des crevasses béantes. Dans le sens horizontal, le grès est divisé par des plans de stratification dus à de minces intercalations de marnes ou même à un changement brusqué dans la composition lithologique (absence ou diminution du ciment calcaireux). Dans le sens vertical, il est divisé par un système de diaclases qui se coupent sous un angle assez variable. Les diaclases 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.

Les diaclases s'élargissent par la dissolution chimique du grès à ciment calcaireux, mais comme le grès ne contient que 30 à 35% de CaCO₃ et 65 à 70% de SiO₂ sous forme de grains de quartz, un sable quartzueux s'accumule dans les fentes et fissures. Ceci a pour conséquence que les fissures qui créent dans le calcaire pur des conditions défavorables pour la filtration et le débit continu et régulier de l'eau souterraine, ne présentent guère un inconvénient pour la nappe aquifère du grès de Luxembourg. Car, à cause du remplissage des

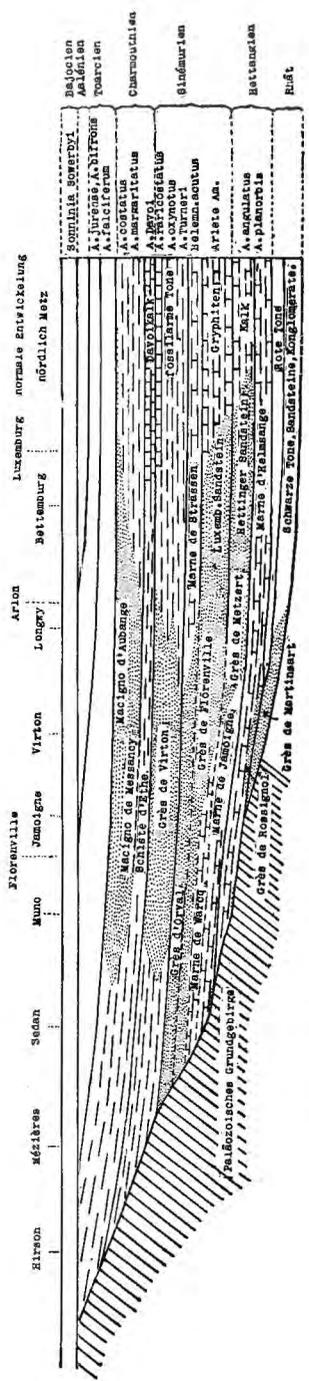


Fig. N° 34. — L'ensablement du Lias au bord SE du Massif ardennais.

fissures avec du sable quartzeux, le grès forme dans sa partie inférieure, qui porte aussi la nappe aquifère, une roche homogène qui filtre bien et qui cause un débit régulier, parce que le parcours de l'eau par les interstices menus retarde le mouvement et équilibre les trop grands écarts saisonniers.

En général, le grès de Luxembourg est disposé en forme de cuvette allongée dans la direction NE—SW, à fond très plat et qui plonge faiblement vers le Sud-Ouest.

L'ennoyage vers le SW n'est pas uniforme. Entre Weilerbach et Breitweiler (Mullertal), l'axe du synclinal reste horizontal ; à Fischbach il existe même un relèvement appréciable ; l'ennoyage existe de nouveau entre la vallée de l'Alzette et celle de la Mamer et continue vers le SW. La base du grès est, à Weilerbach, à + 221 N. N. ; à Breitweiler, à + 220 N. N. ; à Fischbach, à + 307 N. N. ; à Lintgen, à + 225 N. N. ; à Schenfels, à + 233 N. N. et à Longwy, à — 220 N. N. Le flanc septentrional, entre Bigelbach et Weilerbach, a une pente moyenne de 2,5%, le flanc méridional, entre Weilerbach et la ferme Frombourg, de 2,6% vers le centre de la cuvette. L'ennoyage vers le SW est, à partir de Lintgen jusqu'à Longwy, de 1,7%. Dans sa tectonique générale le grès forme donc une large cuvette plate, perchée à l'Est, recouverte d'une puissante charge de couches plus récentes à l'Ouest et drainant la nappe d'eau souterraine du grès vers le SW.

Mais la régularité de cette structure est compliquée par un grand nombre de dérangements locaux causés par des failles, par de faibles inflexions et bombements, par des différences dans le degré de perméabilité du grès et par un relèvement de la base du grès vers le NW suivant une ligne oblique, par suite du retardement de l'ensablement du golfe de Luxembourg qui avançait du SE au NW d'après un phénomène exposé plus haut.

Ces incidents sont autant de points propices à un déversement sous forme de sources d'émergence, de l'eau emmagasinée dans le grès. C'est justement cette abondance de belles sources qui caractérise l'aspect hydrogéologique du grès de Luxembourg.

La tectonique du grès de Luxembourg est marquée le mieux dans ses détails par les « Argiles rouges » du Rhétien qu'on rencontre à la base des marnes et calcaires à *Psiloceras planorbis*. Le Service géologique a exécuté un nivellement de cette couche-repère et les cotes reportées à N. N. de cette couche sont inscrites dans la carte tectonique du Gutland, planche N° IV, annexée au volume N° 5 « Das Gutland » des Publications du Service géologique.

De même, la carte géologique des formations mésozoïques du Grand-Duché de Luxembourg à l'échelle de 1 : 25.000, dressée par le Service géologique, montre la dépendance des grandes sources ou groupes de grandes sources des incidents tectoniques.

Nous citons, d'après ces publications, quelques exemples frappants concernant le grès de Luxembourg.

La limite septentrionale du grès est marquée par une falaise passant par Bigelbach, Eppeldorf, Medernach, Nommern, Mersch, Reckange, Saeul et Beckerich. Comme les couches plongent du bord vers l'intérieur de la cuvette, c.-à-d. vers le Sud-Est, nous devons nous attendre à peu de sources au bord, mais à leur accumulation dans l'intérieur de la formation, surtout dans les vallées profondes qui entament la ligne de contact du perméable et de l'imperméable, à moins que des dérangements tectoniques n'effacent cette disposition générale.

Aussi n'existe-t-il aucune source dépassant une importance locale (c.-à-d. au-dessus de 10 m³ par heure) au pied de la falaise septentrionale de la formation. Les localités de Bigelbach, Eppeldorf, Medernach, Ermsdorf, Reckange ne disposent d'eau que pour l'usage local.

Une ondulation synclinale transversale de direction SSW—NNE, accompagnée d'un dérangement par faille de même direction et qui met en contact une couche imperméable avec le grès aquifère, passe par Bour, Tuntange et Finstertal. Cette disposition crée des conditions favorables pour le barrage de l'eau souterraine. Aussi trouvons-nous de fortes sources d'émergence (de 20 à 30 m³ par heure) à Finstertal, Brouch, Bour, Dondelange.

Une autre ondulation synclinale transversale de même direction passe par Calmus, Septfontaines, Kœrich. On y constate la même abondance d'importantes sources d'émergence à l'affleurement émissif de la nappe aquifère.

Une zone riche en sources comprend la région de Hobscheid, Eischen et Schweichertal. Dans cette région, la zone hettangienne marneuse augmente assez rapidement et, par conséquent, le facies gréseux monte en niveau suivant un plan oblique qui se relève vers le Nord-Ouest. Ainsi se forme pratiquement une faible inflexion dans la base imperméable, propice à la naissance de fortes sources.

Passons à l'intérieur de la formation du grès de Luxembourg en suivant l'échancrure des vallées qui entament le grès jusqu'à sa base. Suivons d'abord la vallée de la Sûre inférieure. Au Sud de Dillingen, une faille de direction ENE—WSW et qui dénivelle les couches situées au nord de la faille, crée un barrage propice à la formation de grandes sources. Nous y rencontrons les sources de Dillingen et de Beaufort, captées pour alimenter des conduites d'eau.

Une grande faille suit la rive gauche du Mullertal depuis Grundhof jusqu'au-delà du « Schiessentümpel ». Elle dénivelle les couches de la rive gauche du Mullertal. Sur cette faille nous rencontrons des sources à débit considérable (de 15 à 25 m³ par heure) à Grundhof, à l'embouchure du Hallerbach ; dans le ravin d'Elbicht et à l'embouchure du ravin qui descend de Waldbillig et qui débouche près du moulin de la localité « Mullertal ».

Au pied de la falaise de grès de la rive gauche, il n'existe que quelques sources d'un débit très modéré.

Dans l'axe même du fond de la cuvette nous rencontrons une abondance de fortes sources à Weilerbach, à l'embouchure de l'Aesbach et à Lauterborn.

La limite méridionale de la formation du grès de Luxembourg est indiquée par un escarpement d'érosion entre Echternach et Fronhof. La pente des couches est dirigée vers le Nord-Ouest, c.-à-d. vers l'intérieur de la cuvette. Par conséquent la nappe aquifère ne déverse pas.

A partir du Geyershof la limite méridionale est formée par une faille qui s'éparpille à plusieurs reprises et qui passe par Bech, entre Altrier et Zittig, par Graulinster, Behlenhof, Weyer et Lorentzweiler. Elle met en contact des marnes du Keuper avec le grès de Luxembourg et la pente primitive du grès vers l'intérieur de la cuvette est remplacée par une inclinaison des couches vers la faille. Comme suite de cette structure favorable, les grandes sources d'un débit supérieur à 15 m³/heure réapparaissent. Ne citons que les sources près de Geyershof, à Bech, près de la station de Zittig, du Schankmühle, dans le ravin qui descend du Rashof (Blaschette) vers Lorentzweiler. L'abondance de fortes sources entre Lorentzweiler et Lintgen a pour cause l'existence de nombreuses petites failles qui compliquent, dans la vallée de l'Alzette, l'allure de la cuvette.

Un bombement s'intercale dans l'allure de la cuvette. Ce bombement est constaté dans la région comprenant Bridel, Steinsel, Imbringen et Altlinster. Il n'existe, dans cette région, que peu de sources, mais dès que ce bombement est compliqué par quelques petites failles, au nord et au sud de Heisdorf, qui se prolongent jusque dans la partie septentrionale du Grunewald, les sources font leur réapparition (Dauschkaul, Kellerbour, Ringelbour).

L'inflexion, si bien marquée à Senningen et qui se prolonge dans la direction Est-Ouest, crée la structure favorable pour les sources de Senningen, les Glasbourn et de Septfontaines (Rollingergrund).

Une autre ondulation synclinale s'amorce à Gasperich et passe par Bonnevoie, Hamm et Birelergrund. Dans la partie occidentale de l'inflexion, la ligne de contact de la base imperméable avec le grès porteur de la nappe aquifère n'affleure pas. Mais, des forages d'un débit de 20 à 30 m³ par heure démontrent l'abondance d'eau souterraine (voir le chapitre « Forage » page ...). Dans la partie orientale, les profondes vallées de l'Alzette et du Birelergrund permettent l'apparition de très fortes sources. La faille de Hespérange, le long de laquelle s'est affaissé le flanc méridional de l'anticlinal de Sandweiler, de sorte qu'il n'affleure que le flanc septentrional avec une pente vers le nord-ouest, est défavorable pour l'émergence de sources. Mais, le forage placé en contrebas de cette pente inclinée vers le NW, a un débit de 25 m³/heure (forage du Howald).

Au Sud de cette faille, le grès forme de nouveau une cuvette bordée par la faille de Hespérange, au nord et la faille de Syren, au sud. Cette inflexion se prolonge vers le Nord-Est et passe par Syren, Moutfort,

Bohmuhle, Kreckelsberg, Widenberg. Cette région, malgré l'exiguïté de l'affleurement collecteur du grès, abonde en sources ; sources de Syren, Millbach, Kackeschbach, Bohmuhle, Kreckelsberg, Widenberg.

Une autre cuvette de grès est également bordée par des failles : la faille d'Ersange-Canach, au nord et la faille d'Altwies-Welfrange, au sud. Nous y constatons les sources d'Altwies, d'Aspelt et le groupe de sources de Dalheim.

Citons encore l'inflexion transversale dans la vallée supérieure de la Mamer, bordée, à l'ouest, par une faille transversale, au nord, par une faille longitudinale qui joue le rôle d'un petit relèvement, et à l'est, par le relèvement de Bridel-Steinsel.

Le fond de cette cuvette se trouve dans la vallée de la Mamer entre Mamer et Dierental, en passant par Kopstal. Au pied des deux pentes de cette vallée, il y a abondance de sources à débit remarquable.

En aval de Larochette, les argiles rouges du Rhétien s'enfoncent sous le fond de la vallée de l'Ernz et, en amont de Fischbach, elle réapparaissent, ce qui indique l'existence d'une inflexion dans la vallée de l'Ernz. Ce phénomène tectonique crée des conditions favorables pour la formation des sources qu'on trouve dans les environs de Fischbach et en aval de Larochette.

Pour terminer cette énumération, citons encore l'ondulation synclinale de direction longitudinale de la vallée de l'Eisch, entre Hollenfels et Hennenbour, qui se fait sentir jusqu'à Rollingen (Mersch). Elle est marquée par plusieurs grandes sources.

On voit par cette énumération, encore incomplète, combien la régularité de la tectonique générale du grès de Luxembourg, et on peut ajouter, aussi des autres assises du Gutland est compliquée par un grand nombre de dérangements locaux, provoqués par des plissements d'ordre mineur, par les nombreuses failles d'un rejet plutôt faible, auxquels s'ajoutent des différences de perméabilité de la roche et des différenciations très prononcées dans les contours de la surface.

Comme l'eau est un élément extrêmement mobile, reflétant les moindres irrégularités du sol et du sous-sol, et comme la nappe aquifère n'est pas stagnante mais en mouvement, les déplacements et les chemins de l'eau souterraine sont très compliqués par suite d'une tectonique enchevêtrée qui, faute d'affleurements, nous échappe souvent dans ses derniers détails.

Par l'interférence de la tectonique locale, la localisation des émergences de l'eau est très sélective, de sorte que l'eau pénétrée dans le sol sur de vastes surfaces nourricières et arrêtée dans sa descente par la couche imperméable, chemine sur celle-ci pour sortir sous forme de source dans quelques points privilégiés au hasard de la tectonique mineure, ce qui prouve que le propriétaire d'une source profite, à l'exclusion des nombreux propriétaires de la surface nourricière, d'un bien collectif.

La capacité d'imbibition du grès de Luxembourg est, d'après les essais faits par M. GUSTAVE FABER, entre 5,2 et 8,7% du poids. La moyenne des essais faits sur 7 échantillons de provenance différente est de 6,7%.

Le grès de Luxembourg est un grès calcareux d'une constitution chimique assez homogène sur presque toute l'étendue de la formation. La puissance de l'assise et la porosité de la roche ne changent que très peu. Aussi, la composition chimique de l'eau de cette nappe est-elle assez constante ; la dureté varie entre 19 à 24 degrés. Vers le bord méridional, le ciment calcareux est plus abondant et la dureté de l'eau s'élève (N° 107). Mais le changement dans la composition chimique est plus frappant au bord septentrional de la formation. Ici, le grès, faute de ciment calcareux suffisant, est remplacé par un sable blanc siliceux, qui forme les mamelons caractéristiques du Helperknapp et du Broucherknapp. On rencontre le sable blanc encore dans les environs de Nommern et sur le plateau de Beaufort. Ce faciès sableux donne une eau très douce comme le démontrent les analyses N° 37, 39, 51, 74. (Voir aussi page 15—16.)

Les nappes aquifères mineures du Lias.

Le grès de Luxembourg est recouvert par l'assise des marnes et calcaires à *Gryphaea arcuata* ou marnes et calcaires de Strassen, qui se compose de 8 à 10 m de marnes avec intercalation de 2—3 bancs de calcaire de 0,4 à 0,8 m de puissance. Chaque banc de calcaire renferme une nappe aquifère d'un débit faible, mais très constant, qui alimente les puits des villages et des pâturages situés sur cette formation. Ces petites nappes d'eau sont très gênantes pour la fondation des constructions dans cette assise.

La composition chimique de l'eau de cette modeste nappe résulte des analyses N° 38, 109, 110, 111.

Une nappe plus importante existe dans la partie supérieure du Lias moyen qui comprend l'étage à *Ammonites margaritatus* et l'étage à *Ammonites spinatus*. Ces étages affleurent dans une bande large de 10 à 15 km entre Bettembourg, au sud-est et Bascharage-Garnich, au nord-ouest. A Bettembourg, les deux étages sont marneux ; à partir de Pontpierre, l'étage supérieur devient gréseux et constitue le grès marno-calcaireux de Dippach ou Macigno d'Aubange. A partir de Bascharage, l'étage inférieur a aussi un faciès gréso-calcaireux, le macigno de Messancy.

L'analyse N° 70 donne la composition chimique de l'eau de la nappe du macigno de Messancy.

Dans la partie orientale, on ne trouve pas de source, et les forages qui existent à Bettembourg donnent un débit de 5 à 6 m³ par heure au maximum, tandis que les forages de Bascharage et de Pétange ont un

rendement de 18 à 25 m³ par heure. Les sources avec un débit de 5 à 8 m³ par heure ne sont pas rares dans ce rayon, mais les eaux sont dures et assez fortement chargées de fer.

Dans les analyses de l'eau de la nappe du Macigno d'Aubange (N^o 65, 66, 67, 68, 69) on observe une augmentation régulière de la minéralisation qui va du bord vers l'intérieur de la formation. Par contre, la composition chimique de l'eau de Dippach (N^o 96) paraît être anormale. Elle est probablement en relation avec la faille Differdange — Mamer qui passe à proximité de Dippach.

Les nappes aquifères de notre Dogger.

A la base de la formation ferrugineuse du canton d'Esch se trouve un grès marneux qui repose sur des marnes schisteuses à couleur foncée. C'est le grès supraliasique des anciens auteurs ou grès à *Dumorteria Levesquei* qui affleure sous forme d'une étroite ceinture tout autour de la formation de la minette de notre pays.

Il existe plusieurs sources d'un débit assez remarquable (5 à 20 m³ par heure), originaires de ce niveau aquifère, qui alimentaient les localités de la partie sud-ouest du canton d'Esch avant l'épanouissement de l'industrie sidérurgique et qui fournissent encore aujourd'hui un supplément d'eau potable très intéressant pour quelques communes. Citons les sources du « Kursprong » (source de la Chiers) à Obercorn, la source dite « lavoir d'Esch », les sources au-dessus des localités de Niedercorn et de Lamadelaine, plusieurs sources entre Schiffange et Rédange et en amont de Dudelange.

Ainsi, le ravitaillement de la ville d'Esch se répartit de la façon suivante :

Production du grès supraliasique :	Fourniture par la distribution d'eau du Sud :
1945 756 027 m ³	494,766 m ³
1946 753,684 m ³	426,538 m ³
1947 831,235 m ³	501,052 m ³
1948 649,875 m ³	625,629 m ³

Pour Dudelange, cette répartition est comme suit :

Fourniture par la distribution d'eau du Sud :	Production de la nappe du grès supraliasique :
	<i>a</i> <i>b</i>
1945 367,449 m ³	46,200 + 27,533 m ³
1946 445,611 m ³	44,850 + 31,747 m ³
1947 399,349 m ³	61,610 + 18,702 m ³
1948 364,306 m ³	64,831 + 17,766 m ³

La production propre de la commune provient de deux sources : Lèteschbour (a) et Rommeschbour (b). De cette dernière source la commune ne reçoit que la part qui alimentait autrefois le lavoir public ; la plus grande partie de la source est employée pour les besoins en eau des hauts fourneaux de Dudelange.

Le grès supraliasique donne sur toute son étendue une eau d'une minéralisation constante remarquable. (Voir les N° 72, 98, 99, 103, 104). L'eau de Lamadelaine (N° 71) est, d'après sa composition chimique, de l'eau de la nappe du calcaire à polypiers descendue, par suite des dépilages, dans la nappe du grès supraliasique. L'eau qui sort dans la ville d'Esch de la grande faille d'Audun-le-Tiche se classe, d'après sa minéralisation, comme eau de la nappe du grès supraliasique.

La nappe aquifère du calcaire à polypiers. Le toit de la formation ferrugineuse est constitué par des marnes grises, micacées qui passent par l'intermédiaire d'une série de calcaires bruns, souvent gréseux, calcaire d'Ottange, calcaire de Haut-Pont, dans un calcaire blanc, fissuré, le calcaire à polypiers. Ce calcaire forme, à l'ouest de la vallée de la Chiers, le plateau de Differdange, limité à l'ouest par la profonde vallée de Lasauvage, et au sud de la vallée de l'Alzette supérieure, le plateau du Schlossbusch (Esch) et de la Héd (Rumelange). Le plateau au sud de la vallée de l'Alzette passe insensiblement dans le vaste plateau d'Aumetz.

Le calcaire renferme, en Lorraine, une nappe aquifère assez puissante ; mais, à cause de l'exiguïté de la formation dans notre pays, la nappe n'y a pas une grande importance ; mais un certain nombre de petites sources d'un débit de 3 à 6 m³ par heure existent encore à Niedercorn, à Differdange, à Rumelange et à Dudelange. L'eau est généralement bonne, parce que la surface des affleurements est presque toujours boisée et parce que les fissures du calcaire sont ordinairement remplies par une terre argileuse, brune, produit de la décalcification de la roche et qui forme filtre. (Voir les analyses N° 97, 102, 105).

Mais par suite des dépilages dans la formation ferrugineuse, la base imperméable du calcaire qui constitue le toit de la formation ferrugineuse est détruite. L'eau descend dans les galeries d'exploitation où elle est exposée à la contamination. Comme il n'existe pas de couche imperméable entre la formation ferrugineuse et le grès supraliasique (voir plus haut), l'eau contaminée du calcaire à polypiers peut même rejoindre la nappe aquifère du grès supraliasique. L'eau de ce niveau ne peut, par conséquent, être employée comme eau potable qu'après une étude approfondie de l'efficacité de la protection contre toute possibilité de contamination.

La nappe aquifère du calcaire à polypiers fournit encore un supplément au ravitaillement de la commune de Rumelange. En 1947, la distribution d'eau du sud fournissait 114,700 m³, les sources du calcaire à polypiers donnaient 27.635 m³ ; en 1948, il y avait 93.113 m³ pour la part

de la distribution d'eau du sud et 31.315 m³ pour les sources de la commune. Mais pendant la saison des fortes pluies l'eau devient trouble et malgré que l'analyse bactériologique ne décèle pas de microorganismes nocifs, elle est peu appétissante pour la consommation.

Les nappes aquifères des alluvions de nos vallées.

Une nappe aquifère d'étendue restreinte, mais d'une importance locale incontestable, existe dans les dépôts alluvionnaires de nos vallées.

On fait quelquefois une distinction entre la nappe aquifère des couches géologiques et celle des dépôts meubles récents de nos vallées. Cependant ces deux nappes ne diffèrent dans aucun point essentiel. Seulement, l'existence d'un cours d'eau superficiel qui peut entrer en communication avec la nappe d'eau souterraine, peut compliquer les choses. Mais souvent le fond et les parois du lit du cours d'eau sont tellement calfeutrés par un limon que cette communication ne se fait pas.

Les dépôts alluvionnaires de nos vallées sont composés en partie de galets, de cailloutis et de sable à grains fins et grossiers, qui forment la couche perméable ou couche-réservoir et qui reposent sur une roche ordinairement imperméable par altération, formant la couche-barrage.

L'assise perméable de cailloutis et de galets est presque toujours recouverte par une couche de limon très récente, déposée pendant les crues actuelles et qui forme filtre pour les eaux de la surface. La couche de limon empêche la contamination surtout par les grandes crues qui couvrent toute la surface de la vallée.

Comme toute autre nappe aquifère, la nappe des alluvions donne naissance à des sources qui peuvent jaillir au fond de la vallée et qu'on peut désigner comme sources de thalwegs. Une telle source se produit quand le fond imperméable dans une vallée s'approche tellement de la surface que la nappe d'eau affleure.

Les alluvions de la vallée de la Moselle se composent ordinairement, de haut en bas, de 1,50 à 3 m de limon de couverture, de 4 à 5 m de galets et de cailloutis, avec intercalation de sable ; elles reposent sur une couche imperméable. La capacité de débit de la nappe aquifère est de 10 à 30 m³ par heure et par puits placé d'une façon rationnelle.

Dans la vallée de la Sûre, on observe à Diekirch 4 m de limon de couverture, 1,50 à 2 m de galets et cailloutis qui reposent sur une couche d'altération de 50 cm et qui s'intercalent entre le cailloutis et le grès bigarré. Le débit est de 10 à 15 m³ par heure.

Dans la vallée de l'Alzette, à Bettembourg, on trouve 2,50 à 4 m de limon de couverture et 2,50 à 3 m de cailloutis calcaire qui repose sur les marnes feuilletées du Lias moyen. Le débit est de 15 à 20 m³ par heure.

Dans la vallée du ruisseau de Dudelange, en aval de la localité, on rencontre 0,50 à 1 m de cailloutis calcaires intercalés dans des argiles gréseuses. Un puits de 8 m de profondeur a un débit de 15 m³/h.

La nappe aquifère des dépôts de nos vallées n'a été mise en exploitation que très récemment, mais à cause de son accès facile et peu coûteux (un forage de 6 à 8 m de profondeur suffit) et par suite de son débit abondant, cette nappe a une importance économique incontestable pour notre pays. (Voir les analyses N° 19, 38, 89, 94).

Comme la nappe aquifère des alluvions n'est pas en communication directe avec la rivière, l'eau de la nappe reflète dans l'analyse chimique la nature du terrain des versants.

Ainsi, l'eau de la vallée de la Moselle est très dure parce que les versants sont constitués par le terrain du keuper gypsifère ; il en est de même de l'eau de la vallée de l'Alzette inférieure en aval de Colmar-Berg, tandis que l'eau de la vallée de l'Alzette supérieure et de ses vallées secondaires a une dureté normale de 20 à 25 degrés français.

L'UTILISATION RATIONNELLE DE NOS NAPPES D'EAU SOUTERRAINES.

Nous allons aborder une question de principe du régime et de l'utilisation rationnelle de la nappe la plus importante du pays qui est celle du grès de Luxembourg.

Par suite de l'étendue des affleurements nourriciers et émissifs, de la composition pétrographique et chimique favorable du grès, de sa puissance et perméabilité qui assurent une bonne filtration et un débit régulier en raison du passage lent de l'eau par la grande masse du grès, la nappe aquifère du grès de Luxembourg est la plus importante de notre aire de sédimentation. Aussi 90% de nos besoins en eau potable sont-ils prélevés sur cette nappe. Il s'agit d'une quantité annuelle de 18 millions de mètres cubes d'eau, détournés du régime naturel. Dans une dizaine d'années ce seront au moins 25 millions de mètres cubes.

En présence d'un prélèvement aussi massif cette question se pose : Quelles seront les conséquences de ce prélèvement sur le régime naturel de cette nappe si importante pour notre ravitaillement en eau potable ?

Pour contester la gravité de la question posée on pourrait faire, de prime abord, l'objection suivante :

La quantité de pluie annuelle qui tombe dans nos régions est en moyenne de 750 mm. Comme le grès a une surface très perméable, recouverte de bois étendus, on peut admettre que 30% des précipitations pénètrent dans le sol (ce qui est en tout cas un maximum) et

s'accroissent dans la nappe aquifère qui dispose donc, pour ainsi dire, d'un capital de roulement de 67,5 millions de mètres cubes d'eau*), auquel s'oppose une dépense de 18 resp. de 25 millions, soit 26 resp. 37% seulement d'un capital qui se renouvelle incessamment.

Mais c'est résoudre la question d'un point de vue trop égocentrique et trop exclusif.

Le régime de l'eau souterraine du grès de Luxembourg, comme d'ailleurs le régime de toutes nos nappes d'eau, s'est établi depuis des milliers et des milliers d'années et n'a pas sensiblement changé depuis la dernière période du retrait des glaciers des plaines vers les hautes montagnes. Le régime de nos sources, ruisseaux et rivières, les conditions de la vie animale et végétale de nos régions se sont adaptées à ce régime par un développement bien des fois séculaire. Dans ce régime la nature n'a pas fixé une part spéciale et supplémentaire pour les besoins de notre vie plus raffinée et ceux de notre industrie, toujours plus exigeante en matière de consommation en eau. Pour appeler les choses par leur vrai nom, il faut dire que nous détournons de son but original un tiers de ce capital de roulement.

Je pourrais intercaler ici que la hauteur de pluie de 750 mm, adoptée dans notre calcul, n'a plus été atteinte depuis bien des années.

D'après une statistique mise à ma disposition par le Service des eaux de la ville de Luxembourg, la moyenne annuelle de 6 pluviomètres répartis sur le territoire de la commune, à Muhlenbach, Kopstal, Birelergrund, Beggen, Bonnevoie et Gasperich, donne les hauteurs suivantes :

1935 : 678 mm ; 1936 : 634 mm ; 1937 : 566 mm ; 1938 : 612 mm ; 1939 : 718 mm ; 1940 : 666 mm ; 1941 : 574 mm ; 1942 : 510 mm ; 1943 : 660 mm ; 1944 : 722 mm ; 1945 : 506 mm ; 1946 : 679 mm ; 1947 : 605 mm ; 1948 : 565 mm, soit une moyenne de 621,4 mm pour ces 14 années. 30% de cette moyenne font 0,185 m. Ceci répondrait à un capital de roulement, dans le régime de la nappe aquifère, de 55,5 millions, auxquels s'oppose une dépense non prévue par la nature de 18, resp. 25 millions de m³ d'eau souterraine.

De cette manière, des situations naturelles établies sont troublées et ne se rétabliront que très difficilement.

L'épuisement se fera sentir naturellement sur les tranches les plus superficielles de l'écorce terrestre et causera un abaissement du niveau

*) Surface d'alimentation - 300 km² = 300 millions de m². 30 % de la hauteur de pluie annuelle font $750 \times 0,3 = 225$ mm, ce qui répond à $300.000.000 \times 0,225 = 67,5$ millions de m³ d'eau. Une consommation de 18 millions répond à 26% et en l'augmentant à 25 millions, elle répondra à un prélèvement de 37% de la recette. Même si nous admettons que 30% des précipitations atmosphériques pénètrent dans le sol, cette quantité n'arrive pas intégralement dans la nappe profonde. Une partie de cette eau est absorbée par les racines, une autre partie s'éparpille dans des nappes secondaires peu profondes qui alimentent la nappe phréatique, de sorte que la part qui arrive dans la nappe principale n'est bien que de 15 à 20%.

de l'eau phréatique (c'est-à-dire du niveau le plus superficiel qui nourrit, en général, les puits des villages).

Les répercussions fâcheuses sur le régime des sources et des ruisseaux nourris par le grès de Luxembourg, sur l'agriculture et la sylviculture se font déjà sentir nettement et la situation s'aggravera progressivement pour devenir lourde de conséquences si nous ne parons pas à cette dépense, imputée sur le régime naturel.

J'ai hâte de répondre à une autre objection qu'on pourrait faire. On dira peut-être que nous ne prenons que l'eau des sources qui, de toute façon, s'échappe de la nappe. Cette eau captée retourne dans nos rivières par l'intermédiaire des canalisations et, par conséquent, rien ne se perd.

Mais n'oublions pas que l'eau qui s'échappe de la nappe souterraine imbibée, dans son cours naturel, le sol, nourrit les ruisseaux et la nappe phréatique ; le détournement consiste précisément dans l'élimination, du moins partielle, de cette étape du cycle naturel de l'eau.

Loin de moi de vouloir faire sous-entendre que nous faisons un usage trop généreux de l'eau. Il serait naïf et irraisonnable de vouloir freiner cette dépense ; on ne s'oppose pas au progrès du confort et de l'hygiène. Au contraire, il faut tenir compte d'une augmentation de la consommation par le développement du confort domestique et public, de l'exploitation agricole et de l'industrie.

Mais ce qu'il faudra faire sans tarder c'est réglementer sur la base de la situation géologique telle qu'elle se présente en réalité, le prélèvement de l'eau souterraine, qu'on a abandonné trop longtemps aux caprices du hasard.

Cette réglementation rationnelle demande la création de moyens juridiques et administratifs.

Au pouvoir central incombe la charge de fixer un plan basé sur les données géologiques et hydrogéologiques et de veiller à son exécution. Dans les cas prévus par la loi, où les autorités locales ou même des particuliers seraient autorisés à intervenir, ils agiraient comme organes du pouvoir central et conformément à ses instructions.

Exposons les arguments qui réclament l'intervention du législateur dans cette matière. Ils découlent, d'une part de l'exposé qui précède et, d'autre part, de l'état arriéré du régime légal actuel. Quant à ce dernier point il faut avouer franchement que, malgré l'importance primordiale d'un ravitaillement du pays en eau juste et équitable, le régime légal de nos eaux souterraines est inexistant et que la loi ne s'occupe des sources que dans quelques dispositions rudimentaires, désuètes et antisociales.

Voici d'abord les faits qui découlent de l'exposé de la situation géologique.

Le grès de Luxembourg fournit 90% de toute la consommation du pays. Même si l'on interdisait dorénavant strictement tout prélèvement supplémentaire, nous sommes déjà dans une situation inquié-

tante. Par rapport au régime naturel qui s'était établi dans le courant d'une période bien des fois millénaire, la situation est aujourd'hui déficitaire.

Le grès de Luxembourg, malgré la puissance considérable de 100 m d'une roche très perméable, ne renferme qu'une très faible réserve dans la partie qui vient au jour. Je m'explique sur ce point.

Le plateau du grès de Luxembourg est entrecoupé jusqu'à sa base par plusieurs vallées profondes, donnant issue à de nombreuses et riches sources, situées au contact du perméable et de l'imperméable, c'est-à-dire à la base même de la nappe aquifère. Ces sources, de par leur position géologique, empêchent la formation d'une réserve de quelque importance. Cela veut dire que l'eau de pluie tombe sur le grès en affleurement, traverse la roche qui forme un puissant filtre et après une percolation d'une durée allant de plusieurs mois jusqu'à une année, elle se déverse au pied de la formation sous forme de source pour être restituée à la mer et à l'atmosphère.

C'est donc un mouvement cyclique avec un intervalle de retardement. La constitution d'une réserve importante n'est guère possible dans la partie du grès entamée par les vallées jusqu'à sa base et vidée par les nombreuses sources. Il arrive quelquefois que pour une raison quelconque due à la configuration du terrain, l'orifice de la source naturelle se trouve à un niveau plus haut que la base imperméable, ce qui permet la création d'une réserve locale. Mais quand la source est captée, on place, pour de bonnes raisons, le captage aussi bas que possible et, notamment, dans le toit de la couche imperméable. A cause des nombreux captages réalisés aujourd'hui dans le grès, les réserves, qui auraient pu être formées sont aujourd'hui fortement entamées ou épuisées.

Ce n'est qu'au Sud d'une ligne marquée approximativement par la route de Luxembourg à Steinfort, où le grès s'ennoie sous les couches plus jeunes, qu'existe la possibilité de la formation d'une réserve non entamée par les sources. L'existence de cette réserve est d'ailleurs démontrée par les forages non exploités de Differdange et de Longwy. C'est dans ces réserves, accessibles seulement par des forages, que, dans un avenir qui ne sera pas trop loin, on ira puiser l'eau pour parer aux besoins qui ne cesseront d'être de plus en plus grands. Encore ces réserves ne sont-elles pas illimitées ; il convient de les ménager par une exploitation rationnelle. (Voir aussi p. 117. : Recherches d'eau par forage).

Dans le même ordre d'idée, les eaux souterraines aujourd'hui en exploitation devront être protégées quant à leur quantité et à leur qualité.

Faire appel aux ressources d'eau souterraine existant dans les régions plus favorisées du grès de Luxembourg pour suppléer aux besoins en eau des autres régions est sans doute une solution de solidarité nationale. Mais la quantité de pluie est limitée et, par consé-

quent, aussi la quantité d'eau dont chaque région dispose et sur laquelle ou pourra faire un prélèvement raisonnable sans que le régime naturel soit par trop dérangé.

Tout prélèvement excessif et inconsidéré est donc à éviter et à traiter comme abus d'un bien collectif au détriment de la population prise dans son ensemble.

C'est donc contraire à l'utilisation rationnelle des ressources de la nappe aquifère du grès de Luxembourg que de transporter ces eaux dans une autre région, sans que les ressources locales de cette région soient entièrement mises à contribution. Vu l'importance extrême qu'auront, dans un proche avenir, nos disponibilités en eau pour le développement du pays, ce n'est pas la question financière, mais la question du ménagement de nos ressources qui devra occuper la première place.

Mais il y a des abus plus opposés encore à l'intérêt public. N'est-ce pas faire un emploi abusif de l'autonomie communale, frisant l'anarchie, quand une localité fait sur la nappe d'eau du grès de Luxembourg ou sur une nappe d'eau en général un prélèvement dépassant de loin ses besoins, par incurie et manque de discipline, mais surtout parce que la commune ne prélève pas de taxe d'eau ce qui incite à un gaspillage abusif, et quand, pour une querelle de clocher, voire même par pure et simple égoïsme, elle ne cède pas de son superflu à la localité voisine ?

Ou comment faut-il qualifier cet usage antisocial qui consiste à alimenter avec l'eau des sources des jets d'eau, des étangs, pour le seul plaisir des yeux, alors que cette eau est réclamée dans l'intérêt d'un besoin public indispensable ?

Le régime légal des eaux souterraines.

Je souligne à nouveau qu'il faudra doter le pouvoir central d'une arme pour protéger la quantité d'eau de nos nappes souterraines. Un abaissement trop sensible du niveau aurait des conséquences lourdes pour nos exploitations agricoles.

En premier lieu, il s'agit de réglementer l'exploitation de notre nappe principale, celle du grès de Luxembourg, d'après un plan général.

Les localités situées à l'intérieur du grès de Luxembourg s'alimenteront naturellement à cette nappe, mais toute dilapidation de l'eau, sous quelque forme que se fût, serait à interdire. Les localités des régions plus pauvres en eau souterraine bénéficieraient des ressources du grès de Luxembourg, mais elles devraient employer en premier lieu des ressources locales et ne disposeraient de l'eau du grès de Luxembourg que pour combler leur déficit. Il faudrait instaurer une politique de l'utilisation des eaux souterraines en accord avec les intérêts de tout le pays.

Reste la question de l'alimentation de l'Oesling, dont la plus grande partie prélève son eau de la nappe du grès de Luxembourg. La pénurie relative en eau qui se fait sentir dans le Gutland et qui va en s'accroissant demandera dans un avenir proche un changement radical dans la distribution de l'eau. Il faut procurer à l'Oesling les moyens pour s'alimenter de ses propres ressources et quelque paradoxe que cela nous paraisse à première vue, l'Oesling cédera au Gutland une partie de ses ressources.

Tandis que dans le Gutland en général approximativement 15% des précipitations arrivent dans les nappes aquifères profondes, ces nappes ne peuvent guère se former dans les schistes et grès quartzeux de l'Oesling peu perméables et peu diaclasés dans la profondeur. La perméabilité par porosité existe à peine ; ce n'est que dans les diaclases que s'accumulent approximativement 5% des précipitations, tandis que la presque totalité s'écoule par ruissellement superficiel immédiatement dans les cours d'eau. Ceci explique les grands et brusques changements dans le débit des cours d'eau de l'Oesling, qui peuvent atteindre, encore dans les moyennes mensuelles, des différences de 1 à 50. Dans l'Oesling il faudra donc remplacer les couches-réservoirs naturelles qui logent les grandes nappes d'eau souterraine, par des réservoirs artificiels qui joueront le rôle de régulateurs et d'accumulateurs de l'eau provenant des précipitations.

A cette fin, il faudra construire des barrages et accumuler l'eau dans les retenues créées dans les vallées étroites presque sans terre arable et sans populations. Abstraction faite de la production de force électrique, ces barrages régleront le débit de nos rivières et fourniront de l'eau à l'industrie et à l'agriculture. Il est d'ailleurs illogique de pomper l'eau dont le Gutland a tant besoin, à grands frais de pompage sur les hauteurs de l'Oesling, alors qu'il existe la large possibilité d'alimenter cette région avec ses propres ressources, qui, accumulées dans les retenues artificielles, seront assez abondantes pour suppléer encore au déficit du Gutland.

Mais il faudra aussi protéger la qualité de l'eau souterraine. Une surveillance spéciale contre la pollution de l'eau souterraine par des causes extérieures n'existe pour ainsi dire que par voie indirecte. Dans un vrai code de l'eau, une surveillance rigoureuse devrait être prévue. Le danger de pollution est permanent dans les régions de calcaire, où la filtration est souvent nulle alors même que l'eau souterraine parcourt de grandes distances ; c'est surtout ici que la surveillance doit être serrée et minutieuse.

Dans le grès de Luxembourg, comme d'ailleurs dans tous les terrains fissurés, ce sont les puits perdus, c'est-à-dire tous les trous à fond normalement sec et creusés dans une formation fissurée, qui présentent un danger permanent.

La pratique des puits perdus présente, en l'absence d'égouts, un moyen des plus aisés et, par conséquent, des plus répandus pour évacuer les eaux usées. Les nombreuses fosses à purin et celles, souvent

défectueuses, des lieux d'aisance, rangent encore dans la catégorie des puits perdus.

Quand les puits perdus sont creusés dans un terrain à grain très fin, assez puissant, et quand les eaux y déversées sont peu chargées, le danger n'est pas grave. Mais que le terrain soit très fissuré, comme c'est le cas pour le grès de Luxembourg, le danger d'une infection des eaux est permanent et aggravé par la circonstance qu'il s'agit ordinairement de quantités d'eau trop grandes pour que le sable accumulé au fond des crevasses puisse servir efficacement de filtre.

Il arrive aussi que les puits alimentant autrefois une localité et devenus sans emploi, par suite de l'installation d'une distribution d'eau, deviennent de vrais puits perdus dans lesquels s'accumulent des immondices qui infectent la nappe aquifère qui alimentait ces puits.

Le code de l'eau à créer devra donc prévoir une surveillance des égouts, des puits perdus ou abandonnés, qui sont les sources les plus dangereuses et les plus persistantes de la pollution des nappes souterraines.

Ce n'est pas ici le lieu et il n'est pas de ma compétence d'entrer dans la matière juridique d'un régime légal des eaux souterraines. Nos juristes trouveront des données précieuses dans un rapport de M. A. BUTTENBACH intitulé : « Etude du régime légal des eaux souterraines et commentaire de l'avant-projet de loi ayant pour objet la protection des eaux souterraines et des captages en vue d'un service de distribution d'eau », publié dans le Bulletin de « l'Institut Belge des Sciences administratives », 2^e journée administrative, 13 avril 1940 ; Imprimerie administrative, 62, Bld. de Jodoigne, Louvain.

Ce rapport est précédé d'un exposé magistral sur les données techniques du problème par M. A. RENIER. Je me suis rallié aux conclusions générales de ces deux études.

Dans cet exposé je voudrais présenter les données géologiques du problème et démontrer la nécessité urgente de créer un code de l'eau qui tiendra compte des progrès réalisés par l'hydrogéologie et qui assurera le ravitaillement du pays entier en eau, sans causer trop de préjudice au régime naturel établi des nappes d'eau existantes.

Le régime légal des eaux souterraines devra prendre pour point de départ les données géologiques qui démontrent : 1^o que la nappe d'eau souterraine est une eau en mouvement continu, représentant une part de l'eau de pluie tombée sur de vastes surfaces ; 2^o que cette eau est répandue dans toute l'étendue de l'assise perméable ; 3^o qu'elle est dirigée, dans son chemin, par une tectonique du sous-sol qui n'a rien à faire avec le relief de la surface.

Une source n'est donc qu'un point d'émergence accidentel qui, d'après la nature réelle des choses, ne peut pas donner au propriétaire de ce point d'émergence, un droit de propriété sur la nappe souterraine.

La nature même de l'eau souterraine renferme la conception d'un droit collectif et le système juridique qui régit cette eau doit se baser sur cette conception fondamentale, tout comme la législation considère les mines comme bien collectif.

La conception individualiste qui donne au propriétaire du point d'émergence d'une source un droit de propriété sur une nappe d'eau qui prend naissance dans un périmètre dépassant ordinairement de loin la propriété d'un particulier, doit céder le pas à la notion d'un droit collectif, d'après laquelle l'eau souterraine est un bien public.

Notre jurisprudence ignore complètement l'existence d'une nappe d'eau souterraine. Elle se base sur le Code civil qui repose sur le principe du droit romain d'après lequel la source est considérée comme un accessoire du fonds dans lequel elle jaillit.

Notre législation sur cette matière est aussi brève que rudimentaire. Elle stipule : « Celui qui a une source dans son fonds, peut en user à sa volonté sauf le droit que le propriétaire du fonds inférieur pourrait avoir acquis par titre ou par prescription ».

D'après le commentaire de cette loi désuète, le propriétaire de la source dispose des eaux qui en naissent de la façon la plus absolue, tant qu'elles sont sur ses fonds, tant que, dans leurs cours, elles n'en ont pas excédé les limites. La loi accorde au propriétaire de la source un droit presque illimité. Il peut, dit la loi, en user à sa volonté, c'est-à-dire lui donner un nouveau cours, la capter, l'absorber en usages agricoles, domestiques ou de purs agréments, l'étouffer même, si telle est sa convenance. Le droit du propriétaire d'une source n'est limité, comme tous les autres droits, que par celui d'autrui, c'est-à-dire le propriétaire ne peut, en disposant des eaux, causer un dommage à ses voisins.

Mais par une ironie inhérente au paradoxe d'une loi qui pêche par sa base, cette loi, qui accorde au propriétaire de la source un droit presque illimité, ne protège pas ce propriétaire dans l'essence même du droit qu'il lui accorde.

D'un côté, le propriétaire du fonds possède des droits pour ainsi dire illimités sur la disposition des eaux souterraines se trouvant dans son propre fonds.

Par contre, en réalité, ces droits illimités se trouvent réduits à zéro par le fait que le voisin, jouissant des mêmes droits sur son propre fonds, peut y exécuter, sans dédommagement pour le premier, tous les travaux de captage, même ceux qui assèchent le premier fonds considéré.

Cet effet final, directement opposé aux fins poursuivies par la loi, résulte du fait que notre jurisprudence réglemeute uniquement les eaux superficielles et les sources qui ne sont que les points d'émergence d'une nappe d'eau souterraine. Mais elle ignore complètement l'existence et les conditions de gisement de cette eau souterraine, dont le Code civil ne prend également aucune notion et de cette manière la nappe souterraine range parmi les « res nullius » ; c'est un bien banal.

Le droit de disposer des eaux souterraines est aujourd'hui, faute de loi, abandonné sans limite au propriétaire du sol qui peut en user par le creusement ou le forage de puits. Chacun peut puiser sur son

propre fonds, rabattre par excès de prélèvement le niveau hydrostatique, supprimer par ce fait le jaillissement de sources existant souvent à une grande distance.

L'octroi de ce droit, dont l'exercice peut donner lieu à l'épuisement de la nappe, à la disparition de réserves séculaires, à la spoliation de toute une communauté, se base sur l'application d'un principe reconnu par le Code civil, suivant lequel un bien foncier s'étend verticalement jusqu'au centre de la terre. Or, l'eau d'une source jaillissant dans une propriété ne monte pas de la profondeur en ligne verticale, mais provient d'un plan plus ou moins horizontal dont les contours dépassent de beaucoup ceux de la surface appartenant au dit propriétaire. La nappe dont elle provient n'est pas un bien lié au sol, mais un bien collectif.

La conception de l'autonomie communale et le principe de la propriété privée sont consacrés et protégés par la constitution, mais l'usage de la propriété privée et de l'autonomie communale ne doit pas être contraire à l'intérêt général. L'intérêt bien compris de la propriété privée est de ne pas se trouver en contradiction avec l'intérêt public, autrement cet intérêt pourrait être considéré comme un abus qu'il est du devoir du pouvoir central de redresser. Ce principe aussi est inscrit dans le Code civil.

Le Conseil Supérieur des Distributions d'eau a soumis, en avril 1950, au Ministère de la Justice un projet de loi déterminant le régime des autorisations de prise d'eau souterraine. La question capitale du régime légal des eaux souterraines n'y est pas encore touchée. Voici le texte de ce projet de loi, resté sans suite jusqu'à ce jour :

Avant-projet de loi déterminant le régime des autorisations de prises d'eau souterraine.

Art. 1. — Toute nouvelle prise d'eau souterraine et les installations y annexées sont soumises à l'autorisation préalable de la part du Ministre de la Justice.

L'expression « prise d'eau souterraine » comprend tous les captages de source, puits, forages, sondages, galeries, drainages et, en général, tous les ouvrages et installations ayant pour objet ou pour effet d'opérer un prélèvement d'eau souterraine.

Art. 2. — Sont dispensées de l'autorisation prévue à l'art. 1 :

a) Toutes les prises d'eau souterraine d'une profondeur égale ou inférieure à 20 m effectuées dans une nappe non jaillissante et actionnées à bras d'homme.

b) Les installations de drainage et les opérations de rabattement de la nappe aquifère n'entraînant pas l'abaissement de la nappe à plus de deux mètres en-dessous du niveau du terrain naturel.

Art. 3. — Sont assimilées à l'établissement de nouvelles prises d'eau souterraine :

a) Toute transformation par laquelle une prise d'eau existante cesserait de répondre aux conditions d'exemption mentionnées à l'art. 2.

b) L'extension ou la modification de toute prise d'eau souterraine non visée à l'art. 2.

c) La remise en usage d'anciennes prises d'eau souterraine restées sans emploi régulier pendant une période continue de cinq années.

Art. 4. — Le propriétaire, l'entrepreneur des travaux et l'exploitant sont responsables de solliciter l'autorisation prévue à l'art. 1.

Art. 5. — L'autorisation peut être retirée ou suspendue si les conditions auxquelles celle-ci est subordonnée ne sont pas observées.

Art. 6. — Les délégués du Gouvernement chargés de surveiller l'exécution de la présente loi et des arrêtés pris en exécution de celle-ci ont accès aux ouvrages et lieux d'opération à surveiller. Ils constatent les infractions à la loi susdite par des procès-verbaux faisant foi jusqu'à preuve du contraire.

Art. 7. — Les chefs d'industrie, propriétaires, exploitants, patrons, directeurs, gérants ou tous autres préposés, qui auront mis obstacle à la surveillance des délégués du Gouvernement, seront passibles de l'amende prévue à l'art. 8.

Art. 8. — Les infractions aux dispositions de la présente loi seront punies d'une amende de 1.000 à 30.000 frs. Le jugement ordonnera la confiscation des machines et la démolition de l'ouvrage ainsi que la remise des lieux dans leur état primitif.

Art. 9. — Les chefs d'industrie, propriétaires, usagers et exploitants sont civilement responsables des amendes prononcées à charge de leurs directeurs, gérants ou autres préposés.

Art. 10. — Un règlement d'administration publique fixera les conditions d'exécution de la présente loi.

Art. 11. — Disposition transitoire. Pour les travaux qui seront en cours d'exécution au moment de la mise en vigueur de la présente loi, l'autorisation pourra être accordée sur demande adressée sous pli recommandé au Ministre de la Justice. Outre les indications exigées par l'art. 1, littéras a) à f) du règlement d'administration publique du, elles contiendront une description succincte de l'état d'avancement des travaux.

Art. 12. — Notre Ministre de l'Intérieur, Notre Ministre de la Justice, Notre Ministre des Travaux publics et Notre Ministre de la Santé publique sont chargés, chacun en ce qui le concerne, de l'exécution de la présente loi.

(20. 4. 1950)

Analyses des eaux des différentes

N°	PROVENANCE	Dureté en degrés français					Résidu en mg/L	
		Chaux	Ma- gnésie	totale	tem- por.	per- man.	180°	fixe
1	Colmar-Berg. - Source captée près du pavillon dans le « Schwarzbach »	12.1	9.9	22.0	17.8	4.2	262.5	167.5
2	Source au bord de la route, à mi-chemin entre Bissen et Boevange	11.8	11.4	23.2	20.1	3.0	263.7	166.2
3	« Scheuerbour » dans le Scheuerbusch-lez- Vichten. — capté —	14.0	11.8	25.8	21.3	4.5	336.2	167.5
4	Source du lavoir de Boevange à proximité de la station	13.2	8.8	22.0	17.4	4.6	302.5	146.2
5	Source au bord de la route à la sortie de Boevange vers Useldange	10.6	9.5	20.1	15.3	4.8	263.7	147.5
6	Source au b. d. l. r. à mi-ch. entre Boevange et Useldange captée p ^r un étang de pisciculture	12.2	10.8	23.0	19.3	3.7	295.0	152.5
7	Source du lavoir d' Useldange à la sortie du village vers Everlange.	13.4	10.8	24.2	20.8	3.4	300.0	151.4
8	Source du lavoir d' Everlange à gauche de l' Attart	14.4	12.0	26.4	21.9	4.5	317.5	292.5
9	« Hosterbour »-lez- Reimberg , capté pour le lavoir	24.6	17.3	38.9	33.2	5.7	465.0	280.0
10	Source du lavoir de Schandel au bord du chemin vicinal vers Everlange	20.4	16.9	37.3	30.6	6.7	503.8	305.0
11	Source captée du « unterer Kohnengrund »-lez- Ell	7.3	5.5	12.8	11.1	1.7	148.8	110.0
12	Source captée au-dessous du chemin de Roodt à Hostert (Rédange, à 1½ km au NE de Roodt)	1.6	1.0	2.6	1.0	1.6	62.5	26.5
13	Source captée du « Moulin de Nagem » à Nagem	11.8	9.8	21.6	19.7	1.9	255.0	138.8
14	Source dans la « Schankengraecht »-lez- Pratz , à 500 m. en aval du pont d. l. « Schankengraecht »	9.3	18.0	17.3	15.2	2.1	197.5	108.7
15	Source captée au bord du chemin rural du « Bohnapp »-lez- Oberfeulen	1.7	1.5	3.2	0.9	2.3	88.8	36.3
16	Source captée au versant droit du « Kalber »-lez- Mertzig	0.0	0.6	0.6	0.0	1.0	21.3	11.3
17	Source captée à 1 km au N W de Grosbous	0.5	1.3	1.8	1.1	0.7	26.3	16.3
18	Source captée de l'« Ehert », 2,5 km au N W de Pratz	0.7	0.5	1.2	0.1	1.1	35.0	22.5
19	Source captée au fond de la vallée du village de Vichten	15.6	14.1	29.7	26.9	2.8	313.8	213.8
20	Source des « Sievenhouren »- Rollingergrund	22.6	1.5	24.1	20.6	3.5	295.0	208.8
21	Source du « Friedbusch »-lez- Diekirch	9.7	7.1	16.8	14.0	2.8	193.8	
22	Source temporaire du « Schweinswasen »-lez- Diekireh	11.9	8.6	20.5	12.3	8.2	281.3	166.3
23	Source permanente du « Schweinswasen »-lez- Diekireh	14.0	10.9	24.9	20.7	4.2	281.3	228.8
24	Source « Zamperbour »-lez- Diekireh — captée	16.5	12.5	29.0	25.8	3.2	328.3	263.5
25	Source « Choleraurou », Bamertal-lez- Diekireh	13.4	10.6	24.0	20.5	3.5	290.0	195.0

nappes aquifères du Gutland

Teneur en mg/L.								Alkali	NAPPES AQUIFÈRES (pour les abréviations voir la planche annexée)
CO ₂	CL	SO ₄	SiO ₂	FeO+ AlO ₂	CaO	MgO			
88.0	17.5	13.7	10.0		67.5	47.0		Calcaire à Nodosus (mo ²)	
106.7	10.5	12.0	10.0		66.2	54.3	14.4	Dolomie alvéolaire (Ku ²)	
99.0	17.5	15.4	6.3		78.7	56.5		Conglomerat de quartz à ciment calcaireux abondant (Km ¹)	
70.4	15.9	18.9	10.0		73.7	42.5		Dolomie alvéolaire (Ku ²)	
70.4	15.6	20.6	13.8		59.2	45.3		Conglomérat de quartz à ciment calc. abondant (Km ¹)	
88.0	12.3	15.4	6.3		68.3	51.6		Conglomérat de quartz à ciment cal. abondant (Km ¹)	
97.9	10.5	15.4	12.9		75.0	51.6		Conglomérat de quartz à ciment cal. abondant (Km ¹)	
97.9	14.0	20.6	11.3		80.5	57.0		Dolomie (Ku ²)	
160.6	26.2	15.4	8.8		120.2	82.3		Conglomérat de quartz à cim. calc. abond. (Km ¹)	
140.8	29.6	25.8	6.3		113.4	80.5		Conglomérat de quartz à cim. calc. abond. (Km ¹)	
60.5	8.7	3.4	6.2		41.3	26.2		Cailloutis quartzeux et grès meubles lessivés provenant du conglomérat calcaireux (Km ¹)	
7.7	12.3	traces	1.3		8.8	5.0		Schiste et quartzophyllades désagrégés du dévonien (tu)	
90.2	8.7	5.1	12.5		66.2	46.7		Grès et conglom. calcaireux (Km ¹)	
69.3	8.9	6.9	10.0		51.8	38.0		Grès bigarré (So ²)	
6.6	17.3	traces	—		9.5	7.2		Cailloutis quartzeux lessivés du Grès bigarré (So ¹)	
6.6	7.0	traces	—		0.0	2.7		Cailloutis quartzeux lessivés du Grès bigarré (So ²)	
13.2	5.3	traces	—		3.9	6.3		Cailloutis quartzeux lessivés du Grès bigarré (So ²)	
5.5	10.5	traces	—		4.0	2.3		Cailloutis quartzeux lessivés du Grès bigarré (So ²)	
129.8	12.2	8.6	5.0		88.4	67.4		Alluvions de la vallée provenant de grès et de calcaire	
85.8	10.5	18.9	12.5		126.0	7.2		Grès de Luxembourg (li ²)	
66.0	12.4	8.6	11.3	2.5	54.6	33.5		Grès bigarré avec rognons et minces entrecouches de dolomie (So ¹)	
55.0	24.8	37.8	7.5		66.2	40.7		Grès bigarré avec rognons et entrecouches de dolomie et alluvions de la vallée provenant de grès, de marnes et de calcaire (So ¹)	
92.4	17.8	13.7	13.8		78.4	52.1		id. id. id. (So ¹)	
121.0	12.4	12.0	10.0		92.1	59.8		id. id. id. (So ¹)	
95.7	14.2	12.0	11.3		74.9	50.7		id. id. id. (So ¹)	

N°	PROVENANCE	Dureté en degrés français					Résidu en mg/L	
		Chaux	Ma- gnésie	totale	tem- por.	per- man.	180°	fixe
26	« Bellefös-chen » versant sud du Herrenberg- lez-Diekirch	10.6	9.0	19.6	16.4	3.2	225.0	125.0
27	Source dans le Bamertal inférieur, Diekirch captée pour la Brasserie	17.7	12.9	30.6	28.0	2.6	357.5	255.8
28	Source captée pour la Brasserie dans le « Bamer- tal » inférieur, Diekirch	17.7	13.5	31.2	28.6	2.6	345.0	238.8
29	Source du « Schmidenhof-lez-Bastendorf » dite « Grossen Bur » (Vers. oriental du Herrenberg)	12.1	9.7	21.8	19.6	2.2	253.8	143.8
30	Source captée du Knäppchen-lez-Tandel	14.3	11.2	25.5	21.8	3.7	281.3	251.3
31	Source captée au-dessous de la route de Fouhren à Bettel à mi-chemin entre les deux localités	14.7	12.2	26.9	22.6	4.3	302.5	231.3
32	Source dans un ravin, 1 km au N de Fouhren , à gauche de la route à Vianden.	3.6	3.5	7.1	3.1	4.0	108.8	71.3
33	Source à 500 m en amont de Longsdorf dans le ravin à droite de la route à Fouhren	17.7	13.9	31.6	26.9	4.7	348.8	243.8
34	Source du lavoir de Longsdorf	18.3	15.4	33.7	31.2	2.5	357.5	276.6
35	Source captée de l'ancien abattoir de Diekirch	24.4	15.0	39.4	31.1	8.3	438.8	358.8
36	Source captée au pied du Redeschberg-lez- Reekange (Mersch) à g. de la route à Brouch	26.7	4.2	30.9	26.0	4.9	337.5	330.0
37	Source de Finstertal (Helperknapp) dans le ravin du Wetzbach . — Captée	9.7	1.2	10.9	6.5	4.4	151.3	103.8
38	Source de la Chapelle du Helperknapp	33.8	2.8	36.6	31.6	5.0	491.3	340.0
39	Source du lavoir de Brouch	3.9	1.6	5.5	2.7	2.8	128.8	108.8
40	Source « Lauterbour »-lez- Brouch	20.4	3.2	23.6	19.1	4.5	271.3	245.0
41	Source de Simmerschmelz	20.0	1.0	21.0	18.5	2.5	232.5	217.5
42	Sources captées de Bour , rive droite de l'Eisch	23.6	1.7	25.3	21.5	3.8	275.0	256.3
43	Source « Michelbour »-lez- Hollenfels	19.5	0.9	20.4	17.9	2.5	221.3	193.8
44	Source « Hunnenbourg »-lez- Mersch	19.8	1.1	20.9	16.6	4.3	266.3	161.3
45	Source « Broderbour », carrières de Gilsdorf	11.1	9.3	20.4	17.2	3.2	261.3	153.8
46	Source auprès de la dernière maison de Kopstal (vers Mamer)	21.9	1.6	23.5	20.3	3.2	261.3	236.3
47	Source auprès du « Bricherhof » (Ermsdorf)	28.8	15.4	44.2	37.6	6.6	477.5	352.5
48	Source près du « Neumühle » au bord du chemin rural vers Eppeldorf	31.0	13.6	44.6	32.1	12.5	506.3	415.0
49	Source dans le « Keiweibach »-lez- Eppeldorf	11.8	10.0	21.8	18.8	3.0	265.0	163.8
50	Source près du « Schleifmühle »-lez- Medernaech	23.1	4.1	27.2	23.1	4.1	317.5	233.8

Teneur en mg/L.								NAPPES AQUIFÈRES	
CO ₂	CL	SO ₃	SiO ₂	FeO+ AlO ₃	CaO	MgO	Alkali	(pour les abréviations voir la planche annexée)	
72.6	15.8	8.6	6.2		59.0	43.0		Calcaire coquillier (mm ² ; mo ¹)	
140.8	10.7	8.6	11.3		99.0	61.5	10.2	Grès bigarré avec dolomie (SO ¹)	
137.5	12.4	6.9	7.5		98.8	64.3		« Zwischenschichten » du Grès bigarré (SO ¹)	
89.1	5.3	10.3	7.5		67.9	46.2		Calcaire à entroques (mo ¹)	
103.4	16.0	12.0	13.8		80.1	53.0		« Zwischenschichten » du grès bigarré (SO ¹)	
107.8	17.8	12.0	8.8		82.3	57.5		« Zwischenschichten » du grès bigarré (SO ¹)	
14.3	21.3	10.3	10.0		20.3	16.8		Schiste et quartzophyllades désagrégés du Dévonien (tu)	
134.2	17.8	17.2	16.3		98.7	66.1		Grès coquillier (Muschelsandstein) (mu)	
143.0	8.9	10.3	12.5		101.9	73.3		Grès coquillier (Muschelsandstein) (mu)	
143.0	17.8	46.3	12.5		136.2	71.5		Grès coquillier (Muschelsandstein) (mu)	
116.6	10.7	27.4	15.0		149.1	20.4		Captage défectueux. L'eau du Grès de Luxbg. est mélangée avec l'eau de surface du Keuper	
35.2	14.0	15.4	10.0		54.1	5.9		Grès de Luxembourg lessivé; le grès est changé en sable siliceux	
144.1	12.3	25.7	13.7		188.7	13.6		Calcaire à Gryphaea arcuata (li ²)	
11.0	14.0	6.9	18.8		24.0	7.7		Grès de Luxbg. lessivé, changé en sable siliceux	
83.6	10.5	24.0	10.0		119.3	15.0		Grès de Luxembourg (li ²)	
86.9	8.8	10.3	8.8		111.7	5.0		Grès de Luxembourg (li ²)	
94.6	10.5	18.9	7.5		131.3	8.1		» » »	
84.7	8.8	10.3	6.3		109.2	4.5		» » »	
75.9	10.7	22.3	15.0		111.0	5.4		» » »	
83.6	12.3	12.0	15.0	11.3	61.8	44.3		Grès de Gilsdorf (mo ²)	
86.9	8.8	15.4	7.5		122.5	7.7		Grès de Luxembourg (li ²)	
169.4	16.8	34.3	13.8		161.7	73.3		Marnes et grès du Keuper salifère (km ¹)	
149.6	10.5	85.7	11.3		172.9	64.7		Grès à roseaux (Schilfsandst.) du Keuper (km ^{2e})	
92.4	12.3	10.3	15.0	11.3	65.8	47.5		Calcaire coquillier (mo ¹)	
107.8	12.3	18.8	11.3		134.8	19.5		Grès de Luxembg. avec dépôt de tuff calcaireux	

N°	PROVENANCE	Dureté en degrés français					Résidu en mg/L	
		Chaux	Ma- gnésie	totale	tem- por.	per- man.	180°	fixe
51	Source dite « Eichelbour »-lez-Nommern	15,0	1.4	16.4	12.8	3.6	223.8	176.3
52	Source du lavoir de Calmus	18.0	1.2	19.2	14.9	4.3	251.3	151.3
53	Source « Kaaschbour »-lez-Ehner	19.2	0.9	20.1	17.2	2.9	230.0	181.3
54	Source « unter Heichelt », 1 km à l'ouest du lavoir de Hovelange	18.2	1.3	19.5	17.0	2.5	217.5	157.5
55	« Schankenbirechen » dans la partie sup. de la « Schankengraecht » près du chemin repris de Schandel à Grosbous	14.2	15.2	29.4	25.6	3.8	323.8	235.0
56	Source près de la maison isolée « Unterfohsen » lez- Bettendorf	17.2	15.0	32.6	30.3	2.3	347.5	227.5
57	Reisdorf , source s. l. rive dr. d. l'Ernz, au-dessus d. ch. rur., 500 m en amont d. l. dern. mais.	14.3	10.9	25.2	21.3	3.9	265.0	182.5
58	Fontaine en face du « Moulin supérieur » de Dommeldange , au bord de la route d'Echt.	20.6	1.3	21.9	18.3	3.6	246.3	162.5
59	« Schetzelbour » dans le Grünewald	21.0	1.1	22.1	18.2	3.9	248.8	165.0
60	Source au bord de la route Kedingen-Larochette , en face des « Schmelzweiher » de Fischbach	22.0	1.8	23.8	19.2	4.6	282.5	191.3
61	Source captée à la sortie de Lintgen au-dessus de la route vers Fischbach	22.8	1.7	24.5	20.0	4.5	303.8	222.5
62	Source en face de la maison isolée « Direndal » dans la vallée de la Mamer	21.0	0.9	21.9	18.3	3.6	267.5	170.0
63	Source au fond du « Rodeschbach », rive gauche, 500 m en amont de « Wiltziusmühle » (Mamer)	23.2	1.5	24.7	19.4	5.3	297.5	206.3
64	Source au bord de la route dans les « Peikeswiesen », en aval de Koerich	27.5	1.6	29.1	22.0	7.1	362.5	322.5
65	Source du lavoir de Garnich	7.7	2.0	9.7	8.7	1.0	137.5	90.0
66	Source du lavoir de Hivange	14.6	2.3	16.9	13.5	3.4	208.8	168.8
67	Source du lavoir de Efngig	17.3	2.4	19.7	16.3	3.4	227.5	192.5
68	Source du lavoir de Clemency , à proximité de la station du chemin de fer	15.5	2.2	17.7	14.4	3.3	233.8	148.0
69	Source du lavoir souterrain de Hautcharage	22.4	3.0	25.4	21.6	3.8	288.8	181.3
70	Forage de 81 m de la Brasserie de Bascharage	31.2	8.4	39.6	26.5	13.1	545.0	371.3
71	Lamadelaïne , source à proximité de l'église	20.6	2.3	22.9	16.6	6.3	305.0	208.8
72	Le « Pesselbour » sous le Kirchberg à Niedereorn	12.7	1.8	14.5	13.8	0.7	167.5	102.5
73	Source à Moestroff-lez-Diekirch au bord de la route vers Reisdorf	14.4	12.4	26.8	22.7	4.1	300.0	170.0
74	Source captée pour la conduite d'eau de Diekirch à Dillingen	7.6	2.4	10.0	7.4	2.6	130.0	73.8
75	Grundhof , source 350 m en amont de la station au bord de la route vers Reisdorf	15.3	3.0	18.3	14.0	4.3	212.5	136.3

Teneur en mg/L.								NAPPES AQUIFÈRES (pour les abréviations voir la planche annexée)	
CO ₂	CL	SO ₂	SiO ₂	FeO+ AlO _x	CaO	MgO	Alkali		
59.4	14.0	12.9	11.3		84.0	6.8		Grès de Luxembourg (li ²)	
69.9	14.0	18.9	5.0		100.3	5.9		» » »	
80.3	8.8	13.7	7.5		107.1	4.5		» » »	
81.8	8.8	10.3	8.8		101.2	6.3		» » »	
134.2	8.8	20.6	5.0		79.0	72.4		Dolomieu-limite (Ku ²)	
147.9	8.9	8.6	0.0	11.3	97.0	71.5		Calcaire coquillier (mo ¹)	
104.5	15.8	13.7	11.3		80.2	52.0		» » »	
81.4	8.8	18.9	15.0		115.2	6.3		Grès de Luxembourg (li ²)	
83.6	10.5	18.9	10.0		117.8	5.4		» » »	
92.4	8.8	27.4	12.5		123.0	8.6		» » »	
94.6	12.3	22.3	6.3		127.4	8.1		Grès de Luxembourg (li ²)	
92.4	8.8	18.9	6.3		117.6	4.5		» » »	
93.5	10.5	30.9	7.5		129.5	7.2		» » »	
105.6	14.0	41.2	10.0		153.7	7.7		» » »	
30.8	7.0	traces	6.3		43.1	9.5		Macigno d'Aubange (lm ³) (Grès de Dippach)	
64.9	8.8	17.2	8.8		81.9	10.9		Macigno d'Aubange (lm ³) (Grès de Dippach)	
72.6	8.8	17.2	8.8		96.6	11.3		» » »	
60.5	14.2	10.3	13.8	8.8	86.6	10.4		» » »	
103.4	7.0	22.3	6.3		125.0	14.5		» » »	
161.7	22.8	78.9	21.3		174.3	39.8	53.4	Couches à Am. margaritatus (lm ²) (Macigno de Messancy)	
79.2	15.8	32.6	16.3		115.2	10.9		Grès supraliasique (do ^{u2}) (Grès à Harp. fallaciosum)	
48.4	5.3	traces	6.3		71.1	8.6		» » »	
99.0	14.2	17.2	15.0		80.2	58.4		Grès coquillier (Muschelsandstein) ; (mu)	
35.2	8.8	10.3	6.3		42.4	11.3		Grès de Luxembourg (li ²)	
62.7	10.5	22.3	7.5		85.4	14.5		» » »	

N°	PROVENANCE	Dureté en degrés français					Résidu en mg/L	
		Chaux	Ma- gnésie	totale	tem- por.	per- man.	180°	fixe
76	Source au bord de la route, dans le virage à mi-pente, entre Berdorf et Vogelsmühle	17.9	4.2	22.1	18.2	3.9	243.8	152.5
77	Source dans le ravin de l'« Elbicht » à Grundhof Mullertal , source dans le ravin au-dessous de la route Mullertal-Waldbillig, à 250 m en amont du moulin	19.6	4.2	23.8	18.0	5.8	302.5	212.5
78	Source de Lauterborn-lez-Echternach	20.2	5.3	25.5	22.1	3.4	281.3	176.3
79	Source de la conduite d'eau d' Osweiler	16.2	1.4	17.6	13.3	4.3	206.3	127.5
80	Source de la conduite d'eau de Rosport	22.4	16.3	38.7	35.9	2.8	407.5	283.8
81	Source de la conduite d'eau de Rosport-Steinhelm , vis-à-vis de Godendorf	16.3	11.8	28.1	25.6	2.5	306.3	186.3
82	Source près du moulin de Born	25.5	14.2	39.7	27.3	12.4	442.5	318.8
83	Source à 1 km en aval de Hinkel , à proximité de la maison isolée	14.9	12.1	27.0	24.5	2.5	286.3	170.0
83a	Source à la lisière de la forêt près de la station de Born	20.8	15.5	36.3	30.8	5.5	383.8	240.0
84	Source du « Kauzenbach », à l'entrée du ravin dans la loc. de Moersdorf (Wasserbillig)	17.9	14.7	32.6	26.0	6.6	357.5	297.5
85	Source dans une vallée tribulaire du Kauzenbach à la lisière du Herrenbusch entre Moersdorf et Givenich	17.1	10.3	27.4	25.2	2.2	267.5	158.8
86	Source à Blumental-lez-Beuland au bord de la grande route, en amont de la première maison	31.2	2.7	33.9	27.3	6.6	475.0	260.0
87	Source à la lisière de la forêt près de la station de Hemstal	23.0	1.2	24.2	20.6	3.6	287.5	185.0
88	Source à 1 km au Sud d' Eschweiler (Grevemacher) près de l'anc. chem. dir. vers Olingen	21.4	17.0	38.9	36.3	2.1	416.3	276.3
89	Source du lavoir de Weidig	17.4	8.3	25.7	22.9	2.8	255.0	152.5
90	Source du lavoir de Boudeler	24.5	17.7	42.2	38.4	3.8	455.2	313.8
91	Source du lavoir de Biver	28.0	12.3	40.3	37.7	2.6	420.0	251.3
92	Source dans les champs à gauche du vallon « Bousbach » entre Betzdorf et Olingen , 300 m à droite de la route	18.7	11.6	30.3	27.0	3.3	317.5	188.8
93	Le « Rodenbour » à Rodenbour	134.0	66.5	200.5	10.6	189.9	2980.0	2667.5
94	Source de la conduite d'eau de Rodenbour	31.0	14.0	45.0	28.1	16.9	527.5	372.5
95	Source du « Kriepsenweiher », 2 km au S W de Gonderange	17.1	1.8	18.9	14.3	4.6	226.3	150.0
96	Source du lavoir de Dippach	40.1	3.7	43.8	29.1	14.7	610.0	391.0
97	Source du « Scheuerbusch »-lez-Differdange	18.7	1.2	19.9	14.8	5.1	245.0	185.0
98	Source « Kornsprung » à Obercorn	13.9	1.1	15.0	11.6	3.4	186.3	150.0
99	Source dans la grande tranchée du chemin de fer à Obercorn	12.8	1.5	14.3	10.3	4.0	181.3	121.3
100	« Köfchesbour » à Esch-sur-Alzette	10.3	1.2	11.5	7.9	3.6	146.3	98.8

Teneur en mg/L.								NAPPES AQUIFÈRES (pour les abréviations voir la planche annexée)	
CO ₂	CL	SO ₂	SiO ₂	FeO ⁺ AlO ₂	CaO	MgO	Alkali		
79.2	10.5	18.9	8.8		99.8	19.9			Grès de Luxembourg (li ²)
88.0	10.5	34.3	22.5		109.9	19.9			» » »
103.4	7.0	18.9	7.5		112.7	25.4			» » »
57.2	12.3	22.3	8.8		90.3	6.8			» » »
174.9	12.4	8.6	11.3		125.0	77.8	4.4		Dolomie-limite (Ku ²)
121.0	8.8	10.3	13.8		91.0	56.5			Calcaire coquillier supérieur (mo ¹)
146.3	14.2	58.3	11.3		142.5	67.4			Faille mettant en contact mu avec SO ²
116.6	8.8	10.3	11.3		83.0	57.9			Grès bigarré (SO ¹)
143.0	8.8	34.3	13.8		116.6	73.8			Faille mettant en contact mu avec SO ²
121.0	7.0	44.6	13.8		100.1	70.1			Calcaire coquillier à entreques (mo ¹)
114.4	7.0	10.3	10.0		95.2	48.9			Dolomie-limite (Ku ²)
94.6	22.8	27.4	12.5		174.3	12.7			Grès de Luxembourg (li ²)
92.4	10.5	17.2	13.8		128.5	5.9			» » »
180.4	8.8	8.6	10.0		119.7	81.0			Terrain alluvionné du Grès à roseaux et du Keuper
103.4	10.5	10.3	13.8		97.3	39.4			» » » » » »
180.4	8.8	20.6	15.0		136.8	84.2			Dolomie-limite (Ku ²)
173.8	8.8	8.6	11.3		156.1	58.8			Calcaire coquillier supérieur (mo ¹)
127.6	8.8	17.2	12.5		104.7	55.2			Dolomie-limite (Ku ²)
147.4	37.3	149.0	10.0	20.0	746.2	316.7	76.8		Keuper salifère (Km ¹)
136.4	10.5	123.5	8.8		173.6	66.5			Terrain alluvionné du Grès à roseaux et du Keuper
66.0	8.8	27.4	10.0		95.9	8.6			Grès de Luxembourg (li ²)
138.6	56.2	54.8	16.8		224.0	17.6			Macigno d'Aubange (lm ³)
66.0	12.3	27.4	10.0		104.3	5.9			Calcaire à Am. Humphriesi (do ^{m2}) (calcaire à polypiers)
59.4	7.0	18.9	12.5		77.7	5.0			Grès supraliasique (do ^{m2}) (grès à Harp. fallaciosum)
55.0	8.8	22.3	10.0		71.8	7.3			» » »
44.0	8.8	18.9	8.8		57.7	5.9			Faille mettant en contact lo ¹ avec do ^{m2}

N°	PROVENANCE	Dureté en degrés français					Résidu en mg/L	
		Chaux	Ma- gnésie	totale	tem- por.	per- man.	180°	fixe
101	« Wäsehbour » à Esch-sur-Alzette	15.0	—	15.0	10.5	4.5	210.0	180.0
102	Source du Galgenberg-lez-Esch au bord supérieur du parc	21.0	—	21.0	17.3	3.7	255.0	152.5
103	« Ellerbour » à Schifflange	11.8	—	11.8	8.0	3.8	155.0	102.5
104	Source dans le ravin au pied de « Le'ffrächen » à Schifflange	10.6	1.2	11.8	9.3	2.5	150.0	105.0
105	Source captée « an Hésing »-lez-Rumelange	23.5	1.1	24.3	21.4	2.9	235.0	212.5
106	La grande source du lavoir de Syren	23.4	1.5	24.9	21.7	3.2	300.0	266.3
107	Dalheim, source à proximité de l'église	32.8	1.7	34.5	27.5	7.0	426.3	352.5
108	Source de la conduite d'eau d'Aspelt	24.9	2.0	26.9	22.4	4.5	315.0	233.8
109	Source du lavoir de Burmerange	30.2	2.4	32.6	29.1	3.5	388.8	268.8
110	Source de la conduite d'eau locale de Remerschen. Vignobles à droite de la route vers Burmerange	33.4	4.4	37.8	29.8	8.0	438.9	317.9
111	Elvange, source du lavoir	27.6	3.8	31.4	25.0	6.4	411.3	236.3
112	Source « Hesling » à 1200 m au N d'Ellange	133.5	28.4	161.9	17.4	144.5	2297.5	2017.5
113	Source à la lisière NE du Scheuerbusch-lez-Scheuerberg (Remich)	10.3	4.5	14.8	8.1	6.7	216.3	133.8
114	« Gundelbour-lez-Wellenstein	141.0	36.4	177.4	31.9	145.5	2510.0	2150.0
115	Source du lavoir de Roedt (Trintange)	47.0	38.4	85.4	22.5	62.9	1247.5	982.5
116	Source captée au lieu dit « Kackert »-lez-Mutfort	23.1	2.1	25.2	20.1	5.1	307.5	192.5
118	Source du lavoir de Bous à proximité de la « mosaïque romaine »	17.2	9.7	26.9	21.2	5.7	323.8	225.0
120	Source dans le ravin près de l'abattoir de Remich (captée pour l'abattoir)	24.6	14.7	39.3	34.2	5.1	420.0	371.3
121	Canach, source du lavoir au pied de la « Côte de Canach » (vignobles)	16.8	14.7	31.5	26.9	4.6	347.5	208.8
122	Source dans le Garbaeh près du « Teufelsbrück » en amont de Wormeldange	113.0	21.4	134.4	22.0	112.4	1892.5	1648.7
123	Source de l'ancien « Papiermühle » à Senningen	20.8	1.5	22.3	18.8	3.5	271.3	165.0
124	Source du lavoir inférieur de Neudorf	24.8	2.8	27.6	19.0	8.6	413.8	231.3
125	Source dite « Schiessentümpel » au Widenberg-lez-Mensdorf	20.8	1.7	22.5	21.1	4.4	271.3	175.0
126	Source du lavoir de Beyern	14.7	18.4	33.1	30.5	2.6	352.5	201.3
127	Ehnen ; forage de 30 m de l'hôtel Simmer	19.9	15.9	35.8	28.1	7.7	367.5	223.8
128	Source captée pour la conduite d'eau de Machtum	20.5	14.0	34.5	29.9	4.6	372.5	213.8
129	Source de Deisermühle-lez-Machtum	16.9	14.1	31.0	26.0	5.0	348.8	212.5

Teneur en mg/L.								NAPPES AQUIFÈRES	
CO ₂	CL	SO ₃	SiO ₂	Fe O+ AlO ₃	CaO	MgO	Alkali	(pour les abréviations voir la planche annexée)	
57.2	10.5	24.0	12.5		84.0	0.0		Faille mettant en contact lo ¹ avec do ^{u2}	
81.4	8.8	20.6	8.8		117.6	0.		Calcaire à Am. Sowerbyi (do ^{m1})	
46.2	10.5	17.2	6.3		65.8	0.		Grès supraliasique (do ^{u2})	
41.8	8.8	10.3	7.5		59.5	5.8		» » »	
88.0	8.8	13.7	5.0		123.2	5.4		Calcaire à Am. Sowerbyi (do ^{m1})	
99.0	10.5	13.7	17.5		130.9	7.2		Grès de Luxembourg	
105.6	17.7	36.0	7.5		182.7	8.1		Grès de Luxembourg (li ²)	
96.8	10.5	24.0	7.5		139.3	9.5		» » »	
143.0	3.5	24.0	12.5		169.4	11.3		Calcaire à Gryphaea arcuata (li ¹⁻³)	
145.2	12.3	48.0	10.6		187.0	20.7		» » » (li ¹⁻³)	
106.7	19.3	29.2	10.0		154.7	18.6		Calcaire à Gryphaea arcuata (li ¹⁻³)	
129.8	14.0	1138.7	17.5		746.2	135.8		Faille mettant en contact Ko ² avec Km ³	
37.4	15.8	36.0	15.0		63.0	21.3		Grès rhétien (Ko ²)	
149.6	17.6	1142.0	20.0		817.6	173.8		Keuper salifère (Km ¹)	
149.6	31.6	466.5	7.5		263.2	182.8		Grès à roseaux (Km ^{2s}) en contact avec Km ¹ par une faille	
92.4	12.3	27.4	10.0		135.4	10.0		Grès de Luxembourg	
97.1	8.8	37.8	12.5	10.0	96.6	46.2		Faille mettant en contact mo ¹ avec Km ¹	
162.8	12.3	27.4	18.8		137.6	70.1		Calcaire coquillier supérieur (mo ²)	
118.8	8.8	27.4	10.0		94.2	70.1		Calcaire coquillier supérieur (mo ¹)	
118.8	14.0	883.2	32.5		631.3	104.0		Faille mettant en contact m ² avec Ku ¹	
81.4	8.8	18.9	11.3		116.6	7.3		Grès de Luxembourg	
70.6	22.8	42.9	11.3		138.3	13.6		Grès de Luxembourg	
83.6	8.8	25.7	8.8		116.2	8.2		» »	
145.2	10.5	8.6	13.8		82.3	87.8		Dolomie-limite (Ku ²)	
127.6	12.3	48.0	10.0		141.0	75.6		Grès coquillier (mu)	
36.4	14.0	20.6	11.3		114.8	66.5		Faille mettant en contact mo ¹ avec mu	
25.4	11.2	27.4	8.8		94.5	67.0		Calcaire coquillier supérieur (mo ¹)	

Analyses des roches contenant

N ^o	ASSISES GÉOLOGIQUES ET PROVENANCE	Perte au feu	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
1	Grès bigarré (so ²) — Born	1.90	84.20	4.45	7.10
2	Grès bigarré (so ²) — Herrenberg-lez-Diekirch	7.80	73.60	3.50	5.60
3	Grès coquillier-assises inférieures (mu ¹) — Herrenberg-lez-Diekirch	9.70	65.80	4.30	6.80
4	Grès coquillier-assises supérieures (mu ²) — Herrenberg-lez-Diekirch	20.60	40.60	5.50	8.00
5	Grès coquillier (mu) — Machtum	3.10	76.50	traces	11.25
6	Grès coquillier (mu) — Born	3.20	77.40	traces	12.25
7	Grès à grain grossier (mm) — Vichten	1.80	83.60	7.50	5.50
8	Dolomie à Lingula (mm ²) — Kapenacker-lez-Goslingen	44.20	2.60	2.65	2.00
9	Calcaire coquillier à entroques — Herrenberg-lez-Diekirch	42.85	4.60	2.34	3.56
10	Calcaire coquillier à entroques — Wormeldange	46.60	1.60	2.90	2.50
11	Calcaire coquillier à Nodosus — Remich	44.10	3.00	1.00	0.50
12	» » » — Remich	44.40	3.00	3.10	0.15
13	» » » — Essingen (Mersch)	43.10	3.75	2.30	1.35
14	» » » — Wormeldange	40.00	8.00	3.10	3.60
15	Dolomie supérieure (mo ³) — Gruchten	17.40	57.81	2.90	2.60
16	Dolomie supérieure (mo ³) — Gruchten	25.60	39.00	3.28	4.25
17	Dolomie supérieure gréseuse (mo ³) — Vichten	17.60	53.00	2.71	6.29
18	Dolomie supérieure (mo ³) — Reimberg (Schankengraecht supérieur)	28.80	24.80	4.25	1.75
19	Dolomie-limite (dolomie alvéolaire, ku ²) — Bissen	32.85	22.20	1.40	1.85
20	Dolomie-limite (ku ²) — Beyern	41.80	6.40	4.10	1.90
21	Dolomie gréseuse avec cailloux (km ¹) — Reimberg	35.20	17.40	1.36	3.84
22	Dolomie avec cailloux (km ¹) — Reimberg (Schankengraecht supérieur)	37.15	14.00	3.00	2.50
23	Grès siliceux, faciès du Keuper salifère (km ¹) — Rollingen (Mersch)	2.00	84.80	10.71	0.29
24	Grès dolomitique, faciès du Keuper salifère (km ¹) — Rollingen (Mersch)	9.70	64.80	4.10	10.15
25	Grès à roseaux. — Ersange (Remich)	2.20	70.60	3.71	15.29

les nappes aquifères du « Gutland ».

GaO	MgO	Alcalis		OBSERVATIONS
1.33	0.90			Pierre de taille rouge
7.98	2.08			
6.10	4.45	2.73		
13.72	10.49	4.93		Assises dolomitiques
2.24	2.25	5.84		Pierre de taille claire
2.24	2.26	2.72		Pierre de taille claire
néant	1.44			Faciès gréseux du Muschelkalk moyen (mm ¹)
29.96	19.45			
30.10	16.83			
30.24	16.83			
23.96	21.72			Base de l'étage
28.21	22.17			Sommet de l'étage
28.70	20.50			
26.53	19.45			
13.30	7.87			Faciès gréseux
17.15	10.86			Faciès calcaireux
11.41	9.05			Exploitée comme pierre de taille
20.72	15.20	6.21		Faciès gréseux du bord de l'Oesling
22.40	17.01	1.88		
28.49	17.28			
23.94	17.91) La dolomie forme le ciment d'un puissant conglomérat keuperique, elle peut devenir si abondante qu'elle forme des bancs de dolomie pure, sans cailloux
25.06	17.91			
1.05	1.35) Faciès grès — conglomératique du Keuper salifère au bord de l'Oesling
5.81	5.43			
1.54	1.35	6.00		

N°	ASSISES GÉOLOGIQUES ET PROVENANCE	Perte au feu	SiO ₂	Fe ² O ³	Al ² O ³
26	Grès rhétien (Ko ²) — Route Bous-Dalheim	1.00	86.20	traces	10.30
27	Grès de Luxembourg (li ²) — Hespérange	29.00	27.20	2.63	2.02
28	Grès de Luxembourg (li ²) — Hespérange	4.10	86.60	2.54	2.21
29	Calcaire à Gryphées (li ³) — Strassen	37.40	40.20	2.13	3.12
30	Calcaire à Gryphée (li ³) — Altrier	37.70	8.80	3.28	3.00
31	Calcaire ocreux (lm ¹) — Hassel	24.00	20.00	19.90	9.60
32	Macigno d'Aubange (grès de Dippach lm ³) — Haut-charge	32.50	6.20	27.90	2.60
33	Macigno d'Aubange (grès de Dippach lm ³) — Dippach	21.80	35.90	9.35	6.50
34	Grès supraliasique (do ^{u2}) — Obercorn	7.00	62.20	23.69	0.96
35	Calcaire à polypiers (do ^{m2}) — Differdange	40.00	4.80	3.11	1.79

CaO	MgO	Alcalis		OBSERVATIONS
1.50	0.54			
38.22	0.36			Partie calcareuse
4.34	0.36			Partie siliceuse
46.48	1.53			
47.74	0.90			
25.34	1.35			
29.26	1.71			
23.95	1.12	1.40		
4.62	2.71			
51.38	0.63			

III. LES FORAGES.

L'industrie moderne des sondages joue un rôle de premier plan dans la découverte des richesses minérales, surtout dans les recherches de gisements houillers sous de puissants morts-terrains et dans la mise en valeur des gisements pétrolifères, mais aussi dans la recherche et l'exploitation des puissantes nappes aquifères situées dans des profondeurs autrefois inabordables.

L'étroite collaboration du géologue et du sondeur a eu pour résultat de mettre à jour par les forages des richesses d'eau dont l'existence avait été démontrée par les méthodes de la science géologique.

Dans notre pays l'hydrologie a surtout recours à ce procédé de recherches et d'exploitation, car les nappes d'eau souterraine sont et seront de plus en plus recherchées par les forages. On a commencé par alimenter par des adductions d'eaux potables les localités les mieux pourvues de sources. Plus tard on s'est efforcé à utiliser les bonnes sources pour des régions plus lointaines et à l'heure actuelle toutes les sources d'un bon débit sont captées. Si, d'un point de vue général, il reste encore dans le pays des régions où la situation hydrologique est favorable, il n'y a plus que le moyen de chercher l'eau en profondeur par un sondage.

Dans les travaux publics ou privés on fait aussi appel au foreur pour la reconnaissance des terrains pour l'installation de pilotes de pont et les fondations en général. Dans l'agriculture, où la question de l'eau est d'un intérêt vital, le forage intervient pour amener à la surface, par des forages appropriés et peu profonds, l'eau souterraine.

Dans l'établissement d'un programme de sondages l'avis du géologue reste primordial, soit pour déterminer l'emplacement du sondage, soit pour interpréter les données géologiques fournies par le sondage. On peut dire que les sondages sans géologue sont aussi illusoire que des études géologiques sur des questions pratiques du sous-sol sans sondages.

A cause des rapports étroits entre le géologue et le sondeur il me paraît donc utile de donner un aperçu sur les divers procédés de sondages utilisés surtout dans l'hydrologie. Pour la rédaction de cet aperçu sur ces divers procédés nous avons profité largement du texte d'une conférence : « Sondages et Hydrologie », faite par M. A. ROBAUX à la « Société des Sciences » le 11 février 1938 à Nancy.

Le but d'un sondage est de pratiquer un trou vertical (il y a aussi des procédés pour faire des trous inclinés ou horizontaux) pour examiner les couches profondes ou utiliser ce qu'elles renferment.

Ce trou peut être obtenu de deux façons :

1°) soit par l'enlèvement de la roche à l'aide d'une tarière si la roche est tendre, soit par désagrégation complète de la roche par des chocs répétés ;

2°) ou encore en pratiquant une petite rainure circulaire qui isole une « carotte » de terrain et qu'on tire à la surface.

La roche peut être désagrégée par des outils d'attaque. Quand un carrier veut creuser un bloc de pierre dure il emploie un ciseau à froid, pièce de fer allongée avec un taillant très dur. Pour forer le trou



Fig. N° 35.
Trépan simple battant.

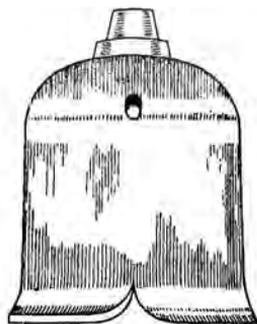


Fig. N° 36.
Trépan à queue de poisson
tournant pour
sondage au rotary.

il donne au ciseau de petits coups répétés en tournant à chaque coup le ciseau d'un petit angle. Pour faire un trou plus profond il devrait ajouter une ou plusieurs allonges à son ciseau. Au lieu d'un bras qui donne des coups avec un marteau en bois on peut imaginer une machine et on aura le principe d'un instrument de forage. Le ciseau devient un trépan, l'allonge est remplacé par des tiges et le bras par un balancier mis en mouvement par une machine. (Figure N° 35.)

De même que le maçon dispose de plusieurs burins selon les différents diamètres des trous qu'il veut forer et selon les différentes pierres, le sondeur aura besoin de toute une gamme de trépan.

Dans le terrain tendre on peut faire un trou avec une tarière qu'on tourne avec un manche au travers. De même on peut allonger la tarière par des tiges et remplacer le manche qui réalise le mouvement tournant par une machine appropriée. On a le système de forage à

rotation qui travaille à la manière d'une fraise et qui enlève des « coqueux » de terrain. La tarière est remplacée par un trépan en « queue de poisson » c.-à-d. un trépan muni de lames légèrement tordues dans le sens de la rotation. (Figure N° 36.)

Voici pour le premier type d'outils d'attaque. Le second type ne rappelle aucun des procédés techniques primitifs pour faire un trou ; c'est un procédé propre exclusivement à la technique des sondages. Il est basé sur l'isolement d'une petite colonne de roche par une rainure circulaire.

On fait tourner une couronne munie de diamants, remplacés en terrains tendres par des dents pour isoler une « carotte » de sondage (Bohrkern) qui répond à un double but : pratiquer le trou désiré et recueillir un échantillon réel et non dérangé du terrain traversé tandis que par les autres procédés on n'obtient que des débris plus ou moins mélangés du terrain traversé.

Le creusement de la roche se fait donc ou par des trépan percuteurs (sondages percuteurs, Schlagbohren) ou par des couronnes (sondages rotatifs, Kernbohren) ou par des trépan « queue de poisson » (sondage rotatif dit « au Rotary »). Celui-ci est le dernier venu et emploie les procédés des deux premiers combinés.

L'opération du creusement de la roche doit être accompagnée d'un enlèvement des débris qui se trouvent au fond du trou. C'est l'opération du curage. L'enlèvement des débris se fait de temps à autre (curage discontinu) ou d'une manière continue (curage continu).

Dans le premier cas les débris sont enlevés de temps à autre par la « cuiller » qui consiste en un tube muni à la base d'un clapet qui obture le fond du tube quand les débris le remplissent. (Figure N° 37.)

C'est le forage à sec, nom un peu impropre parce que le trou renferme ordinairement de l'eau qui imbibé les roches ou qu'on verse même dans le trou pour changer en une pâte boueuse les débris aux fins de les faire monter plus facilement dans la cuiller.

Ces opérations alternatives de broyage du terrain suivi de curage exigent des manœuvres continues de remonte et de descente de la sonde et occasionnent des ralentissements dans l'avancement des travaux. Dans le forage à injection d'eau le curage est continu grâce à l'eau d'injection qui arrive par des tiges creuses et le trépan jusqu'au fond du trou ; elle remonte autour des tiges les déblais, sous forme de boue ou de menus débris jusqu'au jour. Par un jeu de pompe, la vitesse de l'eau doit être telle que les débris solides broyés par le trépan ou la couronne puissent être entraînés jusqu'à la surface.



Fig. N° 37.
Cuiller
pour
curage.

Dans les terrains sableux et bouillants on emploie une eau spéciale d'injection de densité élevée appelée l'eau lourde que l'on prépare en délayant de l'argile dans l'eau, de sorte qu'on a une eau boueuse d'une densité de 1,2 à 1,3 qui entre dans les interstices du sable, colmate les crevasses et s'oppose par son poids à l'éboulement.

Système de forages par battage.

Pour mettre en œuvre le trépan les foreurs utilisaient autrefois des tiges rigides pleines, en fer ou en bois. L'ensemble formé par le trépan et les tiges était suspendu à un balancier en bois, muni de contre-poids et mis en action par une bielle et une manivelle entraînée par une roue, mue d'abord par la force humaine plus tard par une machine à vapeur. C'était la commande directe, la seule que l'on connaissait au commencement du 19^{me} siècle. La commande directe des mouvements de l'appareil de forage provoquait des chocs violents qui brisaient les tiges lorsque le poids de l'ensemble, tiges et trépan, devenait trop grand c.-à-d. lorsque la profondeur dépassait une certaine limite. C'est le foreur Ch. G. Kind qui, à l'occasion du forage à Mondorf, à la recherche de sel gemme, exécuté de 1841 à 1846, inventa un amortisseur qu'il plaçait près du trépan. Il s'agissait d'un dispositif, qui, par un mouvement de tiroirs, soulevait les tiges et le trépan, mais laissait tomber seulement ce dernier. Les tiges ne servaient qu'à remonter chaque fois le trépan à une certaine hauteur. C'est là le trépan à chute libre (Freifallbohrer) de Kind, employé pour la première fois dans le dit forage de Mondorf le 21 janvier 1842. (Figure N° 38 ; A et B : Deux systèmes d'amortisseur.)

Procédé canadien.

Ici on emploie un trépan avec l'amortisseur, la transmission, faite par les tiges qui sont attachées à l'extrémité du balancier par le moyen d'une chaîne et l'appareil qui met en mouvement le balancier.

La chaîne s'enroule sur une roue à rochets (roue dentée, dont les dents sont recourbées) libérée par un cliquet double au fur et à mesure de l'avancement. C'est un forage à sec et le curage est réalisé par une cuiller mue par un câble. (Figure N° 39.)

Pour remonter et descendre les tiges on emploie pour les forages de peu de profondeur (jusqu'à 150 m) une simple chèvre constituée par trois poteaux assemblés au sommet. Mais pour les grandes profondeurs les appareils de surface sont logés dans un derrick ou tour de forage. Le derrick a une hauteur qui est un multiple de la longueur des tiges, soit de 8 ou 12 m. Dès que la profondeur devient grande, on remonte à chaque manœuvre non pas un tronçon de tige, mais plusieurs et le derrick peut avoir des hauteurs de 24 ou même de 36 m.

Le dispositif élastique réalisé par l'amortisseur avait déjà été employé d'une autre façon depuis des siècles par les Chinois et les Egyptiens pour chercher de l'eau par des sondages. Ils avaient placé le dispositif élastique dans la transmission même en utilisant un câble pour manœuvrer le trépan. Par ce procédé simple et robuste, les Chinois avaient creusé dans la région de Setchoan plus de 10.000 trous dont certains atteignaient 1,100 m de profondeur.

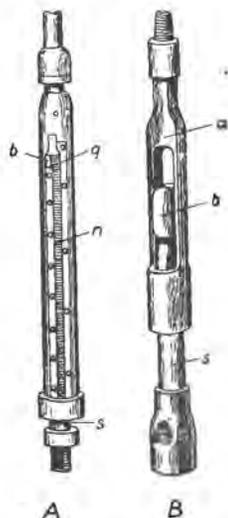


Fig. N° 38. — A = Joint à chute libre (Freifall). Le joint se compose d'un cylindre creux avec deux entailles verticales opposées (n) qui se terminent en haut en deux entailles horizontales (q); à l'intérieur du cylindre se meut le manche (s) qui se termine en haut par une partie élargie, la tête de manche (b)

La tête se trouve au moment de la remontée des tiges dans l'entaille élargie (q) et quand le trépan est à une certaine hauteur qui correspond à la longueur de l'entaille verticale, la tête du manche est poussée, par un petit mouvement sec donné aux tiges par le manœuvrier du manche au travers ((voir figure N° 39), dans l'entaille verticale et le trépan fixé au manche (s) tombe et frappe la roche tandis que les tiges fixées au joint continuent leur mouvement jusqu'à arrêt par freinage. B = Coulisse d'Oeynhausensche Rutschscheere). Grâce à un mouvement de coulisse le trépan frappe la roche lors de la descente et se trouve immobilisé tandis que les tiges continuent leur mouvement jusqu'à être arrêtées par freinage doux. a = coulisse dans laquelle se meut le manche (c) auquel est fixé le trépan et la masse-tige. — Le manche se termine en haut par la tête du manche (b).

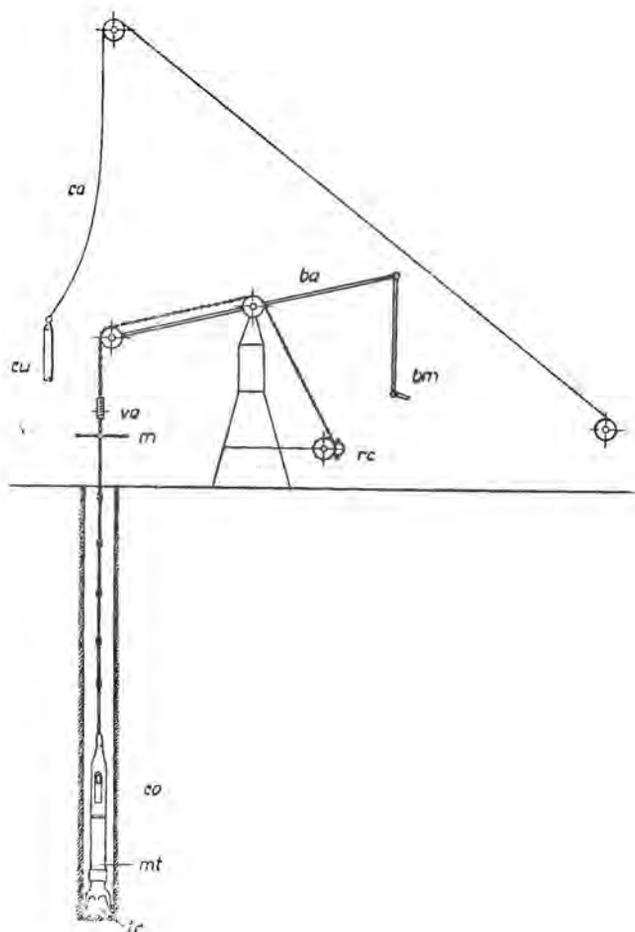


Fig. N° 39. — Schéma de forage canadien. ba = balancier; bm = bielle et manivelle transmettant le mouvement d'une machine à vapeur au balancier (ba). Cuiller (cu) fixée à un câble monté à demeure dans la tour de forage et servant à faire le curage. co = coulisse; m = manche au travers; mt = masse-tige; tr = trépan; ro = roue à rochets avec un cliquet double; va = vis d'allongement.

(D'après H. Etschel, die moderne Tiefbohrtechnik in der Wasserversorgung. Zeitschrift des « Deutscher Verein für Gas- und Wasserfachmänner » Okt. 1951, p. 5.)

Le procédé, désigné du nom de sondage pennsylvanien consiste à suspendre le trépan, muni d'une masse lourde, la masse-tige, de 50 à 1.000 kg pour augmenter son action, au bout d'un câble animé d'un mouvement de battage. Ce mouvement est obtenu par le moyen d'une poulie qui est animé d'un mouvement alternatif à l'aide d'une commande par bielle et manivelle. Le câble est relié à un tambour de

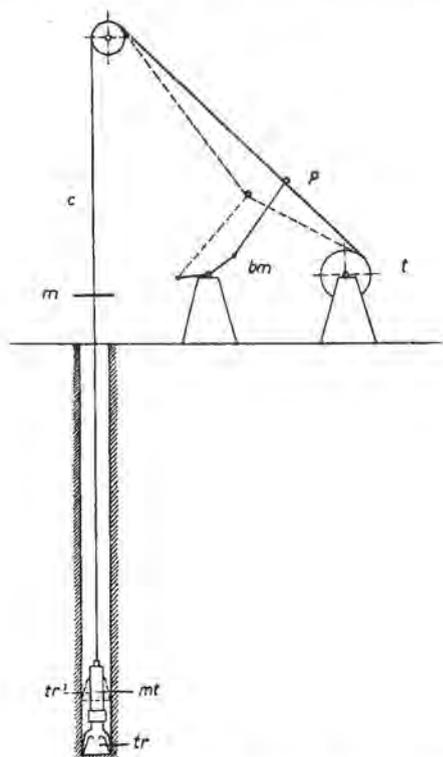


Fig. N° 40. — Schéma du forage pennsylvanien. *bm* = bielle et manivelle ; *c* = câble ; *m* = manche au travers. (Krückel) ; *mt* = masse-tige ; *p* = poulie ; *t* = treuil ; *tr* = trépan frappant la roche ; *tr'* = position du trépan après relèvement (D'après A. Robaux, Sondages et Hydrologie, Nancy 1938, p. 9.)

treuil, passe dans la poulie qui donne le mouvement, prend appui en haut de la tour et descend dans le trou de forage. Lorsque la poulie tire sur le câble, celui-ci soulève le trépan ; lorsqu'on relâche le câble, le trépan tombe. En fait la longueur de la corde est telle qu'au repos, le trépan se trouve à 10—12 cm du fond du trou. Le choc du trépan est donc obtenu par l'élasticité du câble qui, lors de la descente est sollicité par la lourde masse de l'ensemble du trépan et de la masse-

tige. La percussion est donc due à l'élongation du câble sous l'influence de la masse qu'il supporte. (Figure N° 40.)

L'enlèvement des débris se fait de temps à autre par la cuiller.

Ce procédé simple et robuste a des avantages manifestes. Le câble est beaucoup plus léger que les tiges et n'a pas besoin de machine puissante, il n'y a pas de manœuvre de vissage et de dévissage des tiges ; en quelques minutes le trépan qui se trouve au fond peut être remonté.

Mais tous les terrains ne se prêtent pas à ce procédé. On obtient de bons résultats dans les terrains tendres se trouvant dans une position horizontale, mais quand il y a alternance de couches dures et tendres et quand les strates sont inclinées on obtient souvent des trous déviés de la verticale et l'avancement du trépan est peu satisfaisant. C'est ainsi qu'on employait avec beaucoup de succès le procédé pensylvanien dans les terrains pétrolifères de Grosny, tandis que dans les régions de Bacou et de la Galicie le procédé canadien se prêtait mieux aux conditions du sol. On en fait usage avec avantage dans les terrains meubles ou tendres du tertiaire et du quaternaire (Bassin de Paris, plaines de la basse Belgique et des Pays-Bas etc.) ; des essais faits dans notre mésozoïque ont été peu satisfaisants.

Forage Raky.

Pour ne pas arrêter constamment le battage aux fins d'effectuer le curage du trou, Fauvelle construisit le premier des tiges dans lesquelles circulait un courant d'eau entraînant constamment les débris de la roche désagrégée par le trépan. Pour réaliser ce curage continu par injection d'eau, il fallait placer l'appareil élastique dans la machinerie de surface même, au lieu de le placer dans le trépan (sondage canadien) ou dans le câble (sondage pensylvanien).

Ce procédé a été perfectionné par Raky, mais surtout par Antoine Raky qui réussit à donner à ce système, qui porte son nom, un grand succès pour les sondages jusqu'à 800 m de profondeur. Le système Raky a été employé à Mondorf-les-Bains en 1913 pour le sondage de recherche qui donnait la source Marie-Adélaïde et en 1946 et 1947 pour la réfection de la source Kind.

Voici les caractéristiques du système Raky : curage continu, accélération de la fréquence de frappe qui atteint 120 à 150 coups à la minute, dispositif élastique permettant d'atteindre des profondeurs de 700 à 800 m. Enfin l'appareil permet de passer rapidement du forage au trépan au forage par rotation pour découper des carottes ou pour atteindre des profondeurs au-dessus de 800 m.

Le principe de l'appareil Raky est celui-ci : Le trépan est monté au bout des tiges et son poids est augmenté par l'effet d'une masse-tige de 300 à 2.000 kg. Un balancier donne le mouvement de battage, mais le point d'articulation du balancier, au lieu d'être rigide, est monté sur des ressorts très puissants. (Figure N° 41.)

Au repos, le trépan se trouve au-dessus du fond. Lors du battage, le balancier en s'abaissant vers le trou de sonde lance le trépan et la masse-tige, qui par leur masse, prolongent l'action du balancier et compriment les ressorts. Le trépan vient alors frapper le fond du trou. Mais aussitôt après, par le fait que le poids du trépan heurte le fond, le trépan se trouve rappelé violemment vers le haut par la réaction des ressorts. Les deux actions de traction et de compression se neutralisent donc mutuellement.

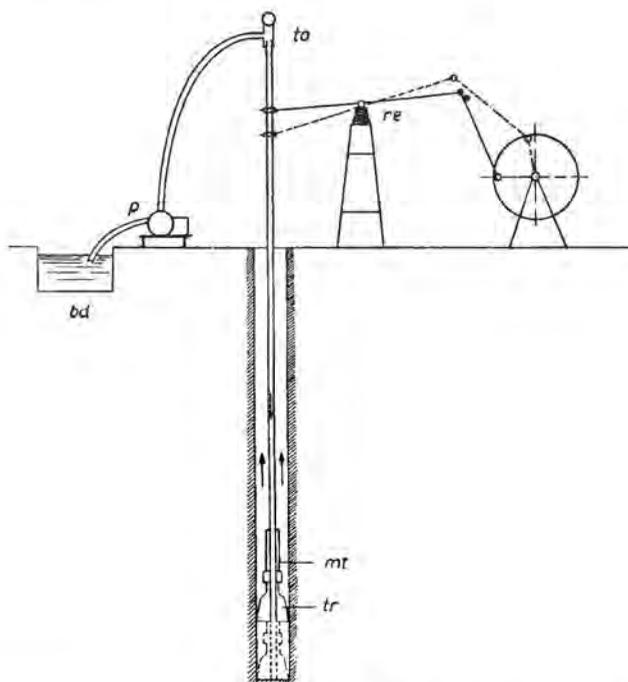


Fig. N° 41. — Schéma d'un forage « Raky ». — bd = bassin de décantation ; mt = masse-tige ; p = pompe ; re = ressort ; to = touret d'injection ; tr = trépan. (D'après A. Robaux, loc. cit. p. 11.)

Le curage est continu grâce à l'eau d'injection qui arrive par les tiges creuses et le trépan jusqu'au fond du trou ; elle remonte les débris jusqu'à la surface. La vitesse de l'eau doit donc être telle que les débris solides puissent remonter jusqu'au jour.

Pour réaliser l'allongement de la sonde au fur et à mesure de l'enfoncement, on se sert de vis d'allongement ou de colliers à charnières qui lâchent à volonté tout doucement les tiges selon la nature du terrain.

Forage par rotation.

a) Forage à la couronne.

Ce procédé de forage permet d'aller à de très grandes profondeurs (deux sondages par rotation au Texas, les plus profonds du monde, dépassent 6.000 m) en même temps que de donner des « carottes » du terrain. On utilise pour cela une couronne munie de diamants ou encore

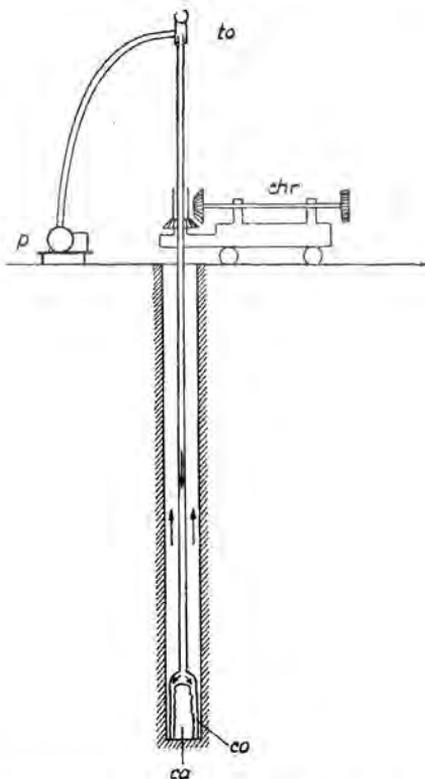


Fig. N° 42. — Schéma d'un sondage rotatif. Chr = Charriot de rotation; ca = carotte de roche découpée par la couronne (co) tournante; p = pompe; to = touret d'injection. (D'après A. Robaux loc. cit. p. 12.)

une couronne dentée d'acier spécial fixée à une transmission composée de tiges creuses qui sont mises en mouvement rotatoire par le charriot rotation. La rotation est combinée avec l'injection d'eau. (Fig. N° 42.)

Le principe de ce procédé consiste à isoler une colonne de la roche, la « carotte », par une rainure circulaire. Tandis que la couronne s'enfonce dans cette rainure, la carotte entre dans le tube carottier.

Quand celui-ci est plein, l'enfoncement de la couronne n'est plus possible. Par un dispositif spécial, la carotte est découpée au fond et bloquée dans le tube. On remonte l'outil, vide le tube et redescend la couronne.

Ce procédé n'est guère employé dans les recherches d'eau, mais dans les recherches minières et dans des recherches scientifiques. Nous l'avons employé avec succès dans l'étude de nos schistes bitumineux du Toarcien.

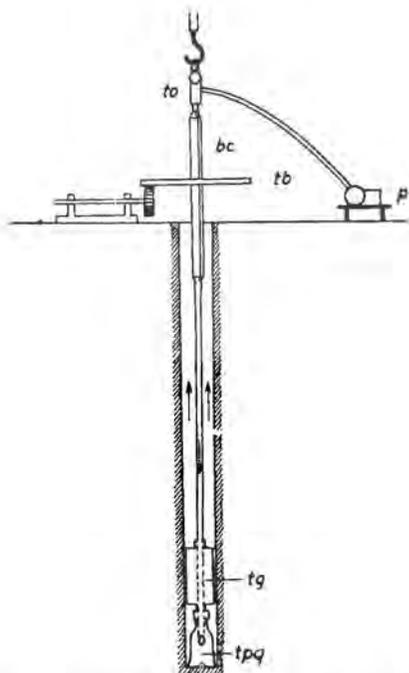


Fig. N° 43. — Schéma d'un forage au rotary. — bc = barre carrée ; p = pompe ; tb = table de rotation ; tg = tige-guide ; tpq = trépan « queue de poisson » ; to = touret d'injection. (D'après A. Robaux, loc. cit. p. 14.)

b) Forage au rotary.

Le forage au rotary procède des deux méthodes d'attaque de la roche ; il enlève la roche par un trépan tournant ou par des rouleaux dentés. Il réalise un curage continu par l'injection d'eau lourde qu'on obtient en délayant de l'argile dans l'eau.

Le fonçage de la roche est réalisé par la rotation d'un trépan, dit trépan en queue de poisson qui désagrège la totalité du trou. Lorsque le terrain devient très dur, on emploie des rouleaux dentés qui désagrègent la roche. Ces outils sont mis en mouvement de la surface par

une barre carrée qui descend dans une table de rotation qui tourne à la vitesse de 30 à 100 tours/min. La table de rotation est mise en mouvement par un pignon conique commandé par une machine à vapeur.

Le sondage au rotary est surtout en usage dans l'exploitation des gîtes pétrolifères où existe la nécessité de travailler vite avec de gros rendements de fonçage. Il s'y agit ordinairement de traverser des terrains bouillants, sableux ou marneux qui couvrent les gîtes pour entrer dans les sables productifs. (Figure N° 43.)

Dans ces terrains tendres, souvent bouillants, l'injection d'eau lourde, grâce à sa densité qui atteint normalement 1,3, est d'un avantage incontestable.

L'eau lourde colmate la paroi du trou de forage, en pénétrant dans les interstices du terrain sableux ou marneux et en créant tout autour du trou une véritable masse compacte d'argile.

Déjà à la profondeur de 100 m, le mélange d'eau et d'argile de densité 1,5 s'injecte avec une force de 15 kg et cette pression statique empêche les éboulements des terrains marneux ou sableux. L'injection d'eau permet donc de traverser rapidement les terrains bouillants et on peut arriver à faire jusqu'à 800 m au même diamètre tandis que dans un tel terrain bouillant il faudrait, avec un système sans injection d'eau lourde, prévoir 9 réductions de diamètre et 9 colonnes de tubes de plus en plus petites chaque fois pour arriver à une telle profondeur.

L'eau lourde refoule les niveaux aquifères, ce qui est un inconvénient lorsqu'il s'agit de recherches d'eau, mais un avantage dans l'exploitation des terrains pétrolifères. Comme cependant les niveaux pétrolifères sont également refoulés, on n'arrive qu'à les identifier par l'examen géologique, physique et chimique des boues de sondage. Lorsque le terrain le permet on travaille avec de l'eau ordinaire dès qu'on arrive dans les niveaux pétrolifères. Le sondage au rotary se prête moins pour les sondages de recherches dans un terrain inconnu que pour des sondages d'exploitation dans un terrain déjà exploré.

Quand le terrain tendre renferme de nombreuses entrecouches de roche dure, on adjoint au rotary un sondage au câble et on a alors le rotary-pensylvanien qui est l'appareil des grandes profondeurs et de tous les terrains, durs et tendres et qui est d'un emploi très courant en Amérique.

Les recherches d'eau par forage dans notre pays.

Dans notre pays les forages jouent leur rôle le plus important dans les recherches et les exploitations des nappes d'eau souterraines. Toutes les fois que l'eau souterraine ne peut être prise dans une source et qu'il s'agit d'une profondeur supérieure à une douzaine de mètres on a recours au forage. En dessous de cette profondeur la recherche par un puits est plus économique.

Mais l'exécution d'un sondage doit être précédée d'une étude géologique régionale et locale. La chance de trouver de l'eau n'existe pas partout et il y a des cas où il est impossible de trouver de l'eau en profondeur dans des quantités appréciables ou avec les qualités requises pour une bonne eau potable.

L'étude hydrogéologique doit d'abord donner des renseignements sur la probabilité d'une chance de réussite et préciser la nature, la suite et l'épaisseur des terrains à traverser.

L'Oesling est formé par des couches qui se composent en majeure partie de schistes et de quartzophyllades à peu près imperméables et dressées en des plis serrés où l'eau ne peut exister que dans des fissures forcément peu larges et par conséquent très défavorables à la formation de niveau d'eau souterraine. Ce n'est que dans les parties superficielles et désagrégées où existe la possibilité de la formation d'une certaine réserve d'eau, car vers la profondeur les fissures et diaclases n'existent plus qu'à l'état latent. D'une manière générale il ne faut chercher l'eau dans ces régions dans des profondeurs dépassant 20 m et comme le débit est en relation avec les fissures et crevasses qui traversent la roche, le creusement d'un puits avec des galeries latérales au fond du puits est indiqué. L'exécution de sondages profonds est à déconseiller. Il n'y a que dans l'extrême nord-ouest et nord du pays où les couches dévoniennes prennent un facies plus gréseux et où la tectonique des plis est moins raide, que le terrain est plus favorable à l'accumulation de l'eau souterraine. Dans cette partie de l'Oesling existe une nappe aquifère locale d'un intérêt incontestable, mais qui a été négligée longtemps.

Cependant les grandes cavités souterraines créées par la mine de Chifontaine, l'ardoisière d'Asselborn, le tunnel du canal abandonné entre Hoffelt et Bernistap, la tranchée de la ligne de chemin de fer au nord de Haut-Bellain nous démontrent qu'il peut exister dans les couches dévoniennes des masses d'eau souterraine relativement appréciables, mais elles nous renseignent aussi que la recherche d'eau devrait se faire aussi dans ces régions plutôt par galeries que par forage.

Le bassin hydrogéologique du mésozoïque du Gutland est constitué par une alternance de couches perméables et imperméables, favorable à une abondante accumulation d'eau d'infiltration.

Aussi la chance de trouver de l'eau par sondage dans les parties de ces couches qui ne déversent pas leur contenu en eau en dehors par suite de l'intersection de la surface du terrain avec le niveau aquifère, est-elle, en général, suffisante pour essayer un captage par sondage.

Le grès bigarré renferme un niveau d'eau assez important. Comme la ligne de source principale se trouve au contact du grès avec le schiste dévonien, cette ligne n'affleure que sur les pentes molles du versant gauche de la Wark, dans la vallée de la Sûre entre Ettelbruck

Erpeldange et dans les vallées inférieures de la Blees et de l'Our. En dehors de ces rares affleurements émissifs qui fournissent aussi quelques sources, le niveau d'eau du grès se trouve au-dessous du fond des vallées et ne peut être exploité que par des forages.

Jusque dans les derniers temps ce niveau d'eau n'était guère utilisé par forage. Tout récemment, à cause de la consommation croissante d'eau potable, un nombre assez considérable de forages d'exploitation ont été pratiqués dans les environs de Diekirch. Malheureusement on a dû constater une dureté de l'eau désagréable à l'est du centre de la ville de Diekirch. Aussi tandis que la dureté est de 12 degrés français au sud d'Erpeldange, elle est de 25 degrés dans la région de la gare de Diekirch et de 59 degrés près des dernières maisons de cette ville en direction de Bettendorf. Cela confirme la conception que le grès bigarré est une formation d'un régime aride qui renfermait des marais salants et des dépôts de gypse. Aussi les entrecouches de gypses augmentent-elles à Diekirch de l'Ouest vers l'Est. D'un point de vue général on pourrait dire que le grès bigarré donne de l'eau douce seulement aux contours des affleurements, longtemps exposés au lessivage ; à l'intérieur de la formation l'eau est plus ou moins fortement minéralisée. A l'appui de cette thèse on pourrait citer les nombreux forages à la recherche de la houille en Lorraine et rencontrant de l'eau minéralisée dans le grès bigarré, les forages de Mondorf, les sources de Kontz, de Schengen, de Machtum, de Nittel, de Born, qui sont des sources ascendantes ou de failles prenant naissance dans le grès bigarré et donnant de l'eau minéralisée.

Mais cette règle demande encore certaines restrictions. La minéralisation de l'eau augmente, d'après les observations faites en Lorraine, en général du Sud vers le Nord et vers l'intérieur du bassin de sédimentation. Elle est plus forte au nord de l'anticlinal principal lorrain (Lothringer Hauptsattel) que sur l'anticlinal même, mais dans notre pays les sources salées se trouvent sur des anticlinaux tandis que dans les synclinaux la minéralisation n'existe pas ou seulement à un faible degré.

Ainsi à Schengen et à Apach des sources minéralisées existent dans le grès bigarré de l'anticlinal de Sierck, tandis qu'à Perl, au Nord d'Apach, un forage creusé dans le grès bigarré donne de l'eau douce ; il en est de même à Wormeldange, tandis qu'au Sud d'Echternach un forage donnait de l'eau salée dès qu'on entrait dans le grès bigarré. Il faut donc admettre que l'aire de sédimentation de l'époque du Grès bigarré se divisait en de nombreux bassins de dimensions assez restreintes renfermant des dépôts de gypse et des marais salants, séparés par des seuils surbaissés non recouverts d'eau de mer. La répartition de l'eau plus ou moins fortement minéralisée se fait donc d'après des détails tectoniques souvent difficiles à saisir sous une couverture puissante de couches plus récentes.

Le Muschelsandstein renferme un niveau d'eau d'une importance trop modeste pour qu'on puisse le capter par forage, mais le

calcaire coquillier supérieur (Hauptmuschelkalk) renferme à sa base un niveau d'eau qui a un débit assez considérable et qui se prête bien à une exploitation par forage.

Le Muschelkalk affleure dans les vallées de la Moselle, de la Syre inférieure, de la Sûre inférieure et moyenne, de l'Alzette inférieure et de l'Attert inférieure. Il y forme souvent le couronnement dur de la pente de ces vallées. Des accidents tectoniques créent souvent dans la masse de ce calcaire d'une puissance de 60 m des conditions de concentration de l'eau à des points d'élection qui donnent naissance à des sources d'un débit considérable. Mais comme le calcaire est seulement perméable par fissuration, la filtration est imparfaite quand le calcaire coquillier n'est pas recouvert par une couche protectrice filtrante. Sur les plateaux de la région mosellane ou de la Sûre inférieure et moyenne on placera donc, si possible, les forages de telle façon que le calcaire ait une couverture perméable et bien filtrante. Ces sondages peuvent donner des résultats très satisfaisants, mais provoquer aussi des déboires.

Comme le calcaire n'est perméable qu'autant qu'il est bien fissuré, il se peut que le sondage reste dans un bloc comprimé et que le puits ne donne que peu d'eau ou reste même à sec. D'autre part, par suite des nombreuses failles qui traversent le Triasique, le calcaire peut venir en contact immédiat avec des couches gypsifères. Par suite de l'abondante fissuration l'eau gypseuse peut passer une grande distance avant d'arriver dans le puits. Le débit du forage peut être appréciable, mais l'eau est très dure ou même impropre à l'usage. C'est surtout dans les régions failleuses de la Moselle et de la Basse-Sûre qu'il faut prendre en considération de telles venues d'eau fortement minéralisée.

Le Grès de Luxembourg. Pour des raisons énoncées déjà dans un chapitre précédent (voir page 68) le grès de Luxembourg renferme la plus belle nappe aquifère du pays qui donne non seulement naissance à de nombreuses et puissantes sources, mais qui se prête aussi, sous d'excellentes conditions, au captage par forage. On peut même ajouter, que, aujourd'hui, où toutes les sources de quelque importance sont captées, une augmentation du débit n'est réalisable que par forage.

En principe un captage par forage pourra se réaliser partout où l'affleurement émissif, c.-à-d. l'affleurement de la ligne de contact de la couche perméable, qui est ici la base du grès, et de la couche imperméable, qui est le toit des marnes schisteuses bleu-foncé à *Psiloceras planorbis*, se trouve au-dessous du fond de la vallée ou du terrain pris en considération pour l'emplacement du sondage.

Comme en général, le Grès de Luxembourg est disposé en forme de cuvette allongée dans la direction NE—SW et plongeant faiblement vers le Sud-Ouest, c'est la région SW de cette cuvette non entamée par des sources qui donnera les meilleurs résultats. L'axe de cette partie de la cuvette où le grès est entièrement enseveli sous les couches plus

récentes est donné par une ligne passant par Luxembourg-Gare, Hollerich, Cessingen, Limpach, Differdange et que l'on constate encore à Longwy-bas. Aussi les forages à Luxembourg-Gare, à Hollerich et autres ont-ils donné de très bons résultats. Deux forages très récents dans la vallée plate du ruisseau de Merl, en aval de cette localité, ont des débits considérables.

Ces parties du grès renferment les dernières réserves non entamées de notre plus belle nappe aquifère, qui, malheureusement, donne des indices d'une déchéance inévitable.

Les couches à *Amaltheus margaritatus* prennent à l'ouest de la vallée de la Messe un faciès gréso-calcaireux et renferment un niveau d'eau souterraine d'un intérêt local et exploitable par forage. La Brasserie de Bascharage exploite ce niveau d'eau par un forage de 80 m de profondeur et d'un débit de 18 m³/h.

Ajoutons qu'on peut arriver à retirer, par des forages peu profonds (8 à 10 m), des quantités appréciables d'eau potable des alluvions de nos vallées. (Figure N° 44.)

Mais avant qu'un sondage puisse être fait, il ne suffit pas de ces données régionales ; il convient de faire une étude hydrogéologique très soignée et très détaillée pour pouvoir fixer tous les éléments du forage.

La présence d'une des grandes nappes aquifères mentionnées en profondeur donne, en principe, la probabilité d'une réussite. Mais il faut encore prendre en considération la tectonique de détail des couches aquifères, qui détermine, dans une large mesure, le degré de concentration de l'eau au point choisi pour l'emplacement du forage. Puis il faut préciser quelle est la nature et l'épaisseur des couches à traverser avant qu'on arrive à l'horizon aquifère en question et quelle sera la profondeur minima et maxima du forage pour que le foreur puisse évaluer les dimensions de son outillage, le diamètre initial et final du puits et du tubage et faire les prévisions financières. Toutes ces dispositions préliminaires sont nécessaires pour une bonne marche des travaux. Quand les prévisions géologiques sont aussi complètes que possible et quand le forage est exécuté par une entreprise spécialisée et expérimentée, toutes les chances d'une réussite sont données, mais quand une commune, un industriel, sur les avis d'un sourcier, fait exécuter un sondage par un entrepreneur mal équipé et peu expérimenté, on va ordinairement à la rencontre d'un échec.

Nous n'insisterons pas sur le genre de l'appareil à choisir pour exécuter un forage donné ; une entreprise sérieuse et bien outillée choisira l'instrument le plus économique pour le but prévu, mais nous soulignons qu'un point très important de l'exécution d'un sondage est la surveillance géologique.

Le géologue examinera d'abord les débris remontés par une manœuvre à la cuiller ou par l'eau de curage. Dans des forages profonds ou lorsqu'il s'agit de terrains peu connus ou quand il s'agit de

forages de recherches importants il est nécessaire d'avoir des échantillons de grande taille, même des carottes. En comparant les échantillons avec ses prévisions, le géologue pourra construire une coupe réelle des terrains traversés. En cours de route il convient aussi de surveiller attentivement les niveaux d'eau dans le sondage.

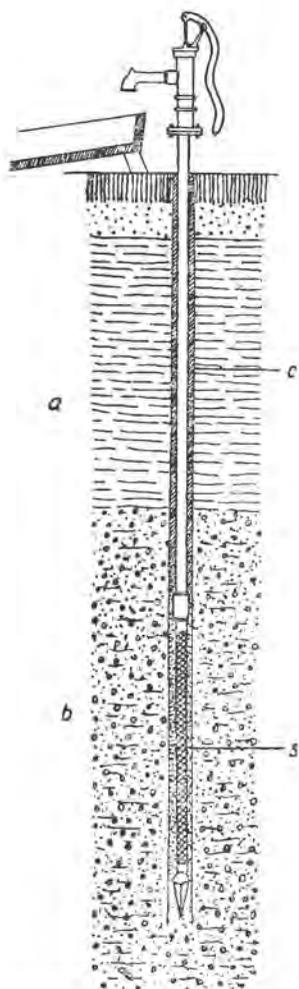


Fig. N° 44. — Forage dans la nappe phréatique d'un dépôt alluvionné ou dans la roche gréseuse désagrégée. — a = couche de couverture imperméable ; b = dépôt de gravier ou de roche gréseuse désagrégée ; s = tuyaux perforés entourés d'un filtre de gravier lavé et calibré ; C = tuyaux pleins entourés d'une enveloppe annulaire de ciment ou d'argile. (D'après J. Wilser. Grundzüge der angewandten Geologie, p. 111. — complété).

Dans les forages à sec (sondage au câble et sondage canadien) il n'est pas possible d'observer autre chose que les variations du niveau de l'eau.

Avec les appareils à injection divers cas peuvent se présenter. Quand une nappe a été ouverte pendant les travaux de forage qui, avec un débit assez important, a une pression supérieure à la pression de l'eau d'injection, on constate une légère augmentation du volume primitif de l'eau d'injection. Quand l'eau de la nappe a une pression inférieure à celle de l'eau d'injection, celle-ci se perd ; elle entre dans les interstices renfermant la nappe d'eau et en refoulant l'eau de la nappe. La perte totale ou partielle de l'eau d'injection est un excellent indice de la valeur de la nappe. Si, en présence d'un niveau d'eau, il n'y a pas de perte, les pressions respectives sont égales, mais il est impossible que les pressions restent équivalentes, puisque la profondeur varie au fur et à mesure de l'avancement et par suite la pression de l'eau d'injection l'emporte.

Si des niveaux d'eau supérieurs sont à séparer du niveau principal, on arrête les travaux et on pratique une cimentation qui isole le niveau principal des affleurements supérieurs. Mais on évite en général ces opérations tant que la nappe principale n'est pas atteinte. Quand celle-ci a été rencontrée, on continue cependant le forage jusqu'à la couche imperméable à la base de la nappe d'eau.

En dernier lieu on procédera aux essais de débit si cela est possible avant le placement d'un tuyautage de soutènement.

Sauf dans les roches dures, il serait cependant dangereux de pomper sans soutènement préalable des terrains par un tuyautage, car les éboulements risqueraient de compromettre tout l'ouvrage.

L'équipement définitif d'un forage d'eau exige des soins particuliers pour réaliser les meilleures conditions pour un rendement maximum.

Il est nécessaire de capter l'eau, c'est-à-dire de diriger ses arrivées, avec une fermeture au toit de la nappe aquifère, une fermeture à la base si le terrain n'est pas imperméable et un équipement spécial de la partie du tube en contact avec la nappe aquifère c'est-à-dire la crépine.

Dans la plupart des cas la fermeture n'a pour but que d'empêcher les eaux de la surface ou des couches supérieures de se mélanger à l'eau de la nappe exploitée.

A ces fins on procède d'après une méthode simple et beaucoup employée. Après avoir descendu dans le puits une colonne perforée sur toute l'épaisseur de la couche perméable et aquifère, on remplit l'espace annulaire entre la colonne perforée et la roche avec du gravier bien lavé et calibré jusqu'au toit de la couche perméable et qui sert de filtre. On finit en haut successivement avec du gravier fin, du sable gros, du sable demi-fin et fin. Au-dessus de ce sable fin on applique la fermeture qui a ordinairement une hauteur de 10 à 15 m. On cimente

tout simplement l'espace annulaire entre les tubes et le terrain en descendant le long du tubage de petits tuyaux d'injection par lesquels on fait couler le ciment très liquide.

Dans les cas plus compliqués on cimente par la pose d'un « bouchon ». Mais les détails techniques de cette méthode dépassent le cadre de notre travail. Ce n'est qu'après que cet équipement est réalisé qu'on commence le pompage et la mise en exploitation du forage. L'exploitation est précédée par un essai de pompage ininterrompu de 48 à 72 heures.

L'essai doit être fait très consciencieusement et avec beaucoup de discernement. Il faut abaisser successivement le niveau de l'eau et il faut noter exactement le débit correspondant à un abaissement du niveau déterminé. Il arrive plus d'une fois que des entrepreneurs de forage peu consciencieux, surtout quand ils ont garanti un certain débit du puits, provoquent par un abaissement trop brusque ou trop brutal, la désagrégation des assises, suivie bientôt, après la prise en exploitation d'éboulements qui obturent plus ou moins complètement l'arrivée de l'eau.

Les procédés d'exploitation par les différents systèmes de pompes n'entrent pas dans le cadre de notre travail.

LE PROBLEME DES SOURCIERS ET DE LA BAGUETTE DIVINATOIRE.

Il ressort de ce qui précède que la recherche de l'eau souterraine est du domaine de la géologie appliquée et que ce n'est que par une connaissance approfondie de la géologie d'une région déterminée qu'on peut donner une réponse à la question si les conditions requises pour la concentration de l'eau souterraine existent ou non.

Mais il faut constater que non seulement les particuliers, même ceux qui se prétendent éclairés, mais aussi les communes s'adressent souvent en premier lieu à un sourcier pour lui demander son avis avant la mise en route d'un forage. Le géologue n'intervient alors qu'en second lieu et quand les indications du sourcier, données avec tant d'assurances catégoriques, se sont révélées fallacieuses. Les dégâts causés par ce rôle néfaste du sourcier sont souvent considérables, mais ceci n'empêche pas qu'il a toujours des croyants qui ont recours aux indications si « précises » de la baguette divinatoire ou du pendule « mystérieux » qui tournent avec tant d'intrépidité dans la main du sourcier.

Pour prendre position contre cet abus si répandu aussi chez nous, je ne crois pas pouvoir faire mieux que de reproduire ici une conférence faite par le regretté docteur N. THURM, en 1936, à Esch/Alzette et qui donne aussi mon point de vue personnel sur cette question.

Voici la traduction intégrale du manuscrit que m'avait légué le docteur THURM :

Il faut espérer que dans 10 ou 20 ans on rirait bien en apprenant ou en se rappelant qu'il y avait eu chez nous, en 1935, des débats sur la radiesthésie, les rayons terrestres, la baguette divinatoire et le pendule. Nous aimons à croire aussi que toute cette affaire sera alors de nouveau reléguée dans le domaine de la magie du Moyen Age.

Au cours des dernières années on pouvait lire et entendre dire des choses étonnantes. C'est à peine qu'un seul forage fut entrepris par un particulier ou une commune sans qu'auparavant des spécialistes munis d'une baguette de coudrier, d'une fourche métallique où d'un pendule s'en fussent occupés. Après coup on affirmait presque toujours que tel ou tel avait indiqué d'une façon précise le lieu, la profondeur et le rendement. Et les plus sceptiques devinrent des adhérents fervents de l'hydrognomonie après qu'ils eurent pu tenir la baguette et sentir, tout saisis, qu'elle tournait dans leurs mains.

Bientôt la nouvelle « science » s'étendit à des domaines inattendus, médecine, criminalistique, bref à tous les domaines de la vie de chaque jour. La notion des rayons terrestres vint s'ajouter et l'ensemble prit le nom de science de la radiesthésie. Les appellations usitées jusque là sonnaient par trop moyen-âgeuses et la baguette des sourciers pouvait trop facilement être assimilée à la baguette des sorciers.

A l'étranger parurent des centaines de volumes ainsi que des périodiques spéciaux. Des professeurs de facultés même patronnaient les sociétés naissantes et les congrès internationaux s'occupant de la radiesthésie. La Société Internationale de Radiesthésie compte aujourd'hui, à elle seule, des centaines de savants, de médecins, d'ingénieurs parmi ses membres.

Chez nous, 90 pour cent au moins des intellectuels pensent que la radiesthésie n'est pas dénuée d'un fond objectif et scientifique. La baguette et le pendule eurent l'honneur d'une conférence publique faite, en décembre 1935, devant de nombreux représentants du monde intellectuel par un radiesthésiste des plus renommés et aussi des plus extrémiste, M. l'abbé Mermet, président de la Société Internationale de Radiesthésie, dont le président d'honneur est le professeur Branly. Le conférencier suscita l'admiration de presque tous ses auditeurs et fut vivement applaudi. Dans la suite aussi les jugements portés sur cette conférence furent presque entièrement favorables.

Or, la radiesthésie est une de ces occupations occultes qui pour d'aucuns peut devenir parfois un commerce. Et à ce sujet il convient de relever qu'au cours des dernières années elle a donné lieu chez nous à des dépenses très fortes. D'autre part, il n'est guère consolant de constater qu'elle n'est qu'une des expressions si nombreuses de ce qu'on appelle la moderne foi au miracle. Mais ce qui nous a surtout engagé à soumettre cette question à un examen critique, c'est que depuis des années paraissent assez souvent, dans des périodiques médicaux et scientifiques tout à fait sérieux, des articles qui ne s'occupent

déjà plus de la question de savoir s'il existe chez l'homme une disposition extraordinaire, une sensibilité particulière, une faculté de réagir à des radiations spéciales ou à d'autres influences physiques. Leurs auteurs admettent celle-ci comme réellement existente et s'appliquent déjà à en donner une explication. Il ne s'agirait pas d'une sensibilité comparable à celle du rhumatisé pour les changements du temps, pour la pression atmosphérique ou pour des phénomènes électriques de l'atmosphère, mais plutôt de phénomènes compliqués de la neurophysiologie, d'un genre nouveau, sur la base desquels il conviendrait de réformer maintes opinions classiques sur les fonctions du cerveau et du système nerveux en général. Il ne semble donc pas oiseux, alors que des médecins et des physiologistes s'évertuent déjà à trouver l'explication d'un fait réel, d'examiner de plus près l'apparence du phénomène.

Donnons, en premier lieu, quelques dates de l'histoire de la baguette, empruntées au livre de Maltzahn « Handbuch der Wünschelrute ». Il paraît que la baguette n'était pas connue dans l'Antiquité. Ce n'est qu'à force de beaucoup d'imagination qu'on peut mettre en rapport avec elle cet instrument en forme de fourche que, sur une ancienne estampe chinoise on aperçoit dans la main d'un vieil empereur, le bâton de Moïse ou la rhabdomantie grecque. La baguette fut employée pour la première fois en Allemagne vers le 15^m siècle, où elle servait à la recherche de minerais, plus tard aussi à celle de l'eau ; elle restait en vogue durant environ deux siècles.

Sa confection et son maniement étaient accompagnés de toutes sortes de cérémonies et d'incantations et souvent les baguettisants, ceux chez qui la baguette tournait, comme on disait, étaient poursuivis comme sorciers. Leurs résultats étaient plutôt maigres car, déjà vers l'an 1500, l'alchimiste et médecin Paracelse écrivait qu'ils n'avaient qu'un succès sur dix. Bien qu'en ces temps les moyens de prospection fussent rudimentaires et que le sens critique fût peu développé et peu répandu, la pratique de la baguette fut presque complètement abandonnée en raison de ces insuccès.

Au cours des siècles derniers, par-ci, par-là seulement un tourneur de baguette fit parler de lui en Allemagne, en France aussi et en Angleterre. Et ce ne fut que vers le commencement de notre siècle que dans ces pays, et notamment en Allemagne où elle avait pris naissance, que l'activité des sourciers prit un essor nouveau et atteignit un développement qu'elle n'avait pas eu au Moyen âge. Chez nous elle commença à jouer un rôle seulement après la première guerre mondiale.

Sous sa forme primitive la baguette divinatoire est une fourche de coudrier, de saule, de hêtre ou de n'importe quelle espèce ligneuse. On aime aussi se servir de fils métalliques élastiques, de spirales, de n'importe quel instrument en métal. Une forme, employée davantage dans les pays de langue française, est le pendule sidérique. C'est une masse de métal, d'ivoire ou de toute autre substance, suspendue à un fil ou une chaîne fine.

Voici les points essentiels établis par les modérés parmi les radiesthésistes. Le sourcier tient la baguette aussi vigoureusement que possible, en écartant légèrement les deux branches de la fourche, la pointe de celle-ci étant dirigée en avant ou vers le haut, les mains étant de préférence en supination, c'est-à-dire les paumes tournées vers le haut. S'il vient à passer sur un « filet » d'eau, sur une « veine », ou sur d'autres objets à découvrir, la baguette fait basculer avec une force irrésistible ; c'est l'oscillation de la baguette. S'agit-il du pendule, celui-ci se met à exécuter des oscillations dans un seul plan ou un mouvement giratoire. L'amplitude ou la durée des mouvements de la baguette et du pendule renseigneraient sur la profondeur et le rendement de la « veine ».

D'après les uns, peu de personnes seraient susceptibles de réagir ; d'après d'autres, tous seraient sourciers sans le savoir.

Mais les plus modérés même parmi les sourciers prétendent réagir non seulement à l'eau, mais aussi aux minerais, à la houille, au pétrole, aux diaclases, aux sels. Chose étrange, des objets sans valeur, comme le sable et l'argile, n'auraient guère une action sur eux. Il suffirait que le sourcier concentre sa pensée sur la matière à découvrir ou qu'il en porte sur lui un spécimen comme témoin, pour que, par sélection, il ne réagisse qu'à celle-ci, à l'exclusion de toute autre.

Il ne fallait plus faire qu'un petit pas pour arriver au concept des radiations terrestres, se dégageant du sous-sol sous forme de faisceaux, les faisceaux d'excitation. Ces radiations auraient ceci de particulier qu'elles agiraient sur la baguette et le pendule et seraient en même temps très pernicieuses aux hommes, aux animaux et aux plantes, provoquant cancer, rhumatisme, bref toutes les maladies. Heureusement, les radiesthésistes ont inventé et construit plus de cent modèles d'appareils de protection ; placés au-dessus des faisceaux dangereux, ils en paralyseraient l'action ou les absorberaient.

Les radiesthésistes qui ne connaissent pas de limite à leur prétendue science — et ce sont les plus nombreux — vont plus loin encore. Ils diagnostiquent tout : le sexe des bébés qui verront le jour, les maladies et leurs remèdes, les meilleures pondeuses parmi les poules, l'argent dans les maisons et dans les poches des passants. Il leur suffit de promener le pendule au-dessus d'une photographie, d'une image, d'une carte géographique pour pouvoir reconstruire toutes les péripéties d'un événement.

On se rappellera le sensationnel rapt d'enfant commis à Chaumont au mois d'avril dernier (1934). L'enfant d'un officier avait disparu d'une façon mystérieuse. La police reçut plus de 1300 lettres de la part de radiesthésistes. Plusieurs de ceux-ci avaient opéré sur les lieux, la plupart sur des cartes, à distance. Lorsque, il y a deux mois, les restes de l'enfant furent découverts, par hasard, dans des broussailles, on fit grand cas du fait qu'un des 1300 avait indiqué un endroit pas trop éloigné de celles-ci.

Voici un passage d'un article paru dans un journal de Genève à l'époque de l'affaire Prince. Le fils de M. Prince avait envoyé à M. l'abbé Mermet plusieurs photographies de son père ainsi qu'un plan détaillé de Dijon avec la gare et l'endroit où on avait trouvé les restes du malheureux juge. Uniquement sur la base de ce matériel, sur lequel il promenait son pendule, M. Mermet arriva aux conclusions suivantes : M. Prince avait quitté la gare et était allé tout droit jusqu'à l'hôtel Morot. Après avoir quitté cet hôtel, il avait suivi une direction parallèle à la façade de la gare ; arrivé à une courte distance du bâtiment de la gare, il avait été accosté par deux hommes qui avaient voyagé dans le même train et qui semblaient l'attendre. Ces deux personnes, que M. Prince connaissait, avaient fait quelques pas avec lui et étaient montées en sa compagnie dans une automobile qui avait stationné sur le bord de la rue. M. Prince avait pris place au milieu de la banquette arrière ; le plus grand de ses compagnons, qui mesurait environ 1 m 80, s'était assis à sa droite ; l'autre, d'une taille de 1 m 62, à sa gauche etc. Lorsqu'au cours de l'instruction la plupart de ces détails furent trouvés inexacts, M. Mermet déclara que de toute évidence il avait dû se tromper, puisque, comme il l'aurait constaté après coup, la carte dont il s'était servi présentait une tache de graisse à laquelle il attribuait son erreur.

Nous nous occuperons dans la suite uniquement de ce qui mérite vraiment d'être examiné, c'est-à-dire de l'activité des plus modérés, mais en même temps des plus raffinés, de ceux qui prétendent réagir, par l'intermédiaire de la baguette ou du pendule, aux changements dans l'homogénéité du sous-sol, causés par la présence d'eau, de roches exploitables, de cavernes etc. ou encore aux prétendus rayons terrestres.

Quant à ceux-ci, nous ne nous y arrêterons qu'un instant. Si on entendait appeler ainsi des rayons gamma, émis par certains minerais radioactifs du sous-sol, ou des changements survenus dans le champ magnétique du sous-sol ou encore une des autres formes d'énergie connues des géophysiciens, on pourrait être d'accord. Cependant les radiations dont parlent les radiesthésistes sont d'une tout autre espèce. Elles seraient réparties dans le sous-sol sous forme de faisceaux ou de réseaux, seraient sans action sur les instruments de physique actuellement connus et se manifesteraient surtout par leur influence sur la baguette, le pendule et les phénomènes vitaux les plus divers.

Or, ce sont là des hypothèses tout à fait arbitraires, dénuées de tout fondement. Il est possible de ramener à d'autres causes tous les effets attribués à ces rayons terrestres et on n'a pu déceler, pas même avec les instruments de physique les plus perfectionnés, des radiations qui pourraient venir en ligne de compte.

Il y a trois ans, plusieurs accidents d'automobile graves se produisirent près de Brème, auprès de la borne kilométrique 24, devenue depuis fameuse. Les radiesthésistes furent prompts à mettre en cause un soi-disant entrecroisement de rayons terrestres et à proposer l'a-

ménagement d'appareils de protection. L'administration cependant exigeait auparavant une épreuve qui devait consister en ceci : douze caisses d'aspect égal, dont dix contiendraient du sable et les deux autres un appareil protecteur, seraient remplies à l'insu des sourciers et placées sur le parcours des prétendus faisceaux ; les baguettisants auraient à déceler les deux dernières. L'épreuve fut faite ; aucun des participants n'y réussit.

Il y a quelques années, on parlait beaucoup d'une thèse de doctorat présentée par l'ingénieur Lehmann. Celui-ci y avait développé une théorie d'après laquelle les coups de foudre seraient anormalement fréquents aux endroits où les tourneurs de baguette prétendaient avoir décelé la présence de rayons terrestres. La question fut examinée de près et le professeur Reich, entre autres, put prouver que la théorie de Lehmann était dénuée de tout fondement.

L'an dernier, un autre ingénieur, le Dr Dobler, publiait un mémoire ayant pour titre « Physikalischer und photographischer Nachweis der Erdstrahlen ». Comme il fallait s'y attendre, cette publication fit sensation. Dans un journal indigène on envisageait déjà le profit que l'agriculture et la viticulture pourraient tirer de ces rayons. Le Dr Dobler avait placé dans le sol, au-dessus de filets d'eau présumés, des plaques sensibles accompagnées de feuilles d'aluminium et enveloppées ensemble dans du papier noir. Après quelque temps elles étaient noircies. Le Dr Dobler admettait que le noircissement ne pouvait être dû qu'à des rayons gamma émis par l'eau. Des expériences de contrôle, faites en commun avec le professeur Ternel de Berlin, prouvèrent cependant que pour le noircissement par l'aluminium la seule humidité du sol suffisait. De pareilles plaques, enfouies en n'importe quel endroit étaient également noircies.

Il se peut qu'il existe des radiations encore inconnues aux physiiciens, mais rien n'indique la présence de rayons terrestres comme les entendent les radiesthésistes. Toute cette invention a trop l'air d'une énorme duperie et d'une excellente affaire par la vente d'appareils de protection.

Il est plus intéressant et aussi plus difficile de dévoiler les phénomènes radiesthésistes proprement dits. On devine assez facilement les dessous des tours de passe-passe qui reposent sur un seul truc. S'il y en a deux ou trois ou davantage, les difficultés de dévoiler augmentent non pas en progression arithmétique, mais en progression géométrique. Il en est en quelque sorte de même pour la radiesthésie. Examinée d'une façon superficielle, elle ne paraît pas tout à fait absurde parce qu'on ne pense pas simultanément à plusieurs autres faits établis par une plus vaste expérience et aussi parce que l'on ignore l'un ou l'autre de ces faits. Si l'on veut prouver que la radiesthésie manque complètement de fondement, il ne suffit pas de ridiculiser tel ou tel de ses prétendus succès, mais il faut avoir présents à la fois plusieurs faits physiques, physiologiques, psychologiques et géologiques et se servir, en outre, des données du calcul des probabilités.

Occupons-nous en premier lieu du mécanisme de la baguette et du pendule.

La physique nous apprend qu'un corps amené dans un état d'équilibre instable, tend à retourner à la position d'équilibre stable. Tel est le cas pour un simple ressort tendu, pour la baguette tendue du sourcier, pour n'importe quelle fourche élastique de saule, de coudrier, de hêtre ou d'une autre espèce ligneuse, coupée dans la forêt, ou encore pour un fil métallique élastique. La baguette est tendue si on la tient comme il a été dit plus haut, de façon que ses deux branches soient un peu écartées à l'aide des deux mains en supination, et que sa pointe soit dirigée en avant ou en haut. Il faut déjà faire un grand effort pour la maintenir dans sa position ; le moindre relâchement, même d'un seul doigt, suffit pour la faire revenir brusquement dans sa position d'équilibre. Le relâchement ne doit pas être nécessairement volontaire. Des mouvements musculaires involontaires et non perçus suffisent pour libérer la baguette et la faire bondir, tout comme un ressort tendu. On aura l'impression que la fourche a été attirée par une force irrésistible. Il se peut que la fourche se brise ou blesse les mains de celui qui la tient. De tels accidents, considérés comme quelque chose d'extraordinaire, peuvent pourtant se produire avec n'importe quel corps qui subit la détente et s'élançe alors brusquement.

Pour ce qui est du pendule, il s'agit encore ici du même principe d'équilibre. Essayez de tenir absolument immobile entre les doigts de votre main étendue un pendule quelle qu'en soit la nature. C'est à peine que vous y réussirez pendant un temps quelque peu long ; continuellement se produiront des mouvements musculaires de faible envergure, involontaires et non perçus, qui suffiront pour faire exécuter au pendule des oscillations simples ou giratoires. Chez les personnes nerveuses, ces mouvements sont, en règle générale, plus amples. Celui qui n'est pas familiarisé avec ces phénomènes peut avoir l'impression que le pendule se meut de lui-même.

Les contractions involontaires et imperceptibles des muscles du bras et de la main, qui suffisent pour déclencher le mouvement de la baguette ou du pendule, peuvent être dues à diverses causes. Il peut s'agir d'une simple fatigue ; seules des personnes très vigoureuses parviennent à tenir immobiles, pendant un temps quelque peu long, leurs bras, leurs mains et leurs doigts. Une inadvertance aussi peut les provoquer ou encore un mouvement soudain du corps pendant la marche (par suite de l'existence d'une dépression du terrain), ou enfin un tremblement dû à l'agitation. Plus souvent il s'agira d'autosuggestions provoquées par l'attente ou par le désir de voir tourner la baguette. L'entourage aussi peut agir par suggestion. Des observateurs doués d'une suffisante dose de sens critique ont constaté plus d'une fois que le mouvement de la baguette était déclenché à la suite d'une légère accélération ou d'un faible ralentissement de la marche du guide, même d'un changement du rythme de sa respiration, ou encore par une attitude ou quelque mouvement expressif de sa part. Mais ce

sont surtout des impressions conscientes ou inconscientes de la configuration géologique du terrain qui auront une influence suggestive : dépression, fossés, mouillères, plantes indicatrices d'une plus forte humidité du sol (joncs, roseaux, carex, aulnes etc.)

Il ne sera pas toujours aisé de dire, dans chaque cas en particulier, si les coups de la baguette ont été volontaires ou involontaires et cela d'autant moins que la plupart des sourciers de profession ont des notions géologiques assez étendues. Soit dit entre parenthèses, celles-ci s'acquièrent plus facilement qu'on ne le croit généralement.

Ce qui est certain, c'est qu'à condition qu'elle soit tendue comme il le faut, la baguette tourne chez n'importe qui, quand et où il le voudra, et même quand il ne le veut pas. Il est vrai qu'il faut une certaine habitude.

On a de la peine à comprendre comment il serait possible au baguettisant de reconnaître si son instrument oscille sous l'influence de l'eau ou d'un minéral, si c'est par suite d'une inadvertance, de la fatigue ou de quelque autre cause mentionnée plus haut.

Mais faisons preuve de bonne volonté et admettons qu'en dehors de toutes ces causes, le mouvement de la baguette puisse encore être dû à des excitations physiques hypothétiques, émanant p. ex. du sous-sol. Il est complètement exclu que celles-ci puissent agir directement sur l'instrument, mettons par attraction. D'ailleurs, aucun tourneur de baguette ne prétend cela. Au contraire, tous les radiesthésistes qui se sont occupés quelque peu sérieusement de ce prétendu problème, professent que l'agent supposé exciterait de quelque façon les nerfs sensitifs du baguettisant ; cette excitation serait transmise à la moelle épinière et de là à un ou plusieurs nerfs moteurs des avant-bras ou de la main ; ceux-ci provoqueraient un mouvement musculaire capable de libérer la fourche pour son mouvement de bascule. Il s'agirait donc de ce qu'on appelle, en physiologie, un mouvement réflexe, d'un procédé s'accomplissant dans un temps plus ou moins court sur le circuit : nerf sensitif — moelle épinière — nerf moteur — muscle, sans l'intervention du cerveau, donc de la conscience.

Nous connaissons un grand nombre de ces réflexes. Citons, comme exemple, le réflexe patellaire ou réflexe tendineux du genou ; ici la percussion du tendon au-dessus de la rotule est transmise comme excitation à la moelle épinière et de là à des nerfs moteurs de la cuisse, de sorte que presque instantanément la jambe exécute un mouvement d'extension brusque. Il serait donc théoriquement concevable que les mouvements de la baguette ou du pendule fussent des mouvements réflexes de ce genre, bien que ni l'excitation ni la réaction en question n'aient jamais encore été observées. Mais cela paraît déjà moins probable si l'on considère que, bien que l'excitation soit la même, les mouvements musculaires sont autres pour la baguette que pour le pendule, ou encore que des excitations différentes, celles qui émaneraient de l'eau ou du pétrole ou de minerais etc., provoqueraient toutes le même réflexe.

Mais les choses se compliquent. C'est à peine qu'il y a un seul tourneur de baguette qui entend réagir à une seule matière. Tous prétendent que par prise de position purement psychologique, qu'en pensant, à l'exclusion de toute autre substance, à du charbon ou à de l'eau etc., ils réagiraient uniquement à cette matière. On sait bien qu'il y a des réflexes qui peuvent être inhibés, dans une certaine mesure, chez un sujet qui s'oriente sciemment vers un but déterminé, donc par l'intermédiaire du cerveau ; mais ce sont seulement ceux dont l'évolution peut aussi devenir consciente et non pas, p. ex., le réflexe pupillaire, toujours inconscient. Que par suite d'un simple concept verbal tous les réflexes non désirés feraient défaut, que de cette façon le cerveau fonctionnerait comme aiguilleur dans des phénomènes inconscients et qu'ainsi le baguettisant n'aurait pas de peine à s'orienter dans le dédale des excitations agissant sur lui et saurait, en outre, reconnaître les profondeurs et les quantités, voilà qui est non seulement énigmatique, mais franchement insensé. Ainsi le raisonnement psychologique poussé jusqu'aux derniers raffinements conduit à une réduction à l'absurde en règle.

Les physiciens disposent, pour toutes les formes d'énergie, d'appareils enregistreurs éminemment plus sensibles que ne le sont nos organes des sens et ils parviennent à détecter des radiations et des ondes pour lesquelles un organe de perception nous fait défaut. Ils n'en connaissent cependant pas qui puisse correspondre à celles postulées par les radiesthésistes. Et il semble assez paradoxal que dans le seul domaine de la radiesthésie nos organes des sens et nos nerfs, par ailleurs plutôt grossiers, fussent plus sensibles que les instruments de précision des physiciens.

Le professeur Schwaiger de Munich soumit à une épreuve un baguettisant qui prétendait réagir à des courants électriques, aux rayons Röntgen etc. Il le fit passer au-dessus d'un champ électrique d'une tension de plusieurs milliers de volts, dont il ignorait l'existence. Le sujet ne réagissait nullement. Le résultat fut également négatif pour des rayons Röntgen. Le radiesthésiste attribuait son échec au fait que les excitations auraient été trop fortes ; seules des excitations faibles, déclarait-il, auraient une action sur lui.

Déjà en 1921, des expériences furent faites à l'université de Vienne dans le but d'établir si des tourneurs de baguette peuvent être influencés par le voisinage de courants électriques ou d'aimants. Les professeurs Herzfeld et Hascheck, qui les dirigeaient, croyaient pouvoir conclure à un résultat positif pour les courants, à un résultat négatif pour les aimants. D'un examen ultérieur du procès-verbal par le psychologue Marbe il se dégageait que le procédé suivi n'avait pas été tout à fait irréprochable, surtout pas tout à fait inconscient, et que le pourcentage des résultats positifs ne dépassait pas celui fourni par le calcul des probabilités.

On prétend qu'un observateur, planant en ballon au-dessus d'un rideau de nuages, verrait parfois dans celui-ci des fissures dont le

parcours coïnciderait parfaitement avec celui des cours d'eau de la région. Pendant la première guerre mondiale, les aviateurs allemands partis par temps de brouillard à l'attaque de l'Angleterre et arrivés de l'autre côté de la Manche, auraient trouvé aisément la direction de Londres grâce à cette circonstance ; ils auraient été guidés par les trouées correspondant au cours de la Tamise. La météorologie ne fournirait aucune explication de ce phénomène ; il ne pourrait être dû qu'à des radiations émises par l'eau, radiations que les physiciens seraient encore impuissants à déceler.

On n'a jamais encore contrôlé si les prétendues fissures coïncident aussi exactement avec la direction des cours d'eau qu'on l'affirme. Si le fait se révélait exact, il y aurait là simplement un de ces nombreux phénomènes de détail que la météorologie n'a pas encore pu élucider complètement et qui, en dernière instance, pourraient bien être ramenés à des actions thermiques.

Les géologues ont constaté que le sous-sol est partout imbibé d'eau jusqu'à une profondeur d'environ 800 m (humidité du sous-sol) et que même des roches qui semblent sèches, contiennent entre 5 et 10 pour cent d'eau. Nous vivons donc comme sur une éponge mouillée et on pourrait se demander pour quelle raison la baguette ne tourne pas partout.

On objecte que dans ce milieu humide il existe pourtant des accumulations d'eau particulières formées par de l'eau courante, par des « filets » ou des « veines » d'eau. Or, en géologie on ne connaît pour ainsi dire pas de filets d'eau. C'est une conception bien simpliste que de se représenter une source comme formant le déversoir d'un cours d'eau souterrain, nourri par tout un réseau d'affluents. Cela peut se présenter jusqu'à un certain degré, mais bien rarement, seulement dans les immenses massifs fissurés de calcaire comme on les rencontre dans le Karst, dans les Causses du midi de la France, encore près de Han et de Dinant. Nulle part dans le Grand-Duché de Luxembourg une telle « veine » n'a encore pu être observée. L'eau souterraine capable de se déplacer se présente plutôt en des nappes, rarement sur des surfaces de diaclases, mais le plus souvent dans des couches perméables (nappes d'eau souterraines).

Tout comme cela s'observe sur des tas de sable ou de gravier mouillés, ces nappes ne déversent pas leur eau d'une façon tout à fait uniforme, mais souvent en des endroits privilégiés, sous forme de sources. Les quelques mètres situés en amont du point d'émergence pourront, à la rigueur, être considérés comme « veine » ; mais celle-ci ne se prolonge pas bien avant dans la terre. Ces réalités ne se dégagent pas uniquement de considérations géologiques ; elles peuvent être constatées lors du percement de tunnels, dans les mines et les travaux de terrassement.

Une nappe souterraine très étendue est constituée p. ex. par le Grès bigarré et le Grès coquillier qui, depuis le bord de l'Oesling, forment une partie du soubassement du Bon Pays.

La nappe la plus rapprochée de la surface, qui pourtant n'est pas partout bien développée, est formée par les terrains meubles qui renferment de l'eau en abondance, principalement dans les larges vallées de la Moselle, de la Sûre et de l'Alzette. Le plus souvent l'eau y peut être atteinte déjà à une profondeur de quelques mètres. Entre cette nappe superficielle et la plus profonde s'intercalent la vaste nappe du Grès de Luxembourg et encore d'autres moins régulières et moins étendues.

Il suit de là que dans le Bon Pays tout forage doit donner de l'eau, à condition qu'il soit suffisamment profond ; tous les pronostics des baguettisants devraient se confirmer. Il n'y a donc pas d'exagération dans l'annonce lancée par un sourcier luxembourgeois et conçue ainsi : « Recherche et trouve de l'eau partout. » D'ailleurs, nos ancêtres, du moins ceux qui habitaient les vallées, creusaient des milliers de puits auprès de leurs demeures, là où il en fallait, dans la cour, sous la cuisine, qui tous donnaient de l'eau. Et les seigneurs de nos châteaux forts ardennais ne faisaient-ils pas creuser leurs puits sur les hauteurs, au hasard, pour les pousser jusque dans la nappe souterraine ? Pourtant le régime de l'eau dans l'Oesling est plus compliqué que dans le Gutland.

En dépit de toutes ces considérations qui sont bien, il est vrai, en partie des a priori, mais irréfutables et désastreuses pour la radiesthésie, on entend encore toujours parler d'exploits apparents de celle-ci.

Demandons-nous s'il s'agit véritablement de faits et si réellement ces faits sont extraordinaires.

La psychologie des témoignages nous montre déjà combien la description d'un événement est, en général, peu sûre, fût-elle faite par des personnes très sincères et de la plus grande objectivité.

De plus, il est de règle dans toutes les sciences positives qu'on parle de découverte nouvelle seulement après que les faits ou les résultats d'expérience auront été vérifiés, les savants en cause fussent-ils les Curie, les Calmette ou Einstein. Les radiesthésistes doivent se plier à cette exigence. Mais ici tout est pour le pis : rapports incomplets, sciemment ou inscivement faux, rapports venant de seconde ou de troisième source, impossibilité d'un contrôle ultérieur, tendance de trouver une raison plausible des succès et de pallier ceux-ci, réticence des cas négatifs, fixation plus exacte par la mémoire des cas extraordinaires. Le nombre des cas vraiment authentiques est bien minime. C'est à peine qu'un seul des reportages enthousiastes publiés dans nos journaux au cours des dernières années était conforme à la réalité, et ceux qui semblaient être authentiques, ne présentaient rien de particulier.

Pour expliquer les cas en apparence extraordinaires il y a un facteur qui a une valeur péremptoire et qu'on néglige toujours, le calcul des probabilités. La probabilité d'un fait peut être calculée avec une grande approximation. Dans ce calcul intervient une loi essentielle,

celle dite des grands nombres. Cette loi permet d'affirmer, p. ex., que si dans le jeu de pile ou face on répétait, mettons 100 fois, l'épreuve, on n'obtiendrait pas un nombre quelconque de fois le côté pile ou le côté face, mais chacun environ 50 fois. Dans la prédiction du sexe, celui qui miserait chaque fois sur la future naissance d'un bébé mâle aurait misé juste dans environ 53 pour cent des cas, puisqu'il y a en moyenne 107 garçons sur 100 filles. Si le nombre des possibilités est plus grand que deux, le pourcentage est plus difficile à calculer.

Les prédictions des radiesthésistes ne pourraient être considérées comme un succès qu'à condition que le nombre des résultats positifs fût supérieur à la quote fournie par le calcul des probabilités. Comme nous l'avons dit plus haut, un sourcier qui se bornerait à prédire la présence d'eau, sans vouloir fixer la profondeur à laquelle on la trouverait, aurait forcément 100 pour cent de succès pour ce qui concerne le Bon Pays. Avec des notions géologiques même rudimentaires on pourrait, dans environ 90% des cas, indiquer aussi la profondeur approximative. Pour les deux tiers de la superficie de l'Allemagne la quote a été calculée à plus de 67% pour des profondeurs faibles et pour quelqu'un qui ignorerait tout de la géologie. C'est là une des raisons pour lesquelles l'Allemagne est l'Eldorado des sourciers. Pour le Slesvig-Holstein la quote dépasse 97 pour cent.

Aucun des cas qui se rapportent à notre pays et dont nous avons eu connaissance ne présentait quelque chose de particulier. Comme on fait suffisamment de réclame autour des cas en apparence favorables, nous allons parler de quelques-uns qui le sont moins.

Sur les indications d'un sourcier, la direction de Radio-Luxembourg avait fait exécuter dans sa propriété de Junglinster un forage qui fut poussé jusqu'à 148 m, sans qu'on rencontrât de l'eau ; force lui fut de se faire raccorder à une conduite d'eau.

En 1933, un sourcier avait « constaté » à Wormeldange la présence d'un filet d'eau à une profondeur de 8 m, un autre à 20 m ; comme l'eau ne venait pas, il la présidait à 40 m. L'eau fut rencontrée seulement à 80 m, dans le Grès coquillier, tout comme l'avait prédit d'ailleurs le géologue consulté.

Des forages et des terrassements exécutés près de Wincherange, Betzdorf, Niederdonven, Erpeldange et en d'autres endroits encore selon les indications de baguettisants ne donnèrent pas de résultat.

Dans le coin sud-est du pays, plusieurs localités sont presque complètement dépourvues d'eau depuis deux ans. Des sourciers donnèrent des indications de toutes sortes. Le chef de notre Service géologique, le Dr M. Lucius, conseilla à l'Administration des Travaux publics de faire creuser tout simplement un puits en n'importe quel point de la vallée de la Moselle. Un puits fut creusé près de Remerschen ; il fournit plus d'eau qu'il n'en faudra jamais et d'une bonne qualité.

Malgré cela la plupart des communes et des entreprises moyennes ont presque toujours encore recours aux conseils de sourciers, alors que depuis fort longtemps déjà la grosse industrie et l'Administration des Travaux publics se font conseiller par des géologues.

Si l'on compulse la littérature relative à la baguette divinatoire et au pendule, on ne trouve que bien rarement, dans un fatras de choses les plus incroyables, un cas qui mérite vraiment qu'on s'y arrête. Les ouvrages les plus en vogue comme « Le mystère du sourcier » de l'abbé Lambert, et « Comment devenir sourcier » d'Armand Viré, rapportent bien des exploits merveilleux. Mais, jamais confirmés, ceux-ci sont parfois même manifestement faux. Si quelques-uns de ces rapports paraissent dignes de foi, ils sont rédigés d'une façon tellement défectueuse qu'il est impossible de se faire un jugement. Il n'y a qu'un seul ouvrage qui mérite d'être lu, du moins en partie, et dont l'auteur essaie de faire preuve de sens critique, sans toutefois y réussir toujours. C'est le « Handbuch der Wünschelrute » de Maltzahn et Klinckowstroem. Maltzahn est lui-même baguettisant et compte parmi les modérés de sa profession. Dans cet ouvrage-standard sont décrits, comme pièces d'apparat, 18 cas considérés comme les plus fameux jusqu'en 1932. Examinés de près, aucun ne soutient une critique. Et pourtant il faut s'étonner que l'on n'ait pas encore eu connaissance de l'un ou de l'autre cas vraiment extraordinaire, puisque, d'après le calcul des probabilités, il devrait s'en produire un de temps à autre sans qu'il soit plus qu'un heureux hasard, tout comme, ma foi, un soloschelem ou le gain du grand lot.

Dans le domaine qui nous occupe, comme dans toutes les sciences positives, ce ne sont que les expériences et les statistiques qui soient péremptoires, bien entendu les expériences et les statistiques rigoureusement conformes aux règles de la méthode scientifique.

Il n'est pas étonnant p. ex. que plusieurs sourciers indiquent le même endroit comme productif d'eau, puisqu'en se basant sur les mêmes particularités du terrain ils peuvent arriver à la même conclusion. Il n'y a rien d'extraordinaire non plus à ce qu'un sourcier, à qui on a bandé les yeux, retrouve plusieurs fois le même endroit ; la direction du vent, des inégalités de la surface du sol, le nombre de pas peuvent être pour lui des indices suffisants. Il ne faut pas que la personne qui dirige l'expérience et celle qui en est l'objet soient identiques comme dans l'épreuve fictive où l'opérateur cache lui-même dans un livre des billets ou des photographies et croit les découvrir ensuite avec son pendule ; des reminiscences inconscientes peuvent ici intervenir. Inutile de répéter que seuls les résultats qui dépassent la quote fournie par le calcul des probabilités doivent compter.

On comprend aisément que les tourneurs de baguette ne se prêtent que rarement à des expériences en règle, puisque toutes furent désastreuses pour eux.

Déjà en 1909, Pfüngst, celui qui avait pu déceler l'imposture inhérente à l'affaire du fameux cheval calculant, du « Klugen Hans », avait entrepris des expériences de contrôle. Il fit passer des sourciers sur des pièces de métal qu'il avait cachées ; ils réagissaient sans discernement. Si Pfüngst, qui les accompagnait, modifiait à dessein le rythme de sa respiration, la baguette tournait, mais non pas aux endroits justes.

Le résultat fut le même dans des expériences faites en série aux universités de Munich et de Francfort avec des courants électriques, de l'eau etc. Le psychologue Marbe fit passer des étudiants sur un filet d'eau présumé et sur des morceaux de minerais en partie cachés, en partie mis à découvert. Marbe résume ainsi les résultats : la baguette réagit juste si son porteur croit en elle et s'il sait où se trouve le corps à découvrir.

En 1920, l'Académie des Sciences avait nommé une « Commission de la baguette des sourciers » à laquelle appartenaient, entre autres, Berthelot, Armand Gauthier, Deslandres, de Launay, Leconte. En 1921, cette commission invita tous les radiesthésistes connus à se soumettre à des épreuves qui devaient avoir lieu dans la Forêt de Meudon. Trois seulement se présentèrent. On les fit passer sur des pièces métalliques cachées ; aucun n'obtint un résultat. Une seconde épreuve, à laquelle participèrent trois personnes aussi, eut lieu au Parc de Versailles. Il s'agissait de déceler des tuyaux de conduites d'eau ; encore ici il n'y eut que des échecs.

Récemment des expériences, qui, elles aussi, donnèrent des résultats négatifs, furent faites aux universités de Louvain et de Lyon. Celles de Lyon présentèrent même une note amusante. Un pendulier opérait sur dix prises d'urine qu'il croyait provenir de dix femmes, mais qui, en réalité, avaient été fournies toutes par un soldat. Voici son diagnostic : tuberculose (3 cas), cancer (3 cas), aucune affection (3 cas), inflammation de l'ovaire (1 cas).

Dans un article paru en 1934 dans la « Luxemburger Zeitung », j'avais proposé à tous nos radiesthésistes une expérience cruciale, même sous forme de pari, s'ils le désiraient. Je renouvelle ici ma proposition qui était celle-ci : On aménagerait un « filet » d'eau, une « veine », qui coulerait d'une manière intermittente. A cet effet, un tuyau serait enfoui dans le sol, à une profondeur de 1—2 m. Il pourrait être en terre cuite ; puisque la matière, qui sert à la fabrication des tuyaux de cette espèce, l'argile, se trouve partout dans le sol, elle ne pourrait pas causer une perturbation. A l'insu des sourciers, ce tuyau serait tantôt rempli d'eau et tantôt vidé, à des intervalles irréguliers. Les baguettisans et les penduliers passeraient avec leur instrument sur le tuyau un nombre de fois aussi grand que possible, et feraient connaître leurs résultats. Le contrôle serait fait par une commission à laquelle appartiendrait un psychologue. Comme d'après les données du calcul des probabilités, même celui qui miserait au hasard, devinerait juste dans 50% des cas, on considérerait comme réussite un résultat de 60 à 70% de cas positifs. Je reviserais alors mon jugement sur la radiesthésie. Tout comme je le ferais si jamais un pendulier disait dans plus de 60% des cas dans laquelle de mes deux mains je tiens une pièce de monnaie.

Occupons-nous encore de quelques objections qui sont toujours renouvelées.

Celui, dit-on, qui au début de notre siècle aurait prédit l'essor qu'a pris de nos jours la T. S. F., aurait passé pour un fou. N'est-ce pas là le cas de la radiesthésie ? Je concède volontiers qu'un pareil argument peut avoir une action suggestive aussi longtemps qu'on n'aura pas soumis à un examen rigoureux les phénomènes radiesthésiques. D'ailleurs, seul un profane aurait jugé de la sorte, il y a trente ans, et non pas un physicien ; par contre, en radiesthésie le profane trouve tout naturel ce que le physicien considère comme impossible.

Ce qui donne à réfléchir, dit-on encore, c'est que des savants éminents comme les professeurs Richet, d'Arsonval et Branly de Paris, le professeur de chirurgie Bier de Berlin, le géologue suisse Heim et d'autres sont ou des partisans enthousiastes de la baguette ou, du moins, ne condamnent pas sa pratique. A cela on peut répondre qu'une épreuve péremptoire émanant d'une autorité scientifique n'est pas une véritable preuve et que, d'autre part, un savant peut avoir un don génial de combinaison et d'intuition, mais faire preuve en même temps d'un sens critique peu développé. Or, c'est surtout ce dernier point qui compte ici. Et tout en admirant pour ses admirables travaux dans le domaine de la médecine le distingué ancien professeur de physiologie Richet, porteur du prix Nobel, il est permis de penser que dans maintes opinions émises par lui au cours des dernières années il ne fait pas preuve de sens critique.

Une autre circonstance conduit des personnes par ailleurs sceptiques à penser que les faits cités au sujet de la baguette ne sont pas dénués de toute objectivité. Il arrive qu'un sourcier demande à une personne fortuitement présente de saisir aussi solidement que possible l'une des branches de la fourche alors qu'il tient l'autre entre 2 ou 3 doigts. La personne qui se prête à l'expérience n'arrive pas à empêcher la baguette de tourner. Il semble donc que quelque agent mystérieux agit directement sur la baguette par l'intermédiaire du radiesthésiste. En réalité, il y a ici un simple effet de levier qui n'est pas évident à première vue, mais qui devient apparent dans l'expérience que voici : La personne a beau tenir aussi solidement que possible l'une des branches, le sourcier, qui tient l'autre entre deux ou trois doigts, arrive facilement à lui arracher la baguette,

Voici une dernière objection qui est souvent faite. Il y a, dit-on, des cas de réussite manifeste où la probité notoire de l'opérateur exclut tout soupçon de duperie. Or, on sait que déjà dans la vie ordinaire il n'y a pas lieu d'attacher trop de valeur à la bonne foi ; dans un examen scientifique objectif ce facteur ne doit pas être pris en considération. Nous ne voulons pas être aussi sévères que Voltaire qui écrivait : « On trouve les sources au moyen d'une baguette de coudrier, qui ne manque pas de forcer la main à un imbécile qui la serre trop fort, mais qui tourne aisément dans celle d'un fripon ». Au contraire, nous voulons bien admettre que parmi les baguettisants tous les amateurs sont de bonne foi et même que tous les professionnels ne trichent pas toujours. Pourtant, la tentation de le faire peut être très grande.

Maltzahn lui-même, qui, comme il a été dit, est un professionnel, mentionne dans son livre qu'un de ses concurrents avait gagné en une année 30.000 marks or.

Il ne faut pas, en effet, perdre de vue que le tourneur de baguette n'est pas toujours expert seulement, mais peut aussi être l'associé du puisatier qui entrera en scène après lui. Si tel est le cas, il est bien naturel qu'il décelera toujours un filet d'eau dans la propriété de celui qui le consulte. Et pour que celui-ci ne soit pas rebuté par des frais trop grands, il situera le filet généralement à une profondeur approximative de 20 m.

Et comme les baguettisants ne sont pas simplement des romantiques comme les chasseurs de taupes ou comme ceux qui passent leur temps à cueillir des simples, la baguette et le pendule continueront à tourner et à osciller maintes années encore.

Je résume :

1°) La baguette et le pendule se meuvent chez n'importe qui, quand et où il le voudra et même malgré lui, mais alors pour des raisons qu'il est facile de deviner.

2°) La géologie nous apprend que partout le sous-sol est imbibé d'eau ; elle ne connaît pour ainsi dire pas les « filets » d'eau.

3°) On ne connaît, en physique, pour aucun des domaines de la radiesthésie, une forme d'énergie qui puisse intervenir ; il est peu probable qu'il existe une telle forme.

4°) L'examen psychologique et physiologique de la question conduit à une réduction à l'absurde en règle.

5°) Aucun des cas étonnants connus jusqu'à ce jour n'a été certifié ; aucun de ceux qui ont été certifiés ne présente un caractère extraordinaire.

Pour modifier notre jugement nous demandons très peu : des résultats dépassant de peu seulement les pourcentages fournis par le calcul des probabilités.

La radiesthésie n'est pas un problème en vertu du principe si évident mais souvent négligé : Ce que l'on peut expliquer par des causes connues, il ne faut pas vouloir l'expliquer par des causes inconnues. »

IV. LES GLISSEMENTS ET LES EBOULEMENTS DES TERRAINS.

Du point de vue de la géologie générale les glissements et les éboulements sont des agents de transport en masse.

Les agents d'érosion et de transport les plus actifs sous notre climat sont les rivières. Ce sont elles qui érodent les berges et le fond de leur lit et qui transportent des cailloux, des sables, des vases, des matières en solution finalement jusque dans les mers. Mais le courant d'eau qui forme la rivière n'agit par lui-même que suivant l'étroite bande de terrain formée par la vallée. Il faut donc des agents dont le rôle est de placer les fragments de roches le long des pentes vers le fond des vallées où les rivières en prennent charge. Ainsi, tandis que les rivières ne travaillent que suivant le trajet linéaire, l'action des agents de transport en masse s'étend sur de larges surfaces.

L'élément essentiel qui détermine l'action des transports en masse est la pente du sol ; cette action emprunte donc son énergie à la pesanteur. Mais la pesanteur seule ne peut agir que sur des pentes supérieures au talus naturel des roches. Sur des pentes plus faibles la pesanteur n'agit que si elle est aidée par les eaux s'infiltrant dans les terrains. Plus la pente est faible, plus la quantité d'eau nécessaire pour compléter l'action de la pesanteur doit être considérable et concentrée.

La pesanteur agissant seule, détermine la formation d'éboulements et forme des cônes d'éboulis au pied des versants. Agissant de concert avec de l'eau d'infiltration, elle produit des glissements du terrain et la solifluction. Cette concentration de l'eau infiltrée se fait sur une couche imperméable et l'intercalation d'une telle couche favorise le transport en masse suivant des pentes très faibles.

A côté des éboulements et des glissements un autre phénomène contribue encore au façonnement des terrains qui échappent à l'action directe des rivières. C'est le ruissellement c.à.d. l'action de l'eau de pluie et de la fonte de la neige qui ruisselle sur les terrains en pente. Une partie de l'eau qui tombe à la surface d'un sol en pente se réunit en minces filets qui emportent les fines particules de terre arable qu'ils entraînent vers les rivières. Mais cette action se présente sous un autre aspect et joue un rôle tout autre dans la géologie appliquée que l'action des éboulements et des glissements et nous nous en occuperons dans un autre chapitre.

En général des éboulements se produisent dans les roches compactes sous l'action de la pesanteur. Ils ne sont fréquents que dans des régions montagneuses ou sur les versants des vallées très encaissées.

Sur les pentes abruptes, les agents atmosphériques détruisent la cohérence des roches, des fragments et des blocs cèdent finalement à la pesanteur, dégringolent le long des pentes et s'entassent au pied des versants pour former les cônes d'éboulis. (Fig. N° 45.)

Cette action d'éroulement est accélérée par l'existence de crevasses ou de diaclases ou si la texture de la roche est disloquée par des mouvements tectoniques. L'effondrement peut surtout se faire en gros blocs par suite de l'érosion qui sape la base de la roche.

Certains éboulements résultent de glissements suivant les surfaces de stratification ou les surfaces de dislocations de diaclases inclinées vers la vallée. Ces surfaces présentent d'ailleurs quelquefois une

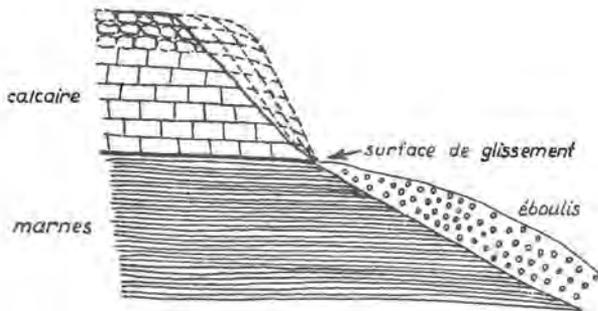


Fig. N° 45. — Cône d'éboulis.

couche lubrifiante d'argile remplissant les failles et crevasses ou intercalée entre deux couches compactes et non argileuses. L'effet lubrifiant de cette argile est ordinairement renforcée par l'action de l'eau d'infiltration. Dans ces cas la pesanteur est aidée par l'action de l'eau et il se produit des phénomènes intermédiaires entre l'éboulement et le glissement.

Les cônes d'éboulis se forment ordinairement dans des couloirs et dans des ravins qui se dessinent suivant la pente des versants et qui concentrent les débris et les blocs dans leur chute. Au pied de la roche ces cônes d'éboulis peuvent se toucher et former un talus continu.

Comme ces éboulis renferment ordinairement des fragments anguleux ils présentent le plus souvent un talus naturel assez fort qui augmente légèrement vers le haut, mais l'ensemble des fragments glisse lentement vers le bas au fur et à mesure que les fragments anguleux se désagrègent et que se forment des éléments plus fins. Cette instabilité des cônes et des talus d'éboulis est à prendre en considération quand on y veut construire des travaux d'art.

Dans notre pays les éboulements s'observent dans les schistes et grès dévoniens, dans le calcaire coquillier, dans le Dogger inférieur et moyen du Bassin minier et le plus fréquemment dans le Grès de Luxembourg.

Dans les couches de schiste et de grès quartzeux dévoniens, dressées en plis très serrés, l'éboulement se fait le plus souvent sur les plans des diaclases penchés vers la vallée, comme on l'observe p. ex. en ce moment dans la vallée de l'Our au bord de la route en aval d'Untereisenbach.

Le calcaire coquillier, les calcaires du Dogger, le Grès de Luxembourg reposent sur des couches de marnes imperméables et peu résistantes. Au contact de ces roches de dureté et d'imperméabilité différentielles s'amorcent des éboulements très fréquents. Dès que l'érosion a sapé les marnes au pied des rochers abrupts ou quand l'eau d'infiltration a créé une surface lisse et lubrifiante, des parties de rochers en déséquilibre se détachent le long des nombreuses diaclases et s'écroulent.

Par l'érosion de la base des roches compactes et par suite de la poussée dans le vide, il peut se former des crevasses parallèles à la



Fig. N° 46. — Glissement de paquets de roches formant des escaliers dans le relief des pentes.

direction de la vallée, le long desquelles des paquets de rochers glissent plus bas et forment des escaliers dans le relief des versants. (Voir Fig. N° 46.)

Ces phénomènes, surtout fréquents sur les versants abrupts des vallées encaissées dans le Grès de Luxembourg, créent l'aspect si caractéristique et si pittoresque d'une grande partie du Gutland.

Le « fauchage » ou le « balancement superficiel des roches (Hakenwerfen).

Quand les couches sont dressées et que leur direction est parallèle à la direction de la vallée, les têtes des bancs, affleurant dans un versant abrupt et disjointes par altération, s'incurvent vers la pente, quelquefois pour devenir parallèles à celle-ci. (Fig. N° 47.) Cette partie superficielle plus ou moins désagrégée peut même se déplacer très lentement vers le fond de la vallée. Parfois même il peut se produire une rupture sur la surface de fléchissement et le versant peut glisser.

Ce phénomène, désigné du nom de « fauchage » ou de « balancement superficiel des roches », s'observe fréquemment sur les versants des vallées de l'Oesling. Il démontre qu'il faut choisir dans les pentes raides de l'Oesling avec beaucoup de discernement les endroits pour faire des mesures aux fins de fixer la direction et le pendage des couches.

Mais aussi les couches horizontales peuvent prendre aux affleurements, par la poussée dans le vide, un plogement anormal, parallèle aux versants. Ce phénomène est surtout accentué dans les versants raides.

Il faut donc se méfier des versants raides qui peuvent sembler très stables au premier abord, car le balancement peut intéresser quelquefois une épaisseur de terrain considérable, allant jusqu'à 30 m, comptée normalement sur la pente du versant ; dans l'Oesling elle reste ordinairement dans les limites de 7 à 10 m.

Il faut penser à ce phénomène quand on ouvre p. ex. une carrière dans un versant formé par le calcaire coquillier ou par le Grès de Luxembourg. Au premier abord il semble que les couches plongent faiblement dans le sens de la pente du versant, ce qui facilite l'explo-



Fig. N° 47. — Le « fauchage ». — (Hakenwerfen).

tation des couches. Mais après un certain avancement des travaux vers l'intérieur du plateau on s'aperçoit que les couches plongent faiblement dans un sens opposé ce qui cause un abattage et un maniement de la roche plus difficile.

Le phénomène de balancement peut provoquer de graves difficultés dans le cas d'un tunnel à flanc de vallée pour alimenter une usine hydroélectrique. S'il y a balancement il faut placer le tunnel plus profondément que la surface de fléchissement. Pour la même raison il est contre-indiqué d'appuyer le mur de barrage contre un versant où les couches dressées sont parallèles à la vallée.

Les glissements.

Les glissements s'opèrent sur des versants essentiellement par l'infiltration des eaux atmosphériques. Cette infiltration permet en général au glissement de se faire suivant des pentes bien inférieures au talus naturel. Quelques degrés de pente suffisent déjà s'il s'agit de masses argileuses ou de masses à substratum argileux, du fait des propriétés de l'argile humide.

Les versants instables sont en général de trois catégories :

- 1°) revêtement d'un substratum rocheux par un manteau de débris,
- 2°) roches meubles comme des graviers, des sables, des limons ou des argiles,
- 3°) roche compacte avec intercalation d'une couche lubrifiante.

La première catégorie comprend les matériaux argilo-sableux provenant de l'altération superficielle, parfois fort épais, étalés sur les pentes. La deuxième catégorie comprend les parties superficielles des couches meubles argilo-gréseuses. La troisième catégorie concerne des roches cohérentes, schiste, calcaire, grès reposant sur une couche argileuse.

On peut encore distinguer d'après la vitesse et la forme topographique produite deux variétés de mouvement du terrain : les glissements proprement dits et la solifluction ou le « creep ».

Les glissements se produisent à une vitesse parfois suffisamment grande pour pouvoir être perçue et causent des changements caractéristiques dans la forme du relief. C'est un phénomène localisé.

La solifluction ou le « creep » est un phénomène plutôt général, extrêmement lent et qui, dans nos régions apparaissent après une période d'activité assez longue.

Le rôle des argiles dans les glissements.

Ce sont les argiles qui jouent par leurs propriétés plastiques un rôle prépondérant dans les glissements. Il existe plusieurs espèces d'argiles assez mal définies. En général, ce sont des silicates d'alumine hydratés provenant de l'altération des divers minéraux alumineux. La proportion de silice, alumine, eau est variable et les impuretés diverses sont très fréquentes. Comme elles fixent énergiquement les colorants, elles sont souvent fortement colorées et présentent des teintes variées. Elles jouissent de la propriété d'absorber l'eau par des actions de surface, dues à la petitesse des particules et de devenir fluides et plaastiques. La plasticité qui est si caractéristique pour les argiles provient donc de la petitesse extrême des grains sur lesquels l'eau s'est fixée énergiquement ; la substance se trouve ainsi dans un état analogue à celui d'un gel colloïdal et en possède la plasticité.

Dans une suspension aqueuse colloïdale chaque particule solide s'enveloppe d'une couche de liquide qui est énergiquement fixée à la surface et acquiert une viscosité considérable. Quand les particules se rapprochent suffisamment, par exemple par gravité dans la sédimentation, les enveloppes liquides viennent en contact et peuvent se fixer par attraction : c'est la coagulation de la suspension. On sait que la coagulation plus ou moins avancée des suspensions colloïdales dépend des électrolytes présents en solution.

Or, les expériences montrent d'une façon frappante l'influence des électrolytes dissous dans l'eau alcaline sur le degré d'imperméabilité des sédiments argileux. On a pu démontrer que certains sédiments argileux plastiques pratiquement imperméables à l'eau de pluie sont perméables à une eau séléniteuse. C'est ainsi que les argiles et les marnes peuvent être imperméables à l'eau de pluie, mais très perméables aux eaux de source dont la minéralisation s'oppose au gonflement de l'argile et produit sa défloculation. On sait par l'expérience que la présence de gypse favorise le glissement des formations argileuses, car les eaux gypseuses (séléniteuses) peuvent devenir notablement alcalines par réductions chimiques et ces eaux alcalines « défloclent » l'argile.

Les autres dépôts meubles, à particules plus grosses, sont ceux où les particules se déposent en contact direct dans la sédimentation. Ils forment les « sols de friction » tandis que les dépôts argileux forment les « sols de cohésion ». La démarcation des deux catégories correspond à peu près au calibrage de 0,01 mm. A cause de leur mode d'arrangement des particules qui se touchent, les « sols de friction » ne subissent guère de modification, soit spontanément, soit sous le poids de surcharges. Dans cette catégorie rangent les graviers et les sables qu'on désigne du nom de terrains « conservateurs ».

Au contraire les sols de cohésion sont susceptibles de modifications très prononcées. Les effets pratiques les plus notables de ces qualités des terrains argileux sont : le gonflement et le retrait de terrain, les glissements sur les pentes et les déformations par tassement.

Gonflement et retrait des « sols de cohésion ». (bindige Böden.)

Les sols de cohésion sont constitués par des particules plus dures et plus grossières réparties dans une masse à l'état de grains d'une extrême finesse. La plasticité d'un sol de cohésion est en relation avec la teneur de cette masse de particules microscopiques.

On croyait autrefois que la plasticité d'un sol c.-à-d. sa propriété de faire pâte avec l'eau, dépendait de sa teneur en alumine et en silice. Mais d'après les travaux récents cette propriété dépendrait uniquement de la structure physique des divers constituants de l'argile et de la présence de silice colloïdale et de quartz à l'état de grains d'une extrême finesse. En somme on peut admettre qu'une argile est constituée par d'innombrables particules microscopiques, ne dépassant pas 0,001 mm séparées par des lamelles d'eau et que la cohésion de l'ensemble dépend de la tension capillaire des filets liquides.

Un sédiment argileux déposé au fond de l'eau se trouve dans un état où les particules sont séparées par des intervalles microscopiques occupés par l'eau fixée. La quantité d'eau fixée peut varier de 30 à 60% en volume.

Après leur émergence les couches supérieures de l'argile perdent leur eau par évaporation. L'argile se rétrécit et elle montre le phénomène de fissures et crevasses par retrait. Une argile sèche a une cohérence beaucoup plus grande à cause du resserrement des pores et la différence est d'autant plus grande que l'argile est plus fine. Si de l'eau est versée sur de l'argile sèche, elle est absorbée vivement et se substitue à l'air qui remplit les pores de l'argile qui se gonfle. Le phénomène se fait parfois avec une certaine violence et disloque la matière ; mais au lieu d'un ramollissement uniforme, on constate un état hétérogène de l'argile avec des parties plus ou moins dures. L'argile retrouve sa plasticité, mais elle peut être plus instable à cause de ses dislocations intimes. L'alternance du gonflement et de l'assèchement d'un sol argileux compromettent donc la solidité des édifices y construits.

Tassement du sol.

Le tassement du sol argileux correspond à une expulsion de l'eau. Il est d'autant plus prononcé que l'eau est plus abondante et qu'elle peut s'échapper plus facilement. Les intercalations sableuses peuvent faciliter l'expulsion de l'eau.

Un terrain argileux surchargé reflue latéralement ; il se forme donc des rides ou des plissements du sol à une certaine distance du sol surchargé. La stabilité de fondations à plusieurs dizaines de mètres de distance peut en être affectée.

Le tassement peut aussi provoquer des fissures dans lesquelles les eaux peuvent pénétrer, rendant la masse fluente en profondeur.

D'autres effets de tassement peuvent provenir de couches hétérogènes avec des graviers consistants reposant sur des argiles molles. Si la charge est trop forte il peut y avoir rupture de la couche consistante avec bouleversement du terrain et refoulement des parties rigides dans l'argile.

Les formes et les éléments caractéristiques des glissements.

Sur les versants argileux, les parties glissées ont une forme caractéristique. Dans la partie supérieure du versant on observe des surfaces d'arrachement à pente plus forte et dépourvue de terre arable et de végétation. En aval, la majeure partie du terrain glissé se renfle ordinairement dans des loupes de glissement qui sont des zones ovales déprimées à l'amont et bombées à l'aval. Mais à cause de la hétérogénéité du terrain cette loupe peut présenter des surfaces ondulées et des paquets de terrain crevassé, les boursoufflures. (Fig. N° 48.)

La masse glissée présente une forme déprimée en amont, gonflée en aval. En amont le sol s'est déplacé sur une certaine étendue dans

son ensemble. La limite supérieure est marquée par une surface d'arrachement très raide, très visible sur une hauteur de quelques mètres et le sol végétal s'est abaissé d'autant. Cette surface d'arrachement raide qui est aussi la surface de glissement principal, s'incurve rapidement et devient en profondeur presque parallèle à la surface du sol. Latéralement la masse glissée est séparée de la masse restée en place par des crevasses quasi rectilignes.

Tant que le déplacement reste faible, les bouleversements superficiels peuvent rester peu prononcés. Mais dès que les déplacements prennent plus d'importance la surface forme une série de soulèvements et de dépressions, souvent occupées par des petits étangs. Les crevasses, prenant plus d'importance, peuvent aboutir à un bouleversement complet du terrain, mais ordinairement la masse reste à peu près cohérente jusqu'à l'aval du glissement.

Les différents éléments d'un glissement peuvent d'ailleurs se combiner de façon complexe. On observe p. ex. des parties séparées par des crevasses longitudinales avec des déplacements différentiels et les surfaces initiales seront élevées à des niveaux différents pour ces différentes parties. D'un plan de glissement principal peuvent partir des plans secondaires sur lesquels se font des mouvements indépendants par rapport à la masse générale en mouvement. D'ailleurs les crevasses s'effacent assez vite par le tassement naturel du sol et le glissement en terre meuble ne se décèle alors que par les formes topographiques ondulées caractéristiques. Généralement le glissement se renouvelle périodiquement, ici ou là, sur un versant donné. La surface apparaît alors parsemée de loupes de glissement, chacune représentant un glissement élémentaire.

Lorsqu'un glissement se produit dans un complexe de roches compactes alternant avec des argiles, les caractères du glissement sont naturellement très variables. Le glissement peut alors dégénérer en éboulement si les roches compactes prédominent ; si elles sont moins abondantes, elles sont simplement entraînées avec l'argile.

Le nombre des cas particuliers est tel qu'il n'est pas possible de donner du phénomène une description générale. On peut seulement dire que la facilité avec laquelle un glissement se produira dans un complexe d'argile et d'autres roches compactes dépend avant tout de la direction du pendage des couches par rapport à la pente. Les cas d'un pendage conforme à la pente et plus faible que celle-ci sont les plus dangereux.

Sous le point de vue de la géologie appliquée on peut distinguer des glissements dans un terrain imperméable et semi-perméable.

Pratiquement l'argile est considérée comme un corps imperméable par excellence qui arrête la descente de l'eau vers la profondeur et qui détermine ainsi les niveaux aquifères lorsqu'elle forme la base d'une roche perméable et qui achemine les sources.

Le sol imperméable dans le sens pratique renferme une telle quantité de fines particules argileuses que les gros fragments mé-

langés au sol ne se touchent plus. Dans un tel sol, pendant les périodes de sécheresse quand l'évaporation est très prononcée, la partie supérieure se dessèche parce que l'eau de la partie plus profonde monte trop lentement pour remplacer l'eau évaporée. A la surface il y a diminution de volume par resserrement qui y provoque des fissures et crevasses de retrait.

Les eaux de pluie s'enfoncent dans ces crevasses et pénètrent, sous la pression hydrostatique, dans les fissures même les plus petites et les plus ramifiées du sol desséché ; de telle façon le sol s'amollit, devient plastique et fluent et peut donner lieu à des glissements.

Dans cette catégorie de sols nous rangeons les schistes argileux noirs et les argiles rouges du Rhétien, les marnes au-dessous du Grès de Luxembourg, les argiles résiduelles des marnes du Lias moyen et supérieur, et les marnes micacées au toit de la formation ferrifère oolithique.

Dans les sols semi-perméables la fraction de sable et de gros grains de roche dure non gonflants prédomine de telle façon que les gros éléments se touchent, tandis que les interstices sont remplis



Fig. N° 48. — Forme d'un sol en glissement. S, S' = surface d'arrachement. La ligne en tireté donne la forme du versant avant le glissement.

de particules argileuses extrêmement fines. A cause de cet arrangement les particules colloïdales peuvent perdre leur eau d'adhésion et d'imbibition sans que la forme de la roche change et que des crevasses se produisent. Mais comme la cohésion de l'ensemble de ces sols dépend de la tension capillaire des filets liquides séparant les grains extrêmement petits, ce sol devient pulvérulent et meuble pendant les périodes de sécheresse.

Par dessèchement ces sols sont devenus très perméables ; les pluies d'automne y pénètrent presque instantanément et ces sols meubles peuvent boire l'eau comme une éponge. Sous la pression hydrostatique les particules s'écartent l'une de l'autre, la consistance se réduit presque à zéro. Les particules argileuses gonflent et deviennent lubrifiantes, des glissements et des tassements peuvent se produire, mais le danger est moins prononcé que dans les terrains nettement imperméables.

Un cas spécial des sols imperméables présentent dans notre pays les marnes schisteuses du Lias supérieur, notamment la partie supérieure des couches à *Hildoceras bifrons*, les couches à *Coeloceras cras-*

sum, à *Astarte Voltzi* et à *Harpoceras fallaciosum*, constituées par des alternances innombrables de minces passes (de 3 à 4 mm) de marnes schisteuses foncées et de sable à grains fins gris clair.

A l'égard du mouvement vertical de l'eau ces couches sont imperméables, mais elles sont perméables de par la présence de couches de sables, dans la direction horizontale. Mais comme les marnes renferment souvent de minces lamelles de gypse, l'eau de pluie devient alcaline et elle pénètre aussi par les passes argileuses, de sorte que ces terrains exigent des précautions quand ils sont utilisés comme terrains de fondation. Quand ces couches sont encore faiblement inclinées dans le sens d'un versant, le terrain exige des travaux de fondations très soignés si l'on veut éviter des dommages sérieux.

Les effets du retrait du sol argileux.

D'une façon générale le retrait du sol argileux par suite de dessèchement, a une importance incontestable quant à la solidité des immeubles. Nous avons analysé en 1950 un cas typique qui se présentait pour deux immeubles à Esch/Alzette. (Voir p. 178) E. Ostendorff, dans une étude : « Schrumpfung und Rutschungen in bindig-quellbaren Böden » parue dans le volume 103, année 1951, du périodique. « Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft » appuie notre point de vue et analyse plusieurs cas de dommages causés à des maisons par le retrait du sol argileux. Aussi bien dans les cas d'Esch/Alzette comme dans ceux cités par cet auteur, les maisons avaient des fondations peu profondes, de 1,80 m au maximum. Les bâtiments avoisinants et même des parties des maisons endommagées qui sont fondées dans la partie plus profonde du terrain ne subissant plus les effets du dessèchement, sont restées indemnes. La majorité des cas a été constatée après les périodes très sèches de 1921 et 1947.

La meilleure protection contre tous ces dommages dans les sols argileux est donnée par des fondations plantées dans une profondeur dans laquelle le sol n'est plus exposé au dessèchement et au retrait, ce qui arrive dans nos régions pratiquement dans une profondeur de 2 m au-dessous de la surface naturelle du terrain.

A la même cause du retrait suivi de fortes imbibitions du sol argileux on peut ramener les bombements et évasements si fréquents et souvent suivis d'écroulement des murs de soutènement de nos jardins en terrasses et de nos routes en tranchées. (Fig. N° 49.) Le sol imperméable ou semi-perméable derrière ces murs se rétrécit en été de sorte que la poussière et la terre fine s'amoncellent dans les fissures de retrait. Dans la saison des pluies ces matériaux argileux subissent par l'imbibition de l'eau un gonflement auquel s'ajoutent encore souvent des mouvements minuscules de glissement surtout si les couches ont une pente, même très faible, dans le sens du versant, de sorte que c'est le mur qui doit céder d'abord par un évasement et par répétition de ce

phénomène, par un écroulement. Si cela peut se faire on donne au mur de soutènement une position inclinée vers le versant de sorte qu'il suit le mouvement du sol et que des espaces libres entre le mur et le terrain ne peuvent se former. Un mur en maçonnerie sèche est à préférer parce que cette construction permet un écoulement libre de l'eau qui circule dans le terrain derrière le mur.

E. Ostendorff (loc. cit.) souligne le fait que ces dérangements dans les sols semi-perméables se produisent presque exclusivement dans des terrains dénudés, fait qu'on peut confirmer par des observations dans notre pays. Après le dessèchement estival ces sols dénudés sont très perméables ; les pluies d'automne souvent violentes y entrent presque instantanément, ce qui provoque une augmentation de volume, tandis que la couverture créée par la forêt ralentit l'imbibition.

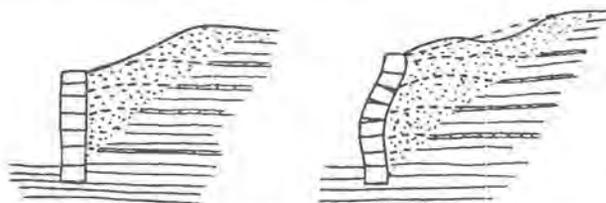


Fig. N^o 49.

Evasement et bombement de murs de soutènement.

Mesures de protection et remèdes contre les glissements.

Les causes des glissements sont des périodes de pluies excessives ou des dérangements artificiels d'un équilibre établi dans un terrain. Dans des travaux d'art tels que routes, lignes de chemins de fer, canaux, digues ou barrages on doit faire des entailles ou creuser des excavations. Si l'on crée ainsi des pentes supérieures au talus naturel ou qu'on met à nu une couche qui devient lubrifiante par imbibition avec l'eau, le danger d'éboulement en roche dure, de glissement en terrain meuble ou dans le manteau superficiel de débris existe.

Dans tous les sols tendant vers le glissement c'est dans les versants que la forêt est à conserver et à replanter quand elle a été détruite, car la forêt, par les racines des arbres et des arbustes et la couverture de feuilles mortes, de mousse et de bruyère est la meilleure protection parce qu'elle ralentit et règle l'imbibition du sol par les précipitations atmosphériques.

A maintes reprises on a constaté que les glissements se produisant dans un versant déboisé s'arrêtent nettement à la limite de la forêt.

Les constructions d'art de toute espèce sont à éviter dans ces versants. Si cela n'est pas possible pour les routes, chemins de fer, canaux de dérive, conduites d'eau et de gaz, il faut traverser ces terrains par le tracé le plus direct c.-à-d. dans le sens de la pente du

versant et en évitant, autant que possible, tout changement dans la topographie établie par la nature qui représente un équilibre entre la pente et la consistance du sol. Il est à mentionner que les anciennes routes romaines de notre pays ont été tracées d'après cette règle pratique, tandis que les constructeurs de routes modernes suivent docilement le versant pour rester sur de longues distances dans les terrains glissants. Un exemple frappant est, entre autres, la route de Bous à Dalheim. Elle suit le versant du ruisseau qui descend de Dalheim vers Bous. Le ruisseau a entamé le pied du versant formé par du Keuper à marnolites et des couches du Rhétien. Le Keuper et les argiles rouges du Rhétien forment un ébouli continu qui se défonce sous le poids de la route, de sorte que la route est dans un stade de réparation sans fin. La route romaine qui reliait ces localités existant déjà du temps des Romains, évite ce tracé dans un versant en déséquilibre; elle traverse le versant par une montée directe et reste sur le plateau dans un terrain solide. Pour éviter tous ces travaux de réparation sans résultat définitif, il n'y a qu'un moyen : suivre le tracé de l'ancienne route romaine.

Les conduites d'eau traverseront de tels versants autant que possible dans la direction de la pente, autrement elles sont exposées à des tensions qui provoqueront presque infailliblement l'endommagement des tuyaux par cassure.

Des creux artificiels, des étangs, des dépressions accumulant l'eau peuvent avoir dans les versants d'un terrain semiperméable des conséquences fatales. E. Ostendorff (loc. cit.) cite comme exemple le cas d'une fosse ouverte dans un versant de terrain semi-perméable pour la fondation d'une grande école, dont la construction restait en suspens à cause de la guerre. La vaste fosse se remplissait peu à peu par des décombres et des débris de roche meuble, tandis que la terre retirée de l'excavation s'amoncelait au bord de la fosse. L'eau de pluie imbibait toute cette terre meuble et s'amassait dans la fosse pour amolir le versant et provoquer dans la suite un glissement qui endommageait une maison au pied du versant de telle façon qu'elle s'écroulait.

Pour ces raisons toutes les inégalités dans la topographie du versant accumulant l'eau doivent disparaître et toute la surface est à drainer pour accélérer l'écoulement de l'eau superficielle.

En résumé on peut dire que les meilleurs remèdes contre les glissements sont le drainage et le boisement ; mais il faut faire usage de ces remèdes avant que le glissement se produise. Si la surface d'arrachement s'est formée, si les loupes de glissement se sont formées, le drainage ne sert ordinairement qu'à peu de chose à moins qu'on n'arrive à placer le drain assez profond pour assécher le plan de glissement. On peut donc poser comme règle fondamentale que tous les travaux de fondations et tous les travaux d'art demandent le cas échéant au préalable un assèchement du sol par drainage.

Pour stabiliser un terrain en mouvement, il n'y a pas de remède général. Chaque cas a ses particularités qu'il est souvent assez diffi-

cile de déceler, mais qu'il faut chercher à établir avant d'envisager un moyen qui pourrait arrêter les masses en déséquilibre. Pour le tracé d'une route, d'un canal, d'une ligne de chemin de fer, d'un terrain de rondatiions il est indiqué de demander plutôt au préalable l'avis d'un géologue expérimenté que de demander un remède à la géologie quand le glissement se produit.

Résumé : Dans notre aire de sédimentation les glissements les plus importants s'effectuent dans les marnes gypsifères du Muschelkalk moyen et du Keuper ainsi que dans les argiles rouges du Rhétien. Comme les marnes du Muschelkalk forment la base du calcaire coquillier d'une soixantaine de mètres de puissance et que les marnes rouges sont recouvertes par le Grès de Luxembourg d'une puissance de 80 à 100 m, ces glissements dégènèrent souvent en éboulements. Les glissements plus localisés dans les marnes schisteuses du Jurassique sont moins prononcés et les accidents qu'ils provoquent consistent dans la dislocation des bâtiments situés dans les masses glissantes tandis que les glissements dans le Keuper et dans le Muschelkalk moyen affectent en plusieurs endroits sérieusement des parties de nos grandes routes. Sauf quelques cas de dimensions très restreintes on n'est pas encore arrivé à arrêter définitivement le sol en mouvement. En trois endroits, en amont de Bous, de Wellenstein et de Remerschen, les routes réclament des réparations périodiques coûteuses. La situation s'y présente dans les conditions presque identiques. Les parties en mouvement comprennent le Rhétien et le sommet du Keuper à marnolites. Le Keuper à marnolites forme une masse disloquée, incohérente, qui est sapée par une profonde encoche à parois assez raides faite par les eaux de ruissellement qui ont creusé des ravins, de façon que la route est logée en ces endroits dans un terrain instable. Un glissement important, très récent, à Mœstroff (Diekirch), situé dans le Muschelkalk moyen a fait l'objet d'une étude détaillée, que nous résumons ici.

Les mouvements de terrain à Mœstroff (Diekirch).

Depuis le printemps de 1951 on observe à Mœstroff, au flanc gauche de la vallée de la Sûre, en face du moulin Zettinger, un déplacement en masse, le long d'une ou de plusieurs surfaces d'arrachement, de roches fragmentées et de roches cohérentes. Ces masses en mouvement menacent la route et les immeubles Zettinger situés au pied de ce versant de la vallée.

Dans ce transport en masses nous pouvons distinguer plusieurs phénomènes se succédant dans le temps et dans l'espace et qui ont été déclenchés soit par une prédisposition inhérente au terrain en mouvement, soit par les actions des forces de la nature qui ont dérangé un équilibre établi. Il est encore à envisager si cette prédisposition du terrain n'a pas été accentuée dans ses effets par l'action de l'homme.

Le terrain forme le versant gauche de la vallée de la Sûre. Il s'élève à une altitude de 80 m au-dessus du fond de la vallée. La pente est abrupte dans la partie supérieure, beaucoup plus modérée, mais d'un relief irrégulier dans la partie inférieure. Des arbres à tronc coudé et les boursoufflures molles du versant décèlent dans cette partie un déplacement de descente lent mais continu. La partie raide du versant est boisée, tandis que l'autre partie est occupée par un pâturage.

Vers le haut, le versant est coupé par un plateau assez étendu qui descend en pente douce vers les maisons de Kapendahl. Une couverture de cailloutis quartzeux et de sable, dépôt de la Sûre au quaternaire, s'étend sur une partie du plateau. Cette couverture très perméable favorise l'imbibition du sol par les précipitations atmosphériques.

Le versant est constitué de haut en bas par les terrains suivants, figurés sur la planche annexée N° I.

1°) Calcaire coquillier (Hauptmuschelkalk). C'est un calcaire dolomitique, très résistant, qui se débite le long de nombreux joints verticaux qui s'élargissent au voisinage de la surface en crevasses béantes. La puissance de l'assise est de 40 m. C'est une roche compacte ; mais comme l'eau d'imbibition peut circuler dans les nombreuses crevasses, le calcaire renferme une nappe aquifère en réseau. La pente naturelle des versants de cette roche compacte et homogène peut varier de 60° jusqu'à la verticale.

2°) Marnes gypsifères (Muschelkalk moyen). Le calcaire repose sur des marnes schisteuses, rubanées par une coloration bariolée : grise, rougeâtre, violacée et brunâtre. Les marnes forment un barrage à la descente de l'eau circulant dans les calcaires superposés. Au contact de ces deux roches de perméabilités différentes se crée une zone d'imbibition qui favorise la désagrégation différentielle et l'éboulement du calcaire reposant sur une base peu résistante. L'assise de marnes renferme dans sa partie supérieure, sous le calcaire, des amas de gypse exploitables, déposés en forme de lentilles. La pente naturelle de ces marnes est de 30°, mais comme il y a intercalation de minces bancs de grès cette valeur peut augmenter jusqu'à 40°. La puissance des marnes est de 50 m. Leur base se trouve près du moulin Zettinger, au-dessus du niveau de la Sûre.

3°) Grès coquillier (Muschelsandstein). Les marnes reposent sur un grès dolomitique, résistant, d'une puissance de 20 m. Comme le toit du grès est situé, dans la région qui nous occupe, au-dessous du niveau de la vallée, aucun déplacement par la descente le long d'une pente n'est possible.

Les couches qui constituent la région marginale entre l'Oesling et le Gutland (et la vallée de la Sûre entre Ettelbruck et Reisdorf est comprise dans cette région) ne sont pas horizontales. Elles plongent

en général vers le Sud sous un angle de 4 à 6° et sont encore affectées par des ondulations molles de direction méridienne. Cette tectonique se reflète également dans la morphologie du paysage. En jetant un coup d'œil sur la Carte géologique (voir la feuille N° 6 de la carte géologique du Luxembourg au 1:25.000) on est frappé par le fait que la Sûre, en amont de la localité de Mœstroff, change brusquement de direction sous un angle droit pour retrouver, à Reisdorf, sa direction générale W—E.

On note également que le calcaire coquillier (Hauptmuschelkalk) se trouve au N, près du Niederbergerhof, au niveau de 354 et, au Sud, à Kapendahl, au niveau de 200. Vers le NE, il remonte et sur le chemin vers Hœsdorf, à l'ouest du plateau du Wangerten, il se trouve au niveau de 274. Il existe donc ici un synclinal dont l'axe a une direction méridienne, mais qui s'ennoie vers le Sud avec une pente de 6%. La vallée de la Sûre s'est adaptée à cette forme tectonique. Comme il a été démontré dans la dernière publication du Service géologique, N° 8, 1951, ces mouvements sont d'âge quaternaire et perdurent encore dans le présent.

La succession des terrains, roches dures et perméables superposées à des roches schisteuses, peu résistantes et imperméables et la structure tectonique prédisposent déjà à un déplacement du terrain dans la direction de la pente naturelle.

Sous l'action de la pesanteur qui intervient dans l'évolution du relief des versants, il devait arriver ceci :

Les calcaires superposés à des marnes qui devenaient lubrifiantes par imbibition d'eau, devaient s'ébouler le long de cassures préexistantes c.-à-d. d'après des pentes abruptes et s'accumuler en gros blocs anguleux sur les marnes.

Le manteau de débris né par une désagrégation de la partie superficielle des marnes devait glisser lentement et d'après une pente modérée vers le pied du versant. Il faut donc s'attendre à un éboulement accéléré dans la partie supérieure et à un glissement lent dans la partie inférieure.

Dans l'éboulement la pesanteur agit pratiquement seule, l'infiltration d'eau ne créant qu'une base lubrifiante tandis que dans le glissement l'eau agit conjointement avec la pesanteur. Aussi les éboulements n'entrent en jeu que quand la pente initiale est raide et quand par une désagrégation différentielle la base de la roche compacte est détruite, tandis que le glissement se fait d'une façon lente sous une pente faible. C'est par ces processus combinés d'éboulement et de glissement que s'est constituée la morphologie des versants actuels de la vallée de la Sûre qui présentent un relief en équilibre momentané. Il y a donc à rechercher les causes locales qui ont dérangé cet équilibre et qui ont mis en mouvement le terrain en face du moulin Zettinger.

Pour prendre des mesures de protection et arrêter un glissement, il faut connaître la position exacte de la surface de glissement ou d'arrachement qui sépare la roche intacte et cohérente de la masse en

mouvement et incohérente. Aucun ouvrage de soutènement contre la masse en mouvement ne peut être efficace s'il n'est pas fondé solidement dans le soubassement non dérangé et en place.

A ces fins une série de forages d'une profondeur de 10 à 12 m ont été exécutés, le long de la route, en contre-bas du versant en mouvement ; ils sont marqués sur la planche N° II annexée par les N° 1 à 8. Ces forages ont donné par le système de carottage continu une coupe du terrain très instructive et, il faut ajouter, inattendue.

Tous les forages ont traversé d'abord les marnes gypsifères (2) sur une profondeur variant entre 7 et 4 m. Mais ces marnes forment une masse dérangée par un glissement assez accéléré. La stratification est vague et n'est indiquée que par une alternance de couleurs gris-forcé et jaune-rougeâtre. Les minces bancs de grès intercalés dans les marnes sont dérangés et dressés sous un angle variant de 20 à 40°. Dans la partie supérieure on rencontre aussi des fragments anguleux du calcaire coquillier. (1)

Au-dessous des marnes qui sont, ce qui est à retenir, d'âge triasique, le forage a traversé des limons et des vases plus ou moins gréseux, de couleur gris foncé ou vert foncé, souvent d'une odeur fétide et renfermant des débris de plantes aquatiques et de bois flotté ainsi que des coquilles récentes. Ces limons, d'une puissance variant entre 2,70 et 1 m, reposent sur un cailloutis de quartz et de quartzite. Les cailloux sont ou bien arrondis, d'un diamètre de 1 à 5 cm, allant exceptionnellement jusqu'à 10 cm. La puissance du cailloutis varie dans les différents forages entre 1 m et 0,15 m. Les plus grandes puissances se trouvent dans les forages du côté du moulin.

Les limons et les cailloux sont des alluvions déposés par la Sûre. Ils ont été rencontrés dans tous les forages excepté le N° 3, situé à la limite méridionale de la partie de la route affectée par le glissement.

Ces alluvions reposent sur des couches non dérangées et situées en place du Muschelkalk moyen, constituées par des marnes avec de minces bancs de grès et d'une puissance augmentant du Sud vers le Nord. A la base des marnes se rencontre le grès coquillier (Muschel-sandstein).

La succession des assises est par conséquent, de bas en haut, la suivante :

- a) Grès coquillier et couches de marnes, les deux non dérangés et en place, d'âge triasique.
- b) Cailloux et limons formant un dépôt alluvionné récent de la Sûre.
- c) Marnes du Muschelkalk, dérangés et déplacés, mais également d'âge triasique.

L'intercalation de dépôts de la Sûre, reposant sur des couches du Muschelkalk en place et recouverts par des couches du Muschelkalk dérangés et déplacés ne permet qu'une seule interprétation : la Sûre actuelle, à une date récente, ne dépassant peut-être pas quelques

siècles, touchait par un coude le pied du versant gauche et y creusait une berge abrupte dans un terrain marneux et incliné vers la vallée. Ce terrain en surplomb, imbibé d'humidité se mit en mouvement par paquets qui glissaient dans la rivière, remplissaient son lit et la forcèrent à changer de cours. Le coude était ainsi coupé et la longueur du lit diminuait ce qui accélérât la vitesse du courant. Cette accélération existe encore aujourd'hui en face du village de Mœstroff en aval du pont. Les paquets de terrain en mouvement ont avancé sur une distance dépassant la largeur de la rivière, soit au minimum une trentaine de mètres, car le bord extérieur des paquets a été rongé par la rivière. Sur ce trajet le terrain a été étiré, sa cohérence a diminué et des crevasses se sont formées.

Le déplacement de paquets se faisait sur des plans de glissement mineurs qui aboutissent en bas dans un plan d'arrachement principal séparant les couches cohérentes et en place des couches incohérentes et déplacées.

Dans la partie touchée par les forages ce plan est situé dans le niveau des alluvions ensevelies. (Voir planche III.)

Dans le courant des siècles un nouvel équilibre s'est établi par la formation d'une pente naturelle en concordance avec la cohérence diminuée des couches étirées et crevassées dans lesquelles l'eau a un accès plus facile que dans les marnes non dérangées.

Mais cet équilibre a été de nouveau rendu instable par des interventions de l'homme. Comme il est indiqué sur la planche IV, une carrière dans laquelle se faisait l'exploitation du gypse a été ouverte dans cette partie même du versant déjà rendu moins stable par l'intervention de l'érosion de la rivière. La date du début des travaux est impossible à préciser exactement, mais elle remonte au moins au commencement du 19^me siècle. L'ingénieur des mines Engelsbach—Larivière mentionne dans son ouvrage géologique : « Description géognostique du Grand-Duché de Luxembourg » imprimé à Bruxelles en 1828, l'exploitation de gypse en face du village de Mœstroff. A. Moris dans son ouvrage : « Die Trias im Grossherzogtum Luxemburg », paru en 1852, parle de la carrière de gypse de Mœstroff et enfin N. Wies en fait de même dans un ouvrage géologique imprimé en 1877. Par contre, L. van Werveke ne cite plus cette carrière dans son étude sur la géologie du Gutland, imprimée en 1887.

Les vestiges de cette ancienne carrière sont encore aujourd'hui bien nettes dans la topographie du versant sur une longueur de 150 m. Par ces travaux on avait d'abord créé un talus abrupt au-dessous du calcaire qui a causé, il y a au moins cinquante années, à en juger d'après les arbres qui recouvrent la terre, un éboulement d'une importante masse de calcaire dans la partie nord de la carrière. Aujourd'hui le talus abrupt même est en mouvement dans la partie sud de la carrière. (Planche IV.)

Impossible de préciser si l'exploitation de gypse se faisait seulement à ciel ouvert ou aussi en galeries. En tout cas d'importants creux ont

été produits et n'ont été remplis que sommairement et l'accès des précipitations atmosphériques a été rendu plus facile.

C'est en 1946 que la route a été redressée légèrement en contre-bas de l'ancien glissement. Le talus créé nouvellement est tel qu'il existait ; il a été seulement reculé sur une largeur de 5 m, sur une longueur de 100 m et sur une hauteur variant entre 3 et 5 m. La pente du talus est de 35°, ce qui coïncide avec le talus naturel des marnes. (Planches IV.) Aucune trace de glissement n'est d'ailleurs à constater dans ce talus ; un poteau de téléphone y implanté est resté parfaitement vertical.

Dans le courant du printemps 1951 se manifestaient les premiers indices d'un renouvellement des anciens mouvements du terrain. Ces mouvements ont leur maximum d'envergure en amont de l'ancienne carrière. Au pied des calcaires (1) se formaient des crevasses qui augmentaient d'ampleur au courant de l'été ; on y constate actuellement des dénivellements allant de 0,15 m à 2 m et des ouvertures de 0,10 à 0,30 m. Plusieurs crevasses se montrent aussi au bord extérieur de la carrière. Le tuyau en fonte de la conduite d'eau qui passe le long de la route s'est cassée et la route s'est déformée et montre une surface légèrement ondulée. Les arbres au bord extérieur de la route (côté du moulin) sont penchés vers la vallée.

Après l'hiver pluvieux de 1951—1952 on pouvait constater que les dénivellements au pied des parois du calcaire coquillier avaient augmenté. La limite supérieure du glissement (qui se trouve actuellement au pied du calcaire) était marquée par une surface d'arrachement haute de 2 à 3 m, inclinée de 70 degrés et dépourvue complètement de terre végétale. De toute façon cette surface d'arrachement qui est aussi le plan de glissement s'incurve rapidement et devient en profondeur presque parallèle avec la surface du sol, car dans la pente du terrain en mouvement, en contre-bas de la partie boisée du versant, la partie du sol qui glisse est à peine déprimée par rapport aux rives indemnes. Dans sa partie inférieure, le plan de glissement est horizontal ou subhorizontal, car il est formé par les alluvions de la Sûre. Latéralement la masse en mouvement s'est détachée des rives indemnes par des crevasses rectilignes longitudinales. Le mouvement continue. Les étables de M. Zettinger, logées dans une entaille verticale creusée dans le flanc du versant, sont gravement lésardées et la place où se trouve le fumier est fortement boursouflée.

On constate nettement que le mouvement part d'en haut, de la carrière au pied du calcaire, et qu'il se transplante vers la route, mais que le moulin, de construction neuve et solide, et la masse de l'ancienne route résistent à la pression du terrain, de sorte que la nouvelle route est serrée entre un butoir, le moulin, et un pressoir, le terrain en mouvement. Sous cette résistance le terrain en mouvement se ride ce qui provoque des boursoufflures dans la nouvelle route et des crevasses dans les étables au pied du versant. En décembre 1952 on pouvait constater, entre ces deux serres, une surélévation de la nouvelle route de 0,50 à 0,80 m.

Par quelle cause ce glissement, bien des fois séculaire, commence-t-il à se manifester de nouveau ? Un observateur non averti pourrait, en présence de cette coïncidence fortuite d'un redressement de la route en 1946 et d'un réveil du glissement en 1951, commettre l'erreur si répandue de croire que l'enlèvement d'un certain cubage de terrain dans un talus favorise ou déclenche un glissement.

Un terrain en repos a une pente naturelle, déterminée par les conditions de la nature de la roche et le degré d'humidité. L'enlèvement en soi d'une masse ne donne pas lieu à un glissement ou à un éboulement. Si, dans un versant en équilibre on enlève, par ablation, des tranches de terrain uniformes, de sorte que la pente en équilibre préexistant persiste, aucun glissement n'est provoqué, à moins qu'on ne crée une surface plus perméable ou d'autres conditions favorisant la formation d'une surface de glissement.

A Møestroff, le talus créé par le redressement est tel qu'il existait pour l'ancienne route ; il a été reculé seulement de 5 m. Des conditions favorisant l'accès de l'eau n'ont pas été créées. Un coup d'œil jeté sur la planche N° IV nous démontre que la faible masse enlevée par le redressement (marquée en traits fins verticaux) évaluée approximativement à 1.200 tonnes, ne pouvait pas par son contrepoids arrêter une masse de terrain qui comprend un volume de plusieurs centaines de mille tonnes et cela d'autant moins que ce petit paquet de terrain enlevé formait partie d'une masse qui se meut sur un plan de glissement situé au moins 5 à 7 m au-dessous du niveau de la route. C'est tout à fait comme si, une personne se trouvant dans une voiture en marche voulait arrêter cette voiture par une pression exercée à l'intérieur contre les planches de la carrosserie.

On peut donc résumer : En reculant le talus de 5 m en amont avec une pente telle qu'elle existait et qui ne surpassait pas la pente naturelle du terrain en équilibre, on n'a pas créé une plus grande surface d'imbibition et on n'a pas provoqué un nouveau plan de glissement. La cause d'un renouvellement du mouvement n'est pas à chercher dans le redressement de la route.

Mais l'existence de la carrière précitée doit retenir notre attention. Les précipitations recueillies dans cette carrière, formant une cuvette au fond remué par les anciens travaux, imbibaient les couches et arrivaient enfin dans la profondeur. De nouvelles crevasses se formaient, s'incurvaient dans le plan de glissement préexistant, un paquet de terrain se détachait et provoquait par sa pression le renouvellement d'un mouvement arrêté depuis un certain temps. Le déclenchement du mouvement dans la partie supérieure du versant est d'ailleurs manifeste.

L'objection que la carrière de gypse existe depuis plus d'un siècle perd son poids en vue de la lenteur apparente avec laquelle se déroulent les phénomènes géologiques et dans lesquels le facteur du temps joue un rôle difficile à saisir quand on prend comme terme de comparaison la durée de la vie humaine.

La présence de gypse favorise le glissement d'une façon très appréciable. Les marnes du groupe de l'anhydrite renferment partout du gypse en nodules et en minces passes. L'eau d'imbibition se charge de gypse, devient alcaline par réduction chimique et déflocule l'argile. De cette manière le plan de glissement étant de nouveau lubrifié, le mouvement de descente, arrêté pour quelque temps, recommençait. On constate d'ailleurs facilement que les limites entre le terrain en mouvement et les rives indemnes coïncident exactement avec les limites de l'ancienne carrière qui favorise encore toujours l'imbibition par les précipitations atmosphériques.

L'inertie naturelle du terrain résiste souvent longtemps à la sollicitation de la pesanteur. Mais la tension augmente insensiblement jusqu'au moment où la base d'une masse de roche est assez lubrifiante pour qu'un déplacement se déclenche. Que ce moment, dans le cas en question, est arrivé cinq ans après le redressement de la route n'est qu'une coïncidence qui n'a rien à faire avec le rapport de cause à effet.

Il va de soi qu'on ne peut rendre responsable le propriétaire actuel du terrain dans lequel se trouve cette carrière pour la situation causée par une exploitation mal avisée, mais qui n'était en contradiction avec aucun règlement, d'ailleurs pratiquement inexistant pour cette matière. Le glissement est à classer dans notre cas dans la catégorie des phénomènes naturels.

Les mesures à prendre découlent clairement des données géologiques exposées plus haut.

Nous sommes en face de deux phénomènes qui se tiennent. Il y a un éboulement qui se prépare dans la masse des calcaires et un glissement qui se manifeste dans les marnes qui forment la partie inférieure du versant.

Les quartiers de calcaire qui menacent de s'ébouler dans la partie supérieure seront arrêtés dans leur descente sur la plate-forme créée par le fond de la carrière. Il n'est guère à prévoir qu'ils dégringoleront jusque sur la route. Cependant une prudence élémentaire conduira à dresser une barrière en poutres sur le bord extérieur de la carrière pour y arrêter définitivement la descente de fragments de roche.

Le glissement est à arrêter au pied du talus même qui borde la route. Comme on n'y rencontre le terrain en place que sous le cailloutis de l'ancienne vallée ensevelie, tous les travaux pour arrêter le glissement doivent avoir leur point d'appui dans les terrains en place sous ce cailloutis c.-à-d. dans une profondeur de 9 à 11 m à partir du pied du talus, autrement ces travaux seront emportés par le glissement. Faire des drainages, aplanir l'ancienne carrière pour empêcher l'accumulation de l'eau sont des travaux dont l'utilité n'est pas à contester. Mais comme il n'existe plus de cohésion entre la masse en mouvement et le substratum en place, ces travaux sont insuffisants ; il faut créer un contrefort artificiel au pied du versant pour opposer un obstacle définitif au glissement.

La solifluction.

La solifluction est un mouvement de glissement très lent et sur des pentes même faibles, se produisant dans le manteau de débris superficiel qui, en climat humide, couvre presque partout la surface du sol et forme la terre arable. Bien que la solifluction ne laisse aucune trace sensible dans la topographie, son existence est marquée souvent par des arbres à tronc coudé, des poteaux et des piquets inclinés, même par des fissures dans les maisons dont les fondations ne reposent qu'en partie sur la roche non désagrégée. Comme ces effets s'observent aussi dans les glissements, il n'y a pas de limites nettes entre ces deux phénomènes. (Fig. N° 50.)

La solifluction est provoquée par la gravité qui tend à faire glisser les débris des roches désagrégées vers le bas, mais l'eau qui s'infiltré dans le manteau de débris facilite le mouvement en diminuant le frottement à la surface de contact.

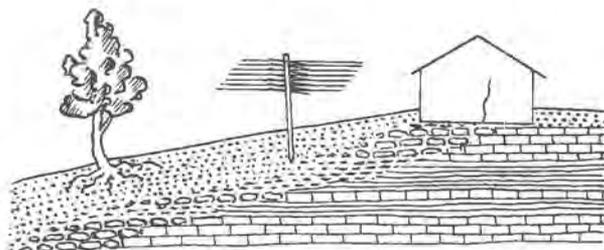


Fig. N° 50. — Effets de la solifluction. D'après P. Macar, Géomorphologie normale, Liège 1946 p. 71).

L'alternance des gels et des dégels provoque également un déplacement des parties vers le bas.

L'eau qui imprègne le manteau de débris se dilate en gelant, provoquant l'expansion du manteau tout entier et soulevant ainsi des débris perpendiculairement à la pente. Au dégel, la pesanteur seule agit et les débris retombent verticalement. Le résultat est un déplacement vers le bas et dont les effets accumulés peuvent devenir appréciables après des années de gel et de dégel. (Fig. N° 51.) Il se produit aussi des cavités dans les débris, soit par des animaux fousseurs, soit par les racines après leur destruction, soit par des particules dissoutes par les eaux d'infiltration. Les vides tendent à se remplir par des particules venues d'en amont et se déplaçant ainsi vers le bas.

Quoique la solifluction ne produise dans nos climats aucune forme de relief apparente, elle donne au relief de nos paysages ses formes adoucies caractéristiques. Conjointement avec le ruissellement la solifluction déplace ainsi les produits de la désagrégation lentement vers le bas des pentes et permet ainsi à la désagrégation de se poursuivre aux dépens de la roche sous-jacente mise à nu. Il se produit ainsi à la

longue une érosion notable dans les parties supérieures d'une pente tandis qu'en bas il y a accumulation jusqu'au moment où l'eau courante arrive à transporter les débris accumulés.

Il peut même arriver que l'eau courante n'a plus la force vive pour déblayer la vallée de ces débris accumulés, de sorte qu'il se crée des fonds marécageux dans les vallées tandis que les versants sont dénudés de la terre arable. La meilleure mesure contre cet inconvénient consiste dans l'entretien des rideaux qui s'étagent sur les terrains en pente.

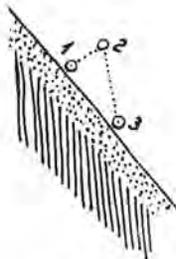


Fig. N° 51. — Action de gel et de dégel sur un sol en pente. — 1 = position initiale ; 2 = position en suite de l'expansion du sol par le gel ; 3 = descente verticale lors du dégel. (D'après P. Macar, Géomorphologie, p. 72).

Le rôle des rideaux (Recher) et le « soil-erosion ».

Dans différentes régions de notre pays, les versants sont transformés en une suite de terrasses qui s'étagent sur ces terrains en pente, permettant de promener la charrue sur de petits plateaux étroits, allongés parallèlement au thalweg. Ces petites ruptures de pente, d'une hauteur dépassant rarement 2 m, ordinairement d'environ 1 m de haut, marquées par une végétation d'herbes, d'arbustes ou d'arbres, se succèdent parfois en si grand nombre et la largeur de chaque bande de champs est si faible que le versant prend l'aspect d'un escalier. Ces ruptures de pente portent dans notre pays le nom local de « Recher », de « rideaux » dans le nord du Bassin de Paris et en Belgique, « terrassierte Hangflächen » dans la littérature géologique de langue allemande.

Nous les rencontrons dans notre aire de sédimentation en premier lieu dans les vallées de l'Attert, de la moyenne Sûre, de l'Alzette ainsi que dans les vallées tributaires de ces cours d'eau ou tronçons de cours d'eau inférieurs, dans la vallée de la Wark, enfin dans les vallées traversant le grès de Dippach et le macigno. Dans toutes ces régions les formations sont constituées par des alternances de couches dures et tendres qui présentent des versants de roches hétérogènes, dans lesquels les affleurements durs tendent à former des ressauts plus ou moins brusques, tandis que les affleurements tendres tendent vers une

surface plutôt horizontale. Depuis les temps les plus reculés de l'agriculture, l'homme, pour les besoins de ses cultures, a progressivement accentué les ressauts naturels dûs à la roche dure et régularisé les bandes plus ou moins horizontales, dues à des couches tendres, en labourant les champs parallèlement aux isohypses. Ses formes des pentes de couches hétérogènes étagées en terrasses sont donc d'origine naturelle, mais elles ont été accentuées par le labour. (Fig. N° 52.)

D'autres terrasses existant dans le terrain homogène meuble sont d'origine artificielle. L'homme en entourant son champ d'une haie et en promenant à l'intérieur de cette clôture la charrue dans la direc-

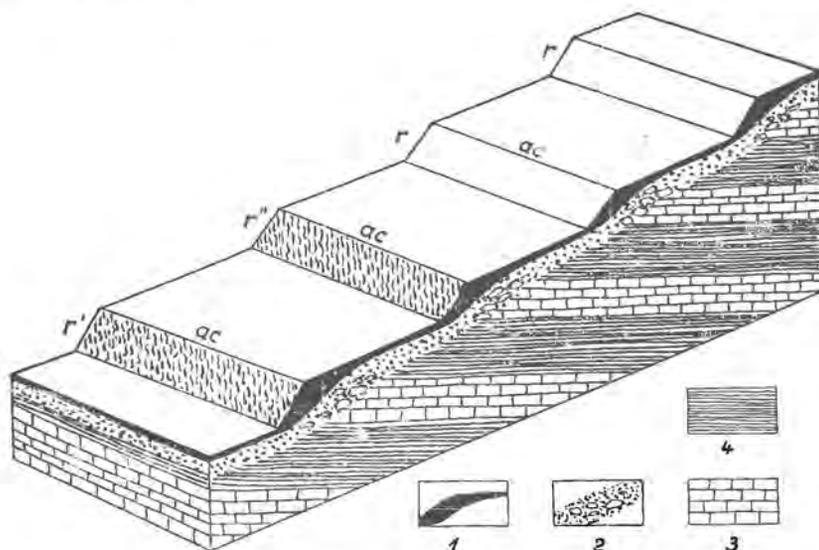


Fig. N° 52. — Schéma de rideaux (« Recher ») dans un versant constitué par des roches alternativement dures et tendres ; r = rideaux consolidés par des arbustes comme il est indiqué en r' et r'' ; ac = zone d'accumulation de la terre arable. — 1 = terre arable ; 2 = roche désagrégée ; Roche dure (3) et roche tendre (4) non désagrégées.

tion des isohypses régularisait progressivement par les labours répétés la faible pente en une surface horizontale. Le sillon renversé dans la direction de la pente, accumulait la terre contre la haie et déplaçait ainsi à chaque labour la terre de haut en bas de sorte qu'il se formait peu à peu un petit escarpement fixé par les racines de la haie et la surface en pente faible labourée, se changeait peu à peu en une bande de terre presque horizontale, séparée du champ inférieur et supérieur par un ressaut. Ces terrasses dans la roche homogène meuble sont plutôt rares chez nous. On les trouve dans les marnes du Keuper à facies normal, dans le grès de Luxembourg et dans les marnes juras-

siques chaque fois qu'un manteau de débris épais s'est accumulé sur le versant. (Les vignobles en terrasses ne rentrent pas dans notre sujet).

Les rideaux ont une importance considérable du point de vue géologique et agrolologique. Leur création par le travail du labour dénote chez le cultivateur une connaissance étonnante du phénomène du ruissellement qui joue un rôle considérable dans le transport des menus débris de la roche désagrégée, formant la terre arable.

Dans le façonnement et l'érosion des terrains qui échappent à l'action directe des rivières, l'action de l'eau de pluie qui ruisselle librement à la surface des régions de pente joue un rôle important.

L'eau qui tombe à la surface d'un sol en pente et y ruisselle tend à se diviser, par suite des inégalités de la surface, en de nombreux minces filets, formant un réseau très serré et circulant irrégulièrement à cause des obstacles présentés par les gros débris et en emportant les fines particules qui sont entraînées ainsi vers le bas de la pente. Comme ce phénomène se répète à chaque pluie, il se produira à la longue une érosion appréciable de la terre arable.

Cette action destructive du ruissellement a été reconnue depuis les temps anciens par l'homme et il la combattait par le labour approprié en traçant les sillons dans la direction des isohypses pour opposer un obstacle à l'écoulement superficiel de l'eau dans la direction de la pente. Par la création de versants en terrasses, l'eau de ruissellement perd sa force vive ; au lieu d'entraîner les particules fines, elle s'infiltré dans le sol et descend lentement vers la nappe d'eau souterraine. Cette infiltration est efficacement aidée par la végétation. Par un déboisement inconsidéré et par un remembrement des champs mal compris, le propriétaire qui, pour créer de plus larges surfaces sans entrave, enlève les haies ou égalise les petits ressauts, fait un tort lourd de conséquences à la conservation de la terre arable et à la richesse des réserves d'eau souterraine, ce qui résulte des faits suivants.

Le sol végétal ou sol arable est une formation continentale récente créée par l'altération subaérienne des couches géologiques qui fournissent la matière première et par les réactions des organismes animaux et végétaux qui la modifient. Le sol arable est par conséquent le résultat de l'influence mutuelle du monde minéral et du monde organique et se compose de deux parties. Il y a la partie inférieure, minérale, qui n'est pas tassée, ni cimentée comme l'assise géologique sous-jacente, mais poreuse et perméable à l'eau et aux gaz. Vers le bas elle passe insensiblement dans la couche géologique (roche-mère) non altérée.

Cette partie inférieure est recouverte par une couche désignée du nom d'humus et qui est formée par la partie minérale désagrégée et renfermant des débris des végétations antérieures. L'humus absorbe la matière fertilisante et facilite son utilisation par les plantes.

Cette partie supérieure est de couleur foncée, tandis que la partie inférieure est de couleur plutôt claire. On parle donc de « terre noire » et de « terre brune ou jaune ».

Cette formation de sol arable est le produit d'un travail bien des fois millénaire des agents météoriques, des organismes vivants et en particulier du mode de végétation, ainsi que du régime des réactions biochimiques.

Ces sols se rencontrent en premier lieu dans nos forêts qui jouent un rôle de premier ordre pour la conservation des sols arables.

Considérons une région boisée de relief modéré mais sans pentes en terrasses comme p. ex. la vallée de l'Alzette en aval de notre capitale ou la vallée de la Mamer en aval de la localité du même nom.

Sur le plateau on trouve partout un sol non remanié : d'abord la terre noire (l'humus) d'une puissance de 6 à 10 cm, au-dessous la « terre brune » meuble, perméable, de 0,60 à 1,00 m de puissance et passant insensiblement dans la couche géologique non altérée.



Fig. N° 53. — Versant boisé avec la succession normale de terre noire (humus) de terre brune et de roche non altérée.

Sur le versant boisé des vallées nous rencontrons la même succession de terre arable sans changement notable de la puissance des terres « noires » et des terres « brunes ». Une accumulation de terre végétale au pied de la pente n'est pas à constater. Vers le haut, le versant passe sans ressaut dans le plateau. (Fig. N° 53.)

Par contre, dans les mêmes régions, où le versant est depuis longtemps déboisé et soumis au labour, il y a une différenciation notable dans la répartition du sol végétal sur le plateau et sur le versant.

Au pied du versant il y a accumulation de terre arable, tandis que, en remontant le versant, on constate une diminution croissante de cette terre. Dans la partie supérieure, la couche brune ou même la roche-mère affleure et le versant passe par un ressaut abrupt, haut de 1 m environ, dans le plateau. (Fig. N° 54.)

Il est évident qu'il y a dénudation dans la partie supérieure et accumulation dans la partie inférieure. Dans cette partie on trouve une répétition irrégulière de différents sols. Sur le plateau on trouve soit dans la forêt, soit dans les champs une suite et une puissance normale dans la composition du sol végétal.

Si le versant n'est boisé que dans la partie supérieure et que la partie inférieure a subi depuis longtemps le labour, on observe dans la partie supérieure la suite normale observée sur le plateau. La limite inférieure de la forêt est marquée par un ressaut, tandis que dans la partie inférieure, soumise au travail de la charrue, apparaît cette répartition irrégulière de la terre arable constatée sur les versants déboisés. (Fig. N° 55.) Si à la limite de la forêt se rencontrent des pâturages ou des prairies, on ne constate pas de ressaut.

Ceci démontre que la forêt empêche par les racines des arbres et des menues plantes la dénudation de la terre arable, causée dans

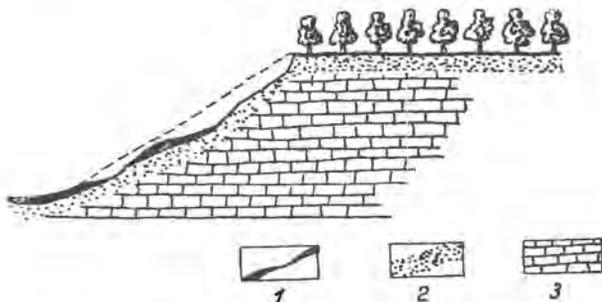


Fig. N° 54. — Versant déboisé. En haut il y a dénudation, en bas il y a accumulation de la terre désagrégée. 1 = terre noire (humus) ; 2 = terre brune ; 3 = roche non désagrégée.

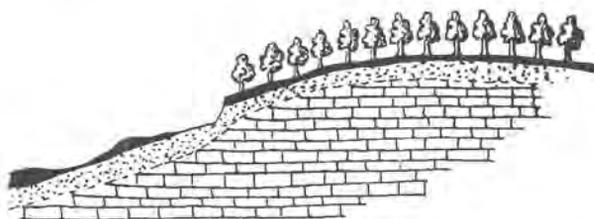


Fig. N° 55. — Versant en partie déboisé.

une région en pente et déboisée par le ruissellement. Les racines des herbes d'une prairie produisent le même effet conservatoire.

Le ressaut qu'on constate à la limite de la forêt et d'un champ labouré en pente est également un indice indéniable de l'effet du ruissellement sur la terre arable en pente non protégée.

Les pertes de terre végétale ne peuvent être remplacées que par l'effet du jeu de phénomènes mécaniques, chimiques et biologiques de longue durée. La conservation et le renouvellement du sol arable jouent donc un rôle important dans l'agronomie. C'est à la géologie appliquée de préciser le régime hydrologique du sous-sol et de fixer

les formes du relief qui sont, autant que possible, à l'abri de la dénudation de la surface du sol.

Dans les terres en pente le labour accélère la dénudation par ruissellement. Comme les sillons sont tracés parallèlement aux isohypses, la terre est renversée par la charrue dans le sens de la pente et la terre meuble se déplace peu à peu en aval, tandis que le ruissellement transporte les parties fines vers le pied du versant.

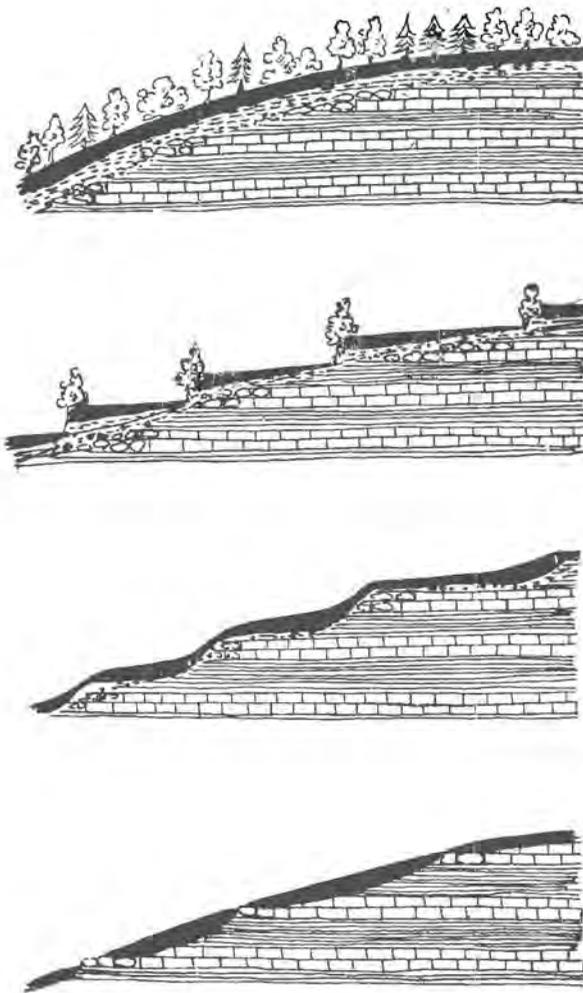


Fig. N° 56. — Schéma montrant la genèse des rideaux et les conséquences désastreuses de leur destruction pour la terre arable.

La forme des versants en terrasses (rideaux) s'oppose efficacement à cette dénudation. Les champs présentent des bandes de terrain horizontales étagées ; l'eau s'infiltré dans le sol meuble ce qui a un effet favorable sur le régime hydrologique et sur la fertilité du sol et ce qui empêche que les particules fines soient enlevées par l'eau météorique.

Il existe aujourd'hui la tendance de faire disparaître les rideaux sous prétexte d'une utilisation plus complète et plus rationnelle de la surface arable. On arrache les arbustes qui consolident les rideaux et on cherche à faire disparaître les petits ressauts qui séparent les champs pour promener la charrue à traction mécanique sur des espaces plus larges. Mais on doit s'attendre à des conséquences imprévues qui, çà et là, se manifestent déjà nettement.

En rétablissant la pente primitive du versant on favorise le ruissellement superficiel qui enlève la terre végétale pour la déposer au pied du versant. Aussi, là où existait autrefois le petit ressaut, réapparaît maintenant le sous-sol rocheux non désagrégé et peu fertile. C'est un exemple comment le soi-disant progrès de notre époque d'utilitarisme extrême peut se changer dans le contraire. (Fig. N° 56.)

L'influence du sous-sol sur la formation du sol végétal.

L'influence des couches géologiques sur la formation du sol végétal est d'ordre chimique et hydrologique.

L'influence chimique est indéniable, car l'altération des minéraux constitutifs des roches sous-jacentes fournit des solutions utiles aux plantes. Sur les assises calcaires la terre végétale est calcique et une végétation calcicole s'établit, différente de la végétation silicicole des sols argilo-sableux. Le caractère des deux types de végétation est frappant dans le Gutland et l'Oesling.

De même l'influence hydrologique du sous-sol est capitale. Les régions à substratum perméable sont pauvres en eau superficielle, les régions argileuses sont marécageuses dans les régions planes et ravonnées par la pluie si la topographie est accidentée. Les cas intermédiaires sont les plus favorables.

Aussi les études géologiques détaillées de l'aire de sédimentation luxembourgeoise précisent l'influence de la géologie du sous-sol à ce double point de vue, chimique et hydrologique.

La disposition alternée de couches de résistance inégale s'enfonçant doucement vers le SW a créée dans le Gutland un « pays de côtes » (Stufenlandschaft) qui prédisposait à la formation de versants terrassés et les « rideaux » y jouent dans l'agriculture et dans l'hydrologie un rôle considérable. La répétition de nombreux rideaux donne aux versants des vallées un relief caractéristique. Les ressauts qui séparent les champs portent des arbustes et des arbres qui jouent le même rôle

pour la conservation de la terre fine arable que la végétation qui marque les ressauts à la limite entre les forêts et les champs labourés.

Sur la pénélaine prétriasique de l'Oesling, recouverte autrefois par des forêts étendues, une couche de débris d'altération et de désagrégation du type argilo-sableux, recouvre les plateaux. Le sous-sol de schiste et de grès quartzeux passe en haut dans une couverture de terre meuble, d'une puissance parfois considérable de 3 à 5 m.

Là où existe cette zone de roche désagrégée passant insensiblement dans la roche-mère, l'eau de pluie peut s'infiltrer dans cette roche sous-jacente, rendue plus ou moins perméable par les diaclases et les joints de stratification et de clivage. Mais, par endroits, le schiste est tellement compact et homogène que l'eau s'écoule superficiellement même sur les plateaux ; elle emporte alors les rares débris fins dispersés entre les fragments anguleux de schiste non altéré et la roche-mère (couche géologique). On a alors une surface presque aride, désignée du nom caractéristique de « Plakiglai » (roche schisteuse nue). Ce cas se présente de préférence dans l'étage des « schistes de Wiltz » (Emsien supérieur).

Les quartzites blancs (Quartzites de Berlé), renfermant 92 à 98% de SiO_2 , sont également revêches à la désagrégation mécanique et à la décomposition chimique. Ils forment de longues et étroites crêtes dépourvues de terre arable et revêtues de bruyère ou de genêts au milieu des champs labourés.

Les schistes grossiers arénacés du Siegenien moyen, de même que les grès quartzeux et les schistes arénacés de l'Emsien inférieur et moyen, de composition plus hétérogène et, traversés de fentes ouvertes, sont plus accessibles à la désagrégation. Par conséquent ces formations sont recouvertes d'un manteau de débris assez considérable non seulement sur les plateaux, mais même sur les versants assez raides si ceux-ci sont recouverts par la forêt. Les taillis de chênes à tan (Lohhecken) et les plantations résineuses jouent donc un rôle considérable pour la conservation de la terre végétale dans les pentes de l'Oesling.

Comme les bancs très dressés des schistes et des grès s'opposent à la formation naturelle de « rideaux », ceux-ci sont moins réguliers et moins répandus dans l'Oesling que dans le Gutland, mais ils jouent quand-même un rôle assez considérable dans la région des hauts plateaux mollement ondulés où les propriétés sont souvent entourées de grandes haies de hêtres marquant les limites et servant de protection contre les vents et contre les dégâts causés par les animaux. Le cultivateur y traçait ses sillons suivant les courbes de niveau et petit à petit se formaient de petits ressauts portant des champs presque horizontaux ce qui empêchait le ruissellement d'emporter le sol fin qui s'accumulait ainsi en terre arable donnant aujourd'hui, grâce à la scorie Thomas, un rendement qui ne le cède pas à la terre du Gutland. Ces molles pentes terrassées constituées par des « rideaux artificiels » caractérisent surtout la région nord et nord-ouest de notre

Oesling. Malheureusement les belles lignes d'arbres disparaissent et sont remplacées par une clôture en fil de fer barbelé au grand dommage du charme du pays et de la conservation de la terre arable.

Notons encore en passant que les vallées mûres et plates de cette partie de l'Oesling sont souvent occupées par des fonds humides avec la végétation des tourbières et que ces fonds nourrissent des cours d'eau comme le Schaab, le Stauwelsbach, le Trottenerbach. Ces fonds sont les réservoirs naturels de la Wiltz et de la Clerve et un drainage inconsidéré ferait un tort à l'hydrographie de cette région qui ne serait pas contébalancé par un surplus de quelques hectares de prairies.

V. LA GEOLOGIE APPLIQUEE AUX TERRAINS DE FONDATION ET DE CONSTRUCTION.

Par terrains de fondation on entend les formations du sous-sol qui ont une influence sur les travaux de fondation et de construction et qui subissent, pour leur part, la répercussion des travaux de construction.

Dans les travaux de fondation et de construction il incombe à la géologie appliquée de reconnaître et de faire éviter toutes les difficultés et entraves qui s'opposent à la solidité d'une fondation et d'une construction. Les recherches géologiques sont donc à la base des travaux techniques de construction.

Ces recherches s'occupent du relief de la surface ainsi que de la composition et de la structure tectonique du sous-sol et enfin du régime des eaux souterraines.

La question du régime de l'eau souterraine est la première à élucider et de la plus haute importance pour la solidité de toute construction. Un drainage approprié d'un terrain de fondation est le premier travail à exécuter qui doit précéder tout autre. Cette règle s'applique aussi bien aux eaux de la surface (eaux de ruissellement) qu'aux eaux souterraines. Construire un drainage pour parer à un dégât qui se révèle dans une construction achevée est un travail qui ne sert ordinairement plus à grand'chose.

Dès que le terrain cède d'une façon inégale, des crevasses se produisent dans les constructions. Les causes peuvent être un tassement inégal, un glissement ou un effondrement. La caducité précoce d'une construction bâtie a sa cause dans le terrain. La structure et la composition du sous-sol sous les dépôts meubles et les roches d'affleurement altérées sont donc à déterminer soigneusement par des entailles et des puits de recherches.

La roche cohérente comme terrain de fondation.

La roche cohérente, homogène forme le meilleur terrain à bâtir car la roche dure et homogène résiste à toute charge de construction.

Le rôle du géologue, pour une telle roche, consiste à examiner le mode de gisement et de disjonction des roches, le régime de l'eau

souterraine, la profondeur de l'altération de la roche, la puissance de la couverture de roche meuble, l'influence de la tectonique et de la topographie sur la stabilité de la roche. Il fixe les mesures de sécurité à prendre contre des changements du terrain provoqués par des travaux en amont et en aval d'un emplacement à bâtir.

L'étude géologique commence avec des recherches sur la puissance de l'altération de la roche et sur la puissance de la couverture meuble ainsi que de la topographie de la surface de la roche saine. Car si la surface de la roche cohérente et compacte se présente de telle façon que seulement une partie de la construction peut être fondée sur cette roche et une autre partie sur un sous-sol de résistance différente, des précautions spéciales sont à prendre pour éviter un tassement inégal du bâtiment avec toutes ses suites ennuyeuses. Plus le terrain à bâtir est d'une cohérence égale, moins il y a danger de tassement inégal et par conséquent de production de crevasses dans les murs. L'inhomogénéité du terrain est la principale cause de ces dégâts.

Si les couches dressées comprennent des roches alternantes de dureté inégale, des mesures techniques appropriées sont à prendre pour créer une répartition égale de la pression. (Druckausgleich).

C'est une mesure à envisager pour de grandes constructions qui seraient à placer dans l'étage de l'Emsien inférieur et moyen : les quartzophyllades de Schuttboury (E1^b) et le schiste bariolé de Clervaux (E²). Les autres étages de notre Dévonien ont une composition plus uniforme.

Si des couches d'un coefficient de résistance inégal sont superposées dans une position horizontale, la charge admissible doit répondre à la capacité de résistance de la roche la moins dure. Il ne faut non plus perdre de vue que la roche humide telle qu'elle existe dans le sous-sol a une dureté et une résistance plus petite que celle fixée par des essais de pression de laboratoire, faits sur des cubes sélectionnés de la roche.

L'altération de la roche.

La puissance de la zone d'altération joue un rôle important dans les grandes constructions. L'altération est un phénomène chimique qui s'effectue par les eaux d'infiltration dans une profondeur très variable à partir de la surface topographique. L'eau pénètre par les fissures très fines et imprègne même la roche compacte pour peu que celle-ci soit argileuse ou sableuse.

L'altération s'opère de manière différente suivant qu'il s'agit d'un calcaire, d'un grès ou d'un schiste. Dans les calcaires, l'altération se réduit à une dissolution de sorte que les joints initiaux de la roche sont agrandis suivant des formes irrégulières. Comme les calcaires ne sont que rarement purs il reste après la dissolution un résidu nommé « argile résiduelle », qui comprend toutes les impuretés du calcaire ou

entre pour une bonne part l'argile, mais aussi des grains de sable ainsi que le fer. Tel est le cas surtout pour les deux puissantes formations de calcaire de notre pays, le calcaire coquillier du triasique et le calcaire à polyptères du jurassique moyen.

Dans les grès à ciment calcaire l'altération élargit également les fentes en dissolvant le calcaire tandis que le sable quartzéux s'accumule au fond des crevasses béantes. La surface du grès se recouvre d'un manteau de sable meuble décalcifié. Ces phénomènes se constatent surtout dans la formation du grès de Luxembourg.

La décalcification peut être tellement complète que le grès se change dans un sable siliceux meuble, renfermant des rognons de roche dure, revêtu à la dissolution du ciment. Cette décalcification se rencontre surtout dans la région bordière septentrionale du grès de Luxembourg entre Beckerich et la vallée de l'Alzette.

Les schistes « pourrissent » et se transforment en matière argileuse. Dans l'Oesling où le sous-sol est tantôt schisteux, tantôt constitué par des grès quartzéux, les formes topographiques accusent le passage des régions schisteuses par un relief plus effacé contrastant avec les longs dos estompés des grès.

La puissance de l'altération superficielle est, toutes choses égales, en raison inverse de la raideur des versants. Sur les plateaux on constate ordinairement une couverture de roche meuble, désagrégée, tandis que sur les versants escarpés l'eau ruisselante enlève la roche désagrégée et incohérente pour l'accumuler au pied des versants.

La disjonction des roches.

Les lignes de moindre résistance suivant lesquelles se créeront des fissures latentes et des crevasses béantes ont une importance pour la stabilité et l'étanchéité dans les travaux de fondations, de barrages ou de galeries et tunnels. Elles facilitent aussi l'extraction et l'utilisation des roches, mais elles modifient les caractéristiques mécaniques des matériaux suivant les directions et restreignent aussi la possibilité d'obtenir des monolithes dépassant certaines dimensions.

Les faces de moindre résistance dans les roches sédimentaires sont les surfaces de stratification, les diaclases et les plans de schistosité.

Par suite de leur mode de formation, les sédiments sont déposés par couches ou strates. Chaque strate répond à une période de dépôt et forme, à un certain moment, la surface de ce dépôt ; les surfaces de stratification résultent donc de l'alternance entre les temps de sédimentation et ceux où aucun dépôt ne se fait. Mais la disposition en strates peut encore se faire dans la roche par dessèchement, durcissement ou modification chimique du dépôt.

Les diaclases sont des cassures de la roche non accompagnées d'un déplacement relatif des parties qu'elles séparent tandis que les

failles sont des dislocations entraînant un morcellement des roches avec déplacement relatif des parties.

Le plan de schistosité est un plan de moindre résistance qui doit être imputé à la pression tectonique par laquelle les minéraux en paillettes, notamment les micas et les chlorites, sont orientés parallèlement à un plan qui est le plan de schistosité. On rencontre une schistosité très prononcée dans les ardoises ce qui permet de fendre celles-ci suivant des plans parallèles très rapprochés et ne coïncidant pas avec le plan de stratification.

Il est rare qu'une seule direction de fissuration existe. Du fait des efforts d'ensemble auxquels les masses rocheuses sont soumises, soit par les forces tectoniques, soit par la pesanteur et le tassement naturel, elles ont une fracturation complexe. Une disjonction principale est souvent orientée suivant les directions orogéniques de la région, qui est aussi la direction des plis et des failles principales. Outre cette fissuration principale il existe encore une disjonction perpendiculaire à celle-ci de sorte que la roche peut se diviser en parallélépipèdes rectangles. Mais il existe souvent un deuxième plan de disjonction secondaire et l'inclinaison des plans n'est pas la même pour ces différents plans, de sorte que la masse rocheuse se débite en blocs moins réguliers, comme on le constate surtout dans les roches de notre Dévonien. Les plans de disjonction sont aussi très apparents dans le grès de Luxembourg. Les fissures principales servent souvent de point de départ pour la formation des vallons secondaires. On peut observer tous les passages entre une crevasse béante et un vallon ou ravin creusé dans les parois et surimposé à une crevasse.

Dans certaines roches peu puissantes comme dans les bancs de quartzite intercalés dans le Keuper à pseudomorphoses, les bancs de calcaire intercalés dans les marnes de Strassen ou dans les schistes bitumineux du Toarcien il existe deux directions de plans secondaires très rapprochés et à peu près perpendiculaires entre eux de sorte que la roche se présente dans les affleurements légèrement altérés comme un pavé naturel.

Tant que ces bancs de calcaire sont à l'abri des intempéries de l'air, les dislocations n'existent qu'à l'état latent ; mais dès qu'ils sont exposés à l'air, ils se disjoignent en petits carreaux et leur capacité de résistance diminue considérablement. Ordinairement ces minces bancs de calcaire renferment aussi un niveau d'eau souterraine constante. Ces terrains réclament donc des précautions préventives quand ils servent comme terrain à bâtir.

Dans le même ordre d'idées nous mentionnons les gros nodules marno-calcaireux dans le Toarcien (schiste à *Hildoceras bifrons*). Ces nodules sont très résistants au choc ou au coup de marteau aussi longtemps qu'ils se trouvent à l'abri des intempéries. Mais exposés à l'air il se désagrègent dans le courant de quelques années en une roche meuble très fine et les constructions érigées dans ces terrains montrent des dégâts provoqués par le tassement.

Les mouvements tectoniques produisent des dislocations qui affectent la tenue des roches dans les fronts de carrières, dans les travaux souterrains et dans les excavations des fondations. Dans les zones soumises à des mouvements intenses de plissement ou de failles, les brisures des roches (les diaclases) sont plus rapprochées. Les couches peuvent être étirées ou tronçonnées et même être réduites en menus fragments. Les couches fortement plissées sont ordinairement moins gênantes, à cause de la compression de fragments, que les couches faillées parce que les failles forment des cassures, sinon béantes, du moins peu serrées avec un remplissage où l'eau peut circuler facilement à moins que la roche brisée ne soit recimentée en une masse très solide, par de la silice ou de la calcite. Néanmoins, ces roches demeurent plus altérables que les roches normales et il est à craindre que çà et là des parties sans cohérence y soient englobées.

Sous l'influence de la topographie des écroulements peuvent se produire dans la roche compacte et cohérente soit qu'une roche en falaise, comme p. ex. le grès de Luxembourg ou le calcaire coquillier soit sapée à la base par un cours d'eau, ou que ces roches soient disloquées par des diaclases et des fissures le long desquelles des effondrements se produisent à la suite d'une période exceptionnellement humide. L'écroulement peut aussi se faire suivant des surfaces de stratification très faiblement inclinées mais rendues lubrifiantes par un mince enduit argileux. Il se peut aussi que par l'exposition d'une roche à l'air, à la suite du creusement d'une excavation, sa stabilité tende à s'amoinrir parce que l'altération progresse très vite sous l'influence immédiate des agents atmosphériques. Nous rappelons à ce propos les minces bancs de calcaire intercalés dans les marnes de Strassen et dans les schistes bitumineux du Toarcien, mentionnés plus haut.

Quand une entaille, une galerie ou des fondations d'ouvrages sont placées dans un versant, il faut se méfier d'un dérangement des couches par poussée dans le vide qui provoque une inclinaison anormale des couches appelée « fauchage » ou « balancement superficiel ». Le phénomène est surtout très prononcé dans les strates dressées où les têtes de couches se recourbent vers la vallée. De même les strates horizontales peuvent prendre aux affleurements un plongement anormal parallèle au versant.

Les couches sont moins stables dans cette position ; il peut se produire une rupture et le versant peut glisser. Il faut donc s'assurer dans une entaille profonde de la position normale des couches pour éviter de graves difficultés de fondation.

Les fondations dans les terrains constitués par des dépôts meubles demandent des études très attentives, car des difficultés les plus lourdes de conséquences résultent surtout d'une connaissance incomplète ou inexacte des dépôts meubles ou des strates de composition peu compacte.

Dans la plupart des travaux de fondations les qualificatifs des dépôts meubles relativement à la stabilité sont étudiés expérimentalement ou rapportés aux indications de barèmes empiriques. Mais il incombe au géologue d'indiquer l'étendue plus ou moins continue du même dépôt, de déterminer s'il s'agit d'un dépôt meuble par désagrégation ou d'un dépôt sédimenté normalement. Comme le premier est beaucoup plus mobile et irrégulier que le second, il importe de fixer, le cas échéant, la position et la forme du plan de contact entre ces deux espèces de dépôts, puisque le plan de contact peut aussi être un plan de glissement suivant lequel le dépôt de roche désagrégée peut se décoller facilement de son substratum normalement sédimenté. Les deux espèces de dépôts peuvent être de perméabilité différente ce qui implique des aptitudes différentes pour le drainage et une tendance vers le glissement au plan de contact. En outre le terrain peut se présenter dans de mauvaises conditions d'observation ; il faut donc recourir à des sondages ou à des puits de recherches pour se rendre compte de la composition du sous-sol ainsi que du pendage et de la position des strates par rapport à la pente du terrain.

Mais sous la couverture de terrain meuble il ne faut pas seulement s'attendre à un plan de contact entre la couverture et le substratum qui prédispose au glissement ; la couverture peut se composer d'une masse glissée de sorte qu'on trouve deux sols meubles superposés : un substratum dans sa position initiale et une couverture provenant d'un glissement. Si le glissement se produit avec peu d'intensité, cette couverture est parfois très peu disloquée et si le repos momentané a déjà une certaine durée, le relief caractéristique d'une masse en mouvement est émoussé. Dans le cas où la nature géologique du substratum diffère nettement de celle de la couverture, il faut prendre des précautions et étudier avec un soin minutieux les formes du relief et la juxtaposition des différents éléments constituant la couverture meuble pour déceler le vrai caractère du terrain. Même si le glissement semble être de peu d'importance et se trouve arrêté momentanément, le dérangement artificiel créé par une fondation peut déclencher un mouvement qui affecte la stabilité des fondations.

Inclusions nuisibles à la stabilité de la roche.

Il faut aussi se rendre compte si le sol ne renferme pas des inclusions dont l'altération peut être nuisible à la stabilité. Les constituants nuisibles dans nos terrains sont la pyrite et surtout le gypse.

La pyrite en contact avec l'air ou l'eau produit du gypse et détruit le ciment.

L'anhydrite (CaSO_4) se change aux affleurements naturels ou créés artificiellement par hydratation en gypse ($\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$) ce qui provoque une augmentation du volume de 60%. Cette réaction est accompagnée d'un gonflement du sol qui peut provoquer des dérangements sérieux dans la stabilité des constructions.

Dans les schistes bitumineux et dans les marnes schisteuses du Toarcien supérieur (couches à *Astarte Voltzi* et à *Harpoceras fallaciosum*) les plans de stratification sont souvent recouverts dans la zone d'altération d'un enduit blanc de gypse ce qui diminue sensiblement la cohérence et la stabilité de la roche.

Le gypse se rencontre à une plus grande échelle dans les marnes du Muschelkalk moyen (groupe de l'anhydrite) et du Keuper moyen. Dans ces deux étages il forme des gisements exploitables, mais il imprègne aussi ces marnes sous forme de nodules et de minces plaquettes. Sa présence présente des inconvénients sérieux dans les travaux de toute nature, qu'il s'agisse de routes ou d'immeubles.

Les roches meubles comme terrain de fondation.

Du point de vue de la physique du sol on peut distinguer des dépôts meubles à gros grains comme les graviers et les sables et des dépôts à grains plus fins, les limons, les boues et les argiles. Les deux catégories se distinguent par des caractères physiques bien nets. La démarcation correspond à peu près au calibrage de 0,01 mm.

Dans les dépôts à gros grains les particules se disposent en contact direct dans la sédimentation même et l'eau souterraine peut circuler librement dans les interstices. Les terrains constitués par ces dépôts sont désignés du nom de « sols de friction » parce que c'est la friction qui oppose une résistance aux déformations. Ces sols peuvent se dessécher sur une grande profondeur après la sédimentation. Mais secs ou non, leurs propriétés techniques tiennent principalement au mode d'arrangement des particules qui dépend du genre de sédimentation. Ils ne subissent guère de modifications ni spontanément, ni sous le poids de surcharges.

Les dépôts à grains très fins (au-dessous de 0,01 mm), désignés du nom de limon, boue et argile, ont des propriétés physiques qui sont surtout bien accentuées dans les argiles. Les particules très fines ne se touchent pas, mais sont maintenues à de certains intervalles par l'eau fixée; ces intervalles varient et sont d'autant plus grands que la finesse des grains est plus considérable. Ce sont des « sols de cohésion » ou des sols à propriétés plastiques. C'est l'attraction intime des particules solides et liquides qui rend ces sols cohérents, mais qui permet, par opposition aux sols de friction, des modifications de formes très accentuées. Ce sont les gonflements du terrain, les glissements sur les pentes et les déformations par tassement. (Nous renvoyons pour plus de détails au chapitre : Eboulements et glissements p. 135—158).

Les travaux de fondations dans un terrain meuble de l'une ou de l'autre de ces catégories sont accessibles au calcul. Mais dès qu'il y a alternance de strates sableuses et argileuses les essais expérimentaux sont à préférer.

La connaissance exacte du régime des eaux souterraines est d'une première importance pour tout terrain à bâtir, car les travaux de fondations provoquent souvent des changements artificiels de ce régime et réclament ordinairement, si possible, un rabattement permanent du niveau de l'eau souterraine.

Si la pente naturelle du terrain le permet on abaisse la surface de l'eau souterraine jusqu'à un niveau situé au-dessous du pied des murs de fondations.

Mais un tel rabattement est souvent impossible. Les murs fondés dans un terrain renfermant un niveau aquifère jouent le rôle d'un barrage souterrain artificiel provoquant une accumulation de l'eau. On évitera cette accumulation et on pourvoira à une circulation libre en pratiquant des entailles dans la partie basale du mur. Il va de soi qu'on donnera une issue libre aux sources et aux suintements qu'on rencontrera au cours des travaux au pied d'un versant.

Les effets physiques de l'eau souterraine dans les terrains à bâtir.

La question du changement du niveau de l'eau souterraine d'un terrain meuble, soit par un relèvement soit par un rabattement, joue un rôle important dans les affaires judiciaires et est souvent le sujet de controverses passionnées.

Dans cette question il faut distinguer entre les roches meubles de sable à gros et à moyen grain et les roches argileuses et sablo-argileuses.

Prenons d'abord les sables à gros et à moyen grain sédimentés dans l'eau et formant des strates régulières. Ces sables se sont déposés d'une telle façon que les grains plus ou moins rugueux et anguleux se touchent. L'eau n'y remplit que les interstices ; les grains serrés les uns contre les autres ne peuvent pas être mis en mouvement par une expulsion de l'eau, soit par écoulement horizontal, soit par un pompage vertical. Même si l'eau était expulsée complètement il ne se pourrait produire de tassement que sous condition d'un écrasement des grains en particules plus fines qui rempliraient les interstices vidées de l'eau. Or cet écrasement ne pourrait se produire que sous une surcharge dépassant la résistance du quartz qui est de 1000 à 3000 kg/cm², tandis qu'une suite de strates de sable de 100 m de puissance, n'exercerait qu'une pression de 17 kg/cm² sur la base de cette masse. Quoique le rabattement du niveau de l'eau pour un tel montant soit un cas exceptionnel, il ne provoquerait pas de tassement parce que les grains se touchent et l'expulsion de cette masse d'eau n'aurait pas d'effet sur le volume des grains de quartz sédimentés et tassés.

L'eau expulsée du sable est d'abord trouble parce qu'elle renferme des particules extrêmement fines d'argile intercalées dans les

interstices. Mais l'eau se clarifie vite parce que son mouvement à l'intérieur de la masse de sable se ralentit jusqu'à tel point qu'elle ne peut plus tenir en mouvement ces fines particules qui d'ailleurs sont sans influence dans l'arrangement des grains de quartz beaucoup plus volumineux, proportionnellement, que les particules argileuses.

Sable boulant.

Mais il y a des sables très fins, au calibrage de 0,01 mm et moins, qui par leur mode de dépôt et leur état physique subissent une diminution de leur volume par l'expulsion de l'eau et une augmentation par l'absorption d'eau, effets qu'on pourrait comparer au gonflement et dégonflement de l'argile, mais sous la réserve expresse que l'argile se présente sous un état physique tout autre que ce sable fin. Ce sont des effets semblables provoqués dans ces deux espèces de roches par des causes différentes.

Ces sables très fins, composés exclusivement de grains de quartz et de très fins débris de particules lamelleuses de mica, mais sans ajout de roche gonflante (argile), peuvent être constitués de telle façon que les grains ne se touchent pas et sont séparés l'un de l'autre par une pellicule d'eau. Les grains nagent donc, pour ainsi dire, dans l'eau, d'où le nom de « Schwimmsand » ou « sable boulant ». L'expulsion de l'eau par rabattement du niveau de l'eau souterraine peut donner lieu à des tassements, soit que l'eau, en s'écoulant, emporte des grains, soit que les grains se tassent dans les interstices libérés de l'eau. Ces sables sont donc nuisibles et dangereux dans les travaux souterrains de mines, galeries, tunnels, et peuvent aussi provoquer des accidents de surface, donner lieu à des fissures et causer même des effondrements des constructions d'art.

Cette action néfaste du sable éboulant par rabattement du niveau d'eau a été invoquée comme cause de dommages à des constructions dans notre pays, mais cette espèce de sable n'a jamais été rencontrée dans notre aire de sédimentation.

Le sable peut absorber d'autant plus d'eau que ses grains sont plus fins et plus régulièrement arrondis. Un sable mouillé est plus stable qu'un sable sec, mais quand l'eau est absorbée à tel point que les grains ne se touchent plus et sont séparés par des films d'eau, le sable perd sa stabilité et montre une mobilité d'autant plus dangereuse que la masse d'eau imbibée augmente. Cette mobilité se présente, selon la finesse des grains, entre 35 et 45% d'eau ; avec un pourcentage de 60 à 65% le sable se comporte comme un liquide d'un poids spécifique de 1,4 à 1,5.

L'eau contenue dans les interstices du sable boulant peut être expulsée par surcharge du terrain ; le terrain reflue latéralement et il se forme des ridements de la surface qui peuvent affecter la stabilité des fondations voisines à plusieurs dizaines de mètres de distance.

De plus graves dégâts peuvent être provoqués par un rabattement accéléré de l'eau souterraine par pompage ou par une entaille dans la masse du sable donnant lieu à un écoulement vif de l'eau. Comme les grains ne se touchent pas, ce mouvement se transplante assez vite à une assez grande distance, les grains sont emportés par l'eau et des vides peuvent se créer donnant lieu à des effondrements.

Quand le sable très fin est argileux, il devient plastique, gonfle et dégonfle comme l'argile, quoique à un degré plus faible. Ce sable fin, argileux est, comme l'argile, imperméable à l'eau.

Les venues d'eau localisées dans les travaux souterrains et dans les travaux de fondations.

Les travaux souterrains et les travaux de fondations peuvent être gênés par des venues d'eau localisées dans des structures géologiques spéciales. De telles venues sont liées au contact d'une couche imperméable située à la base d'un terrain perméable par porosité ou par fissures. Tel est le cas pour le contact des marnes schisteuses de l'assise à *Psiloceras planorbis* et du grès de Luxembourg, des marnes du Muschelkalk moyen et du calcaire coquillier pour ne citer que deux exemples dans notre formation mésozoïque. Comme ces contacts sont bien fixés dans les coupes géologiques, ces venues d'eau sont assez faciles à prévoir et des précautions appropriées peuvent être prises.

D'autres venues sont liées aux failles. Les failles sont des crevasses dont le dessin est souvent ramifié et irrégulier. La faille est rarement réduite à une seule cassure, mais elle représente plutôt une bande de terrain fortement disloqué, de sorte que les venues d'eau sont souvent moins faciles à localiser. Elles peuvent cependant être tracées sur des coupes plus ou moins nettement.

L'eau circule dans les failles si elles forment des crevasses perméables au travers de couches imperméables ou moins perméables, ce qui arrive quand la faille est béante ou remplie avec des fragments anguleux de roche dure, désignée du nom de « brèche ». Mais cette circulation se fait le long de la faille si elle met en contact un terrain imperméable au mur avec un terrain perméable au toit.

Le même rôle que les failles peuvent jouer les cassures et fissures dans une roche compacte comme p. ex. le calcaire reposant sur un terrain imperméable. L'étendu de la fracture de la roche en profondeur et de la direction des cassures sont difficiles à déterminer, de sorte qu'un calcaire qu'on perce par une galerie ou dans lequel on entre par une fondation profonde peut donner lieu à des ennuis sérieux.

Dans une roche aigre comme le sont les calcaires compacts, les fissures sont béantes dans les anticlinaux où il y a de la tension et latentes dans les synclinaux où il y a de la compression. Aussi on

constate souvent à l'occasion de la percée de galeries ou de tunnels de fortes venues d'eau dans les voûtes tandis que les cuvettes sont à sec.

Des venues d'eau considérables sont également liées aux filons. Les filons sont des remplissages de failles ou de cassures ordinairement par une précipitation de minerais à partir de solutions aqueuses. Ils jouent le même rôle que les failles pour la venue d'eau de la profondeur.

Les filons de cuivre de Stolzembourg et de plomb de Chifontaine, pour ne citer que deux exemples de notre pays, ont donné issue à de si grandes quantités d'eau que l'exploitation en était fortement gênée et même rendue déficitaire.

Comme les failles et les filons descendent souvent dans de grandes profondeurs ils peuvent donner naissance à des sources thermales. C'est ainsi que la source thermale de Mondorf se révélait par un faible suintement d'eau salée qui remontait le long d'une faille de la profondeur de plus de 500 mètres. Ce suintement déterminait Kind en 1841 à y placer le forage qui donnait naissance à la puissante source thermale d'un débit de 630 l/min.

L'argile comme terrain de fondation.

Tandis que dans les strates de sables bien sédimentées les variations du niveau de l'eau souterraine ne provoquent pas de changement dans la capacité de résistance (*Tragfähigkeit*) du sous-sol, les argiles par contre, sont susceptibles, par ce changement, de modifications importantes pouvant causer des dégâts sensibles dans les constructions.

Par l'abaissement du niveau de l'eau souterraine la partie superficielle de l'argile devient rugueuse et crevassée ; dans une profondeur de 1 à 3 m, l'argile est onctueuse au toucher et dans une plus grande profondeur, elle est humide et plastique.

Comme les briques et les pierres à ciment argileux se désagrègent facilement dans la zone soumise aux variations du niveau de l'eau souterraine, cette partie des murs est toujours à construire avec des grès à ciment calcaire ou silicieux ou avec des calcaires.

Dans cette même zone la masse argileuse subit des gonflements et des dégonflements qui causent des tassements inégaux provoquant des fissures dans les murs quand ceux-ci sont fondés dans cette zone soumise à des alternances d'inondations et d'assèchement. Les murs sont donc à fonder dans une profondeur ne subissant pas l'effet de ces alternances. Nous citons comme exemple, d'après une enquête, faite en 1950, le cas des deux maisons fortement endommagées de la rue d'Argentine à Esch s/Alzette.

Maisons endommagées par le gonflement et le dégonflement du terrain argileux.

Les deux dernières maisons situées à droite en montant la rue d'Argentine et en contrebas de l'Ecole professionnelle (Fig. N° 57.) sont des maisons doubles avec entrées séparées et aux côtés opposés, l'une donnant sur la rue, l'autre sur le jardin. (Maisons désignées par a et b sur les figures 57 et 58.) La partie Est de ces maisons menace ruine, tandis que la partie Ouest est indemne. Les propriétaires voient la cause de cet endommagement dans la construction de l'Ecole professionnelle voisine fondée en 1931, tandis que les maisons datent de la fin du siècle passé.

Relief et constitution pétrographique du sol dans cette région de la Ville d'Esch.

La région de la ville où se trouvent l'Ecole professionnelle et la rue d'Argentine avoisinante, forme un large dos très plat, de direction WSW—ENE, qui dévale, au sud, en pente douce vers le thalweg de l'Alzette et passe, au nord, insensiblement dans le vaste plateau portant les Usines de Belval. Sur le point culminant, à la cote 300.9, s'élèvent les vastes constructions de l'Ecole professionnelle.

La rue d'Argentine, de direction N—S, descend en pente du bord de ce plateau jusqu'à la limite du thalweg de l'Alzette, marquée par la rue du Canal. (Redinger Strasse). Elle a, sur une longueur de 100 m, une différence de niveau de 7 m. La descente est plus raide dans la partie supérieure où sont situées précisément les maisons crevassées, que dans la partie inférieure. Dans la partie supérieure, la pente est de 9% ; dans la partie inférieure, elle n'est que de 5%.

Le sol de la région en question est constitué par des marnes feuilletées, de couleur noirâtre ou foncée, qui se débitent facilement en larges plaquettes d'une épaisseur de 2 à 3 mm. Sur les plans de ces plaquettes on constate un enduit blanc, formé de gypse. Sauf dans le thalweg de l'Alzette, recouvert d'une terre alluvionnée d'une puissance de 5 à 7 m, ces marnes schisteuses forment le terrain de fondation de toutes les constructions de la Ville d'Esch.

La résistance des marnes à la compression est de 5 à 10 kg/cm ; c'est-à-dire qu'elles constituent un terrain de fondement satisfaisant même pour les grandes constructions.

Mais ce terrain peut subir des altérations mécaniques ou chimiques qui amoindrissent sensiblement sa valeur comme terrain de fondement et peuvent avoir une répercussion fâcheuse sur la solidité des bâtisses existantes.

Par décalcification et oxydation les marnes schisteuses se transforment en une argile brunâtre ou rougeâtre, amorphe, dans laquelle toute trace de stratification a disparu.

Cette altération s'opère dans la zone du sous-sol située au-dessus du niveau permanent de l'eau souterraine, c.à-d. dans la zone soumise aux fluctuations de ce niveau et exposée, par conséquent, à des assèchements alternant avec des imbibitions d'eau.

Pendant les périodes de sécheresse, l'argile se rétrécit, ce qui provoque des fentes verticales. Pendant les périodes de pluie, les fentes

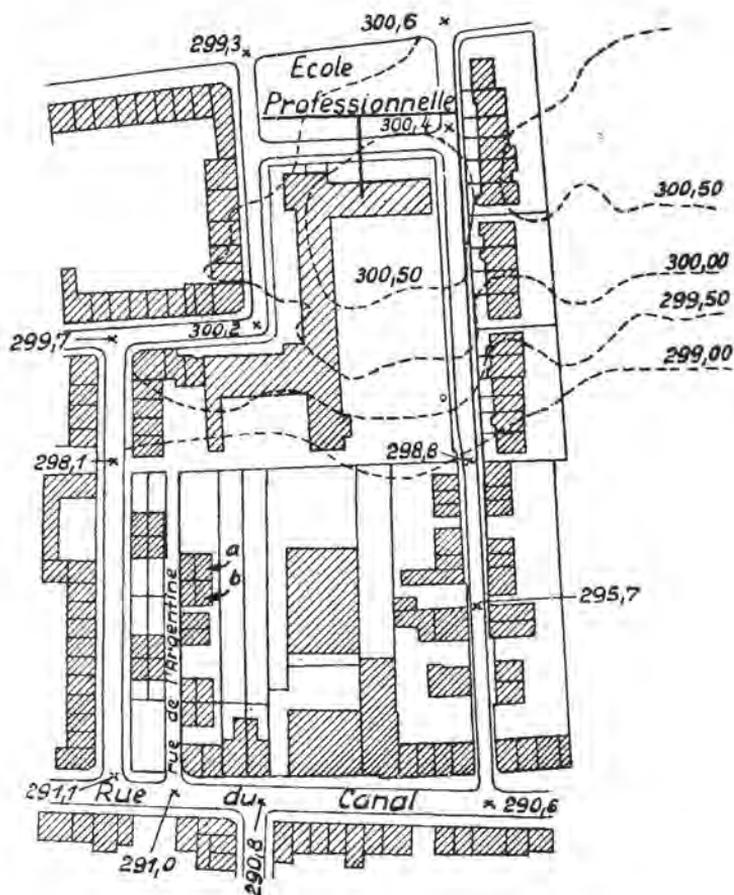


Fig. N° 57. — La rue d'Argentine et ses environs (Esch/Alz.) ; a et b = maisons endommagées.

se remplissent d'eau qui imbibit le terrain et provoque des gonflements dans la masse argileuse. Ces gonflements et dégonflements alternatifs produisent des déplacements minuscules dans l'argile, et quand celle-ci se trouve dans une pente qui permet, faute de contrepression, une poussée dans le vide, ces décalages minuscules provoquent des glissements fatals aux constructions fondées dans cette argile.

Pour les bâtisses dont les fondations atteignent le niveau permanent de l'eau souterraine, le danger est écarté, pourvu que celles qui sont construites dans une pente aient des murs assez solides pour pouvoir résister à la pression de glissements qui pourraient se produire dans la zone superficielle.

Mais si, pour une cause quelconque, le niveau de l'eau baisse, des fondations, originellement sans reproches quant à leur adaptation aux conditions du terrain, se trouvent placées dans la zone des fluctuations et, par conséquent, dans la zone de danger pour leur solidité ; des endommagements doivent alors fatalement se produire.

La situation locale du terrain avant la construction de l'Ecole professionnelle.

Avant la construction de l'Ecole en 1931, le vaste emplacement recouvert aujourd'hui par des bâtiments et des cours asphaltées formait un plateau mollement ondulé, recouvert d'une mince couverture de schiste altéré argileux, imperméable, qui portait dans une dépression un étang naturel, comme il en existait aussi dans la forêt de « Clair chêne », occupée aujourd'hui par les Usines de Belval. Les eaux superficielles s'écoulaient par un vallon plat, peu profond, parallèle à la rue d'Argentine et situé derrière les maisons, du côté Est, de cette rue.

La construction de l'Ecole exigeait l'aplanissement du terrain et l'enlèvement de la couverture argileuse. La surface non bâtie a été aménagée en cour de récréation recouverte d'asphalte, ce qui réduit sensiblement la quantité d'eau qui pénètre dans le sol ; les fossés creusés pour les fondations jusqu'à une profondeur de 3 à 4 m forment de vrais canaux de drainage ; bref, la circulation de l'eau souterraine a été changée complètement.

La situation actuelle du terrain.

Pour constater le comportement du sous-sol à proximité de l'Ecole et des maisons endommagées, plusieurs puits de reconnaissance ont été creusés. (Fig. N° 58.)

L'analyse des observations constatées dans ces différents puits démontre la situation suivante :

Il existe dans la pente qui dévale du dos, portant l'Ecole professionnelle, vers le thalweg de l'Alzette une dépression, marquée aussi dans le relief. Le sous-sol de cette dépression est constitué par une argile amorphe, crevassée, produit d'altération des marnes schisteuses. Les murs de la partie orientale des maisons endommagées sont fondés dans cette argile. L'extension de cette dépression est donnée sur la figure 58 par (3). Cette dépression remplie d'argile non stratifiée est entourée d'une zone de marne schisteuse changée en argile jusqu'à

Plan

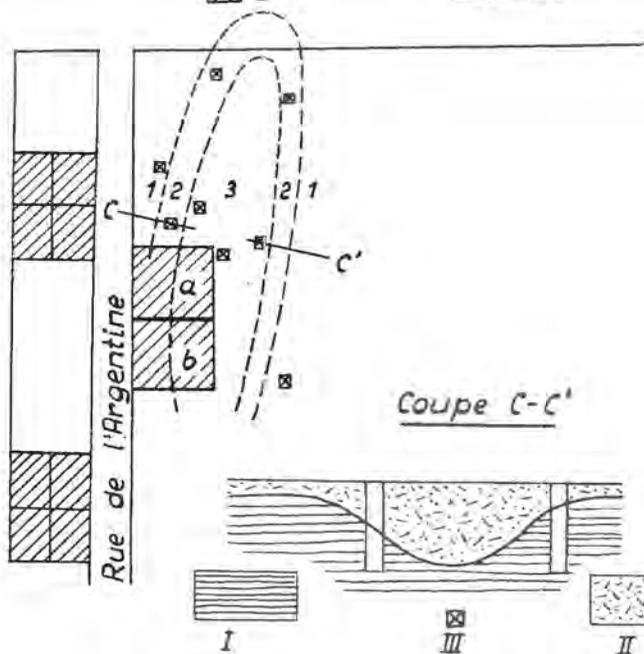
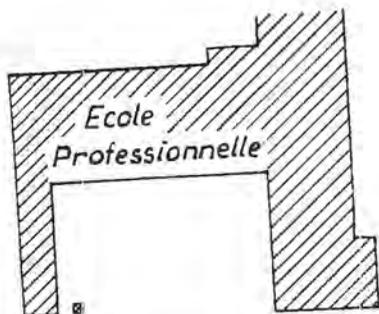


Fig. N° 58. — Le terrain de fondation des maisons endommagées de la rue d'Argentine (Esch/Alz.)

- Coupe :
- I marne schisteuse non altérée en argile.
 - II marne décalcifiée et changée en argile.
 - III situation des puits de recherches.

- Plan.
- 1) terrain de marne schisteuse non altérée.
 - 2) marne schisteuse décalcifiée et changée en argile jusqu'à la profondeur de 1,40.
 - 3) Zone dans laquelle la marne schisteuse est décalcifiée et altérée en terre argileuse jusqu'à une profondeur au-dessous de la base des fondations (1,80 m) des maisons endommagées.

la profondeur de 1,40 m (2). Comme la base des murs est à 1,80 m au-dessous de la surface, les murs de la partie occidentale (côté de la rue) des maisons sont indemnes. Les maisons du côté opposé de la rue ainsi que les bâtiments de l'école, fondés dans le schiste non altéré en argile (1), ne montrent pas non plus des dégâts.

Cette argile se trouve au-dessus de la zone d'imbibition permanente ; elle est, par conséquent, exposée à des retraits et à des gonflements périodiques, en relation avec l'absence ou l'abondance des précipitations atmosphériques. Ces gonflements et dégonflements causent des glissements et des tassements qui ébranlent la solidité des constructions et produisent des crevasses dans les murs.

Or, les parties des maisons endommagées (moitié orientale) ont justement leurs fondements dans cette argile. Leur partie occidentale, reposant sur les marnes schisteuses, est complètement intacte.

La construction des maisons en question date de la fin du siècle passé ; d'après les déclarations formelles de tous les voisins, les crevasses se sont produites après la construction de l'Ecole professionnelle ; en 1946, les dégâts étaient inquiétants, en 1949, ils sont devenus alarmants.

Ces dégâts sont causés par le changement qui s'est produit dans le régime d'imbibition de l'argile.

Le fondement de ces maisons a une profondeur de 1,80 m ; l'argile supporte bien le chargement des murs qui ne dépasse guère 0,5 kg/cm² ; la construction était donc satisfaisante tant que l'argile n'était pas soumise aux changements de l'humidité naturelle c.-à-d. tant qu'il n'y avait pas été provoqué de dérangement artificiel dans le niveau de la nappe d'eau souterraine.

Ce dérangement a été produit par deux causes : la construction de l'Ecole professionnelle et la construction des égouts, notamment dans la rue du Canal, au pied de la pente.

Le fondement de l'école, aussi bien que la construction de la bâtisse en soi, ne présentent aucune faute de construction ou d'aménagement, mais cette construction a changé la situation de la nappe d'eau existante antérieurement. Il en est de même de la construction de l'égout dans la rue du Canal. En conséquence, la constitution de l'argile a changé ; des changements de volume et des glissements ont été provoqués et ceux-ci ont eu un effet désastreux sur les parties des deux maisons fondées dans l'argile.

Comme ces deux maisons sont situées dans la partie la plus raide de la pente, les changements de volume dans l'argile ont provoqué des glissements qui auraient été moins accentués ou nuls dans une plaine, ce qui explique que les maisons situées dans la partie inférieure de la rue, en pente plus douce, ne montrent pas de dégâts.

Les propriétaires de l'Ecole et des égouts, c.-à-d. l'Etat et la Commune ont créé, par les changements dans la circulation préexistante

des eaux naturelles, un état des choses qui porte préjudice à la solidité des maisons et qui doit, par conséquent, être considéré comme cause de l'endommagement.

Je me hâte de souligner qu'il n'y a pas eu préméditation dans cet acte ni de la part de l'Etat ni de celle de la Commune. La situation est une conséquence du développement de la Ville d'Esch.

L'action chimique de l'eau sur les travaux de construction.

L'eau circulant dans un terrain à bâtir peut provoquer des actions chimiques, cause de ce qu'on appelle l'agressivité des eaux. L'agressivité est l'intensité avec laquelle une eau est susceptible de corroder un matériel donné en entrant en réaction avec lui. Le pouvoir agressif dépend de deux facteurs importants : La teneur en sel et la teneur en gaz dissous.

D'après la teneur en sels des eaux potables nous distinguons les eaux douces et les eaux dures.

Les eaux douces doivent leur agressivité en ordre principal à l'oxygène libre qui attaque énergiquement les métaux en général, et en second lieu à l'anhydride carbonique libre qui corrode le plomb, le fer, le cuivre, le zinc et aussi le ciment.

Les eaux dures contiennent d'ordinaire une quantité assez grande de bicarbonate de calcium ; elles renferment aussi des chlorures et du sulfate de chaux. Celles contenant du sulfate de chaux corrodent surtout le béton. Il en est de même des eaux des terrains marécageux riches en humus.

Par une composition appropriée du ciment on peut parer à cet inconvénient, mais le moyen le plus sûr est, si cela peut se faire, de créer un rabattement permanent du niveau de l'eau au-dessous du pied des fondations.

VI. LES MATERIAUX DE CONSTRUCTION ET LEURS PROPRIETES TECHNIQUES EN RAPPORT AVEC LEUR CONSTITUTION GEOLOGIQUE.

On demande aux roches utilisées dans les maçonneries, les fondations, les terrassements, certaines propriétés pratiques qui vont être indiquées ci-dessous :

La résistance à l'usure ou la dureté.

La résistance à l'écrasement (*Druckfestigkeit*) est la qualité essentielle demandée aux roches destinées à la construction des grands édifices, des ponts, des tunnels, des barrages etc. Cette qualité dépend de la résistance des éléments constitutifs et de leur mode de cimentation, tout comme la solidité d'un édifice dépend des matériaux employés et de leur liaison.

Ainsi les matériaux dont les éléments sont serrés les uns contre les autres comme les marbres ou qui ont un ciment solide comme les grès quartzeux ont une grande résistance tandis que ceux qui ont un ciment tendre comme les grès argileux résistent peu à l'écrasement.

Dans les roches usuelles l'élément constitutif le plus dur est le quartz. Si les grains de quartz sont répartis régulièrement et s'ils sont enrobés dans une pâte siliceuse, comme dans les quartzites, ils donnent une dureté remarquable. Mais la présence d'argile, même à faible dose, diminue sensiblement la dureté et un grès avec ciment argileux a une très faible résistance.

Les silicates sont nettement moins dures que la silice et sont clivables. La présence de minéraux micacés diminue encore la résistance des roches parce que les micas ont une faible dureté et un clivage excessif.

La calcite est tendre et un grès à ciment calcaire est facile à travailler malgré la haute dureté des grains de quartz.

Les grès à ciment argileux peuvent être travaillés aisément quand ils ont leur « humidité de carrière », mais ils se durcissent par la dessiccation à l'air, pour se désagréger dans le sol imbibé d'eau.

L'état d'agrégation joue un rôle important et les roches à gros éléments sont moins résistantes que celles à éléments fins.

Dans une roche formée par plusieurs éléments constitutifs, c'est l'élément le plus tendre qui est à prendre en considération quand on veut être fixé sur la valeur pratique d'une roche.

Pour cette raison la différence de dureté ne doit pas être trop grande. Des grès constitués par des grains de quartz cimentés par l'argile ne conviennent pas pour faire des marches d'escalier, des dalles de trottoirs ou des pierres de pavé à cause de l'usure rapide par délogement des grains de quartz de leur ciment d'argile.

Comme à l'usure les éléments durs restent en saillie tandis que les plus tendres sont plus rapidement usés, la roche devient rugueuse, ce qui a l'avantage d'empêcher de glisser.

Quand il faut choisir une roche apte au pavage on donne la préférence à celle qui a une grande résistance à l'écrasement et qui reste rugueuse à l'emploi. Les roches à grains très fins comme les basaltes et les quartzites s'usent très peu, mais deviennent facilement lisses. Les calcaires et les grès à ciment calcaire sont moins résistants, mais deviennent moins lisses. Les meilleures roches sont les granites à grain moyen.

Si une roche se compose de strates d'usure inégale, p. ex. de lits de calcaire dur et de marne tendre, les premiers restent en saillie entre les rainures creusées dans les seconds par la corrasion éolienne.

On exprime la résistance à l'écrasement en indiquant en kg/cm^2 la pression qui a déterminé la rupture des cubes à faces lisses ayant ordinairement 7,07 cm de côté ce qui correspond à une surface de 50 cm^2 . Il est indiqué de prendre la moyenne de 5 à 10 essais.

Pour donner une idée générale on peut énoncer que les grès donnent 200 à 800, les calcaires et dolomies 500 à 800, les granites 800 à 2.500 et les basaltes 1.000 à 5.000 kg/cm^2 .

La dureté des roches comme résultante de plusieurs facteurs se mesure empiriquement par plusieurs méthodes pour permettre à comparer les différents matériaux. On emploie des meules à émeri usant la surface de la roche à étudier, des tambours tournants où on use des cubes de cette roche dans le but de mesurer ensuite leur perte de poids, des appareils à chocs forants des cavités plus ou moins grandes par un nombre plus ou moins grand de coups etc. . .

Les roches à l'état humide ont souvent une résistance à l'écrasement plus faible qu'à l'état sec, ce qui est spécialement le cas si l'argile prend part à leur composition. Il faut donc mesurer la résistance des roches non seulement à l'état sec, mais aussi quand elles sont imprégnées d'eau et après plusieurs gelées.

Les conditions géologiques influent naturellement beaucoup sur la résistance à l'écrasement qui peut sensiblement diminuer dans les roches tirées des affleurements ou soumises à des ruptures internes produites dans les plis et dans les failles. Les quartzites p. ex. ne se débitent ordinairement qu'en des fragments et les granites renferment des parties peu résistantes par suite de décompositions et de ruptures internes. Le passage de failles est marqué ordinairement par une zone de roches écrasées et non exploitables.

La résistance à la traction (Zugfestigkeit) est faible par rapport à la résistance à l'écrasement. Elle n'est que 1/8 à 1/60, en moyenne 1/30 de celle-ci.

Ceci s'explique par le fait que les roches sont des agrégats et que sous l'effort de la traction, il se produit une rupture à la limite des éléments constitutifs. On n'a pas affaire à la résistance des éléments individuels, mais à la cohésion des agrégats qui dépend de la structure de la roche. Aussi la résistance à la traction d'un élément individuel dépasse-t-elle de loin la résistance à la cohésion des différents individus.

De même, la résistance à la flexion (Biegungsfestigkeit) est 1/2 à 1/12, en moyenne 1/7 de la résistance à l'écrasement.

La résistance au cisaillement est, en moyenne, de 1/4 de la résistance à l'écrasement.

Résistance aux agents atmosphériques.

La résistance aux agents atmosphériques dépend naturellement de la nature minéralogique et de la structure de la roche, mais aussi du lieu où cette roche est employée.

L'altération atmosphérique affecte évidemment toutes les roches de la surface de la terre, mais elle semble ne pas être sensible en général en l'espace de quelques générations quand les roches se trouvent dans leur gisement naturel. Dans les matériaux de construction bien plus exposés, elle est cependant accélérée et beaucoup de monuments, surtout sous un climat humide, se dégradent assez rapidement.

La porosité qui est le rapport du volume des vides de la roche au volume total, influe à la fois sur la résistance mécanique et sur la résistance chimique que les roches opposent aux altérations. Elle dépend de l'état de cimentation naturelle des éléments constitutifs d'une roche qui est en général moins avancé dans les roches jeunes que dans les terrains anciens. Elle est à l'origine de l'idée de la fabrication de certains produits de protection (cimentations et silicatages).

La porosité tend à affaiblir la résistance mécanique de la roche par les alternations de gel et de dégel qui disloquent un peu à peu les roches poreuses, chargées d'une certaine quantité d'eau, par la dilatation des pores dans les congélations. Les pierres imbibées d'eau et exposées au froid risquent de se briser en fragments par la gelée, de se crevasser et de s'exfolier superficiellement. On dit que ces roches sont gélives. L'eau répartie dans leur masse se dilate par congélation et les fait éclater, si elle n'a pas assez d'espace pour se dilater. S'il y a assez de place pour cet accroissement, p. ex. si la pierre a de larges pores et si ces vides ne sont pas entièrement remplis d'eau, l'éclatement ne se produit pas. Il faut insister sur le fait que c'est surtout la répétition fréquente du phénomène de gel qui entraîne les grandes

destructions. Une première petite fissure est ouverte, elle se remplit d'eau après le dégel, cette eau gèle de nouveau et agrandit la fissure. La glace agit comme un coin introduit par de petits coups répétés à l'intérieur de la roche.

Si le froid ne produit pas une destruction de la roche, il peut souvent en diminuer la solidité ; il affaiblit la cohésion des particules et accroît la gélivité de la roche.

Il est clair que les roches fissurées intérieurement par suite des mouvements tectoniques, les roches finement poreuses comme les grès dont le ciment calcaire a été dissous comme cela se produit au voisinage des fentes dans lesquelles l'eau circule, les roches qui renferment de minces lits d'argile particulièrement nuisibles à cause de leur aptitude à absorber de l'eau, les roches fissiles, foliacées ou écailleuses ou renfermant beaucoup de minerais clivables (mica) sont particulièrement exposées à subir, par le gel et le dégel, sinon une destruction du moins un amoindrissement de la solidité.

On fait l'essai de la résistance d'une roche à la gelée en la trempant dans l'eau jusqu'à saturation et en la faisant geler et dégeler à plusieurs reprises (environ 25 fois). On détermine ensuite la perte de poids de la roche ; cette perte est évaluée en pour-cent du poids de l'unité de volume. Après l'essai de gélivité, la roche est de nouveau soumise à un essai de résistance à l'écrasement.

Ajoutons ici que le mode d'extraction et de travail d'une pierre a aussi une influence sur la production de fissures, fines ou larges, et par suite, aussi sur les conditions de solidité et de résistance à la gelée. Les chocs violents provoqués par l'action des explosifs, les forts coups de masse, la chute d'une grande hauteur sur un sol dur, peuvent produire des fissures qui compromettent la cohésion des éléments constitutifs et augmentent le danger de la destruction des pierres par la gelée. La manière de travailler les blocs a, de ce point de vue, aussi son importance. Le fait de « piquer » les grès pour leur donner une surface rugueuse peut produire des fissures et avoir pour conséquence l'effritement par la gelée.

Dissolution et transformations chimiques.

Il va de soi que dans nos contrées humides les roches relativement solubles dans l'eau ne peuvent pas être exposées aux intempéries comme p. ex. le gypse qui est soluble dans la proportion de 2 à 2,5 parties pour 1000 parties d'eau.

Comme l'eau de pluie est légèrement chargée de gaz carbonique, certains carbonates sont attaqués, quoique lentement, par la pluie ; celle-ci peut faire disparaître le brillant des statues de marbres polies. Elle attaque aussi les matières argileuses et oxyde et hydrate les composés ferrugineux.

Tandis que l'action de la pluie est faible sur de bonnes pierres de construction des pierres à zonules argileuses ou contenant du car-

bonate de chaux friable ne peuvent pas être employées dans les constructions.

Aux phénomènes de transformation chimique se rattache l'action destructive exercée sur le carbonate de chaux (marbre, grès à ciment calcaire et dolomitique) par l'acide sulfureux et l'acide sulfurique qui se trouvent dans l'air des villes et par suite dans l'eau de pluie et la neige et qui résultent de la combustion de houilles contenant des pyrites.

Plus nuisibles que les pluies sont les brouillards des villes. Les particules aqueuses des brouillards fixent les gaz nocifs dont l'action est plus constante sur les pierres, tandis qu'avec la pluie il y a un lavage continu. La neige apporte aussi plus de gaz que la pluie et, persistant sur les ressauts des constructions, elle a une action particulièrement efficace. Les agents atmosphériques chargés d'acide carbonique, d'acide sulfureux ou d'acide sulfurique détériorent surtout les surfaces horizontales des pierres parce que le liquide s'étend sur elles et y persiste plus longtemps que sur les surfaces inclinées ou verticales. On diminue donc par un polissage les surfaces d'attaque et on évite aussi dans l'architecture la formation de flaques d'eau qui prolongent la durée de l'attaque.

Il faut encore mentionner comme particulièrement importante la transformation de la pyrite (FeS^2) en limonite ($2\text{Fe}^2\text{O}^3, 3\text{H}^2\text{O}$) avec formation de sulfate de fer et d'acide sulfurique. Le sulfate et l'acide agissent ensuite en détruisant le carbonate de chaux pour donner du gypse. Certaines pierres ou parties de pierres peuvent ainsi tomber complètement en poussière. Aussi faut-il éviter l'emploi de matériaux contenant du calcaire et beaucoup de pyrite finement disséminée. M. Gustave Faber a montré comment l'acide sulfureux et l'acide sulfurique contenus dans la fumée ainsi que l'acide sulfurique et le sulfate de fer formés par la transformation de la pyrite en limonite attaquent le ciment carbonaté du grès de Luxembourg et y engendrent du sulfate de chaux (gypse) qui forme périodiquement une couche blanche un peu en dessous de la surface du grès et cause son écaillage.

Les pierres poreuses enfoncées dans le sous-sol pour fondations y provoquent, grâce à la force capillaire, l'ascension des sels de l'eau souterraine, ce qui permet à ces sels en solution une action sur les éléments de la pierre (p. ex. la pyrite). Quand les solutions s'évaporent à la surface de la pierre, on a en petit, ce qui se réalise en grand sur le sol des régions arides ou semi-arides. L'évaporation active produit des efflorescences et des cristallisations qui jouent un rôle mécanique et chimique comme agents de détérioration. Outre le carbonate de chaux, ce sont du sulfate de magnésie, de l'alun, du sulfate de fer, du gypse, et notamment le « salpêtre des murs » qui est un sulfate double de chaux et de potasse.

On obvie à ces inconvénients en employant des roches compactes ou inertes chimiquement comme les roches siliceuses ou on protège les murs exposés par un enduit approprié.

Les algues, lichens, mousses, dont les spores ont été apportées par le vent, s'installent souvent sur les pierres rugueuses et dans les fissures, spécialement quand ces pierres conservent facilement l'humidité p. ex. quand elles renferment des particules argileuses. Ces plantes agissent par leurs filaments et radicelles qui ont une puissance de pénétration remarquable et se sont surtout les calcaires qui en souffrent. Les éléments superficiels de la roche sont désagrégés et cette désagrégation peut être notable par la répétition fréquente du même phénomène. Les plantes vivantes agissent aussi par sécrétion d'acides végétaux et les particules dissociées se transforment chimiquement grâce aux agents de décomposition.

Les arbres et les broussailles croissant sur les ruines, le lierre sur les murailles peuvent, comme on le sait, contribuer à la destruction des édifices.

La coloration des roches.

La couleur des roches intervient au point de vue ornemental. La couleur d'une roche composée d'un seul minéral est naturellement celle de ce minéral (marbre). Des minéraux incolores donnent à la roche une teinte blanche. Quand une roche est constituée par des particules de plusieurs espèces minérales, la couleur est une moyenne quand les grains sont fins. Quand un élément l'emporte en grandeur sur les autres, sa couleur prédomine naturellement, comme c'est le cas de poudingues à très gros éléments. Dans les granites rougeâtres la teinte est celle des grands cristaux d'orthose rose.

Les minéraux des roches sont soit idiochromatiques c.-à-d. ont une couleur qui leur appartient en propre et qui est leur couleur caractéristique, ou ont une couleur allochromatique due à des inclusions de corps étrangers.

La couleur rouge est due, le plus souvent, à l'oligiste (Fe^2O^3), une teinte jaune ou brune à la limonite ($2\text{Fe}^2\text{O}^3, 3\text{H}^2\text{O}$). Les teintes vertes caractérisent les pierres contenant des silicates ferrugineux. Des teintes grises, bleu noirâtre, comme celles des argiles et des calcaires, sont souvent causées par des particules de carbone ou de matière organique. Ces roches blanchissent au feu.

Les argiles, les grès et les calcaires sont souvent colorés en noir bleuâtre par du sulfure de fer très divisé.

Dans les pierres de construction et d'ornementation, la répartition inégale des teintes peut être gênante quand il s'agit d'obtenir du matériel uniforme pour de grands édifices.

Il est essentiel que la coloration des roches soit stable. Parfois certaines pierres acquièrent, sous l'influence des agents atmosphériques, une belle tonalité chaude, mais d'autres fois, la coloration est sujette à l'altération et peut faire perdre, à la longue, aux édifices

quelque chose de leur beauté. Mais l'action des agents atmosphériques sur la coloration varie suivant les climats. Ainsi, l'oxydation par l'air blanchit la surface extérieure des roches carbonées; l'action dissolvante de la pluie peut détruire certains sels tels les carbonates de fer et de manganèse et tacher irrégulièrement la roche par un entraînement partiel des résidus. Des taches et des bandes jaunes, brunes ou noires se font voir d'une manière désagréable sur les marbres par exemple. Ce sont en première ligne les pyrites qui tachent les surfaces en se transformant en limonite, tandis que l'oxyde de fer est plus résistant que le carbonate et la pyrite.

L'éclat d'une couleur est très accentué par le polissage qui contribue aussi à la conservation des matériaux en empêchant la poussière et les végétaux inférieurs d'y adhérer.

Pour qu'une pierre se polisse bien, il faut qu'elle soit constituée par un seul minéral comme le marbre ou par des minéraux qui ont sensiblement la même dureté tel que les granites pauvres en mica. S'il y a mélange d'éléments durs et tendres les éléments durs deviennent brillants par le polissage, tandis que les éléments tendres et feuilletés restent peu lisses et que les éléments terreux restent mats. En outre les minéraux durs forment des saillies parce que leur usure est plus lente. Les roches poreuses se polissent moins bien que les roches compactes.

L'étude microscopique des roches.

En dehors des essais mécaniques et chimiques, une étude en lames minces au microscope est d'un grand intérêt pratique.

Il est d'abord utile de déterminer au microscope la nature et le pourcentage des minéraux constitutifs de la roche.

Il est très utile de connaître l'état d'agrégation. La roche peut être formée de petits grains contigus, soit juxtaposés comme dans un grès où les grains se touchent, soit engrenés les uns dans les autres comme dans un marbre, un quartzite ou un granite. Les grains peuvent aussi être assez distants et noyés dans le ciment. Il est important d'être fixé sur la résistance du ciment plus grande ou moindre que celle des grains constitutifs.

L'étude au microscope permet donc de constater la présence éventuelle d'éléments altérés, l'état de cohésion des particules et de tirer des conclusions sur la manière dont les matériaux se comportent à l'usage.

La constance des propriétés de la roche d'un point à l'autre d'une carrière est une des caractéristiques les plus délicates à déterminer. Des altérations locales des particules constitutives ou du ciment peuvent changer les propriétés d'une roche d'une façon souvent capricieuse. Les roches éruptives comme les granites ont des propriétés localement variables, tout comme les roches sédimentaires contiennent par endroits, des zones lenticulaires plus calciques ou plus siliceuses que la masse ambiante.

Il est toujours très important d'examiner l'apparence des pierres dans les carrières ; on peut en déduire des conclusions assez sûres quant à leur résistance vis-à-vis des agents atmosphériques quand on les emploie comme matériaux de construction. A côté des pierres fraîchement taillées, on peut y observer dans les affleurements des masses exposées depuis longtemps aux intempéries. Il faut cependant faire ces comparaisons avec discernement et se rappeler que, dans la nature, la décomposition a commencé à des époques qui se chiffrent par beaucoup de milliers d'années et a causé une altération qui n'est pas à prévoir quand le matériel est employé dans une construction.

On peut aussi faire des observations importantes sur des édifices anciens datant dans nos régions souvent des temps romains ou du moyen âge. On peut discerner des roches qui s'effritent comme certains grès, tandis que d'autres comme les calcaires ont résisté à toutes les intempéries.

La perméabilité des roches à l'air.

La perméabilité des sols et des roches à l'air est d'une grande importance pour l'aération des terres et des édifices à travers les matériaux qui les constituent.

Le degré de perméabilité à l'air peut se mesurer comme pour la perméabilité à l'eau. Si les pores de la pierre sont remplis d'eau celle-ci s'opposera au passage de l'air.

Tous les pores d'une roche n'entrent pas en jeu pour la perméabilité à l'air (ou à l'eau). Ce sont seulement ceux qui sont en relation entre eux et avec la surface quelque compliqué que soit d'ailleurs le chemin à parcourir.

La présence ou l'absence, dans les roches, de pores remplis d'air est un facteur essentiel, car l'air contenu dans les cavités a une conductibilité calorifique très faible. Des roches poreuses employées comme pierres de construction empêchent une égalisation par trop rapide des températures. A ce point de vue, les courants d'air jouent un grand rôle comme dans tous les cas de transmission de chaleur par l'air. Lorsque les pores d'une roche sont remplis d'eau, sa conductibilité est considérablement augmentée, parce que l'eau absorbe beaucoup de chaleur par suite de sa chaleur spécifique élevée. Cette circonstance influe sur le temps qu'une roche où un sol mettent à s'échauffer. Les roches imprégnées d'eau et imperméables, surtout l'argile, donnent un sol froid c.-à-d. difficile à échauffer, tandis que les sols perméables s'échauffent vite, ce sont des sols chauds.

A l'intérieur d'un édifice on préfère les roches poreuses, chaudes, parce que les roches compactes suent l'humidité par condensation.

Les conditions d'exploitation d'une roche de construction découlent de la situation géographique et du mode du gisement géologique.

Les considérations commerciales jouent un rôle essentiel dans le choix de l'emplacement ; aussi la situation géographique d'une exploitation peut être éliminatoire à cause des frais de transports et d'une manutention difficile. Dans une formation géologique étendue on placera donc l'exploitation à proximité des régions dépourvues de matériaux analogues à ceux qu'on exploite.

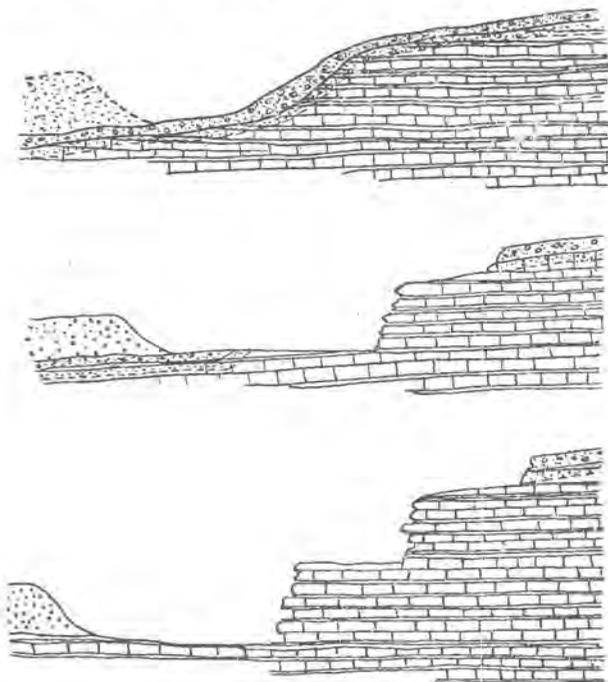


Fig. N° 59. — Aménagement judicieux d'une carrière dans des couches horizontales. (D'après J. Wilser, Grundzüge der angewandten Geologie p. 125.

Il faut aussi s'assurer que la roche exploitable existe en quantité suffisante. Il arrive que des roches présentant de beaux affleurements cessent brusquement à faible distance soit par complications tectoniques (failles, plis) qui changent défavorablement la solidité du matériel, soit par un changement de faciès qui altère la nature même de la roche ; c'est ainsi qu'un grès donnant de gros blocs peut passer dans une masse fracturée ou qu'un calcaire pur peut se charger de grains de sable qui le rendent inutilisable.

La situation géologique d'une roche détermine l'exploitation à ciel ouvert ou en galeries. Les carrières sont le plus souvent des exploitations à ciel ouvert. Dans la plupart des cas les roches ne sont exploitables économiquement que quand elles affleurent ou si elles se trouvent assez près de la surface pour qu'il n'y ait que peu de déblai à enlever au-dessus d'elles.

Les exploitations souterraines se font dans notre pays pour les ardoises et en partie pour le gypse et le calcaire dolomitique. Les ardoises sont exploitées jusqu'à une assez grande profondeur (à Martelange jusqu'à 150 m), le gypse et le calcaire dans les galeries toujours au-dessus du fond de la vallée avoisinante.

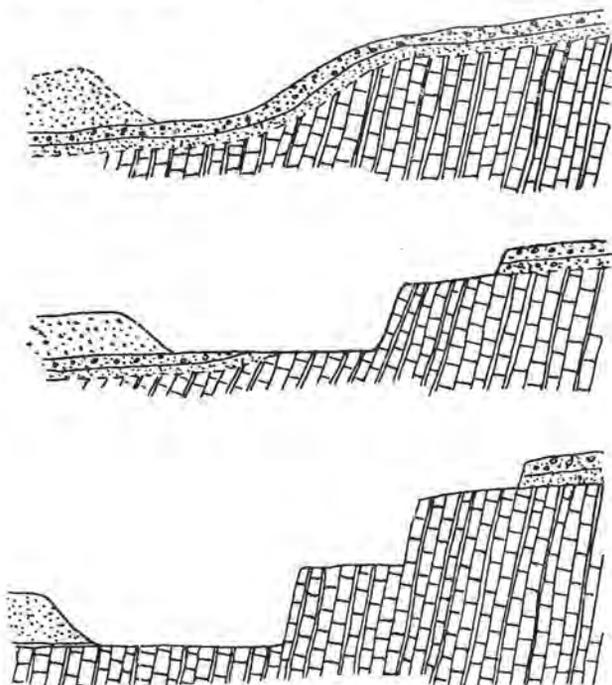


Fig. N° 60. — Exploitation rationnelle d'une carrière dans des couches fortement dressées.

Il y a intérêt à se placer pour l'exploitation au-dessus du niveau de drainage aux fins de donner à l'eau un écoulement naturel. Dans une roche imperméable on peut creuser de grandes cavités qui sont pratiquement sans eau sous condition que la roche n'est pas traversée par des fissures béantes. Ainsi les ardoisières de Martelange sont pratiquement sèches tandis que celle d'Asselborn demande l'épuisement de grandes quantités d'eau qui circule dans des diaclases et crevasses ouvertes.

La tectonique du gisement déterminera le choix de la méthode pour établir une carrière. Dans des couches horizontales on n'a qu'à choisir un emplacement d'un accès facile et éviter l'envahissement par l'eau (Fig. N° 59). La façon judicieuse d'établir une carrière dans des couches dressées est de se conformer à la stratification des roches de telle sorte que celles-ci plongent vers l'endroit où l'on travaille. (Fig. N° 60). On peut ainsi utiliser la pesanteur pour détacher les dalles et organiser le déchargement par descendum. (Fig. N° 61).

On doit éviter, pour des raisons de sécurité, le surplomb et dans le progrès de l'exploitation le recouvrement de morts-terrains ne doit pas s'accroître exagérément. On a donc avantage à progresser parallèlement aux versants au lieu d'avancer vers l'intérieur de la masse de roche. Il est donc nécessaire de se débarrasser dès le commencement de l'exploitation des déchets d'une telle façon qu'ils ne gênent pas l'extension des travaux.

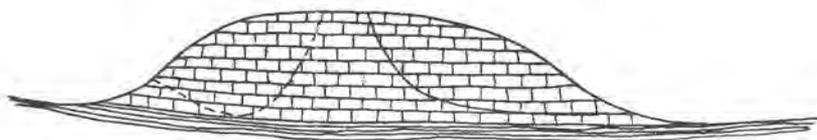


Fig. N° 61. — Façon judicieuse (à droite, trait plein) et façon déficiente (à gauche, ligne en tireté) d'établir une carrière dans des couches faiblement inclinées. — Les grès bien lités reposent sur une assise imperméable.

L'existence dans les roches d'une division par les joints désignée du nom de disjonction et qui implique la présence de plans de moindre résistance et des plans de séparation, est très importante dans la pratique de l'exploitation, à condition que cette division de la roche ne soit pas poussée jusqu'à une fissuration extrême ayant fragmenté la roche en petits morceaux irréguliers.

Il faut donc disposer l'exploitation de manière à user les joints c.-à-d. à travailler par plans parallèles ou perpendiculaires aux joints ce qui permettra d'obtenir des blocs rectangulaires. Avancer dans les travaux par tranches horizontales quand les joints sont inclinés demande un travail inutile et donne un rendement non satisfaisant.

LES CARACTERES DISTINCTIFS DES MATERIAUX NATURELS DE CONSTRUCTION DE NOTRE PAYS.

Argiles, schistes et ardoises.

Les argiles sont principalement constituées par un silicate hydraté d'aluminium. Dans son état pur ce silicate se présente, sous forme de kaolin, en lamelles microscopiques blanches. C'est un produit de décomposition du feldspath.

Dans notre pays on ne rencontre que les argiles ordinaires. Elles sont formées de silicates d'aluminium hydratés colloïdal mélangés avec beaucoup d'impuretés à l'état très fin comme du quartz, du mica, de l'hydroxyde de fer et des composés carbonneux.

Comme éléments accessoires s'ajoutent la pyrite, le gypse en cristaux transparents, la calcite en nodules et rognons et le phosphate de chaux.

Les propriétés particulières, gonflement et plasticité par absorption d'eau, ont été exposées plus haut (voir pg ...).

On peut distinguer parmi les argiles ordinaires plusieurs variétés :

L'argile grasse qui a un toucher gras, visqueux ; l'argile maigre qui est rude au toucher parce qu'elle renferme des fragments étrangers qui ne sont pas à l'état de poussière fine.

Le bol est une argile jaunâtre ou rougeâtre ferrifère qu'on trouve dans les crevasses et à la surface du calcaire et qui renferme des concrétions d'oxyde de fer faiblement phosphoreux, le minerai de fer pisolithique (Bohnerz). Dans notre pays on rencontre le bol sur les plateaux du calcaire à polypiers entre Differdange et Lasauvage ainsi qu'au sud de Rumelange et d'Esch. C'est un résidu de la décomposition chimique du calcaire.

Les limons sont des alluvions argileuses laissées par le débordement des rivières.

Les glaises (Letten) sont des argiles pauvres en colloïdes.

Le lehm est une argile colorée en jaune ou en brun par de la limonite et plus ou moins riche en grains ou en poussière de quartz, renfermant aussi un peu de carbonate de chaux, des paillettes de mica et d'autres impuretés minérales et organiques. C'est un produit de décalcification des marnes, des calcaires impurs ou même des limons.

La plasticité du lehm est moindre que celle de l'argile. On l'emploie surtout pour faire des moules et des briques de médiocre qualité. Autrefois on l'employait aussi comme mortier dans la maçonnerie, surtout dans l'Oesling dépourvu de calcaire. La marne est un mélange

de calcaire et d'argile très intime et par particules microscopiques, mais en proportions variables et avec addition de beaucoup d'éléments accessoires, tels que grains de quartz, mica, grains de minéral de fer, cristaux de gypse, nodules de pyrite et de calcaire.

L'importance pratique de l'argile dans la nature et dans la construction technique est telle qu'il faut la rappeler en quelques mots.

La matière argileuse sèche absorbe énergiquement l'eau avec augmentation de volume à tel point qu'elle peut contenir 60% d'eau sans en laisser goutter. Elle ne se laisse pas traverser par l'eau, mais forme les couches imperméables.

Dans les entreprises techniques il faut se rappeler que les roches reposant sur des strates argileuses inclinées ont une propension à l'éboulement. Les masses d'argile remplies d'eau sont plastiques et coulent sous leur propre pression. Il faut donc éviter d'employer des roches fortement argileuses pour les remblais. Après des pluies persistantes l'argile foisonne et glisse même avec des talus très faibles. L'argile peut être dangereuse pour les fondations, spécialement quand elle repose sur des roches dures inclinées, car la charge peut la faire glisser sur celle-ci. Dans ce cas il faut pousser les fondations jusqu'au roc dur.

L'argile elle-même, étant un silicate d'alumine, n'offre aucun élément nutritif aux végétaux ; comme le quartz elle forme un sol sans valeur nutritive. Mais elle a pourtant une valeur agronomique par sa faculté d'absorber l'eau et les sels alcalins et de les emmagasiner pour les plantes. Mais à cause de l'absorption de l'eau, l'argile donne lieu à la formation de sols marécageux ; l'aération d'un sol argileux est faible et son échauffement difficile, à cause de sa grande teneur d'eau, (sol froid).

Parce que le pouvoir d'absorption du lehm est plus faible que celui de l'argile mais plus grand que celui du sable, le lehm tient un juste milieu entre l'argile et le sable. Tandis que ce dernier est enclin à se dessécher trop vite et que l'autre devient marécageux, la perméabilité à l'eau et à l'air est modérée dans le lehm qui fournit une bonne terre arable.

Les schistes et les ardoises.

Sous le nom d'argile schisteuse on comprend une roche argileuse se fendant suivant des surfaces parallèles aux plans de stratification. Cette propriété suppose une certaine consolidation de la roche, mais il n'y a aucune limite nette entre une telle roche et l'argile. Les schistes qui renferment une proportion notable de matière organique sont appelés schistes bitumineux ; ils brûlent à l'air, en laissant le même volume de cendre ; par distillation ils donnent de l'huile de schiste.

Les schistes bitumineux occupent dans notre pays une superficie assez considérable entre Pétange et Bettembourg. Les possibilités d'une exploitation industrielle de ces schistes ont fait l'objet de recherches poursuivies pendant 20 ans par M. GUSTAVE FABER, qui a publié les résultats de ses études dans un ouvrage : « Recherches en vue de la possibilité d'une exploitation industrielle du schiste bitumineux du Toarcien dans le Grand-Duché de Luxembourg », Luxembourg 1947. (Volume N° VII des Publications du Service Géologique).

Les schistes argileux sont des argiles qui ont été soumises à une pression tangentielle orogénique considérable et qui sont devenues, clivables. Le clivage est un stade d'évolution des roches argileuses du Dévonien inférieur de notre Oesling mais qu'on rencontre naturellement dans toutes les formations argileuses soumises à une vigoureuse poussée orogénique. Ce phénomène mérite encore quelques mots d'explication.

Dans les roches dévoniennes de l'Oesling il faut donc bien distinguer entre la stratification et la schistosité ou le clivage.

Toutes les roches de l'Oesling ont été formées par la désagrégation de roches préexistantes, dont les débris ont été transportés par l'eau courante dans la mer dévonienne où ils se sont déposés en couches ou strates horizontales se distinguant par leur couleur et leur composition minéralogique. Cet arrangement engendré par l'alternance de la nature pétrographique est appelé stratification. Les lits se débitent plus facilement suivant les plans parallèles à la stratification.

Mais la disposition horizontale primitive des couches n'existe plus dans le Dévonien de l'Oesling. Sous l'effet d'une pression énorme, engendrée par une poussée tangentielle dans l'écorce terrestre, les couches ont été redressées et plissées. Sous l'action de cette poussée, non seulement l'allure originale horizontale des roches était modifiée, mais leurs constituants aussi se déplaçaient et se déformaient ; les minéraux lamellaires se disposaient de façon à former avec leur grande face un angle droit avec la direction de la pression. Ces éléments lamellaires sont en premier lieu les petites paillettes d'un minéral de la famille des phyllites, base de l'argile, et le mica. Comme il existe un minimum de cohésion suivant les plans d'alignement de ces minéraux et comme ces plans sont parallèles entre eux dans la roche, celle-ci se débite facilement en feuillets minces suivant ces plans qui sont des plans de clivage bien distincts des plans de stratification.

Comme l'orientation des éléments en paillettes est en relation génétique avec la pression orogénique et non pas avec la disposition des éléments constitutifs en strates, le plan du clivage ne coïncide pas, le plus souvent, avec le plan de stratification.

Dans une suite de couches ou strates homogènes la schistosité est tellement prononcée qu'elle efface complètement la stratigraphie. Il est très difficile dans les schistes dévoniens de l'Oesling de déceler les strates quand on n'est pas guidé par des variations de la couleur, de la composition chimique ou pétrographique.

Le débitage de la roche en feuillets suivant des plans de clivage n'existe dans la profondeur qu'à l'état virtuel; il n'apparaît que par suite de l'altération à l'air ou de l'intervention d'une action mécanique.

Tandis que les couches dressées d'un massif plissé sont inclinées dans des sens différents et avec des pentes variables les plans de clivage sont inclinés sur de vastes étendues dans un même sens et, avec une pente uniforme en conformité avec la direction de la poussée tangentielle.

Sous l'action des forces tectoniques, les roches de l'Oesling ont subi non seulement un plissement, mais elles se sont brisées suivant des lignes de cassures. S'il se produit une dénivellation des deux masses séparées par une cassure, cette fracture est désignée du nom de faille. Une faille est donc une cassure avec rejet. Mais les roches sont aussi brisées sans rejet. Ces disjonctions de la roche sans rejet sont les diaclases ou les joints qui sont disposés dans un ordre déterminé. Les diaclases se présentent dans le Dévonien de l'Oesling suivant deux directions conjuguées faisant entre elles un angle sensiblement constant de 90 degrés et qui sont approximativement N—S et E—W. Suivant ces joints les roches se débitent en parallélépipèdes plus ou moins réguliers. Parfois il existe plus de deux directions conjuguées et la roche se débite alors en blocs moins réguliers. Les diaclases sont surtout visibles sur les surfaces exposées aux agents d'altération. En profondeur, dans la roche intacte, elles n'existent que d'une façon virtuelle, mais un choc ou un coup de marteau suffisent pour les faire apparaître.

D'après leur composition chimique les schistes sont composés essentiellement de silicate d'alumine, base de l'argile, qui se présente en lame mince sous le microscope en petites masses sphéroïdales ou lamellaires. On reconnaît aussi des grains de quartz plus ou moins nombreux, des paillettes de mica blanc, de la pyrite pulvérulente, de la tourmaline et du rutile, ces deux derniers seulement décelables sous un fort grossissement.

Si la quantité de quartz disséminé dans le schiste augmente, la fissilité diminue, la texture se fait plus grossière et la couleur est plus terne; c'est le « Grobschiefer » (schiste grossier) qui prédomine de loin dans notre Oesling.

Si la quantité de quartz est concentrée dans de minces passes qui alternent avec de minces bandes plus argileuses on parle de quartzophyllades. (Le nom de « phyllades » correspond à celui de schiste).

Par altération le schiste se change en une masse argileuse avec grains de quartz et entremêlée de fragments de schiste plus résistant. Ce lehm recouvre les plateaux de l'Oesling avec une puissance parfois considérable. Par le ruissellement l'argile est souvent enlevée et les fragments fins de schiste s'accumulent au pied des versants où ils sont

exploités à tort comme du « sable ». Mais ce « sable » ne renferme guère 35 à 45% de grains de quartz ; mêlé avec le ciment il a une influence fâcheuse sur le béton.

La couleur noirâtre ou bleu foncé du schiste provient d'une matière carbonneuse finement dispersée dans la masse argileuse.

Les schistes de notre Oesling sont extrêmement pauvres en chaux et en phosphore ; la teneur en CaO dépasse rarement 0,60 à 0,75%.

Les ardoises sont des schistes argileux à grain très fin, homogène et compact, d'une fissilité très régulière et très prononcée. Elles permettent une exploitation industrielle quand elles se présentent en couches régulières et puissantes.

Les ardoises doivent se cliver nettement et sans rugosités, se percer facilement, être imperméables à l'eau, avoir une belle couleur foncée, stable et résister aux intempéries. La présence de carbonate de chaux en quantité dépassant quelques pour-cent est nuisible parce qu'il est dissous par l'eau, ce qui accélère la désagrégation de l'ardoise. La pyrite a également une influence néfaste, surtout quand il y a aussi des particules de calcaire ; à l'air elle se décompose en sulfate de fer et acide sulfurique, ce qui détériore l'ardoise. En outre, l'acide sulfurique ronge les clous servant à fixer les ardoises.

Le degré de porosité, ainsi que la facilité plus ou moins grande avec laquelle les ardoises sont détruites par la gelée, dépendent principalement du mode de distribution de lits microscopiques de mica qui permettent une pénétration plus facile de l'eau. Sous le choc l'ardoise doit donner un son clair et sonore, ce qui indique une texture compacte, tandis qu'un son sourd est l'indice de vides qui sont nuisibles.

Les couches d'ardoises exploitables sont confinées dans l'Oesling à la base de l'étage du Siegenien supérieur. Elles comprennent les exploitations de Martelange, Haut-Martelange et Perlé au Sud et d'Asselborn au Nord. Tous les autres essais d'exploitation n'ont pas abouti à un résultat satisfaisant.

Région de Martelange.

Dans la région de Martelange les veines d'ardoise se succèdent en plusieurs bandes étroites de direction Ouest-Est. Elles sont du même âge et appartiennent à la même assise géologique ; elles se répètent plusieurs fois par suite de l'allure tectonique de la région. (Fig. N° 62) Dans la région d'Asselborn il n'existe pas une telle répétition.

Comme toute la masse rocheuse du Dévonien de l'Oesling, les couches ardoisières sont traversées par un système de joints ou diaclases qui divisent la roche en blocs plus ou moins réguliers et qui jouent un rôle capital dans l'exploitabilité de l'ardoise. (Blocdiagramme Fig. N° 63). Ces diaclases portent des noms locaux distinctifs. Dans

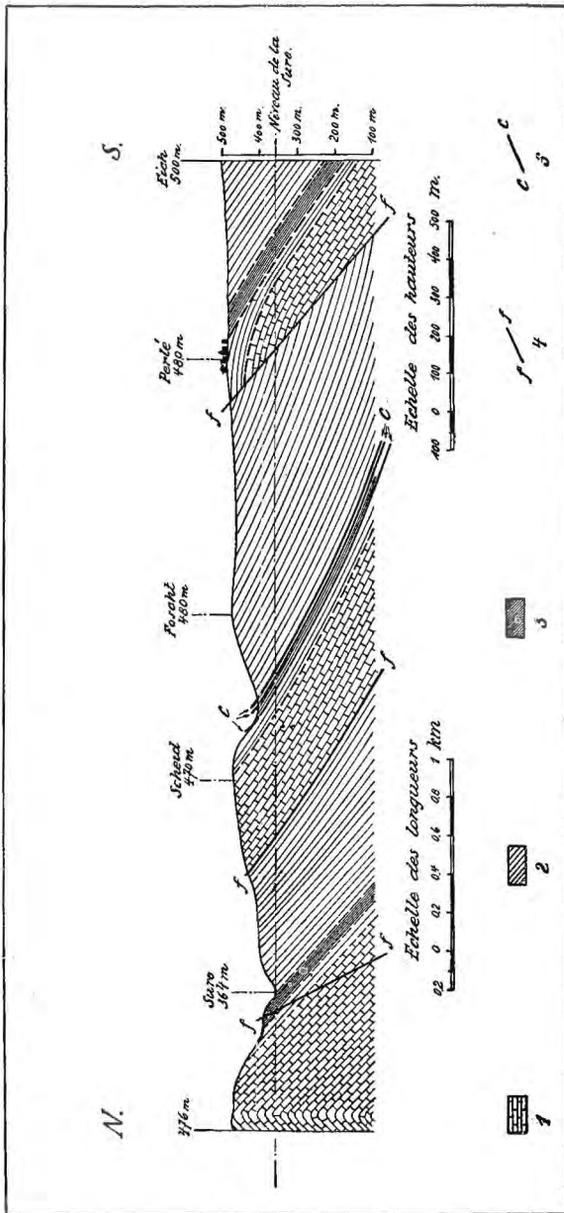


Fig. N° 62. — Coupe géologique par la région ardoisière de Martelange-Perlé. La répétition de la veine ardoisière est due à un charriage, « la faille de Herbeumont », qui s'éparpille dans la région de Martelange en trois branches. (Voir aussi la planche N° II annexée au volume VI, Das Oesling, Publications du Service géologique.

1 = Siegentien moyen ; 2 = Siegentien supérieur ; 3 = veine d'ardoises ; 4 = charriage ; 5 = couteau (Messer).

les régions de Martelange et d'Asselborn on distingue les « volets » (G'wel = Giebel) et les « pourris ». Les volets sont des fissures ordinairement perpendiculaires au plan de clivage de l'ardoise, donc approximativement de direction méridienne et qui marquent quelquefois un faible déplacement horizontal de 2 à 3 cm de la pierre dans cette direction. Le pendage est de 60 à 65 degrés vers l'Est. Ce ne sont que des cas exceptionnels quand la direction coupe la planche de pierre obliquement et que l'inclinaison est dirigée vers l'Ouest. Les parois des volets sont recouvertes d'un poli luisant, le « miroir » et portent souvent des stries et des cannelures parallèles. Quelquefois les fissures sont faiblement béantes et remplies d'argile broyée.

Les pourris sont des disjonctions orientées normalement à la direction des volets et qui ont la direction et la pente des plans de clivage des ardoises. Ce sont donc des joints parallèles à la planche de la pierre d'une ouverture d'un demi à quelques centimètres, remplis de schiste plissé et broyé. Ce sont des plissements extrêmement fins et serrés, produits par un glissement des planches de pierre l'une sur l'autre, accompagné d'étirement et de broyage.

Il existe aussi des zones de schiste plissé et broyé qui peuvent atteindre plusieurs mètres de puissance et qui marquent le passage de failles et de charriages. Ces zones de dérangement portent à Haut-Martelange le nom de « couteaux » (Messer).

Toutes les disjonctions sont sans inconvénient quand elles sont suffisamment espacées : elles facilitent alors l'abatage des blocs dans les exploitations. Mais dès qu'elles sont trop rapprochées, elles rendent toute exploitation impossible. Même dans une veine d'ardoise suffisamment puissante et d'une composition pétrographique avantageuse, un système de joints trop serré peut rendre impossible une exploitation rémunératrice.

La région de Martelange—Perlé se classe, au point de vue de l'industrie ardoisière, parmi les plus importantes de l'Ardenne.

A Martelange le Siegenien supérieur renferme une veine d'ardoise d'une puissance de 50 m, à cheval sur la frontière belgo-luxembourgeoise et qui est jalonnée, en Belgique, par des ardoisières de Martelange et dans le Grand-Duché par celles de Martelange-Rombach. Sur le territoire belge, une ardoisière est actuellement en exploitation ; à Martelange-Rombach il existe trois ardoisières, mais l'exploitation ne se fait, en ce moment, que dans une seule. La plus grande profondeur atteinte est d'une centaine de mètres.

A Haut-Martelange, il existe trois ardoisières dont une en exploitation. La puissance de la veine y est également d'une cinquantaine de mètres. L'exploitation a atteint une profondeur verticale de 150 m. La production est, en temps normal, de 10 à 12 millions d'ardoises. A Perlé, il existe deux sièges d'exploitation. La puissance de la veine est de 70 à 50 m ; les travaux sont arrivés à une profondeur verticale de 80 m, mais l'exploitation est arrêtée.

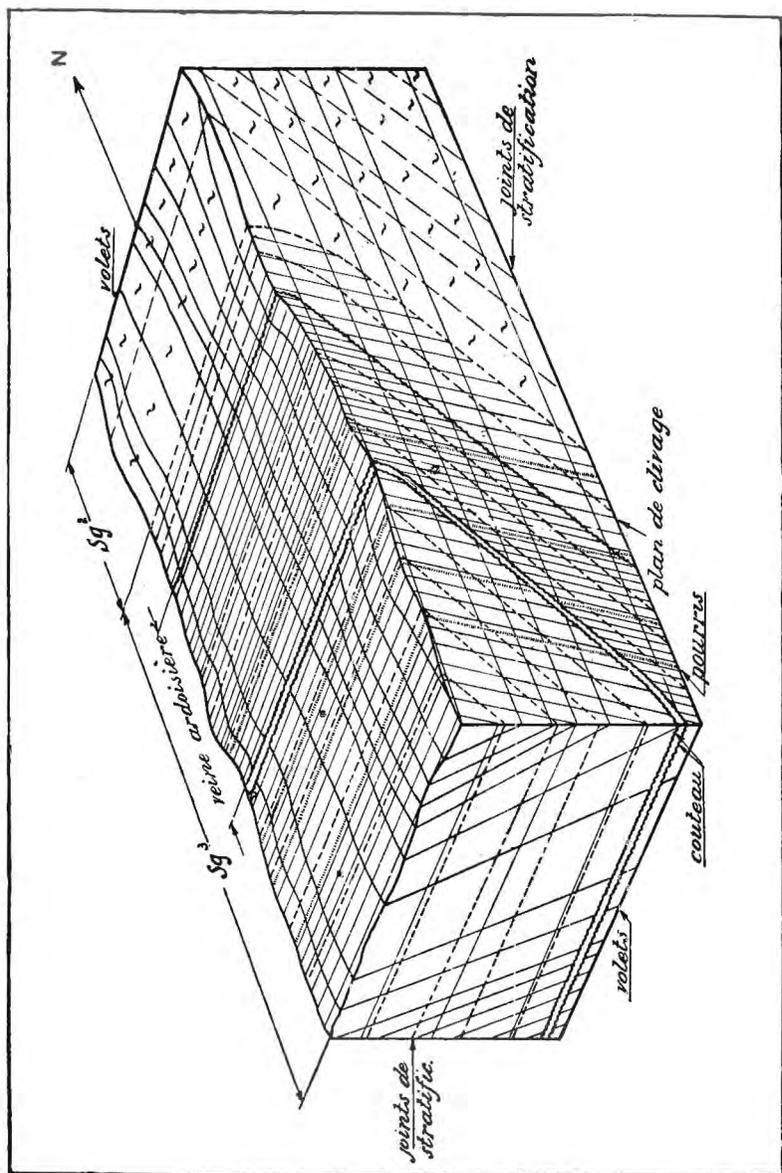


Fig. N° 63. — Bloc-diagramme par l'exploitation ardoisière « Johanna » à Martelange.
 Sg^2 = Siegenien moyen ; Sg^3 = Siegenien supérieur. La veine ardoisière se trouve à la base du Sg^2 .

Les caractères physiques et chimiques des ardoises de la région de Martelange.

Les phyllades ardoisiers de la région de Martelange se prêtent à la fabrication d'ardoises de couvertures, de dalles et de plaques. La couleur est bleu-foncé, la surface homogène, un peu écaillée. L'épaisseur de l'ardoise de couverture est de 3,9 à 4,5 mm. Les blocs présentent la particularité de se laisser débiter avec la même facilité dans tous les sens ; l'ardoise de la région de Martelange n'a pas de fil ou longrain. L'examen microscopique des coupes minces de la roche ardoisière de Martelange nous explique cette particularité.

Le fil, qui correspond à un arrangement des éléments de la roche tel que les éléments allongés, en baguettes ou étirés sont disposés de façon que leurs grands axes soient parallèles, est bien une conséquence d'un certain degré de métamorphisme de la roche.

Or, l'étude au microscope d'une coupe mince perpendiculaire au plan de clivage, montre un degré de cristallinité très faible de la roche ardoisière de Martelange. Les minéraux lamellaires n'ont pas beaucoup évolué et n'ont qu'une orientation imparfaite. La direction des lamelles est irrégulière et souvent oblique au plan de division facile de la roche. Du fait de ce faible degré de cristallisation et de l'orientation imparfaite des éléments lamellaires, les ardoises de Martelange sont légèrement moins fissiles et un peu plus épaisses que les ardoises plus évoluées des autres régions de l'Ardenne, mais leur qualité est sensiblement équivalente et elles présentent même l'avantage de ne pas se briser dans le sens du longrain.

Les phyllades renferment moins de pyrite que dans les autres régions du Siegenien supérieur et les cristaux de pyrite ont en moyenne 1 mm seulement de côté de sorte que leur altération ne laisse pas de ces cavités qui percent l'ardoise de part en part.

La roche renferme bien un peu de calcite, mais ce minéral est, lui aussi, si finement disséminé dans toute la masse que sa présence ne peut pas être considérée comme nuisible.

A Haut-Martelange, on trouve par endroits des druses d'une ouverture de 0,10 à 0,15 m, tapissées de beaux cristaux de calcite.

L'ardoise de Haut-Martelange a les caractéristiques suivantes :

Caractères physiques. Des essais faits avec l'ardoise de Haut-Martelange ont donné les résultats suivants :

La densité apparente de l'ardoise est de 2,77, la densité réelle 2,78 ; la porosité est donc extrêmement faible, pratiquement nulle.

Résistance aux variations de la température et à la gelée. Les échantillons ont été refroidis lentement à -15°, maintenus pendant 6 heures à cette température, puis plongés dans de l'eau à

35°. Ces essais ont été répétés 15 fois avec les mêmes échantillons ; aucune altération au point de vue fissures, sonorité etc. n'a pu être constatée.

Résistance aux agents chimiques de l'atmosphère. Des échantillons d'ardoises ont été suspendus dans un bocal dont le fond était rempli d'une solution saturée d'anhydride sulfureux remplacée toutes les semaines. Après 48 heures, on pouvait constater un faible revêtement blanc à la surface ; après 15 jours ce revêtement semblait ne pas s'être beaucoup accentué ; après 75 jours, les efflorescences blanchâtres s'étaient légèrement renforcées, mais l'ardoise n'avait pas été attaquée.

Dans un autre essai, 4 ardoises de 100 cm² chacune, ont été plongées pendant un mois dans une solution d'acide chlorhydrique à 2% ; les pertes de poids variaient entre 1,27 et 1,60 gr., mais aucune des 4 plaques ne présentait la moindre trace perceptible de corrosion ; la couleur des échantillons était cependant devenue plus claire.

L'ardoise présente donc une très bonne résistance aux agents chimiques de l'atmosphère.

Des échantillons exposés pendant 4 heures à l'action de la lumière ultra-violette produite par une lampe à une distance de 20 cm ne présentaient pas d'altération sensible de leur teinte. La résistance de la couleur est donc très bonne.

Résistance à la compression et à la flexion.

a) Compression :

Des cubes de 5 cm de côté ont été soumis à la compression. La charge de rupture est en lit 1150 kg par cm², en délit 1310 kg par cm².

b) Flexion :

Dimensions transversales des éprouvettes	Distance des appuis	Charge de rupture
83 × 5,1 mm	20 mm	40 kg
82 × 4,7 mm	»	28 kg
84 × 4,7 mm	»	27 kg
82 × 5,4 mm	»	44 kg

Analyses chimiques d'échantillons provenant de Haut-Martelage, faites, en 1923, par la station agronomique de l'Etat à Ettelbruck.

Acide silicique (SiO ²)	53,72
Oxyde d'aluminium (Al ² O ³)	18,29
Oxyde de fer (Fe ² O ³)	8,47

Oxyde de calcium (CaO)	3,53
Oxyde de magnésium (MgO)	3,19
Potasse (K ² O)	3,25
Soude (Na ² O)	2,48
Anhydr. sulfurique (SO ²)	0,87
Perte par calcination	6,20

L'ardoise de Martelange a les caractéristiques suivantes :

La densité moyenne de trois échantillons est 2,76, l'absorption d'eau moyenne sous pression atmosphérique de 3 échantillons est 0,336% du poids ou 0,93% du volume. L'ardoise est presque imperméable et ne montre aucun phénomène de perspiration.

La résistance de la couleur est excellente. Un échantillon, placé sous un arc électrique à incandescence de vapeur de mercure, à une distance de 60 mm, pendant 20 heures, montrait une couleur parfaitement égale à celle de la roche originale.

Des plaques d'ardoises chauffées lentement dans un four jusqu'au rouge, se décoloraient, prenaient une teinte brunâtre, mais ne se brisaient pas et il ne se formait ni des échardes ni des fissures parallèles à la surface.

Analyse chimique :

Eau hygroscopique	0,26%
Silice	56,2 %
Carbone	1,01%
Carbonate de chaux	0,23%
Acide sulfurique	0,011%
Soufre sous forme de sulfure	0,28%
ce qui correspond à 0,56% de pyrite.	

Région d'Asselborn.

A 1,5 km à l'Ouest d'Asselborn se trouve une ardoisière qui est actuellement en pleine activité. L'exploitation se fait à une profondeur d'une centaine de m. Les ardoises sont de bonne qualité, mais la puissance du gisement est de beaucoup inférieure à celle de la région de Martelange — Perlé et l'eau est abondante et gênante, tandis que les exploitations de Martelange — Perlé sont pratiquement sèches. Il existe à Asselborn trois veines exploitables d'une puissance de 5 m environ chacune, séparées par des intermédiaires inexploitable. Les veines donnent une ardoise « grise », mais dans les intermédiaires on rencontre, par endroits, des intercalations qui fournissent une ardoise « noire » exploitable, mais d'une qualité un peu moins bonne, plus épaisse, moins plane et d'un son moins sonore.

Voici l'analyse de ces deux ardoises :

	Ardoise grise	Ardoise noire
Perte au feu	3,98	4,35
Silice (SiO ²)	60,40	57,22
Oxyde de fer (Fe ² O ³)	8,98	9,75
Oxyde de manganèse (MnO ⁴)	0,38	0,36
Alumine (Al ² O ³)	19,41	21,41
Chaux (CaO)	0,60	0,75

La raison d'une légère infériorité de l'ardoise noire est à rechercher très probablement dans le métamorphisme (cristallisation) plus avancé de l'ardoise grise.

Caractéristiques physiques des ardoises d'Asselborn.

Ces ardoises, d'une couleur bleu-grisâtre, présentent une surface homogène, exempte d'inclusions cristallines. L'épaisseur de l'ardoise de couverture est en moyenne de 4,3 mm, le poids du m² est de 11,4 kg.

La densité est 2,75, l'absorption d'eau sous pression atmosphérique 0,523% du poids ou 1,44% du volume. L'ardoise ne présente aucun phénomène de perspiration d'eau. La résistance de la couleur est très bonne. Un échantillon exposé pendant 20 heures, à une distance de 60 mm, à la lumière d'un arc électrique à incandescence de vapeurs de mercure ne montrait aucun indice de décoloration.

Des plaques d'ardoise, chauffées lentement jusqu'à l'incandescence prenaient une couleur brune mais ne montraient ni échardes ni fissures parallèles à la surface.

Principe de l'exploitation des veines ardoisières.

En règle générale, le mode d'exploitation employé dans presque toutes les ardoisières des Ardennes consiste à creuser de vastes excavations, nommées chambres ou ouvrages. On entre dans le gisement par puits inclinés, situés au mur ou à peu près au mur de la veine ardoisière. Arrivé à une certaine profondeur, en moyenne d'une vingtaine de mètres, dans la roche saine et compacte, l'exploitation se fait par le creusement, dans l'épaisseur de la veine, de chambres suivant la stratification et juxtaposées suivant la direction de la veine ardoisière. Ces chambres qui ont à Martelange 12 à 14 m de longueur en direction, sont séparées entre elles par des piliers, qui sont perpendiculaires à la direction et ont 5 à 7 m d'épaisseur. Ils sont aban-

donnés dans l'exploitation. Sauf dans la région de Martelange, les chambres font des étages superposés suivant l'inclinaison de la veine, de 15 à 20 m de hauteur suivant la pente, et séparés par un plancher dit éponte. Les chambres sont remblayées au fur et à mesure de l'avancement du front d'abatage.

Dans la région de Martelange, les épontes n'existent que là, où la sécurité l'exige. L'exploitation se fait par gradins de quatre mètres en descendant. La hauteur des chambres augmente donc sans cesse et atteint, par endroits, jusqu'à 60 m. Ceci nécessite l'évacuation des déblais à la surface. Deux gradins font un étage d'exploitation qui est desservi par une galerie en direction, qui se trouve à Martelange au toit de la veine. Les blocs détachés au moyen de perforatrices mécaniques, des marteaux pneumatiques et du fil hélicoïdal sont mis en grosses plaques, chargés sur des wagonnets et remontés de la profondeur par un ascenseur, qui suit le plan incliné des puits d'extraction. En général, seulement 20 à 18% de la roche extraite sont utilisables, 80 à 82% s'amoncellent sur les terrils.

Les cailloux roulés ou galets, les graviers, les sables et les grès.

Les cailloux roulés ou galets sont des fragments meubles de roche plus ou moins arrondis par le transport, de la grosseur d'une noisette au minimum jusqu'à celle d'un poing et exceptionnellement celle d'une tête d'homme au maximum. Les graviers sont des accumulations de débris analogues dont la grosseur est comprise entre celle d'une noisette et d'un grain de millet. Quand la grosseur diminue encore on a affaire à des sables et finalement à des boues.

Les dimensions des grains de sable en millimètres sont les suivantes :

sable grossier : 1 — 0,5 ; moyen : 0,5 — 0,25 ;

fin : 0,25 — 0,1 ;

boues grossières : 0,1 — 0,05 ; moyennes : 0,05 — 0,025 ;

fines : 0,025 — 0,005.

Les cailloux roulés ou galets occupent dans une zone marginale au sud de l'Oesling une assez grande étendue et forment des dépôts d'une puissance jusqu'à 7 m qui comprennent le conglomérat de base et les dépôts résiduels des couches triasiques à facies littoral.

Le conglomérat de base est un cailloutis composé d'éléments de quartz blanc, de quartzite et de grès quartzeux jaunâtre ou gris, provenant de la destruction des couches dévoniennes. C'est une formation par laquelle débutait l'invasion de la mer du mésozoïque après la longue période continentale qui s'étendait du Dévonien au Grès bigarré. Il s'est déposé en transgression sur le substratum dévonien dont il nivelait les aspérités. Les plus gros éléments se trouvent à la base, mais ils font bientôt place à des éléments moins grossiers.

Ce cailloutis ne se trouve pas seulement à la base du Grès bigarré, mais à la base de toute formation triasique qui transgresse sur le Dévonien. Ce sont toujours les mêmes gros éléments quartzeux provenant de la destruction des roches quartzueuses du Dévonien.

Au bord de l'Oesling les couches triasiques à facies littoral sont aujourd'hui en grande partie enlevées par l'érosion et il ne reste plus qu'un placage de cailloutis très résistant d'une puissance de 1 à plusieurs mètres.

Tandis que dans la région mosellane et de la Sûre inférieure le Triasique se présente dans le facies de grès, de marnes et de calcaires dolomitique, ces couches présentent dans la région comprise entre le bord de l'Oesling et la vallée de l'Attert les caractères de formations littorales et renferment des entrecouches de galets quartzeux et des cailloutis quartzeux dispersés dans des grès et des dolomies. Par suite de l'action chimique et de la désagrégation, les galets siliceux et très durs s'accumulent par élimination des éléments moins résistants pour former des dépôts de cailloutis résiduels qui s'étendent en vaste couverture sur la région susmentionnée.

Les cailloux roulés se trouvent encore fréquemment dans les alluvions des rivières dont ils forment l'élément le plus caractéristique.

Les produits de la désagrégation des roches par les agents atmosphériques amenés au pied des versants par le ruissellement et la solifluction ou dans les vallées abruptes par le glissement de terrain et les éboulements sont repris par les rivières pour un transport plus lointain et usés au cours de ce déplacement par leur frottement mutuel et le frottement sur le fond du lit, de sorte qu'après un parcours plus ou moins long ce ne sont que les éléments les plus durs, les quartz et les quartzites, qui résistent.

Dans l'évolution de notre système hydrographique au quaternaire, des mouvements tectoniques du sol se sont combinés à des changements de la quantité d'eau dans le régime des rivières et il s'est produit des périodes de creusement alternant avec des périodes de remblaiement (alluvionnement). Dans les périodes de creusement la rivière a creusé son lit dans le fond de la vallée créée dans la période d'alluvionnement précédente. L'ancien lit avec ses alluvions a été érodé de sorte qu'il n'en reste que les lambeaux formant des replats accrochés aux flancs des vallées et recouverts d'alluvions. Ces replats sont appelés terrasses.

Comme les dérangements dans l'équilibre de notre système fluvial se sont répétés à plusieurs reprises, nos grandes rivières possèdent plusieurs systèmes de terrasses qu'on subdivise ordinairement en groupes de niveaux supérieurs, moyens et inférieurs.

Les cailloux déposés le plus longtemps se trouvent donc sur les terrasses supérieures et les plus récents dans le lit actuel du cours d'eau.

Il va de soi que les dépôts des terrasses et du fond alluvionné de la vallée actuelle ne peuvent renfermer que des matériaux que la rivière

ou ses affluents rencontrent au cours de leur traversée. Ainsi nous ne rencontrons le cailloutis quartzeux que dans les vallées et sur les terrasses de la Sûre, de l'Attert, de la Wark d'une part et dans la région mosellane d'autre part.

Le cailloutis de la première région provient des roches dévoniennes de l'Oesling ou des couches triasiques à facies littoral de la région marginale de l'Oesling.

Le cailloutis quartzeux de la région mosellane provient de la région originaire de ce fleuve, les Vosges ; aux galets quartzeux s'ajoutent des fragments bien roulés de roches granitiques affleurant dans la même région.

Dans la vallée actuelle de la Moselle on constate sur le substratum triasique 4 à 5 m de cailloutis avec du gravier et du sable recouvert par 2 à 3 m de dépôts argilo-sableux plus fins entremêlés de plus rares galets de quartz ou de quartzite. Le cailloutis exploité dans de grandes sablières creusées dans le fond alluvionné de la vallée fournit des ossements d'animaux de la période postglaciaire, tandis que la couverture argilo-sableuse est de date plus récente. La situation originaire de ces ossements au-dessous du niveau de la vallée actuelle démontre que la Moselle avait, dans le postglaciaire, approfondi son lit et remblayé ensuite et qu'elle creuse aujourd'hui de nouveau son lit dans ses anciens dépôts ce qui démontre une reprise de son action incisive en suite d'un mouvement tectonique contemporain. La même constatation, grâce à des trouvailles d'ossements fossiles, a été faite dans la vallée de la Basse-Sûre et de la Chiers à Differdange.

Les autres rivières du Gutland ont creusé leurs lits dans des calcaires, grès ou marnes et leurs dépôts ne renferment que des sables et des limons entremêlés de concrétions de minéral de fer des prés (Wascherz) et de concrétions d'un quartzite tertiaire, la « pierre de Stonne », accompagnant le minéral des prés. Dans le cours supérieur de l'Alzette l'alluvion renferme encore des fragments de calcaire jurassique.

Les galets du conglomérat de base, le cailloutis résiduel et les galets alluvionnés sont exploités dans les balastières pour l'empierrement de nos routes.

Les sables se rencontrent dans notre pays soit dans les alluvions des rivières, soit dans les formations géologiques sableuses.

Comme la destruction d'une roche va de pair avec la réduction du calibre, surtout quand il y a transport par l'eau, le sable est formé essentiellement par le plus résistant des minéraux communs, le quartz, de sorte que les sables sans impureté sont de la silice presque pure.

Les grains de quartz sont le plus fréquemment arrondis ou irrégulièrement anguleux. Pendant la sédimentation, il s'est déposé un peu d'argile, ce qui donne la sable pour moulage.

Le pourcentage de grains de diverses tailles (granulométrie du sable) a une grande importance pour les applications auxquelles on le

destine. Si le sable ne contient pas de matière terreuse il est incompressible, c'est pour cette raison qu'on l'emploie pour le pavage. La couleur du sable pur est le blanc. Aussi les sables très purs employés pour la verrerie sont clairs, tandis que la couleur jaunâtre ou rougeâtre indique la présence de traces d'hydroxyde de fer.

Le sable s'exploite dans notre pays dans les alluvions de la Moselle, dans la formation du grès de Luxembourg et dans les dépôts de cailloutis au bord de l'Oesling. Les couches dévoniennes ne renferment pas de sable meuble.

Le sable du Grès de Luxembourg est le produit résiduel de la décomposition chimique du grès qui se compose de grains de quartz cimentés par de la calcite. Par endroits, surtout dans la partie NW de la formation du Grès de Luxembourg, la cimentation naturelle des grains de quartz a été si faible que la roche s'écrase sous les doigts (Helperknapp, Broucher Knapp, Ku'lenberg). Dans le conglomérat basal et le cailloutis au bord de l'Oesling sont intercalées des lentilles et des entrecouches de sable grossier mélangé avec de l'argile. Par un lavage vigoureux on peut éloigner l'argile et on a un sable rougeâtre de bonne qualité.

Les alluvions de la Moselle donnent des sables de couleur claire et très purs parce que les impuretés argileuses accidentelles peuvent être éloignées complètement par le lavage.

Les grès sont constitués par des grains de quartz, mais la nature de leur cimentation est très variée et leur confère des propriétés pratiques diverses. La résistance du grès à l'altération dépend de la nature de la cimentation.

Les grès à ciment siliceux sont les plus durs. Si les grains de quartz montrent une cristallisation complète, le grès est appelé quartzite. Dans le quartzite les grains de quartz sont enchevêtrés les uns dans les autres sans ciment apparent. Le ciment qui existait primitivement a cristallisé en s'orientant optiquement sur les grains de quartz eux-mêmes, de sorte que l'aspect original du grès est effacé.

Si les grains de quartz sont cimentés par de la silice de sorte que les deux éléments sont encore à reconnaître, on parle d'un grès quartzeux.

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

Les quartzites, les grès quartzeux et les psammites se rencontrent dans notre aire de sédimentation presque exclusivement dans le Dévonien de l'Oesling. Les concrétions et les blocs de quartzite d'âge tertiaire du Gutland sont trop éparpillés pour avoir une valeur technique. Le grès du Rhétien est un grès siliceux mais trop peu résistant parce que le ciment siliceux y est en trop faible quantité, de sorte que le grès s'effrite vite en sable.

Le quartzite.

Le quartzite de notre Dévonien est désigné, comme formation géologique, du nom de quartzite de Berlé. Il a une couleur claire quelquefois avec des veines et des taches jaunâtres et rougeâtres par infiltration d'hydroxyde de fer. Il se compose de 90 à 96% de SiO_2 à laquelle sont mélangées des impuretés argileuses et ferrugineuses.

Il forme une intercalation mince, mais caractéristique entre les deux étages du « schiste de Wiltz » (E^1) et du « schiste bariolé de Clervaux » (E^2) et se présente en collines surbaissées et allongées réparties dans une zone d'une largeur de 5 km à l'Ouest et de 12 km à l'Est, dont l'axe passe par Harlange, Berlé et Hosingen et qui est constituée par les deux étages mentionnés.

Le quartzite de Berlé donne un excellent matériel d'empierrement qui ne salit pas et qui a une surface rugueuse agréable. Autrefois on employait aussi les meilleures qualités dans la fabrication de briques réfractaires.

Les quartzites ont été exploités surtout dans les environs de Berlé, à Bockholtz, à Munshausen, à Hosingen et à Marbourg (Schwarzenhügel). La plupart de ces gisements sont aujourd'hui épuisés et abandonnés.

La puissance du quartzite ne dépasse guère 12 à 15 m, encore que la partie basale est constituée par de minces bancs de quartzite de 5 à 15 cm alternant avec du schiste très argileux et de couleur blanchâtre ; ce n'est que la partie supérieure d'une puissance globale de 5 à 8 m qui est formée de gros bancs exploitables.

Comme toutes les couches dévoniennes de l'Oesling, les bancs de quartzite sont plissés et dressés ; mais comme le quartzite est très revêche à la torsion, les bancs sont souvent dérangés par des failles cisailantes, par des étirements et des amincissements, de sorte qu'un gisement peut souvent assez subitement s'amincir ou même disparaître.

Les plis peuvent se présenter en cuvettes (synclinaux) et en voûtes (dos des anticlinaux) qui forment de longues et étroites crêtes parmi les schistes comme p. ex. les synclinaux de Munshausen, du Schwarzenhügel, du Sternerich (au nord de Hosingen), du Penzenberg (au nord de Consthum), de la Hœcht (au sud de Hosingen). Comme les cuvettes, à cause de leur position tectonique profonde, ont en partie échappé à l'érosion, la plupart des exploitations ont eu lieu dans ces parties. Mais toutes les observations faites dans des carrières situées dans de telles cuvettes ont montré que le gisement de quartzite ne dépasse pas une profondeur de 6 à 10 m. On arrive alors dans le schiste argileux blanchâtre, l'eau devient gênante et le quartzite est coupé par un jeu de tectonique caractéristique mais qu'il serait trop long exposer ici. C'est pour ces causes que presque toutes les carrières de quartzite situées dans des cuvettes sont aujourd'hui épuisées et abandonnées.

Les gisements situés dans les voûtes des anticlinaux sont rares, car ces voûtes se trouvant par définition dans une partie surélevée

PLANCHE IX.

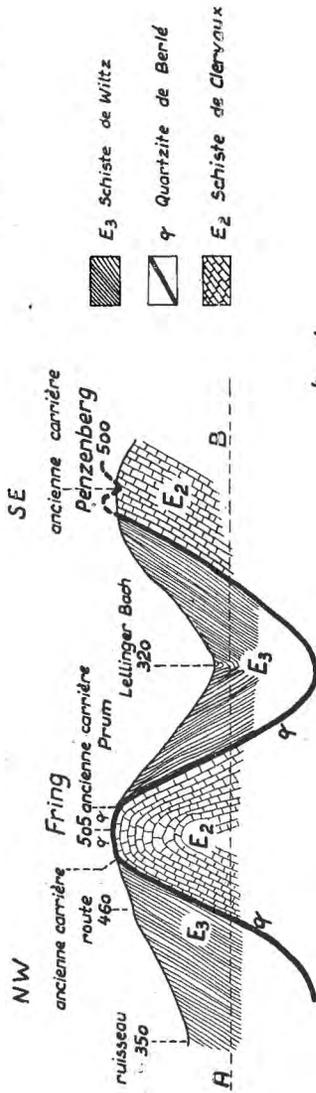


Fig. 1 Coupe SE-NW de la Fring au point 505 et prolongée jusqu'au Penzenberg (voir A-B du plan)



Fig. 2 Coupe de la Fring à 150 m. plus vers le SW (voir A'-B' du plan)

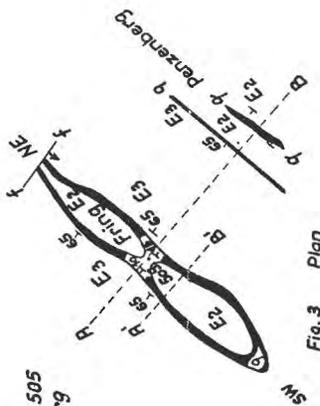


Fig. 3 Plan

Planche IX: La tectonique des gisements de quartzite à Bockholtz. (Hosingen)

d'un pli, ont été enlevées par l'érosion. Le gisement de la Fring près de Bockholz est un des rares exemples d'un gisement dans une position anticlinale (voir la planche N° IX).

La planche donne ces différentes positions tectoniques, d'une façon légèrement schématisée, dans des coupes et un plan de la Fring et du Penzenberg avoisinant. Ces exploitations sont caractéristiques pour tous les gisements de l'Oesling.

La coupe A—B de la planche montre la position d'une ancienne carrière abandonnée dans une cuvette sur la crête du Penzenberg. A une profondeur de 6 m on touchait au schiste imperméable et les gros bancs de quartzite étaient épuisés.

Sur le versant NW de Penzenberg, le quartzite plonge en profondeur sous un angle de 66 degrés pour remonter avec le même pendage sur le versant SE de la Fring. C'est ici que se situe l'ancienne exploitation Prum, aujourd'hui complètement abandonnée et écroulée. Coïncés entre les schistes de Wiltz (E¹) et les schistes de Clervaux (E²), les flancs anticlinaux sont vite recouverts par une telle masse de roche stérile que l'exploitation en profondeur ne paye plus. La hauteur de l'exploitation à flanc de coteau ne dépasse, pour cette raison, guère une douzaine de mètres.

Comme il résulte de la coupe Fig. N° 1 et du plan (Fig. 3), le flanc de l'anticlinal passe dans une voûte avec un pendage très faible qui recouvre le point culminant de la Fring (point 505) avec un lambeau de quartzite reliant les deux flancs de l'anticlinal dressés sous un angle de 65 degrés.

Ce lambeau de quartzite se prêterait très bien à l'exploitation, mais la puissance est minime, 5 à 7 m aux bords du plateau de la Fring, tandis qu'au point culminant la couverture se réduit très probablement à la partie basale, constituée par une alternance de schiste blanchâtre et de minces bancs de quartzite, car le quartzite pur ne se prête pas au labour qui se pratique sur le plateau. La superficie de la couverture est de l'ordre de grandeur d'un demi hectare. A droite et à gauche du point culminant le quartzite a été enlevé par l'érosion comme il ressort de la Fig. N° 2 de la planche.

En général, le quartzite de Berlé (q) pour des raisons de son volume réduit et de son mode de gisement ne se prête pas à une grande exploitation.

Le grès quartzeux (Haaselt).

Le grès quartzeux désigné du nom de « Haaselt » ou « Haaselt-ter » est très répandu dans le Siegenien moyen, dans la partie supérieure de l'Emsien inférieur (Quartzophyllades de Schuttbourg) et dans l'Emsien moyen (Schiste de Clervaux).

Il forme des bancs de 0,50 m à 2 m qui alternent en général avec du schiste et des quartzophyllades, mais qui peuvent former aussi des suites ininterrompues de grès de 10 à 12 m de puissance.

La couleur est sombre ou grise, plus rarement gris-verdâtre ou gris-jaunâtre.

Il renferme 75 à 85% de SiO_2 , 12 à 18% de Al_2O_3 et un peu d'oxyde de fer et d'autres impuretés.

Il est peu fissile et a une cassure rugueuse, mais par l'usure il devient lisse de sorte qu'il ne convient guère au pavage.

Sous le microscope le grès quartzeux se compose de grains de quartz nourris secondairement par de la silice, de sorte que les grains se touchent et sont cimentés en une masse enchevêtrée, renfermant des paillettes de phyllades formées de silicates d'Al, et qui se change par altération en argile. Il s'ensuit que c'est la teneur du grès en SiO_2 et la texture de ses grains de quartz cimentés par de la silice secondaire qui le qualifie comme matériel d'empierrement résistant sans donner des éclats tranchants. Plus il renferme de silice (SiO_2) plus il convient à cet emploi grâce à sa résistance à la désagrégation par la pression et par les agents atmosphériques et moins il forme de la boue sur les routes.

Or le grès quartzeux d'une teneur élevée de 78 à 85% de SiO_2 ne se rencontre que dans les gros bancs, tandis que les minces bancs comprennent des psammites, renfermant trop de mica et de Al_2O_3 pour donner un matériel à la fois résistant et dépourvu d'argile. Le grès quartzeux est exploité dans un grand nombre de carrières pour l'empierrement des routes et en seconde ligne pour la maçonnerie.

Les grès quartzeux du niveau supérieur de l'étage de l'Emsien inférieur.

L'exploitation du grès quartzeux comme matériel d'empierrement se fait surtout dans le niveau supérieur de l'étage de l'Emsien inférieur. Les grès quartzeux se trouvent au sommet de ce niveau où ils forment 3 à 4 paquets alternant avec des quartzophyllades et des schistes.

Dans la partie inférieure du niveau supérieur les schistes et les quartzophyllades prédominent de loin et on ne constate que des intercalations de menus bancs de grès isolés.

Comme exemple-type de cette répartition nous citons les carrières de Mercols.

La répartition du grès quartzeux exploitable dans les carrières de Mercols.

Le niveau supérieur de l'étage de l'Emsien inférieur dans lequel sont répartis les grès a ici une puissance de 175 m.

Le sommet du niveau est constitué par un paquet de grès dans lequel se fait aujourd'hui l'exploitation.

Dans cette carrière on exploite du toit au mur :

1) Un paquet de grès quartzeux de 11 m de puissance. Ce paquet est constitué par des bancs d'une puissance de 0,40 à 1 m.

L'analyse de ce grès donne : $\text{SiO}^2 = 77,17$; $\text{Al}^2\text{O}^3 + \text{Fe}^2\text{O}^3 = 16,7$; $\text{CaO} = 0,6$; $\text{Fe}^2\text{O}^3 = 5,92$.

A 3 m au-dessus du mur, il y a une entrecouche de quartzophyllades de 0,10 à 0,20 m.

2) Il est intercalé au mur de (1) un paquet de quartzophyllades et de psammites, renfermant aussi quelques minces bancs de grès de 0,10 à 0,20 m de puissance. La puissance globale est de 8 m.

L'analyse des quartzophyllades donne : $\text{SiO}^2 = 59,68$; $\text{Al}^2\text{O}^3 + \text{Fe}^2\text{O}^3 = 28,6$; $\text{CaO} = 1,30$; $\text{Fe}^2\text{O}^3 = 7,74$.

Ce paquet ne forme qu'une masse de déchet, mais qu'il faut quand-même enlever pour faciliter l'exploitation des paquets du grès qui se trouvent au toit (1) et au mur (3) de ces quartzophyllades.

3) Un paquet de 13 m de grès quartzeux en bancs de 0,40 à 1,20 m, mais renfermant plusieurs minces entrecouches de quartzophyllades.

L'analyse de ce grès donne : $\text{SiO}^2 = 77,16$; $\text{Al}^2\text{O}^3 + \text{Fe}^2\text{O}^3 = 14,80$; $\text{CaO} = 1,92$; $\text{Fe}^2\text{O}^3 = 6,0$.

Ces couches sont dressées jusqu'à la verticale ; les bancs du paquet (3) surplombent même légèrement vers le N, ce qui demandera certaines précautions pendant l'exploitation et causera des éboulements du schiste qu'on rencontre à la base de ce paquet de grès. La direction est E 35° N.

La hauteur de la carrière est de 25 au N et de 35 m au S.

La mise en exploitation de ce paquet demandera un travail supplémentaire pour enlever les déchets accumulés au pied de la paroi de grès.

4) Au mur du paquet de grès (3) se trouve une puissante masse de schiste qui forme un éperon de roches et qu'on a percé, pour les facilités d'accès, par un tunnel long de 65 m.

La puissance totale de cette masse de schiste est de 100 m. Cet éperon de roches sépare la carrière en exploitation de l'ancienne carrière abandonnée et dans laquelle on abattait un paquet de grès quartzeux auquel nous donnons le N° 5.

5) Paquet de grès de 15 m de puissance. Le grès se débite en bancs de 0,50 à 1,50 m de puissance, mais il y a intercalation de plusieurs minces entrecouches de quartzophyllades et de psammites.

La direction est E 32° N ; les couches sont dressées à la verticale et surplombent même vers le N. La hauteur des rochers est de 75 à 80 m.

Cette carrière a été abandonnée à cause des difficultés d'exploitation et de gros éboulements de schiste recouvrent maintenant le grès.

Des essais d'exploitation en galeries ont été faits, mais cette méthode d'exploitation a été abandonnée à cause des frais.

Une reprise de l'exploitation dans cette carrière ne serait possible qu'au prix de dépenses sérieuses et en aucun rapport avec la valeur du matériel exploité.

Voici l'analyse du grès de cette carrière : $\text{SiO}^2 = 73,24$; $\text{Al}^2\text{O}^3 + \text{Fe}^2\text{O}^3 = 18,8$; $\text{CaO} = 1,30$; $\text{Fe}^2\text{O}^3 = 6,60$.

6) Au mur de ce grès on rencontre une suite de schiste et de quartzophyllades d'une puissance de 20 m.

7) Puis vient un paquet de grès quartzeux de 8 m dans lequel une carrière avait été ouverte. La hauteur de cette carrière est de 75 m. Elle a été abandonnée à cause des difficultés de l'exploitation.

Cette carrière marque la fin du niveau supérieur de l'étage de l'Emsien inférieur.

Dans le niveau inférieur de cet étage on ne rencontre que des schistes et des quartzophyllades avec des intercalations de bancs de grès isolés.

Il résulte de cette coupe que la puissance assez modeste des gisements et l'alternance de schiste et de grès ne permettent guère une exploitation à grande échelle.

Les grès du Mésozoïque du Gutland.

Les grès exploités dans le Triasique du Gutland sont : le Grès bigarré, le Grès dolomitique de Born et le Grès dolomitique de Gilsdorf.

Le Jurassique ne renferme que le Grès de Luxembourg exploitable à grande échelle. Le Grès de Dippach est un faciès gréseux local sans valeur technique.

Le Grès bigarré a un ciment argilo-siliceux et une teneur en fer qui lui donne une couleur rouge. Il comprend dans notre pays le Grès des Vosges qui n'a été rencontré que dans les forages de Mondorf, mais qui n'affleure pas, les « *Zwischenschichten* » constituées par des grès à gros grains, par des marnes rouges et violacées, des dolomies et des galets, d'une puissance globale d'une quarantaine de mètres, mais sans valeur technique et le « Grès à Voltzia » ou « Grès bigarré » proprement dit d'une puissance de 20 m et qui a été exploité autrefois sur une échelle restreinte dans les environs de Born.

Le grès bigarré de Born se travaille bien et se sculpte et sa couleur chaude donne un effet architectural agréable. Mais les bancs de grès de bonne qualité sont plutôt rares et les déchets et déblais sont considérables. Aussi il n'existe aujourd'hui qu'une unique petite carrière. Voici une analyse d'un échantillon de cette carrière : Perte au feu : 1,90 ; SiO² : 84,2 ; Al²O³ : 7,10 ; Fe²O³ : 4,45 ; CaO : 1,33 ; MgO : 0,90.

Le Grès coquillier, Muschelsandstein ou Grès de Born.

La position géologique du Grès de Born ou Grès coquillier est dans la partie inférieure du Muschelkalk où il forme dans la région de la Moselle et de la Sûre inférieure une assise de grès exploitable, surmontée de marnes avec de minces entrecouches de grès.

Dans la vallée de la Moselle, il existe un bel affleurement de ce grès à Deisermuhle. Dans la vallée de la Sûre inférieure il affleure, entre Mœrsdorf et Steinheim, dans un anticlinal qui a son point culminant à Born. Dans la vallée de la Sûre moyenne, on rencontre le grès au pied des versants de cette vallée entre Bettendorf et Ettelbruck. A l'Ouest de cette dernière localité, le grès a un facies littoral et se charge de galets quartzeux.

Le grès à facies normal a un grain fin et une couleur gris clair, gris jaunâtre parfois avec un reflet rougeâtre.

A Deisermuhle le grès a une puissance de 4 à 5 m, mais il contient par endroits trop de mica et il est peu consistant. Sa résistance à l'usure et aux intempéries est peu satisfaisante. Une exploitation souterraine a été bientôt abandonnée.

Les grès de la meilleure qualité se rencontrent à Born où se faisait autrefois une exploitation assez considérable, mais fort réduite aujourd'hui. Les bancs exploitables ont une puissance globale de 2 à 3 m, et sont surmontés de 8 à 10 m de marnes formant le déblai. Le banc exploitable principal a une puissance de 1 m à 1,20 m ; plusieurs bancs secondaires ont 0,20 à 0,50 m de puissance. Par des diaclases verticales ils sont divisés en blocs de 1 à 8 m de longueur.

Analyse chimique d'un échantillon du banc principal : Perte au feu : 3,20 ; SiO_2 : 77,4 ; Fe_2O_3 : traces ; Al_2O_3 : 12,25 ; CaO : 2,24 ; MgO : 2,26 ; alcalis : 2,72.

Tandis que le grès de Born est une pierre de taille, le grès coquillier de la vallée de la Sûre moyenne a un grain moins fin et n'est employé que dans la maçonnerie ordinaire. Il a été exploité sur une assez vaste échelle à Ettelbruck au pied oriental du « Lopert ».

Le Grès de Gilsdorf.

Ce grès est un facies grésodolomitique des « couches limites », assise géologique de la partie supérieure de l'étage du Calcaire coquillier. Ce facies apparaît à l'Ouest de Reisdorf et se poursuit au bord de l'Oesling jusqu'à une ligne de direction N—S allant de Vichten à Grosbous. Le grès a sa puissance maximum de 4 à 5 m à Gilsdorf, il diminue progressivement jusqu'à 1,50 m à Grosbous. C'est sans contredit le grès le plus résistant et le plus recherché du pays qui a été exploité autrefois dans de nombreuses carrières entre Mœstroff et Grosbous, mais dont l'exploitation ne se fait aujourd'hui qu'à Gilsdorf et dans une seule carrière à Mertzig. C'est un grès à grain assez fin, à ciment dolomitique, de préférence de couleur gris-verdâtre avec des nuances rougeâtres ou violacées et qui est employé pour façades, travaux d'art et sculpture, pavés et parements.

Comme nous venons de le mentionner, le grès de Gilsdorf est un dépôt littoral du sommet du Hauptmuschelkalk. Le calcaire dolomitique du facies normal passe dans un grès composé de grains de quartz

agglomérés par un ciment de calcaire dolomitique. Les dépôts littoraux sont caractérisés par des changements brusques de leur composition pétrographique aussi bien dans le sens horizontal que dans la direction verticale. Ces changements portent sur la forme et la grosseur des grains, sur la composition chimique de la roche et sur la régularité de la stratification. Il suffit de la présence d'une anse pour que les eaux soient soustraites à l'action des vagues. Il s'y forme alors des dépôts à grains très fins, très homogènes. Ailleurs les courants marins dus au jeu de la marée et qui longent le littoral peuvent apporter des sables venus du large et que les vents qui soufflent de la même direction peuvent accumuler sur les berges. Des débris de coquillages y sont également accumulés et entremêlés au sable. Comme les coquilles se composent de calcaire, elles apportent un changement local dans la composition chimique des dépôts littoraux. Mais la mer est ensablée de préférence par les apports des cours d'eau et suivant le régime des cours d'eau ; ces apports sont soumis à des changements saisonniers aussi bien dans la composition chimique que dans la grosseur du grain. Or tous ces caractères d'un dépôt littoral se retrouvent dans le grès de Gilsdorf. On rencontre des parties plus ou moins riches en quartz, comme on trouve des enclaves de calcaire lumachelle en débris fins dans le grès. On rencontre aussi par-ci par-là des galets roulés de quartz jusqu'à la grosseur d'une noix.

Aussi l'analyse d'un échantillon de grès gris-verdâtre (a) et celle d'un échantillon du même grès mais avec des passes gris clair de débris très fins de coquillage (b) ont-elles donné des résultats bien différents :

Grès de Gilsdorf, carrière du « Broderbour ».

	a	b
SiO ²	67,24	38,15
Al ² O ³	1,85	0,90
Fe ² O ³	2,26	1,95
CaO	8,79	18,32
MgO	6,44	13,03

La suite de grès exploitée dans les carrières de Gilsdorf a une puissance de 4 à 5 m. La partie inférieure de cette assise est plus riche en ciment dolomitique et ne se prête qu'à la confection de pierre de pavage. C'est le « bengeleck » des carriers. La partie supérieure fournit des pierres de bordure et des pierres de taille.

L'assise de grès est recouverte par une assise de dolomie gréseuse, le « bengeleck » supérieur, à laquelle font suite des marnes alternant avec des couches d'une dolomie gréseuse de couleur plutôt bariolée. C'est le déblai des carrières.

Une analyse du « bengeleck » donne la composition suivante :

SiO² : 29,60 ; Fe²O³ + Al²O³ : 1,70 ; CaCO³ : 37,06 ; MgCO³ : 22,10.

Les premiers essais d'écrasement sur des échantillons du grès de Gilsdorf ont été faits dans le laboratoire des Ponts & Chaussées à Paris en 1899 à l'instigation de M. Rodange, Ingénieur en Chef des Travaux Publics à Luxembourg.

Voici un aperçu des résultats obtenus :

I. Echantillons du banc inférieur de 0,80 m : Résistance à la rupture par écrasement de 4 échantillons desséchés : 1459 — 1490 — 1376 — 1205 kg/cm², moyenne 1390 kg/cm².

Résistance à la rupture par écrasement de 4 autres échantillons imbibés : 1245 — 1190 — 1156 — 1189 kg/cm², moyenne 1195 kg/cm².

Proportion pour cent en volume d'eau absorbée par ces 4 échantillons : 9,2 — 8,8 — 9,3 — 8,5% ; moyenne 8,95%.

Poids moyen des 8 échantillons mentionnés à l'état de dessiccation : 2447 kg le m³.

Poids moyen des 4 derniers échantillons mentionnés à l'état d'imbibition : 2536,5 kg.

II. Echantillons du banc supérieur de 1,20 m. Résistance à la rupture par écrasement de 4 échantillons desséchés : 1468 — 1487 — 1232 — 1733 kg/cm² ; moyenne 1480 kg/cm².

Résistance à la rupture par écrasement de 4 échantillons imbibés : 1316 — 1438 — 972 — 1447 kg/cm² ; moyenne 1293 kg/cm².

Proportion pour cent en volume d'eau absorbée par ces 4 échantillons : 5,3 — 5,8 — 8,6 — 6,1% ; moyenne 6,5%.

Poids moyen de ces 8 échantillons à l'état de dessiccation : 2514,5 kg le m³.

Poids moyen de ces 4 échantillons imbibés : 2614 kg.

Remarque : Tous les échantillons ont d'abord été desséchés à la température de +30 à 35 degrés C, puis pesés.

La moitié des échantillons ont ensuite été imbibés d'eau sous une pression barométrique réduite à 260 millimètres de mercure.

Avec ce procédé on mène très rapidement les matériaux à l'état d'imbibition qu'ils possèdent lorsqu'ils seront employés dans l'eau ou à son contact.

En 1904 « la Société Anonyme de Montfort », propriétaire de carrières à Gilsdorf et à Bettendorf, a fait faire des essais sur les échantillons de grès des carrières de Gilsdorf et Bettendorf par le laboratoire de la « Technische Hochschule » de Berlin.

Voici un résumé des résultats obtenus :

Poids en volume : $r = 2,337$; poids spécifique : $s = 2,727$.

Degré de compacité : $d = \frac{r}{s} = 0,857$.

Degré de perméabilité : $u = 1 - d = 0,143$.

Stabilité à la gelée : 10 hexaèdres de $6,02 \times 6,02 \times 6,03$ cm ont été gelés 25 fois de suite, pendant 4 heures, chaque fois à une température de $-12,7$ degrés C et alternativement dégelés pendant 3 heures dans de l'eau à température d'appartement. Après ces essais aucun changement visible ne fut constaté aux échantillons.

Résistance à l'écrasement :

a) Moyenne des essais sur 10 échantillons saturés d'eau :

1476 kg/cm². Entre ces 10 échantillons il existe une différence de 23% entre le maximum et le minimum de la résistance à l'écrasement.

Voici les chiffres pour ces 10 échantillons par kg/cm² : 1377 — 1392 — 1669 — 1363 — 1336 — 1419 — 1544 — 1447 — 1698.

b) Moyenne des essais sur les 10 échantillons dans l'état de saturation d'eau après leur congélation : 1245 kg/cm².

Différence entre le maximum et le minimum de résistance : 30%.

c) Moyenne des essais faits sur des échantillons secs : 1721 kg/cm².

Différence entre le maximum et le minimum de résistance des 10 échantillons : 20%.

Enfin en 1949 la Société Anonyme de Monfort a remis au laboratoire d'essai de matériaux près de la Direction des Ponts & Chaussées à Luxembourg 3 échantillons de Gilsdorf. Les essais ont donné les résultats suivants :

Poids spécifique : 2,37 — 2,38 — 2,38.

Teneur en eau (poids) : 2,81 — 2,74 — 2,65 ; moyenne 2,73.

Résistance kg/cm² : 1006 — 1100 — 781 ; moyenne 962.

Tandis que les bonnes qualités du grès de Gilsdorf comme pierre de taille sont sans conteste, l'emploi du grès comme pierre de bordure a donné lieu à des discussions et à des objections. On a opposé aux pierres de bordure de Gilsdorf tantôt le granite, tantôt le basalte et on a insisté sur le fait que le grès comme pierre de bordure est inférieur à ces deux roches. Dès qu'on juge de ce point de vue absolu, le grès est sans contredit dans une position inférieure, car c'est la genèse d'une roche qui donne les limites de son application.

Le granite et le basalte sont des roches magmatiques qui sont constituées exclusivement d'éléments cristallins de provenance interne. Les cristaux sont enchevêtrés et empâtés dans une masse vitreuse. La parfaite homogénéité chimique et l'enchevêtrement des cristaux soudés sans discontinuité donne à ces roches une résistance remarquable.

Par contre le grès est une roche sédimentaire et la genèse de ces roches commence par le phénomène de sédimentation. Le trait caractéristique des roches sédimentaires est la disposition en strates ou cou-

ches superposées, ce qui est l'indice d'une certaine périodicité dans le dépôt. Chaque plan de stratification marque donc un changement dans le dépôt, une interruption dans l'homogénéité et un plan de moindre résistance.

Par conséquent, une roche sédimentaire massive, qui sur une grande puissance ne présente pas de trace de stratification est, les autres conditions égales, plus résistante qu'une roche qui se débite en lits minces.

Il arrive que les roches sédimentaires passent, par suite du phénomène de plissement, de la périphérie de l'écorce terrestre dans des profondeurs où elles sont soumises à l'action combinée d'une grande pression et d'une température plus élevée qui provoquent une recristallisation des grains et du ciment, ce qui donne naissance à une roche métamorphique. Le quartzite a subi p. ex. un léger métamorphisme de telle sorte que le ciment siliceux, par recristallisation, s'est orienté cristallographiquement comme les grains de quartz.

Si la roche magmatique est comparable à un bloc de fer d'une seule coulée, la roche métamorphique est un bloc composé de parcelles de fer soudées ensemble et la roche sédimentaire est un bloc composé de feuillets de fer rivés ensemble.

Ainsi chaque roche a des qualités mécaniques et techniques intrinsèques qui en définissent la valeur et qui indiquent son champ d'application. La simple logique et des considérations d'ordre technique et économique commandent de se servir d'une roche uniquement là où ses qualités le permettent. C'est sous cet angle qu'il faut juger le grès de Gilsdorf comme pierre de bordure pour la voirie publique.

Les pierres de bordure sont taillées de façon que le plan de stratification soit parallèle à la surface du trottoir de la route. Par conséquent la compression et l'usure par la circulation des piétons et des voitures se font sentir en lit ou sur les plans de stratification ou encore : la direction de l'effort de compression est perpendiculaire aux plans de stratification.

Les efforts des jantes des voitures qui freinent contre la bordure se font sentir en délit ou perpendiculairement aux plans de stratification.

Notre Service géologique a fait faire en 1939, à l'Institut Civil d'Essai de l'université de Liège, des essais sur des échantillons des pierres de bordure de Gilsdorf.

A cette époque trois carrières étaient en exploitation à Gilsdorf et dans chacune de ces carrières se trouvaient des stocks de plusieurs centaines de mètres de pierres de bordure tout à fait finies pour la pose. D'après les indications des propriétaires ces pierres provenaient exclusivement des meilleurs bancs de l'assise de grès et étaient toutes de première qualité.

Il a été choisi, tout au hasard, un échantillon de la pierre finie dans chaque carrière, soit trois échantillons A, B et C.

Résultats des essais.

Essai de compression : Machine de 60 T. Echelle de 60 T sur éprouvettes cylindriques de 5 cm de diamètre et 5 cm de hauteur.

Echantillon N° A

Eprouvettes essayées en lit (la direction de l'effort de compression étant perpendiculaire aux plans de stratification).

Charge de rupture unitaire : a) 1220 Kg/cm²
b) 1580 Kg/cm²

Eprouvettes essayées en délit (la direction de l'effort de compression étant parallèle aux plans de stratification).

Charge de rupture unitaire : a) 1600 Kg/cm²
b) 1140 Kg/cm²

Echantillon N° B

Eprouvettes essayées en lit.

Charge de rupture unitaire : a) 1480 Kg/cm²
b) 1360 Kg/cm²

Eprouvettes essayées en délit :

Charge de rupture unitaire : a) 1180 Kg/cm²
b) 1370 Kg/cm²

Echantillon N° C.

Eprouvettes essayées en lit.

Charge de rupture unitaire : a) 740 Kg/cm²
b) 900 Kg/cm²

Eprouvettes essayées en délit.

Charge de rupture unitaire : a) 725 Kg/cm²
b) 920 Kg/cm².

Essai de choc : Suivant la méthode standard américaine (ASTM. — D. 3—18) sur éprouvettes cylindriques de 25 mm de diamètre et 25 mm de hauteur. L'éprouvette est soumise aux chocs successifs d'un mouton de 2 Kg tombant de hauteurs croissant de cm en cm, la hauteur de chute initiale étant de 1 cm. Les chocs sont transmis à l'éprouvette par l'intermédiaire d'une masselotte terminée à sa partie inférieure par une surface sphérique de 1 cm de rayon. Le chiffre rapporté est en cm de la hauteur de chute du coup ayant provoqué la rupture.

Echantillon N° A.

Eprouvettes essayées en lit (direction du choc perpendiculaire aux plans de stratification).

a)	10
b)	10
c)	11

Eprouvettes essayées en délit (direction du choc parallèle aux plans de stratification).

a)	10
b)	10
c)	10

Echantillon N° B.

Eprouvettes essayées en lit.

a)	17
b)	17
c)	18

Eprouvettes essayées en délit.

a)	10
b)	8
c)	9

Echantillon N° C.

Eprouvettes essayées en lit.

L'essai n'a pu être effectué. La pierre présente des géodes nombreuses et a peu de résistance au cisaillement suivant les plans de stratification. Au cours du prélèvement de la carotte, l'outil recoupe des plans de moindre résistance et la carotte se cisaille avant qu'on ait atteint la profondeur suffisante pour pouvoir découper une éprouvette. Le prélèvement a dû être abandonné après une dizaine d'essais infructueux.

Eprouvettes en délit.

a)	9
b)	8
c)	10

Essai d'usure : Sur meule sablée horizontale. Abrasif : sable des dunes compris entre les tamis de 324 et 4900 mailles/cm². Pression sur le plan de frottement : 250 gr/cm². Eprouvettes cylindriques de 5 cm de diamètre. L'usure est exprimée en mm usés pour un parcours de 3000 mètres.

Echantillon N° A.

Essai en lit (les plans de stratification parallèles au plan de la meule).

- a) 7,4 mm.
- b) 7,7 mm.

(Résistance à la circulation des piétons).

Essai en délit (les plans de stratification perpendiculaires au plan de la meule).

- a) 5,7 mm.
- b) 6,0 mm.

(Résistance aux efforts des jointes métalliques des voitures qui freinent contre les bordures.)

Echantillon N° B.

Essai en lit

- a) 9,3 mm.
- b) 8,9 mm.

Essai en délit

- a) 7,0 mm.
- b) 7,3 mm.

Echantillon N° C.

Essai en lit

- a) 10,7 mm.
- b) 11,1 mm.

Essai en délit

- a) 9,1 mm.
- b) 9,4 mm.

Porosité.

a) Porosité apparente. Après dessiccation à l'étuve à 105° C l'échantillon est pesé, puis plongé dans l'eau contenue dans un autoclave. L'eau est portée à l'ébullition à la pression ordinaire. Cette ébullition est maintenue pendant 2 heures. L'autoclave étant fermé, le chauffage est prolongé jusqu'à ce que la pression atteigne 5 Kg/cm². On laisse refroidir ensuite l'autoclave pendant 24 heures. L'éprouvette imbibée d'eau est pesée à nouveau. La quantité d'eau absorbée est exprimée en % du volume de l'échantillon. On admet que ce chiffre représente le volume des vides ouverts de la pierre.

N°	Porosité apparente en % du volume.
A.	8,0
B.	10,0
C.	17,2

Porosité absolue déduite des poids spécifiques apparents et réels de la pierre. Ce chiffre correspond au volume total des vides de la pierre. (pores ouverts et pores fermés).

No	Poids spécifique apparent Kg/m ³	Poids spécifique réel Kg/m ³	Porosité absolue % du volume
A.	2.460	2.680	8.23
B.	2.400	2.680	10.45
C.	2.280	2.690	17.30

Gélivité. Un échantillon de chaque pierre après avoir été imbibé d'eau à l'autoclave a été soumis à 20 opérations successives de gel à -15-20° C suivi de dégel sous eau à 20° C.

Après essai, aucun échantillon ne présente de dégradation apparente.

Analyses chimiques. Les prises d'essai ont été prélevées à l'endroit encadré par un rectangle jaune.

	No B	No C
SiO ²	67.24	38.15
Al ² O ³	1.86	0.92
Fe ² O ³	2.26	1.95
CaO	8.79	18.32
MgO	6.44	13.03

Examen en lames minces.

Les échantillons sont très nettement des grès formés par des grains de quartz agglomérés par un ciment qui contient assez bien de mica. Il y a peu de quartz secondaire, plus dans les N° A et B que dans le N° C. Il est à prévoir que ces grès, où il y a faible recristallisation, seront relativement peu résistants.

Remarques concernant les résultats des essais.

Pour les essais de compression les échantillons A et B ont donné sensiblement les mêmes valeurs, l'échantillon C montre une résistance plus petite. L'échantillon A montre une résistance au choc égale dans les deux directions c.-à-d. perpendiculairement et parallèlement aux plans de stratification, tandis que l'échantillon B montre une résistance presque double en lit par comparaison avec celle en délit.

L'échantillon C a en délit une résistance sensiblement égale à celle en lit de l'échantillon A.

En lit l'échantillon C présente des géodes nombreuses (ce qui indique un manque d'homogénéité de la formation) qui empêchaient le prélèvement d'une carotte d'essai.

L'usure aussi bien en lit qu'en délit a la plus petite valeur pour l'échantillon C.

Essais physiques. 1. La porosité est en raison inverse de la résistance à l'usure.

L'échantillon A montre la plus grande résistance à l'usure et une porosité absolue de 8.23% du volume.

L'échantillon B est un peu inférieur, sous ce rapport, à l'échantillon A, et sa porosité absolue est de 10.45% du volume, tandis que l'échantillon C, qui a la plus faible résistance à l'usure et aussi au choc, a une porosité de 17.30% du volume.

L'explication de ce phénomène est donnée par les deux colonnes du poids spécifique réel et du poids spécifique apparent. Le poids spécifique réel c.-à-d. en faisant abstraction des pores est le même pour les trois échantillons. Donc les trois roches sont constituées par les mêmes éléments. Ce sont des grains de quartz agglomérés par un carbonate de calcium et de magnésium. L'analyse révèle encore un peu de Al^2O^3 et de Fe^2O^3 qui sont les éléments constitutifs du mica présent en petites paillettes dans la roche. Dans les échantillons A et B la cimentation des grains est presque complète, dans l'échantillon C il existe des interstices vides de ciment qui font presque 1/5 du volume. Il est clair que la résistance diminue par rapport aux échantillons A et B.

Nous avons déjà exposé plus haut que le grès de Gilsdorf présente un manque d'homogénéité inhérent à sa genèse, ce qui est aussi démontré par les données de l'essai de résistance au choc et à l'usure et par la porosité.

2. L'essai de gélivité et l'examen en lames minces ne donnent lieu à aucune remarque.

Analyse chimique. Le manque d'homogénéité du grès de Gilsdorf s'observe déjà à l'œil nu. La couleur du grès est ordinairement d'un gris verdâtre. On observe cependant des parties d'une couleur plutôt verte qui sont moins dures à l'essai avec un canif. Une telle tâche verdâtre se trouvait par hasard sur l'échantillon N° C. L'analyse a démontré que le pourcentage en CaO et en MgO y est le double de celui de la pierre de couleur gris verdâtre, ce qui se traduit par une diminution de la résistance à l'usure et au choc.

Comparaison du grès de Gilsdorf avec des roches d'autres genèses.

Les roches que nous choisissons pour la comparaison avec le grès de Gilsdorf ont été soumises aux essais dans le même laboratoire de Liège d'après les mêmes méthodes et avec les mêmes instruments.

Nous désignons par :

- N° 1. le porphyre de Lessines et de Quenast
- N° 2. le granite des Vosges
- N° 3. le grès de l'Ourthe (grès à ciment siliceux)
- N° 4. le quartzite de Dongelberg (quartzite bleuâtre foncé)
- N° 5. le basalte de l'Eifel
- N° 6. le calcaire belge dénommé « petit granite »
- N° 7. le grès de Gilsdorf

Résistance de ces différentes roches.

Roche	à l'écrasement (Kg/cm ²)	au choc (en cm)	à l'usure (en mm)
N° 1.	3591	36	1,10
N° 2.	2172	?	2,07
N° 3.	2930	25	2,82
N° 4.	4090	32	1,36
N° 5.	922	?	2,70
N° 6.	1750	13	8,00
N° 7.	1360	12	7,5

Il résulte de ces chiffres que la résistance à l'écrasement du grès de Gilsdorf est remarquable. Elle est supérieure à celle du basalte. Cependant les pierres de bordure ne sont que faiblement soumises à des sollicitations de compression, mais fortement à des sollicitations du choc et de l'usure. Pour la pierre de Gilsdorf nous donnons la moyenne calculée des essais faits sur les échantillons A et B.

La résistance du grès à l'écrasement est de 61% de celle du granite et même de 147% de celle du basalte, mais la résistance à l'usure n'est que de 27% de celle du granite et de 36% de celle du basalte c.-à-d. le grès de Gilsdorf se classe moins favorablement par rapport à la résistance à l'usure qui cependant prime pour les pierres de bordures.

Pour quelles raisons la résistance à l'usure n'est-elle pas en relation avec la résistance à l'écrasement ?

La résistance à l'usure d'une roche est en relation directe avec la dureté des minéraux constitutifs de la roche. (Par dureté nous comprenons la résistance qu'un corps oppose à l'action d'un outil tendant à entamer sa surface.) La résistance à l'usure est encore déterminée par l'agencement des minéraux qui prennent part à sa composition.

Le grès de Gilsdorf est composé de deux éléments constitutifs : grains de quartz agglomérés par des cristaux de dolomie avec un peu de mica. Il y a peu de quartz secondaire, qui joue aussi le rôle d'un élément d'agglomération. Mais il y en a plus dans les échantillons A et B que dans l'échantillon C. (Voir « Examen en lames minces »). Or, dans une roche composée de plusieurs éléments c'est le moins résistant qui est décisif pour la résistance à l'usure et au choc. Dès que l'élément moins résistant est détruit, soit par l'usure, soit par la dissolution chimique, soit par une autre cause, la roche se désagrège ; elle s'use vite. Si les éléments durs et moins résistants sont répartis avec une grande régularité, l'usure est uniforme. Les éléments plus durs forment de minuscules aspérités saillantes ; la pierre est rugueuse au toucher ce qui est un avantage pour le pavage, pour citer un emploi usuel. Mais si la répartition est inégale, la surface montre de petites inégalités (cavités et aspérités) qui déparent certaines pierres de bor-

deuxième dure et qui ont donné lieu à des réclamations fondées. Citons quelques chiffres pour confirmer ce qui précède. Le granite est constitué de quartz et de feldspath. (Nous pouvons négliger ici le mica qui entre pour une faible part dans la constitution d'un granite employé comme matière de construction.) Le basalte est constitué par du feldspath et de l'augite, le quartzite par des grains de quartz, cimentés par du quartz secondaire, « le petit granite » belge est un calcaire pur d'âge paléozoïque.

Or, si nous donnons à la résistance à l'usure du quartz la valeur de 100, celle du feldspath est alors de 31, celle de l'augite de 22 et celle de la dolomie de 4,2.

D'après les données de l'essai concernant la résistance à l'usure nous constatons que l'usure est en millimètres pour le quartz 1,36, pour le granite 2,07, pour le basalte 2,70, pour le grès de Gilsdorf 7,5, et pour le calcaire « petit granite » 8. C'est-à-dire la résistance à l'usure est sensiblement en relation directe avec la résistance de l'élément le moins dur qui entre dans la composition de la roche. (L'anomalie du quartzite s'explique probablement par l'existence de quartz hydraté moins dur à côté du quartz ordinaire non hydraté).

Appliquons maintenant ces constatations appuyées de chiffres au grès de Gilsdorf.

En conformité de ses propriétés mécaniques intrinsèques l'application du grès de Gilsdorf devrait prévaloir comme pierre de taille soumise aux sollicitations de compression. Sous l'action de la circulation, elle s'use d'une façon qui est dans une relation désavantageuse avec sa remarquable résistance à la compression.

Un défaut plus grave du grès, inhérent à sa genèse, est l'existence de lits qui marquent un manque d'homogénéité dans la pierre, de sorte que l'usure ne se fait pas d'une façon égale, ce qui donne aux blocs de bordure un aspect difforme et peu agréable.

Ce défaut peut être réduit par une sélection rigoureuse, mais il ne disparaîtra pas complètement et les propriétaires de carrières devraient prendre, dans leur propre intérêt, pour pierres de premier choix une garantie efficace et remplacer pendant une période de temps raisonnable, à convenir entre parties, les blocs défectueux.

Sous condition d'une sélection rigoureuse, le grès de Gilsdorf répondra dans la majeure partie des cas aux exigences qu'on peut demander d'une bonne pierre de bordure. Il existera sans doute des cas où, par suite d'une usure très forte, il faudra choisir le granite ou le basalte. Mais cela n'arrivera que dans des cas exceptionnels.

Pour finir encore une remarque concernant l'échantillon C.

Cet échantillon est inférieur aux autres sous le rapport de la résistance à l'écrasement comme au choc et à l'usure dans la direction perpendiculaire aux plans de stratification, ce qui se traduit par une augmentation de la porosité de la roche. Je suis convaincu que la carrière d'où provient l'échantillon sur lequel ont porté nos essais

contient une roche qui équivaut à celle des deux autres carrières et que c'est par hasard que le choix, fait pour ainsi dire à l'aveugle, est tombé sur une pierre de bordure qui renfermait une partie non homogène. Mais cela prouve que l'assise de grès que les propriétaires des carrières considèrent pour la meilleure renferme des nids non homogènes et que la sélection consciencieuse et rigoureuse s'impose dans l'intérêt même des producteurs.

Le Grès de Luxembourg.

Le Grès de Luxembourg fournit la pierre la plus usitée dans la maçonnerie du Gutland ; il donne aussi une bonne pierre de pavage et de parement. Dans les carrières d'Ernzen-lez-Larochette et de Dillingen (Sûre inférieure) il est exploité comme pierre de taille pour façades, monuments, travaux d'art et sculptures. A l'état tout à fait frais, comme le sont les échantillons retirés d'un forage, la couleur est gris bleuâtre. Il est constitué par des grains de quartz cimentés par de la calcite. Le pourcentage de calcite est en général d'un tiers de la masse, mais il peut varier dans des limites assez larges. Par endroits on constate aussi un ciment siliceux. Deux échantillons retirés des carrières de Hespérange donnaient p. ex. 86,60 et 27,30% de SiO_2 avec 4,34 et 38,22% de CaO.

La couleur gris bleuâtre provient d'une faible teneur en pyrite finement répartie dans le grès. Par oxydation la pyrite devient de l'hydroxyde de fer et la couleur tourne au jaune plus ou moins foncé.

La répartition du ciment est irrégulière. Il arrive que la quantité de ciment est insuffisante et on trouve alors des blocs de grès arrondis dans une masse de sable incohérente. Le grès riche en ciment, soit de calcite soit de silice, est désigné du nom de « bengeleck ». Le « bengel-eck » est employé comme pierre de pavage.

Par endroits on rencontre de minces entrecouches de petits galets de quartz ou de quartzite ; par-ci par-là, le grès se charge de minces lits renfermant des particules de charbon ou de grains de limonite.

En général le grès est bien lité. Dans la partie inférieure et moyenne les strates sont assez puissantes, mais dans la partie supérieure les lits sont ordinairement plus minces et ne se prêtent guère à l'exploitation pour la maçonnerie.

Le grès est traversé par un système de diaclases. Les diaclases se présentent ordinairement suivant deux directions faisant entre elles un angle sensiblement égal de 90 degrés, de sorte que la pierre se débite en parallélépipèdes assez réguliers. Le réseau de diaclases peut être tellement serré que la masse se débite en menus fragments ; mais les diaclases peuvent être assez distantes l'une de l'autre pour que la roche se débite en larges dalles ou en gros blocs.

Nous donnons ci-après les caractéristiques physiques du grès de quelques exploitations typiques.

Carrières du Widdenberg.

Les carrières du Widdenberg-lez-Mensdorf fournissent des pavés et des moëllons.

L'ancienne exploitante des carrières, la « Société anonyme de Montfort » a fait faire en 1904 au laboratoire de la « Technische Hochschule » à Berlin, des essais sur ces grès, qui ont donné les résultats suivants (résumés) :

La structure est à grains fins ; la pierre est traversée par quelques veines de calcite. La cassure est conchoïdale, à arêtes vives.

Poids en volume : $r = 2,331$

Poids spécifique : $s = 2,504$

Degré de compacité : $d = \frac{r}{s} = 0,931$

Degré de perméabilité : $u = 1 - d = 0,069$.

Stabilité à la gelée : 10 échantillons ont été gelés 25 fois de suite, pendant 4 heures, chaque fois à une température moyenne de $-12,7$ degrés C et alternativement dégelées pendant 3 heures dans de l'eau à température d'appartement. Après ces essais, aucun changement visible ne fut constaté aux échantillons.

Résistance à l'écrasement en Kg/cm^2 .

a) 10 échantillons soumis à l'essai à l'état saturé d'eau, en moyenne 1367 Kg/cm^2 .

Différence entre le maximum et le minimum de la résistance des 10 échantillons : 18%.

b) 10 échantillons dans l'état de saturation après leur congélation : 1468 Kg/cm^2 .

Différence entre le maximum et le minimum de résistance : 19,5%.

c) 10 échantillons à l'état sec : 1502 Kg/cm^2 .

Différence entre le maximum et le minimum de ces échantillons : 20%.

Carrières de Dillingen.

Les carrières de Dillingen fournissent de la pierre de taille pour façades, monuments, travaux d'art et des parements.

La « Société anonyme de Montfort » qui est la propriétaire d'une partie de ces carrières a fait faire des essais à la Technische Hochschule à Berlin en 1904 que nous résumons ici :

Le grès des carrières de Dillingen est une roche à grains fins et poreuse.

Poids en volume : $r = 2,068$

Poids spécifique : $s = 2,661$

Degré de compacité : $d = \frac{r}{s} = 0,777$

Degré de perméabilité : $u = 1 - d = 0,223$.

Stabilité à la gelée : 10 prismes d'essai ont été gelés 25 fois de suite pendant quatre heures, chaque fois à une température moyenne de $-13,4$ degré C et alternativement dégelés pendant 3 heures dans de l'eau à température d'appartement. Après ces divers essais, aucun changement visible ne fut constaté aux échantillons.

Résistance à l'écrasement en Kg/cm²

a) 10 échantillons soumis à l'état saturé d'eau, en moyenne : 768 Kg/cm².

Différence entre le maximum et le minimum de résistance du 1^{er} échantillon : 39,6%.

b) 10 échantillons dans l'état de saturation d'eau après leur congélation : 703 Kg/cm².

Différence entre le maximum et le minimum de résistance de ces échantillons : 15%.

c) Les 10 échantillons à l'état sec : 727 Kg/cm²

Différence entre le maximum et le minimum : 30%.

Les carrières d'Ernzen.

Le grès d'Ernzen est de couleur gris clair-jaunâtre ; la structure montre des grains moyens et une texture uniforme, la cassure est inégale et non schisteuse, mais plutôt massive. C'est une pierre pour monuments, façades, travaux d'art et parements.

La résistance de la pierre d'Ernzen à l'écrasement est de 500 à 600 Kg/cm² et elle présente la même résistance en délit que suivant son lit de carrière. Elle se durcit considérablement sous l'action des temps et présente à un haut degré le caractère de non-géllivité.

Les blocs produits dans la carrière d'Ernzen varient en général de 0,50 m à 1,50 m d'épaisseur et de 1 à 4 m de longueur et de largeur, mais la carrière a fourni aussi des longueurs et des largeurs exceptionnelles jusqu'à 10 m.

En 1899, M. Rodange, ingénieur en chef des Travaux publics a fait exécuter au Laboratoire des Ponts et Chaussées à Paris des essais d'écrasement sur 2 séries d'échantillons du grès d'Ernzen.

1^{re} série du banc inférieur de 1,80 à 2 m de puissance. Essais sur 8 échantillons.

Poids du mètre cube à l'état de dessiccation, en moyenne 2191 Kg.
Maximum et minimum du poids des 8 échantillons : 2207—2172 Kg.

Poids du mètre cube à l'état d'imbibition, en moyenne : 2342 Kg.
Maximum et minimum de 4 échantillons (N^{os} 5—8) : 2352—2329 Kg.

Proportion pour cent du volume en eau absorbée par les 4 échantillons, en moyenne 14,7%.

Maximum et minimum de ces échantillons : 15,4—14,3%.

Résistance à la rupture par écrasement des échantillons N° 1—4 à l'état desséché :

493 — 482 — 493 — 470 Kg/cm² ; moyenne 484,5Kg/cm².

Résistance à la rupture des échantillons N° 5—8 imbibés d'eau :

455 — 436 — 437 — 437 Kg/cm² ; en moyenne 441 Kg/cm².

2^{me} série du banc inférieur de 1,80 à 2 m d'épaisseur ; essai sur 8 échantillons.

Poids du mètre cube à l'état de dessiccation, en moyenne 2227 kg.

Maximum et minimum du poids des 8 échantillons : 2237—2189 Kg.

Poids du mètre cube des échantillons N° 5—8 à l'état d'imbibition, en moyenne 2356 Kg.

Maximum et minimum des poids de ces 4 échantillons : 2357—2347 Kg.

Proportion pour cent du volume de ces 4 échantillons, en moyenne 13,2%.

Maximum et minimum de ces échantillons : 14,4—12,5%.

Résistance à la rupture par écrasement des échantillons N° 1—4 à l'état desséché : 499 — 512 — 505 — 520 Kg/cm², en moyenne 509 Kg/cm².

Résistance à la rupture par écrasement des échantillons N° 5—8 à l'état d'imbibition : 410 — 480 — 480 — 480 — Kg/cm², en moyenne 462 Kg/cm².

Observations : Tous les échantillons ont été desséchés à la température de + 30 à 35 degrés C ; la moitié des cubes ont été ensuite imbibés d'eau sous une pression barométrique réduite à 260 mm de mercure.

En 1906, la Société anonyme de Montfort, propriétaire des carrières d'Ernzen a fait faire des essais sur des échantillons de grès de ses carrières au laboratoire de la « Technische Hochschule » à Berlin que nous résumons ci-après :

Poids en volume : $r = 2,195$

Poids spécifique : $s = 2,661$

Degré de compacité : $d = \frac{r}{s} = 0,825$

Degré de perméabilité : $u = 1 - d = 0,175$.

Stabilité à la gelée : 10 échantillons ont été gelés 25 fois de suite, pendant au moins 4 heures, chaque fois à une température moyenne de —14 degrés C et dégelés dans de l'eau à température d'appartement. Après 25 essais divers, aucun changement visible ne fut constaté aux échantillons.

Résistance à l'écrasement en Kg/cm².

a) Essais sur 10 échantillons à l'état sec, en moyenne 612 Kg.

Différence entre le maximum et le minimum de résistance de ces 10 échantillons : 20%.

b) Essais sur 10 échantillons faits à l'état saturé d'eau, en moyenne 540 Kg.

Différence entre le maximum et le minimum de résistance de ces 10 échantillons : 20%.

c) Essais sur 10 échantillons saturés d'eau 25 fois gelés, en moyenne : 522 Kg/cm².

Différence entre le maximum et le minimum de ces 10 échantillons : 10%.

Enfin en 1948 la « Société anonyme de Montfort » a fait faire par le Poste d'essai de Matériaux auprès de la Direction des Ponts et Chaussées des essais de résistance à l'écrasement des pierres de ses carrières d'Ernzen, de Dillingen et de Gilsdorf. On lira les résultats obtenus sur le tableau suivant :

Provenance	Densité	Teneur en eau % pierres saturées	Résistance Kg/cm ²
Gilsdorf 1	2,37	2,81	1006
» 2	2,38	2,74	1100
» 3	2,38	2,65	781
Moyenne	2,38	2,73	962
Dillingen 1	2,12	4,88	583
2	2,09	4,78	644
3	2,13	4,67	580
Moyenne	2,11	4,78	602
Ernzen 1 a	2,15	3,72	585
» 1 b	2,16	3,66	450
» 1 c	2,17	3,42	615
Moyenne	2,16	3,60	550
Ernzen 2 a	2,13	3,59	366
» 2 b	2,14	3,60	596
» 2 c	2,14	3,77	417
Moyenne	2,14	3,65	460
Ernzen 3 a	2,18	3,47	637
» 3 b	2,16	3,64	378
» 3 c	2,21	3,31	583
Moyenne	2,18	3,47	533
Ernzen 4 a	2,18	3,86	540
» 4 b	2,18	3,45	610
» 4 c	2,16	3,72	616
Moyenne	2,18	3,68	588

Les calcaires de notre aire de sédimentation mésozoïque comprennent trois variétés :

Le calcaire dolomitique du Triasique, le calcaire marneux du Liasique et le calcaire à polypiers du Dogger.

1) Le calcaire dolomitique. Le calcaire dolomitique affleure sur de vastes étendues dans les régions de la Moselle et de la Sûre moyenne et inférieure. Il forme l'étage géologique désigné du nom de « Hauptmuschelkalk » divisé en deux sous-étages : les couches à Entroques et les couches à *Ceratites nodosus*. D'après sa composition chimique ce n'est pas une dolomie dans le sens minéralogique (54,36% de CaCO_3 , 45,46% de MgCO_3) mais une roche qui renferme, dans la plupart des cas, un excès plus ou moins abondant de carbonate de calcium associé à la dolomie théorique. La proportion moléculaire $\text{CaCO}_3 : \text{MgCO}_3$ est sujette à de fréquents changements et il arrive même que MgCO_3 est en excès sur CaCO_3 . (Voir le tableau des analyses).

On sait que le calcaire dolomitique est difficilement attaquable à froid par l'acide chlorhydrique dilué. La dureté est un peu plus considérable que celle du calcaire pur (3 à 4) ; le poids spécifique est aussi plus élevé et peut atteindre 2,9.

La roche est de couleur gris bleuâtre à l'état frais, produite par de minuscules parties de pyrite ; elle devient gris clair par oxydation. La structure est compacte ou cristalline, parfois pseudo-oolithique à cause de la concentration d'un pigment noir en forme d'oolithes. Des grains verts de glauconie sont souvent répartis dans la masse de la roche.

La limite entre l'assise à entroques et l'assise à *Ceratites nodosus* n'est pas facile à tracer nettement. La partie inférieure renferme des débris du fossile *Encrinurus liliformis*, la partie supérieure l'ammonite *Ceratites Nodosus*.

Mais la répartition du premier fossile est très irrégulière et le second est extrêmement rare sur notre territoire. D'ordinaire la partie inférieure se présente en des bancs plus puissants, les plans de surface sont plus rugueux, la couleur est plus foncée. Mais tous ces caractères distinctifs sont peu prononcés. Pour des raisons pratiques on peut admettre que la limite entre les deux assises est donnée par une mince bande de marne qu'on trouve ordinairement vers le milieu de la formation qui a une puissance globale d'une soixantaine de mètres.

Il est à noter que tous les calcaires triasiques de notre aire de sédimentation sont des calcaires dolomitiques, de même que le ciment qui entre dans la composition des roches triasiques de cette région est du calcaire dolomitique. Il n'y a pas de doute que le calcaire dolomitique s'est déposé directement dans l'eau de mer de l'époque triasique et que l'origine est en relation avec les conditions de sédimentation

PROPORTION DE CaCO_3 : MgCO_3 DANS LES DIFFÉRENTS CALCAIRES DOLOMITIQUES DE L'ÉTAGE DU
« HAUPTMUSCHELKALK ».

Provenance	CaCO_3	MgCO_3	
Calcaire à entroques de Wormeldange	53.98	35.19	Laboratoire des Travaux Publics, 1938
» » d'Eichtemach	59.61	33.99	» » »
» » de Grundhof	54.22	37.58	Laboratoire de l'École agricole à Ettelbruck, 1912
» » du Herrenberg-lez-Diekirch	47.64	38.96	Fr. Reuter, 1854
» » »	53.63	35.19	Laboratoire des Travaux Publics, 1938
» » de la « Nuck »-lez-Ettelbruck	17.98	14.56	Laboratoire de l'École agricole à Ettelbruck, 1912
» » »	26.39	21.32	» » »
Calcaire à Ceratites nodosus de Remich	49.39	39.69	J. Nannur 1873
» » » bances inférieurs.....	53.48	45.42	Laboratoire de Travaux Publics, 1938
» » » bances supérieurs	50.35	46.36	» » »
» » de Wormeldange.....	47.36	40.67	» » »
» » de Steinheim	27.46	19.34	J. P. Arend 1907
» » de Givenich	28.68	19.22	» » »
» » d'Essingen (Mensch)	51.23	42.87	» » »
» » de la « Nuck »-lez-Ettelbruck	52.96	41.57	Laboratoire de l'École agricole d'Ettelbruck, 1912
» » »	56.01	36.32	» » »

ANALYSES DES CALCAIRES DOLOMITIQUES DE L'ÉTAGE DU « HAUPTMUSCHELKALK ».

Provenance de l'échantillon	SiO ₂	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Alcalies	Perte au feu	
Calcaire à entroques de Wormeldange.....	1.60	30.24	16.83	2.90	2.50	—	46.60	Laboratoire des Travaux Publ. 1938
» du Herrenberg-lez-Diekirch ...	4.60	30.12	16.83	2.90	2.50	—	42.85	id.
Calcaire à Ceratites nodosus de Remich partie inf. .	3.00	29.96	21.72	1.00	0.50	—	44.10	id.
» » » » partie sup.	3.00	28.21	22.17	3.10	0.45	—	44.10	id.
» » » de Wormeldange.....	8.00	26.53	19.45	3.10	3.60	—	40.00	id.
» » » d'Essingen (Mersch) ..	3.75	28.70	20.50	2.30	1.35	—	43.10	id.

de nos régions, car vers l'intérieur de la dépression lorraine les dolomies passent en un calcaire proprement dit.

Le calcaire dolomitique de la région mosellane et de la Sûre inférieure est estimé comme pierre de maçonnerie, comme moellon et comme pierre d'appareil. La résistance à l'écrasement est considérable, mais il résiste moins bien à l'usure et, utilisé pour l'empierrement, il donne beaucoup de poussière et de boue. Depuis le temps des Romains il est un matériel de construction régional par excellence, employé presque exclusivement dans les régions de notre Moselle et de la Sûre inférieure. L'assise à *Ceratites Nodosus* fournit par endroits des dalles de dimensions remarquables qui trouvaient autrefois un emploi local pour le dallage et même pour faire des clôtures.

Le calcaire dolomitique est utilisé sur une assez vaste échelle pour la fabrication de chaux ; fortement calciné et mêlé à du goudron desséché, il est utilisé comme revêtement pour les cornues Thomas. L'utilisation dans les cornues Thomas exige une teneur faible en silice et répartie d'une façon régulière. La quantité et la répartition de la silice sont donc d'une importance capitale pour l'utilisation de la dolomie comme matériaux de revêtement.

D'une façon générale la quantité et la répartition de la silice dans le calcaire dolomitique de notre aire de sédimentation sont en relation directe avec la formation même de la dolomie.

Comme nous venons de le dire, la dolomie de nos régions est une roche de texture grenue qui renferme dans la plupart des cas un excès variable de carbonate de Ca associé à la dolomie théorique et fut déposée directement dans une mer fermée et peu profonde. Comme les dolomies se sont formées dans des régions sublittorales, des dépôts clastiques de sable et de marnes se faisaient à côté des dépôts chimiques et ce sont les dépôts clastiques qui fournissaient la silice que nous rencontrons dans la dolomie. Cette répartition est d'autant plus uniforme que le littoral était plus éloigné et que les courants et le fond de la mer étaient plus réguliers. La quantité diminue dans la mesure où l'influence de l'apport sédimentaire d'origine clastique des eaux courantes est effacée. A l'époque de la formation du «Hauptmuschelkalk» le continent s'étendait à l'ouest de notre pays et la côte avait une direction générale méridienne. A cause de cette disposition de la terre ferme, la part de matière clastique est la plus petite dans la région mosellane, et la Sûre inférieure et sa répartition y est assez régulière. Vers l'ouest de notre pays la quantité de sable augmente de sorte que la dolomie pure passe progressivement dans une dolomie sableuse et enfin dans un grès dolomitique.

Dans le cadre de cette répartition générale des matériaux clastiques dans le calcaire dolomitique, la quantité peut encore être soumise à des variations locales et saisonnières en relation avec la direction des vents et avec la direction et l'intensité des courants marins. Les changements de la quantité des précipitations atmosphériques et de la force de transport des eaux courantes peuvent également se faire

valoir. Tous ces facteurs extérieurs impliquent des changements aussi bien en direction horizontale que verticale même dans les dépôts assez éloignés du littoral, changements qui ne sont soumis à aucune règle invariable de sorte que l'étendue de dolomie pauvre en SiO_2 ne peut être fixée que par l'analyse chimique.

Sous ce point de vue nous avons examiné un gisement de la région mosellane qui affleure sur une hauteur de 25 m et sur une surface surpassant 5 ha. Mais pour fixer la valeur industrielle il ne suffit pas de prendre des échantillons isolés, il faut des épreuves moyennes récoltées sur des surfaces étendues. Comme dans l'exploitation on ne pourra pas envisager d'éliminer, à cause de la valeur relative faible de la matière première, par sélection manuelle les parties plus riches en SiO_2 , les analyses sont à faire sur des épreuves moyennes s'étendant sur toute la puissance du gisement et sur une étendue horizontale suffisante pour permettre un abatage rationnel de la roche.

Dans le gisement précité, la masse de dolomie permet, par l'intercalation de deux bandes de marnes, une division en trois parties : inférieure, moyenne et supérieure. Un échantillon moyen de la partie inférieure donnait 7,4% de SiO_2 et un échantillon moyen de la partie moyenne donnait 4,3%. Dans la partie supérieure accessible dans toutes les directions sur une hauteur de 10 m et une étendue de 5 ha une vingtaine d'épreuves moyennes ont été prises avec toutes les précautions requises. Les analyses ont donné pour tous ces échantillons un contenu en SiO_2 oscillant autour de 3% mais n'atteignant jamais 4%. La valeur moyenne de toutes ces analyses était de 3,35% de SiO_2 .

Cette partie se situe dans l'assise à *Ceratites nodosus* ; elle fournit une matière de première qualité uniforme exploitée à grande échelle pour revêtement des cornues Thomas.

2). Le calcaire du Liasique. Le calcaire liasique désigné du nom de « calcaire de Strassen » est un calcaire faiblement marneux, de couleur bleu foncé provoquée par la pyrite finement disséminée dans la masse et qui donne, par calcination, de la chaux hydraulique.

Le calcaire forme des bancs de 30 à 50 cm de puissance alternant avec des assises de marnes de la même couleur. Ordinairement, l'étage des marnes et calcaire de Strassen, d'une puissance globale de 10 m, renferme 3 bancs de calcaire répartis dans les marnes.

Une analyse du calcaire provenant de la localité de Strassen a donné : $\text{CaO} = 46,48$; $\text{MgO} = 1,53$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 3,12$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2,12$; $\text{SiO}_2 = 10,20$; perte au feu = 37,40.

Une exploitation assez importante se fait aujourd'hui entre Contern et Sandweiler par la S. A. des Chaux de Contern.

3). Les calcaires du Dogger sont des calcaires détritiques ou des calcaires coralligènes. On y distingue de bas en haut a) le calcaire d'Ottange, b) le calcaire de Haut-Pont (Hohebruckner Kalk) et c) le calcaire clair dit aussi « calcaire à polypiers ».

Le calcaire d'Ottange est de couleur brunâtre, par endroits oolithique, et se débite en minces bancs. La puissance ne surpasse sur notre territoire guère 10 m ; il ne trouve pas d'utilisation.

Le calcaire de Haut-Pont d'une puissance de 30 m est un calcaire gréseux, de couleur bleue qui prend, par oxydation, une couleur brunâtre. Par décomposition il se change dans un sable renfermant des fragments résiduels de calcaire. Comme il renferme 20 à 40% de SiO_2 , il ne se prête pas à la fabrication de chaux ; on l'emploie sur une échelle très restreinte pour la maçonnerie.

Le calcaire clair est un calcaire détritique d'une couleur blanche renfermant des massifs de calcaire coralligène répartis irrégulièrement. Il est mal stratifié et renferme par suite de dissolution de larges fentes remplies d'argile rouge et de concrétions de fer pisolithique qui sont des produits résiduels de la décalcification.

L'utilisation de cette variété de calcaire est très ancienne et multiple. Les bâtisses romaines de la Lorraine et de la partie méridionale de notre pays ont été construites avec calcaire à polypiers ; aujourd'hui il sert comme pierre maçonnerie, pierre de taille et d'ornement et pour la fabrication de chaux. Malheureusement les surfaces de couleur blanche se recouvrent vite d'une patine gris sale.

Le calcaire d'Audun-le-Tiche (Other Stein) n'est qu'une variété du calcaire à polypiers.

Composition chimique. Par un échantillonnage systématique nous avons choisi 12 épreuves moyennes réparties sur un front de taille haut d'une vingtaine de m et s'étendant sur une longueur d'une centaine de mètres. Nous donnons le pourcentage maximum et minimum de ces 12 épreuves moyennes :

$\text{SiO}_2 = 1,24 - 3,38$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,12 - 0,78$; $\text{CaO} = 52,48 - 54,28$; $\text{MgO} = 0,29 - 0,59$; $\text{P} = 0,02 - 0,04$; $\text{Fe} = 0,67 - 1,22$; $\text{Mn} = 0,01 - 0,04$.

Les sols calcaires. Les sols calcaires sont d'autant plus pauvres en matières nutritives qu'ils sont plus purs. La décomposition laisse comme résidu un mélange d'argile et de quartz pulvérulent. Par suite des nombreuses diaclases traversant le calcaire, sa surface est sèche. Comme amendement, il agit en saturant les acides, p. ex. l'acide humique.

Les gisements de gypse.

Le gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) est un produit d'hydratation de l'anhydrite (CaSO_4) par simple fixation de l'eau. L'anhydrite se gonfle et se transforme en gypse en doublant à peu près de volume d'où l'aspect souvent plissé des roches de gypse. La couleur est grise, blanche ou rougeâtre, par infiltration. L'albâtre est une variété très appréciée de gypse blanc ou coloré, d'une texture granuleuse très fine.

Le gypse forme des lentilles, des amas et des couches de puissance appréciable, mais dans les fractures des terrains il apparaît sous la forme fibreuse et la direction d'allongement des petits cristaux est perpendiculaire aux parois de la fracture.

Le gypse est surtout exploité pour la fabrication de plâtre dont on fait une énorme consommation pour la construction et pour l'exécution de moulages. On l'emploie aussi, de même que l'anhydrite, dans l'agriculture comme amendement. Par eux-mêmes ces deux minéraux donnent des sols pauvres, mais ils opèrent, dans la terre arable, la transformation du carbonate de potassium (K_2CO_3) en sulfate de potassium (K_2SO_4) qui est absorbé par les plantes.

Pour faire du plâtre on cuit le gypse à une température de 120 à 130 degrés ce qui le transforme en semi-hydrate du sulfate de calcium ($CaSO_4 \cdot 1/2H_2O$). Gâché avec l'eau, il fait prise très facilement et donne une masse solide, constituée par des fibres entrelacées de sulfate de calcium hydraté. Si la température dépasse 150 degrés on obtient un sulfate anhydre ($CaSO_4$) qui n'est pas l'anhydrite, mais une autre variété. Par un échauffement plus vif (Estrichgips) et enfin très élevé (cuisson à mort) le gypse ne prend plus qu'avec une extrême lenteur.

Le « plâtre de Paris » est particulièrement apprécié parce qu'il prend très vite, ce qui est un grand avantage pour les plafonds par exemple et qu'il résiste mieux que les autres aux intempéries. Il doit ses bonnes qualités à la présence d'un peu de carbonate de chaux et de silice gélatineuse.

Mêlé à la gélatine et coloré par des matières solides le plâtre donne ce qu'on appelle le « stuc » qui imite plus ou moins bien le marbre.

La géologie appliquée s'occupe surtout du gypse pour les inconvénients sérieux produits par son voisinage dans les travaux de routes, de tunnels, de barrages ou d'immeubles. On trouve le gypse dans des marnes bariolées, rouges, vertes, violacées et il a souvent une influence pernicieuse sur la tenue de ces terrains parce que sa présence favorise le glissement de formations argileuses. Les minces entrecouches de gypse peuvent former des matelas lubrifiants provoquant les déplacements de grands quartiers de terrain. D'autre part le gypse est soluble dans l'eau (un peu plus de 2 grammes par litre) et les eaux gypseuses peuvent devenir notablement alcalines par réduction chimique et « défloculent » l'argile. (Voir le chapitre sur les glissements).

Le gypse existe sous la forme fibreuse ou en petits amas de beaux cristaux dans presque toutes les formations de notre mésozoïque, mais il ne forme des lentilles et des amas exploitables que dans quelques étages de notre Triasique, notamment dans le Muschelkalk moyen (Groupe de l'anhydrite), ainsi que dans les « Marnes rouges gypsifères » et les « Marnes avec marnolites » du Keuper moyen.

Les amas et lentilles du Muschelkalk moyen fournissent le gypse gris ; on les rencontre dans la région mosellane et dans la vallée de la Sûre entre Wasserbillig et Dickirch. Les gisements du Keuper se si-

tuent dans la région mosellane et dans la vallée de l'Alzette en aval de la ville de Luxembourg. Le gypse de ces formations a une couleur plus claire. Dans tous les gisements on rencontre en dehors du gypse aussi l'anhydrite et l'albâtre, pourtant parfois en de faibles quantités. La puissance des amas et lentilles ne dépasse guère 7 m, mais il est à noter que dans les forages de Mondorf-Jes-Bains, de Cessange, d'Echternach on a traversé des gisements beaucoup plus puissants. Dans le forage de Longwy on a rencontré des intercalations de gypse entre 577 et 710 m de profondeur. A Diekirch on a constaté dans plusieurs forages le gypse dans le Grès bigarré.

Inutile de faire ici l'énumération des nombreux affleurements de gisements exploitables dans le Mésozoïque du pays. Nous renvoyons à la carte géologique au 1:25 000°. Nous notons seulement que bon nombre de ces gisements ne sont plus exploitables, soit parce qu'ils sont épuisés soit parce que l'exploitation a été faite d'une manière si défec- tueuse qu'une reprise ne se payera plus.

Quelques roches d'un emploi usuel dans le pays mais de provenance étrangère.

Le granite.

Le granite est la roche la plus répandue à la surface de la terre. Les éléments constitutifs d'un granite sont les feldspaths et le quartz, auxquels peuvent être associés, isolés ou réunis, du mica, de la hornblende, de l'augite.

Les feldspaths sont de manière primordiale alcalins et comprennent toujours deux espèces : l'orthoclase et le plagioclase.

Le quartz a une couleur blanchâtre ou laiteuse, une cassure irrégulière d'un éclat gras ou vitreux. Les feldspaths ont des formes cristallines très nettes, une couleur blanche, un clivage net et des faces miroitantes. Les micas se présentent sous forme de biotite (foncée) et de muscovite (claire) ; la hornblende est en baguettes ou en grains vert noirâtre. L'augite est plutôt rare et se présente en prismes courts, d'une section presque carrée et d'une couleur vert pâle ou brunâtre.

D'après la prédominance des micas, de la hornblende, de l'augite on distingue différentes variétés de granite. Nous n'entrons pas dans ces distinctions et nous nous bornons à caractériser un granite typique par l'association de quartz, de feldspath et mica.

D'après la texture on distingue le granite à grain fin et le granite à gros grain ou granite porphyroïde, caractérisé par la présence de cristaux de feldspath de grande taille qui contrastent avec le fond à grain fin.

Le poids spécifique du granite est de 2,6 à 2,73 ; la composition chimique typique est : SiO_2 : 60 — Al_2O_3 : 16 — Fe_2O_3 : 1,5 — $\text{CaO} + \text{MgO}$: 2 — K_2O : 6,5 — Na_2O : 2,5. La teneur en SiO_2 peut s'élever jusqu'à 82%.

Altération des granites. La décomposition des granites s'opère surtout dans les granites à gros grains qui se désagrègent facilement en arènes, c.-à-d. en sables, tandis que les granites à grains fins sont beaucoup plus résistants. Les feldspaths deviennent laiteux, puis farineux et se transforment en Kaolin ; les biotites dont le reflet noir est si brillant en roche saine, deviennent mordorés, puis verdissent, les micas prennent une couleur jaunâtre terne. Ce ne sont que les grains de quartz qui restent intacts. Ça et là des parties ont échappé à la décomposition et forment de vastes boules qui se présentent souvent en de grandes accumulations. C'est surtout la grande fissilité des micas qui donne un accès facile à l'eau dans l'intérieur de la roche et qui facilite la destruction. Le technicien refusera donc comme matière de construction les granites avec beaucoup de paillettes de mica surtout si celles-ci s'accumulent en minces lits ou en nids. Mais la principale cause de l'altération du granite est dans l'exfoliation par variation de température ; aussi le granite est-il très sensible aux brusques changements de température. Divers incendies ont prouvé la mauvaise résistance au feu et les escaliers en granite se sont brisés à l'arrosage par l'eau des pompes.

Les granites sont traversés par des diaclases latentes en deux directions opposées ce qui facilite la division en blocs rectangulaires. C'est pour cette raison que les granites ne sont pas difficiles à travailler. Le granite pauvre en mica se laisse facilement polir et le polissage accroît notablement sa résistance aux intempéries.

Le granite a une résistance à l'écrasement de 1500 kg/cm² en moyenne ; celle-ci peut atteindre 3000 kg et même plus, mais elle peut aussi descendre jusqu'à 500 kg si le granite est altéré. La résistance à la traction varie aussi d'une façon notable ; elle est en moyenne de 30 kg.

On emploie le granite, brut ou poli, comme pierre d'ornement et surtout pour l'architecture monumentale, mais aussi pour fondations, jetées, quais de port, ponts et travaux de fortifications. Enfin on l'emploie sur une vaste échelle pour dalles, trottoirs, pierres de bordure et pierres de pavage, parce qu'il ne devient pas lisse, résiste bien à l'usure et a une couleur agréable.

Dans ce but il est activement exploité dans le Massif Central, dans les Vosges, dans la Forêt-Noire. Ces gisements sont aussi ordinairement les fournisseurs du granite employé dans notre pays.

Quelques variétés de granite, agréablement colorées sont très appréciées comme pierre d'ornement. Tel est le granite rouge de Wirbo (Suède) et surtout le « Rapakiwi » de Finlande. Celui-ci est un granite à biotite et à hornblende avec de grands cristaux disséminés d'orthose, parfois entourés de plagioclase vert. On trouve cette espèce de granite aussi comme blocs erratiques dans le Nord de l'Allemagne.

Une autre roche plutonique qu'on rencontre parfois aussi chez nous comme pierre d'ornement est la syénite.

Les éléments essentiels de la syénite typique sont l'orthose et la hornblende, mais elle ne renferme pas de quartz ; on pourrait donc dire que c'est un granite à hornblende mais sans quartz. Comparativement au granite la teneur en SiO_2 est donc plus faible. Le poids spécifique est de 2,7 à 2,9. La texture est essentiellement grenue c.-à-d. à grain fin, rarement porphyroïde.

Il existe naturellement des passages aux granites par des variétés contenant quelques cristaux de quartz, car il ne faut pas perdre de vue que dans la nature il existe des passages entre les divers types de roches éruptives et que les limites adoptées dans nos classifications servent à un but purement pratique.

Quoique les syénites partagent leur mode de gisement avec les granites, elles sont beaucoup plus rares ; on les trouve dans les Vosges, en Saxe, en Tyrol, en Egypte (près de l'ancienne ville de Syène, d'où le nom de la roche) dans le Sud-Est de la Norvège. Cette dernière région renferme une belle variété de Syénite à augite avec de gros cristaux de feldspath bleuâtre, à reflets chatoyants, très en mode aussi chez nous pour l'ornementation. C'est le laurvikite.

La syénite se polit, en général, mieux que le granite parce qu'elle ne renferme pas de mica. Sa résistance à l'écrasement est celle du granite ; son utilisation est la même que celle du granite.

Les granites et les syénites sont des roches de profondeur ou plutoniques, provenant de magmas qui n'ont jamais atteint la surface, mais cristallisant très lentement dans de vastes cavités sous la pression de l'écorce terrestre susjacente. Ce n'est que par l'érosion des couches superposées que les roches de profondeur arrivaient à la surface. Les roches éruptives ou roches d'épanchement ont atteint la surface de la terre et se sont épanchées à l'air ou sous la mer ; elles comprennent tous les produits des volcans : laves, cendres, tuffs etc.

Les porphyrites quartzifères de Quenast et de Lessines (Belgique).

Dans les nombreuses et importantes carrières de Quenest et de Lessines (Brabant) on exploite une roche éruptive qui fournit de bons matériaux pour pavages, empierrement et ballast.

Cette roche forme des intrusions dans le massif silurien du Brabant.

Elle est dure et tenace, à cassure droite ou largement conchoïde, d'un aspect terne et d'une couleur tantôt gris verdâtre ou noir bleuâtre, tacheté de blanc verdâtre, tantôt gris rosâtre ou rougeâtre tacheté de vert foncé.

La roche est massive, divisée par des diaclases (fissures) variées. Dans certaines carrières, surtout vers le bord de l'intrusion éruptive, les diaclases sont nombreuses, planes, parallèles et rappellent une

stratification fortement inclinée ; vers l'intérieur, elles sont plus espacées à direction plus ou moins normale à ces premières, subdivisent la masse en parallélépipèdes droits ou obliques.

Les pétrographes rangent cette roche dans la famille des porphyroïdes quartzifères. Les porphyroïdes sont une variété de la famille des porphyres. Par porphyre on désigne des roches intermédiaires entre les roches de grande profondeur (granite) et les roches d'épanchement (lave). Elles forment l'intermédiaire entre les réservoirs de magma profond et les épanchements volcaniques superficiels. Ces roches intermédiaires se sont consolidées en deux phases : il y eut d'abord une formation extrêmement lente de gros cristaux quand le magma était encore à une grande profondeur, puis une consolidation précipitée et en masse, la formation de la pâte, quand le magma arriva au jour. La pâte, enveloppant les grands cristaux, est constituée par des cristaux très petits ou vitreux. Le nom de « porphyre » ne désigne pas une roche définie, mais un type de structure défini.

Dans les porphyroïdes quartzifères de Quenast et de Lessines la pâte est peu abondante, compacte, gris verdâtre, d'un aspect mat, translucide. Elle est constituée par de petits cristaux de feldspath, de hornblende, de chlorite et souvent de quartz. Les grands cristaux se détachant sur le fond compact sont des feldspaths blancs de 1 à 4 mm de grandeur, du quartz en grains vitreux, grisâtres ou enfumés, de 1 à 4 mm de grandeur. Accidentellement la roche renferme encore de nombreux minéraux : pyrite, chalcopyrite, galène, oligiste, limonite etc.

Les basaltes.

Les basaltes sont des roches volcaniques, de couleur sombre, variant du gris foncé au noir, renfermant comme éléments constitutifs du feldspath plagioclase basique et de l'augite ; elles contiennent souvent de l'olivine.

Le plagioclase, riche en chaux, se présente dans la pâte en forme de bâtonnets ; l'augite forme des cristaux d'un contour plus ou moins parfait et nageant dans la pâte, tandis que l'olivine se montre sous un aspect grenu et avec une couleur jaune verdâtre. La pâte est formée d'un enchevêtrement de petits cristaux de plagioclase, d'augite et de magnétite qui remplit les interstices entre les grands cristaux mentionnés.

Le basalte a une remarquable résistance à l'écrasement de 1000 à 2500 kg/cm², mais qui peut baisser beaucoup si la roche est altérée.

Les basaltes sont très répandus sous forme de cônes volcaniques, de nappes ou de coulées puissantes présentant fréquemment une division en colonnes prismatiques. Ces colonnes se prêtent particulièrement bien à certains usages : bornes, bordures de trottoirs et même pavés. Le basalte est aussi employé dans la construction des digues ; sa forme prismatique et son poids spécifique élevé (densité 2,7 à 3,3) se prêtent bien à ces travaux.

Le marbre.

Les architectes appellent marbre tous les calcaires compacts, suffisamment purs et homogènes pour pouvoir prendre un beau poli. Les pétrographes comprennent sous ce nom une roche cristalline, constituée par de la calcite recristallisée, enchevêtrée. En lame mince le marbre est constitué par des grains de calcite, de grosseur uniforme, groupés sans orientation et sans laisser de vide ce qui est d'une grande importance au point de vue de la résistance à la gelée.

Le marbre présente des variétés suivant la finesse du grain, la couleur et la répartition de cette couleur dans sa masse. Les marbres les plus purs des statuaire sont translucides (Carrare, Paros). La présence de carbonate de fer ou de manganèse se traduit par des tâches jaunes, brunes ou noirâtres. Le cipolin est un marbre traversé de lits de mica. Les marbres-brèches sont des marbres initiaux, broyés par les mouvements tectoniques et dont les morceaux ont été cimentés par une nouvelle cristallisation.

Le grès de l'Ourthe.

Le grès de l'Ourthe est un grès quartzeux du dévonien supérieur, étage faménien. D'après la carte géologique de la Belgique le grès range dans les psammnites du Condroz et est désigné du nom « d'assises de Montfort ».

C'est un grès d'un grain très serré et très dur et d'une nuance bleue ou gris bleu ; il ne contient que 2,5% de carbonate de chaux. Sa résistance à l'écrasement atteint plus de 2000 kg/cm².

Le grès de l'Ourthe fournit des pavés, des parements pour façades et travaux d'art, des moëllons pour fondations et du ballast.

VII. LES AMENAGEMENTS HYDROELECTRIQUES.

Dans les aménagements hydroélectriques c'est au géologue qu'incombe la responsabilité d'une reconnaissance du terrain. Ces aménagements comprennent les barrages, les canaux de dérivation et les réservoirs ou retenues d'eau.

Deux questions concernant le terrain se posent au géologue pour ces trois éléments d'un aménagement hydroélectrique : la stabilité et l'étanchéité de la roche.

1) Les barrages. Un barrage doit être implanté sur de la roche solide et stable parce que ces terrains auront à supporter la poussée de l'eau retenue derrière le mur et à résister au poids du mur lui-même. Pour ces raisons la stabilité du terrain doit faire l'objet de recherches attentives sur les affleurements naturels combinées à l'étude de puits d'essai, d'entailles et de sondages.

Ces recherches doivent s'étendre en premier lieu sur les déformations produites par des mouvements tectoniques qui peuvent être compliqués dans les régions disloquées et affecter la stabilité de la roche dans les travaux de fondations ou les travaux souterrains.

Il importe d'élucider le caractère et l'importance de l'altération naturelle des roches. Le terrain est à décaper jusque sur la roche saine. Si l'altération est profonde, le décapage peut demander des dépenses prohibitives.

Un second point important concerne les propriétés mécaniques de cette roche saine. La détermination de la résistance de la roche sous les fondations, la comparaison de ses propriétés mécaniques avec celles de la maçonnerie, les variations de ces propriétés le long du profil de l'ouvrage dans le cas d'une alternance de couches de résistance variable relèvent en principe d'essais de résistance des matériaux, mais comme les propriétés mécaniques sont en rapport avec les caractères lithologiques et tectoniques de la roche, c'est au géologue de préciser ces caractères pour guider l'étude mécanique qui se fait au laboratoire d'essai. Une grande part de responsabilité dans ces études lui incombe donc.

Les particularités tectoniques des assises, comprenant le pendage et la direction des couches, le passage de failles et de charriages, sont à examiner soigneusement.

Si les couches dressées sont disposées de telle façon que leur direction est parallèle à la direction de la vallée, ou, ce qui revient au même, si le pendage est incliné vers l'un ou l'autre versant de la vallée, on a une disposition tectonique défavorable, car elle favorise des fuites d'eau sur les plans de stratification et force à asseoir l'ouvrage, s'il y a alternance de bancs de composition différente, sur une base de résistance inégale.

Il est aussi contre-indiqué d'appuyer le barrage contre un versant où les couches ont une direction parallèle à la vallée à cause du balancement superficiel ou fauchage des couches, surtout très accentué pour les couches verticales ou fortement dressées vers l'intérieur d'un versant. (Voir p. 139).

Par contre, un pendage vers l'amont de la vallée est favorable pour les raisons suivantes :

Le cas de couches horizontales ou faiblement inclinées vers l'aval peut faciliter un glissement des fondations par infiltration d'eau entre les couches. Par contre un pendage élevé des couches disposées vers l'amont oppose une résistance efficace à un glissement de couches l'une sur l'autre.

L'agencement des divers bancs sous les fondations est d'une grande importance. Les plans de stratification pourraient donner lieu à une certaine infiltration et les filets d'eau se canalisent dans ce cas spontanément dans ces zones plus perméables et les sous-pressions qu'ils produisent y auront des valeurs considérables qui iront vite à s'accroître. Un point très important concerne la fissuration des roches par les diaclases. Dans la zone d'altération ces fissures sont béantes, mais dans la roche saine les fissures n'existent ordinairement qu'à l'état latent. Mais comme elles représentent des lignes faibles où l'effet corrosif de l'eau peut ouvrir des chemins d'échappement qui s'élargissent vite et que des sous-pressions s'y produisent, un voile imperméable est à créer par injection de ciment dans la roche qui sert de fondation et d'appui au mur du barrage. Il faut donc prendre en de telles zones des précautions particulières sous les fondations.

Quand des failles traversent la zone du barrage, on fera bon à choisir, si cela ne présente pas trop d'inconvénients, un autre emplacement pour le mur. Ces zones présentent toujours des dangers pour l'étanchéité et pour la stabilité parce que la roche est traversée de crevasses favorisant la perméabilité pour l'eau et la tendance aux glissements et aux écroulements.

2) Les canaux de dérivation. Les canaux de dérivation prennent l'eau à l'amont du barrage et l'amènent à des conduites forcées, en cheminant d'habitude à flanc de montagne, soit à l'air libre, soit le plus souvent en tunnel.

Ici encore se pose la question de la stabilité et de l'étanchéité de la roche à traverser.

Pour réaliser la stabilité requise il va de soi que ces galeries ne pourront pas être creusées dans des terrains meubles comme p. ex. d'anciens cônes de déjection fluviaux, dans des terrasses alluvionnées qu'on pourra rencontrer dans les talwegs latéraux. Ces dépôts meubles n'ont qu'un caractère local et il faudrait les délimiter exactement par des forages pour les éviter dans le tracé de la galerie. Ils ont, dans certains vallons latéraux de l'Oesling une puissance assez considérable.

Le phénomène du fauchage des couches (voir p. 139) lui aussi peut provoquer de graves difficultés pour le creusement des galeries d'alimentation de l'usine hydroélectrique. Si l'on constate ou suppose du fauchage, il faut éviter les couches affectées par ce phénomène à l'aide de tracés suffisamment profonds. Il faut étudier les incisions des vallées latérales qui permettent de voir le pendage normal des couches se rétablir. On constatera que ces dérangements peuvent affecter une épaisseur de terrain atteignant jusqu'à 50 m.

Dans la roche saine l'étanchéité de la galerie est ordinairement suffisante et les pertes d'eau minimales ; on pourra d'ailleurs l'obtenir à l'aide d'un revêtement imperméable de la galerie.

La retenue ou les réservoirs.

La vallée en amont du barrage qui servira de réservoir aux masses d'eau retenues par le barrage est également à examiner sous le point de vue de l'étanchéité. On peut considérer que la stabilité y joue un rôle secondaire.

Sous tous les rapports de la stabilité et de l'étanchéité les roches dévoniennes de l'Oesling surpassent de loin les terrains du Gutland.

La perméabilité dépend de la porosité de la roche et de la perméabilité des joints qui traversent cette roche.

Le schiste et le grès du Dévonien sont des roches pratiquement imperméables par elles-mêmes. Des essais faits pour M. Gustave Faber ont donné pour les roches de notre pays les porosités suivantes :

a) Roches du Dévonien de l'Oesling :

Schiste grossier, peu fissile	0,8 — 1,1 %
Schiste à grains fins (ardoise)	0,07%
Schiste quartzeux	0,9 %
Grès quartzeux	1,7 %
Quartzite	0,3 %

b) Roches mésozoïques du Gutland :

Grès bigarré	9,2 %
Grès de Born	5,6 %
Grès de Gilsdorf	1,6 %
Grès de Luxembourg	5,7 — 8,7 %.

Les schistes, les grès quartzeux et les quartzites ont une certaine perméabilité par les diaclases qui les traversent. Mais cette perméabilité ne s'étend qu'aux surfaces exposées à l'altération superficielle. Dans la profondeur les joints sont serrés et n'existent que d'une façon virtuelle. L'eau n'arrive pas à les élargir dans la profondeur parce qu'elle n'a pas d'effet sur les éléments siliceux et alumineux qui constituent presque exclusivement les grès et les schistes ; les carbonates n'entrent dans leur composition que pour moins d'un demi pour cent.

Par contre sous le point de vue de l'étanchéité les roches du Gutland sont dans une position bien moins avantageuse.

Le Grès de Luxembourg est divisé par des diaclases qui forment des crevasses béantes et qui rendent cette roche très perméable et les calcaires présentent par leur fissuration, compliquée du problème de leur dissolution chimique par les eaux circulant dans ces crevasses, des difficultés presque insurmontables à retenir l'eau par un barrage.

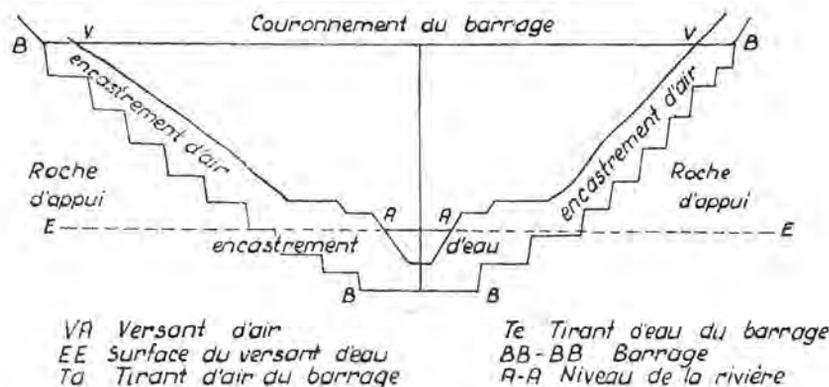


Fig. N° 64. — Croquis pour saisir la signification des termes techniques concernant l'encastrement d'un mur de barrage dans la roche. Ta (tirant d'air) est marqué dans le croquis par la verticale entre les deux lignes horizontales A—A et V—V, Te (tirant d'eau) par la verticale entre A—A et B—B.

Mais aussi sous le point de vue de la stabilité les roches du Dévonien dépassent de loin celles du Gutland.

Ouvrir une caverne ou une galerie dans le Grès de Luxembourg surpassant en largeur et en hauteur 4 à 6 m sans revêtement serait chose très risquée. Il en est de même du calcaire.

Mais dans les roches dévoniennes il existe, notamment dans la région de Martelange, une douzaine d'ardoisières qui comprennent des cavités sans soutènement dépassant de loin tout ce qui sera requis en souterrains pour les aménagements hydroélectriques. (Voir le chapitre: Ardoisières p. 207).

Aussi dans l'ouvrage de M. LUGEON : Barrages et Géologie. Lausanne 1933, les schistes et les grès quartzeux analogues aux roches de nos Ardennes sont considérés comme le terrain le plus favorable pour la construction de murs de barrage et l'aménagement de retenues d'eau.

Nous ajoutons d'après cet ouvrage quelques termes techniques concernant l'encastrement d'un mur de barrage dans la roche.

Versants d'air, les deux versants rocheux naturels, parfois couverts d'éboulis, toujours exposés à l'altération par les intempéries qui dominent le plan d'eau d'étiage ;

versants d'eau, la prolongation des versants d'air au-dessous du niveau des eaux d'étiage ;

tirant d'air, la hauteur du barrage au-dessus du plan d'eau d'étiage ;

tirant d'eau, la hauteur comprise entre le niveau d'étiage et le sol de fondation du barrage ;

encastrement d'air, l'épaisseur du terrassement, correspond au tirant d'air ;

encastrement d'eau, l'épaisseur du terrassement, correspond au tirant d'eau ;

roche d'appui, la roche qui porte le mur du barrage.

Un coup d'œil jeté sur le croquis ci-joint permettra de saisir rapidement la signification de ces expressions. (Fig. N° 64.)

EXAMEN GEOLOGIQUE DES PROJETS D'AMENAGEMENTS DE NOUVEAUX CIMETIERES ET D'AGRANDISSEMENT DE CIMETIERES EXISTANTS.

D'après le règlement en vigueur tous ces projets doivent être appuyés sur une étude géologique.

On choisira pour l'emplacement d'un cimetière un terrain aussi perméable que possible. Dans une roche poreuse et calcaireuse la décomposition sèche des cadavres se fait déjà en quelques années ; dans l'argile et dans la zone de l'eau souterraine, où la circulation de l'air ne se fait pas, la décomposition ne se fait qu'avec une extrême lenteur.

L'emplacement du cimetière se trouvera, pour des raisons d'hygiène publique, aussi loin que possible de forages, de puits et d'autres captages d'eau et, si cela peut se faire, en aval par rapport à la direction du mouvement de l'eau souterraine.

Le fond des fosses doit se trouver, au minimum, à 0,50 m au-dessus du plus haut niveau de l'eau souterraine c.-à-d. même pendant les pé-

riodes de crue de l'eau souterraine, il doit exister une épaisseur de terrain perméable de 0,50 m entre le fond des fosses et la limite supérieure de l'eau. — Le géologue fera creuser dans le terrain pris en vue pour l'aménagement du cimetière plusieurs puits d'essai de 2,50 m de profondeur et répartis sur toute l'étendue du terrain pour observer le niveau de l'eau.

Si l'étude géologique conduit sous ce rapport à une conclusion défavorable et si sur l'étendue de la commune il n'existe pas de sous-sol approprié, il faut faire le choix d'un terrain qui permet, par un drainage, l'assèchement permanent du sol jusqu'à la profondeur exigée par les règles de la salubrité publique.

VIII. LA LECTURE DES CARTES GEOLOGIQUES.

Les cartes géologiques sont des cartes topographiques portant en surcharge le tracé des limites des terrains géologiques qui affleurent sous la couche de terre végétale. Or ces affleurements résultent de l'intersection de la surface structurale des terrains géologiques avec la surface topographique qui est une surface d'érosion. On peut donc dire que les limites géologiques sont des lignes d'intersection avec la surface d'érosion. La carte reproduit donc en plan l'allure de cette partie des couches ou roches massives qui se montre à la surface du sol. D'habitude des couleurs conventionnelles servent à indiquer les terrains géologiques.

Les cartes géologiques renseignent sur la nature des couches et masses minérales y représentées ainsi que sur leur structure. Ce sont des synthèses de nombreuses et consciencieuses recherches et il faut une étude attentive pour en tirer tout le parti possible.

Le tracé d'une carte géologique serait donc facile s'il n'existait pas de végétation, des habitations et de sol d'altération. On verrait les limites sans interruption et on pourrait les lever par les procédés topographiques comme il est fait pour une rivière ou une route. Mais les affleurements ne se montrent qu'en des points isolés ; il faut raccorder ces observations fragmentaires, poursuivre les limites des terrains géologiques sous les dépôts superficiels et montrer ainsi la relation probable des affleurements séparés. Suivant l'expérience et la sagacité de l'observateur, son habileté à interpréter la structure générale d'une région, les limites des couches et leur structure seront reportées sur la carte d'une manière plus ou moins parfaite.

En consultant et en jugeant une carte géologique il ne faut pas perdre de vue ces trois conséquences :

1) Il est dans la nature des choses qu'une carte géologique sera, plus ou moins précise, suivant le nombre des affleurements, quelle que soit la sagacité de son auteur.

2) Une carte géologique pourra être sans cesse perfectionnée grâce à de nouveaux affleurements ou de trouvailles de fossiles, permettant de mieux repérer la couche en question par rapport à l'échelle stratigraphique.

3) Une carte géologique demande toujours une interprétation, de préférence sur le terrain même.

La carte géologique officielle du Luxembourg, publiée en 1947—1949, comprend 8 feuilles, dont 7 au 1:25 000^e, tandis que la feuille N° 8 est au 1 : 50 000^e. (Voir la figure N° 65 : Assemblage des feuilles de la carte géologique du Luxembourg). Chaque terme de l'échelle stratigraphique de notre aire de sédimentation avec ses différents facies y est représenté par une couleur avec un symbole. Sur chaque feuille de la carte géologique se trouve une légende donnant la signification des teintes et des symboles représentés sur cette feuille.



Fig. N° 65. — Assemblage des feuilles de la carte géologique du Luxembourg.

Les tracés des contours sont indiqués par des traits continus en teinte bleue pour les distinguer des courbes de niveaux. Par un trait pointillé et un symbole spécifique sont marquées les parties d'une couche couvertes de produits d'altération provenant de cette couche même et dont le symbole est mis entre crochets. C'est ainsi p. ex. que le symbole d' (li²) signifie : Produits d'altération sablonneux provenant du Grès de Luxembourg. D'autres données structurales sont également figurées comme le pendage des couches plissées, le tracé des failles et des charriages.

Les cartes sont accompagnées de notes explicatives formant les volumes N° V et VI des Publications du Service géologique. Le volume

N° V « Das Gutland » traite des formations mésozoïques, tertiaires et quaternaires, le volume N° VI, Das « Oesling », se rapporte au Dévonien de notre pays.

On trouve dans ces explications de la carte la description de la nature lithologique du terrain, ainsi que les variations de facies qui s'y produisent dans telle ou telle partie du terrain et qui sont indiquées sur la carte par un symbole et une teinte particulière. On y trouve aussi les listes des fossiles recueillis et qui ont permis de situer le terrain dans l'échelle stratigraphique. De même l'épaisseur normale et les variations locales de chaque terrain ainsi que les matériaux utiles et les niveaux aquifères contenus dans les diverses couches sont indiqués. L'évolution de ces différents terrains dans l'histoire de notre sol, les mouvements tectoniques et la paléogéographie sont traités dans des chapitres spéciaux. Bref, il est indispensable d'étudier ces explications quand on veut se servir utilement de la carte géologique.

D'autres publications ont pour but de commenter plus en détail certaines feuilles comme p. ex. le volume N° III qui traite du facies littoral du triasique au bord de l'Oesling, le volume N° IV qui est une monographie de nos gisements ferrifères et le volume N° VII qui donne un aperçu sur les recherches faites en vue d'une possibilité d'exploitation industrielle de notre schiste bitumineux.

La représentation des terrains et leur allure sur la carte géologique.

Si les couches sont horizontales, donc parallèles aux courbes de niveau, l'affleurement est lui-même parallèle aux courbes de niveau. Dans le cas d'une telle superposition régulière et ininterrompue conformément à l'échelle stratigraphique on est parfaitement renseigné sur la constitution géologique du substratum d'une région donnée. Suivant que les vallées creusent plus profondément l'écorce terrestre on voit apparaître sur la carte des termes plus profonds de l'échelle stratigraphique et les différentes couleurs représentent les différents étages d'allure concentrique sur les pentes des montagnes.

Réciproquement on peut dire que si le relief du sol est indiqué par des courbes de niveau et si les limites des formations sédimentaires coïncident avec l'allure des courbes, les couches sont horizontales et celle qui se trouve à la plus grande altitude est la plus récente, car dans les terrains horizontaux toute couche qui repose sur une autre est plus récente que celle-ci. Mais très souvent l'échelle stratigraphique présente des lacunes ou les terrains ont été déformés. La carte doit fournir les moyens de se renseigner sur ces dispositions.

Les moyens de représenter sur la carte ces déformations sont les indications de l'existence de plis, de pendages, de failles et de contacts anormaux.

Inclinaison ou pendage. Dès qu'une couche n'est plus horizontale elle présente une direction et un pendage ou inclinaison. Dans ce cas les limites entre les formations sédimentaires ne suivent plus les courbes de niveau sauf là où ces courbes limites sont orientées suivant la direction des courbes.

La direction d'une couche est l'angle que fait une horizontale tracée dans le plan de cette couche avec le méridien du lieu ; elle se mesure à l'aide de la boussole.

Le pendage ou l'inclinaison d'une couche est l'angle que la ligne de la plus grande pente, tracée dans le plan de la couche, fait avec le plan horizontal ; elle se mesure avec le clinomètre. (Figure N° 66).

Ces indications sont marquées sur une carte géologique par un signe spécial qui comporte un petit trait marquant la direction muni d'un trait ou d'une flèche, implanté perpendiculairement au trait marquant la direction. Sur nos cartes géologiques un chiffre indique la

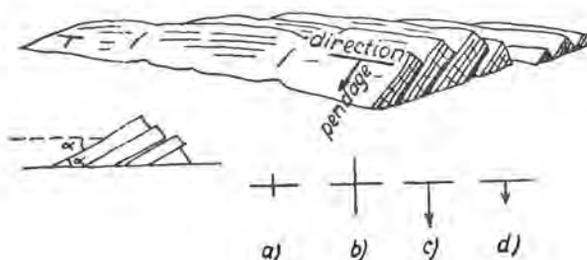


Fig. N° 66.

Direction et inclinaison (pendage) des couches dressées.

valeur du pendage en degrés. Parfois on met aussi une flèche plus longue pour indiquer une faible inclinaison et plus courte pour indiquer une grande inclinaison. Mais sur la plupart des cartes on indique seulement le sens du pendage. Si les couches sont verticales, on indique seulement un point sur le trait marquant la direction. S'il y a des couches horizontales dans une région plissée, on marque à l'affleurement une croix à branches égales.

Les plis. Les plis sont figurés par des sections perpendiculaires au plan axial ou aux coupes transversales. (Planche X.)

Rappelons que la partie recourbée du pli est la charnière ; les flancs sont les deux côtés qui se réunissent au niveau de la charnière. L'axe du pli est la ligne qui indique la direction de la charnière ou plus exactement c'est l'intersection du plan axial avec un plan horizontal. L'axe donne donc l'orientation du pli ; sur les cartes tectoniques les plis ne sont représentés que par leurs axes.

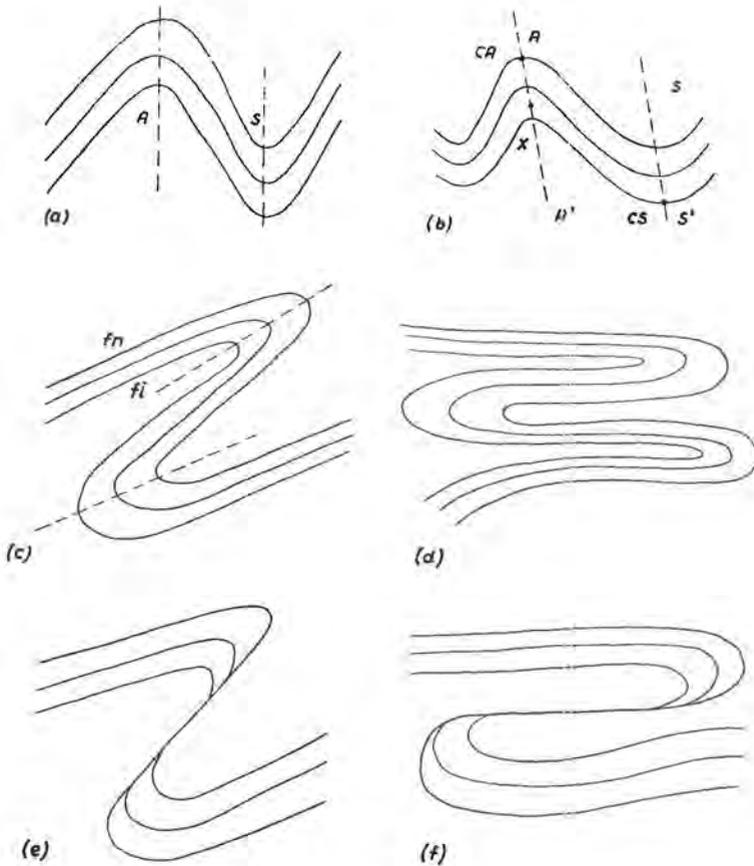


Planche X : Formes des plis. (a) Pli droit (symétrique); (b) Pli déjeté (dissymétrique); (c) = Pli déversé isoclinal; (d) = Pli couché; (e) = Pli-faille; (f) = Chevauchement (charriage) A bréviation : A = anticlinal; s = synclinal; CA = charnière anticlinale; CS = charnière synclinale; A-A' = intersection du plan axial d'un anticlinal avec le plan de la coupe; S-S' = intersection du plan axial d'un synclinal avec le plan de la coupe; (x) = axe d'un pli (marqué par un point dans la ligne en tireté).

Les plis sont droits (symétriques) si les deux flancs ont le même pendage ; ils sont déjetés ou dissymétriques si les flancs n'ont pas le même pendage. Si un des flancs est renversé, le pli est dit déversé. Si les deux flancs sont déversés dans le même sens on a un pli isoclinal. Si les deux flancs du pli deviennent sensiblement horizontaux, le pli est couché. Les plis couchés possèdent un flanc normal (la position des couches y est stratigraphiquement normale) et un flanc inverse (les couches y sont stratigraphiquement inverses.)

Groupement des plis. Les plis se groupent en faisceaux pour former les chaînes de montagnes. Ordinairement un type de plis prédomine dans une région déterminée.

Les plis associés peuvent être droits et réguliers, tous sensiblement égaux comme p. ex. dans le Jura ; c'est le style jurassique.

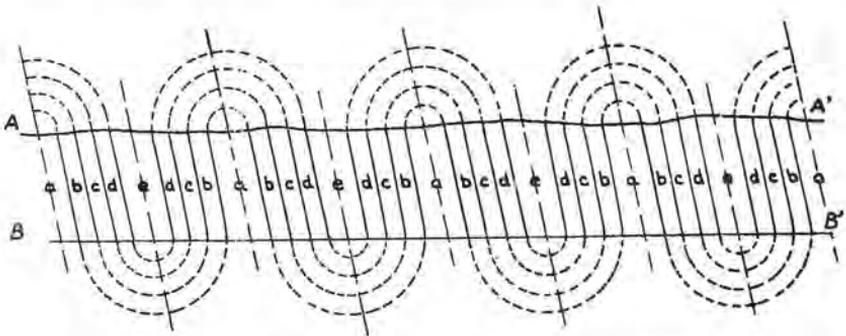


Fig. N° 67. — Régime isoclinal tel qu'il prédomine dans la tectonique de l'Oesling.

A-A' = Surface du haut-plateau de l'Oesling. Les charnières des anticlinaux sont érodées.

B-B' = Fond d'une vallée. Les charnières des synclinaux se trouvent dans la profondeur.

Les parties en traits pleins entre les lignes A-A' et B-B' sont seules accessibles à l'observation directe.

a = couche la plus ancienne, e = couche la plus récente.

Dans d'autres chaînes tous ces plis sont déversés dans le même sens ; on a le régime isoclinal qui prédomine entre autres dans l'Oesling et dans les Ardennes. Comme toutes les couches présentent sur de vastes étendues le même pendage et que les charnières ont disparu par l'érosion, il est souvent difficile de séparer les anticlinaux des synclinaux. Ici c'est la paléontologie stratigraphique qui décide. (Fig. N° 67.)

Dans une série isoclinale, les flancs inverses des plis peuvent s'amincir ou s'étirer complètement ; de sorte que l'on se trouve en présence d'une succession plusieurs fois répétées de séries normales mises en contact par des plis-failles. C'est le régime imbriqué. (Figure N° 68.)

La charnière d'un pli qui coïncide avec son axe reporté à une et même couche déterminée, n'occupe pas toujours la même altitude ; elle peut être horizontale, mais elle peut aussi présenter des ondulations longitudinales qui se traduisent par des parties surélevées et par des inflexions ou ennoyages. Ces modifications peuvent s'opérer assez brusquement et on a des plis courts (dômes et cuvettes dits aussi brachyanticlinaux et brachysynclinaux). Mais ces inflexions ou surélévations des axes peuvent occuper de vastes régions et on a des aires de surélévation et des aires d'ennoyage. (Figure N° 69.)

Si les terrains n'étaient pas déplacés par des failles et décapés par l'érosion, les plis ne se traduiraient que par des relèvements et des creux de la couche supérieure ou surface structurale ; ils ne pourraient

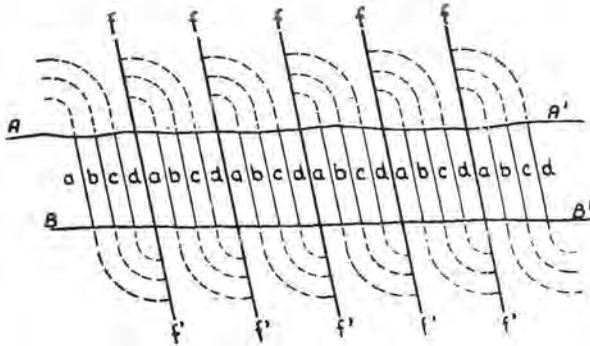


Fig. N° 68. — Régime imbriqué. — f-f' = Plis-failles. a = couche la plus ancienne ; d = couche la plus récente ; A-A' = Surface actuelle ; B-B' = fond d'une vallée. Les parties des plis comprises entre A-A' et B-B' sont seules accessibles à l'observation directe.

être indiqués que par des courbes de niveaux et des axes. L'ensemble de ces ondulations de la surface constitue la surface structurale d'une couche. Mais le plus souvent l'érosion a mis à nu la partie intérieure du pli de sorte que la surface structurale ne coïncide pas avec la surface topographique. La carte géologique représente l'intersection de la surface topographique avec la surface structurale de tous les terrains qui se voient à l'affleurement.

Représentons-nous un pays entièrement nivelé, réduit à l'état de pénéplaine comme p. ex. notre Oesling. Les courbes de surface structurale décriront des lignes droites parallèles et les flèches indiquant les plongements seront disposées symétriquement de part et d'autre de l'axe des plis. Les plis se manifestent sur la carte par des bandes alternantes et parallèles de divers terrains. Pour un anticlinal le

terrain le plus ancien apparaît dans l'axe du pli, pour un synclinal c'est le terrain le plus récent. Cette distinction est capitale pour arriver à comprendre et à interpréter la carte géologique d'une région plissée. (Fig. N° 70 = synclinal symétrique ; Fig. N° 71 = synclinal dissymétrique).

Quelle que soit l'extension d'un pli en direction, il doit se terminer et les courbes structurales parallèles entre elles doivent se raccorder. Les flèches de plongement disposées symétriquement doivent rayonner dans toutes les directions intermédiaires. Tout pli doit présenter une terminaison périclinale. Supposons maintenant le cas d'un pli anticlinal très court (brachyanticlinal). L'axe du pli plongera vite de part et d'autre d'un point central situé sur l'axe du pli. On verra alors les courbes de la surface structurale se raccorder deux à deux au lieu de rester parallèles. Sur une carte géologique les bandes de même couleur se rejoindront ; les flèches indiqueront des plongements dans tous les sens. C'est un plongement périclinal. (Figure N° 71.)

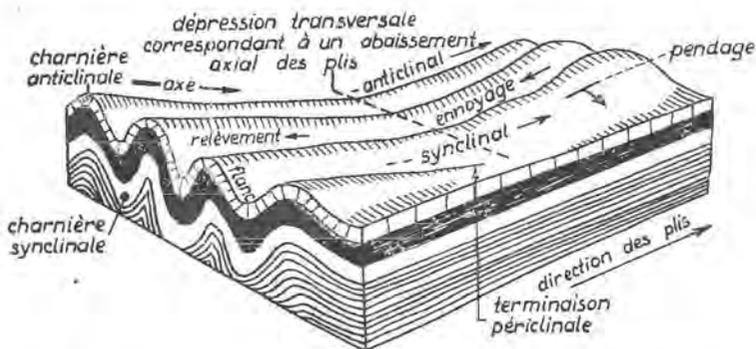


Fig. N° 69. — Comportement des plis dans le sens longitudinal ; surélévation et ennoyage. (D'après L. Moret, Précis de Géologie, p. 356.)

Dans le cas d'une cuvette (brachysynclinal) les plongements viendront converger vers un point central situé sur l'axe. Dans le cas d'un dôme (brachyanticlinal) le plongement se fait dans un sens inverse (voir dans la figure N° 71 à gauche en haut la représentation d'un brachyanticlinal sur une carte géologique ; en bas, à droite est représenté un brachysynclinal.)

Dans le cas d'un pli-faille, une bande de terrain plus ancien (anticlinal) vient directement au contact d'une bande de terrain plus récent (synclinal). Ce contact est marqué sur la carte géologique par un trait fort qui représente l'intersection du plan de faille avec la surface topographique. (Voir A de la figure N° 72.) Un décrochement est marqué par un trait fort qui va en direction transversale par rapport à l'axe des plis. (Figure N° 72 B.)

Tandis que dans les terrains horizontaux toute couche qui repose sur une autre est plus récente que celle-ci, ce principe n'est pas nécessairement exact dans les terrains plissés ; il peut y exister renversement des couches.

Dans un pli droit ou même oblique les couches formant le noyau du pli sont plus anciennes que les autres dans le cas d'un anticlinal et plus récentes dans le cas d'un pli synclinal.

Dans un pli déversé ainsi que dans un pli couché, il y a renversement des couches. Dans les plis isoclinaux les mêmes couches peuvent se répéter plusieurs fois, car comme tous les plis s'inclinent dans le même sens, il y a répétition symétrique des couches.

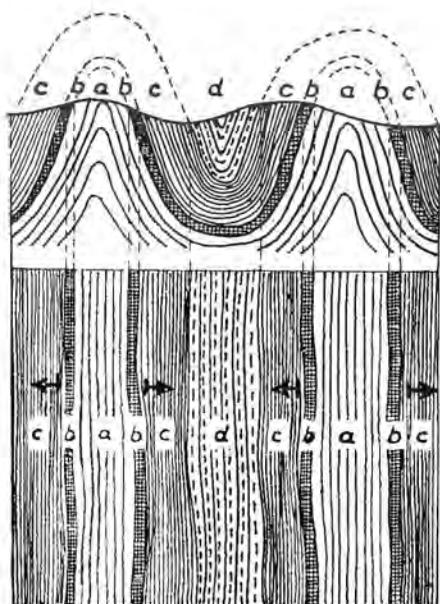


Fig. N° 70. — Représentation des plis sur une carte géologique. Au-dessus de la carte la coupe correspondante des plis représentés sur la carte.

Failles. (Fig. N° 73.) Une faille est une cassure du terrain, accompagnée d'un déplacement relatif des parties ainsi séparées, dont les bords au contact de l'accident sont les lèvres. L'amplitude de la dénivellation s'appelle le rejet. On appelle le regard de la faille le côté du plan de la faille tourné vers la partie effondrée. Le plan de la faille peut être vertical ou incliné, il y a donc des failles verticales et inclinées. Suivant que le compartiment affaissé est au toit ou au mur par rapport au plan de la faille on a une faille normale ou une faille inverse. Dans ce dernier cas le regard de la faille surplombe la partie affaissée.

Dans les couches inclinées, on dit que la faille est conforme si le plan de la faille plonge dans le même sens que les couches ; elle est contraire si les couches et le plan de la faille sont inclinés en sens inverse.

Les plis faillés et les plis-failles. (Figure N° 74.) Les plis sont provoqués par les poussées tangentielles ; l'exagération de cette poussée peut déterminer des cassures importantes dirigées suivant l'axe des charnières anticlinales ; ce sont des plis faillés. Dans ce

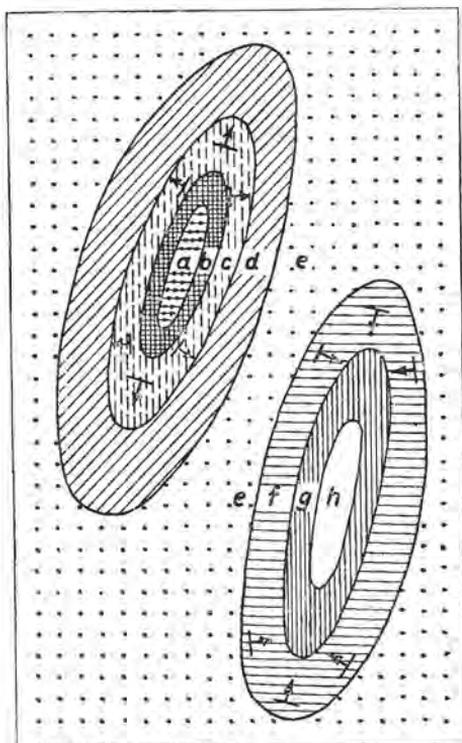


Fig. N° 71. — Représentation d'un brachyanticlinal (à gauche, en haut) et d'un brachysynclinal (à droite, en bas) sur une carte géologique.

cas l'épaisseur des couches était la même dans les deux flancs. Mais dans les plis déversés et couchés il arrive souvent que le flanc inverse est étiré. Lorsqu'une rupture se produit au niveau du flanc inverse par une augmentation de la poussée, le pli passe à un pli-faille. Le flanc inverse disparaît alors complètement et le flanc normal du pli vient chevaucher le pli synclinal qui lui fait suite.

L'amplitude du déplacement peut atteindre plusieurs km voire des dizaines de km. De tels phénomènes sont dits nappes de charriages ou nappes de recouvrement ou charriages du 1^{er} genre. (Fig. N° 75.)

Un autre type de fracture peut se produire par une faille cisailante inverse dans une série de couches régulièrement inclinées sans qu'on voie des charnières de plis et sans qu'il y ait discontinuité par un étirement exagéré d'un flanc inverse ; ce sont les failles de chevauchement. Le déplacement peut également atteindre plusieurs km et peut donner lieu à de véritables charriages qu'on désigne du nom de charriages du 2^m genre. (Figure N° 76.) Lorsque ces terrains charriés ont pris une forme lenticulaire on parle d'écaillés.

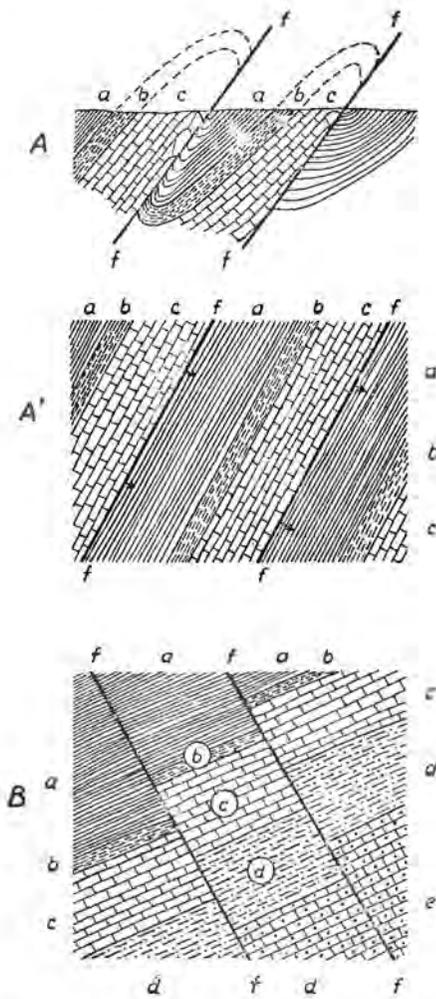


Fig. N° 72. — Plis-failles (A et A') et décrochements (B) représentés sur une carte géologique. (La lettre d placée entre f-f, en bas de la figure B, est à remplacer par e).

Une nappe de charriage du premier genre est l'exagération d'un pli, celle du second genre peut être considérée comme l'exagération d'une faille inverse très peu inclinée et plus ou moins courbe. Dans le Dévonien de l'Oesling on ne connaît que des charriages du second genre. Nous citons comme exemples les charriages de Martelange (répétition des couches ardoisières à deux reprises) et le charriage entre Donkols et Knaphoscheid qui met en contact anormal les schistes de Wiltz (E^a) avec les quartzophyllades de Schuttbourg. (E^b).

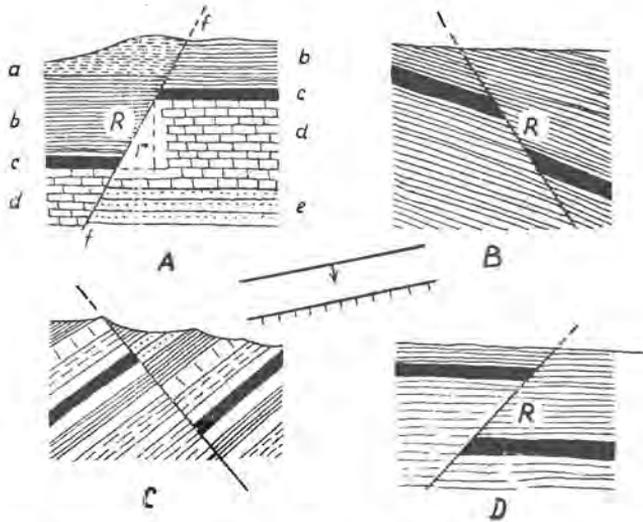


Fig. N° 73. — Failles. f-f' = plan de la faille ; R = regard ; r = rejet.

- (A) = Faille normale et conforme dans des couches horizontales.
- (B) = Faille normale et conforme dans des couches inclinées.
- (C) = Faille normale et contraire dans des couches inclinées.
- (D) = Faille inverse.

Les décrochements sont des ruptures transversales aux plis, dues à un manque de plasticité des couches ; il se produit un rejet latéral des couches du pli dont les flancs ne sont plus en continuité de part et d'autre de l'accident. Ce phénomène est surtout assez fréquent dans la région de Hosingen. (Voir la figure N° 72 b.)

Les failles se représentent par un trait fort muni d'une flèche qui indique la partie affaissée, tandis que le charriage est marqué par un fort trait sur lequel on implante plusieurs petits traits perpendiculaires à ce fort trait et indiquant le sens du mouvement. (Voir aussi la figure N° 73.)

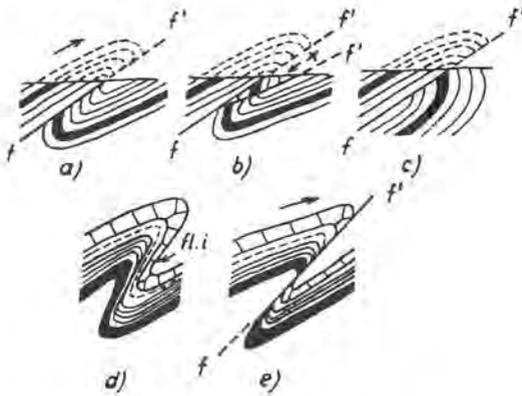


Fig. N° 74. — Plis faillés et plis-failles. a, b, c = trois types de plis faillés (failles inverses)
 a = Anticlinal faillé le long d'un flanc inverse.
 b = Le même, mais avec production d'un lambeau de poussée (x).
 c = Faille inverse suivant l'axe de la charnière d'un anticlinal.
 d = pli déversé avec flanc inverse étiré
 e = Le même, changé en pli-faille par étirement exagéré du flanc inverse. La flèche indique le sens de la poussée (D'après L. Moret, Précis de Géologie p. 357).

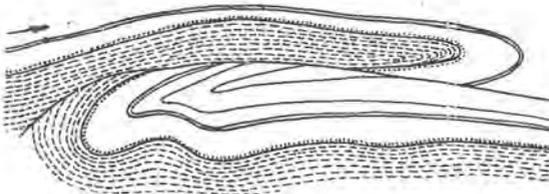


Fig. N° 75. — Le pli-faille dégénère en pli couché et passe par exagération en nappe de charriage du 1^{er} genre.

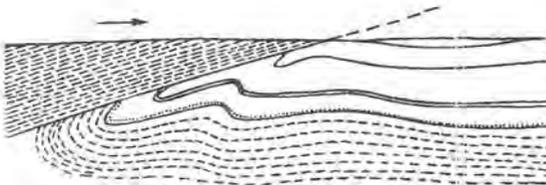


Fig. N° 76. — Pli-faille cisailant qui peut passer dans une nappe de chevauchement, désigné aussi du nom de charriage de 2^{me} genre.

Les coupes géologiques.

Les cartes géologiques traduisent l'intersection de la surface topographique avec la surface structurale des terrains affleurants.

Pour la connaissance géologique du sous-sol d'un lieu déterminé il faut construire une coupe des formations géologiques passant par ce lieu. (Voir la figure N° 70 qui représente une carte et une coupe géologiques.)

Selon les éléments d'appréciation utilisés pour établir une coupe, celle-ci sera plus ou moins précise et plus ou moins bien motivée.

Pour dresser des coupes il y a d'abord la lecture et l'interprétation de la carte géologique.

1) Les couches horizontales. Dans le cas de couches horizontales, les limites des couches correspondent à des courbes de niveau du terrain.

Pour mettre en évidence la structure géologique du sous-sol il suffit donc de tracer une coupe verticale représentant le relief aussi exactement que possible et d'y reporter les limites géologiques qui correspondent à des plans horizontaux.

2) Les couches inclinées. Dans le cas de couches inclinées il y a lieu de tenir compte de la direction, car pour mettre dans ce cas en évidence l'allure des formations, la coupe doit être orientée perpendiculairement à la direction des couches.

Lorsque les couches sont verticales ou fortement dressées, elles se présentent en bancs parallèles quel que soit le relief du sol. Si la pente est faible, elles ne se présentent de cette manière que si le relief est effacé. Dans les régions accidentées les limites sont déviées à la rencontre des inégalités de la surface et cela d'autant plus que la pente est moindre.

Si le relief du sol et l'inclinaison des couches sont connus avec exactitude, on pourra tracer une coupe précise.

Dans la géologie appliquée, il est possible de prévoir dans un terrain à couches inclinées par un simple problème de géométrie la profondeur dans laquelle un forage atteindra une couche ainsi que de déterminer la puissance réelle d'une couche en profondeur. Nous considérons le problème dans une surface de terrain plane. (Fig. N° 77 A, B.)

Trois questions peuvent se présenter :

1) Dans un forage on a une puissance apparente h . Quelle est la puissance réelle m de la couche traversée si le pendedage fait un angle α avec le plan horizontal ?

Dans ce cas nous avons : $m = \cos \alpha \times h$. (Fig. N° 77 A)

2) Dans un affleurement on a mesuré en plan horizontal une puissance apparente e de la couche, quelle est sa puissance m réelle ? L'angle de l'inclinaison avec le plan horizontal est α .

Nous avons : $m = \sin \alpha \times e$ (Fig. N° 77 B.)

3) Dans quelle profondeur P rencontrera-t-on par un forage une couche qui affleure à une distance d du forage et qui plonge avec un angle α ? (Fig. N° 77 A)

Réponse : $P = \frac{d}{\text{tg } \alpha}$

3) Les couches plissées. Sur la carte géologique un pli amène une disposition symétrique des couches par rapport à une surface axiale. Si cette surface axiale correspond à un terrain plus récent que les terrains voisins, il y a une structure synclinale ; dans le cas contraire il y a une structure anticlinale. (Voir la figure N° 70.)

La largeur des bandes du terrain représentant une même formation de part et d'autre de l'axe de symétrie du pli indique immédiatement si le pli est déjeté ou déversé.

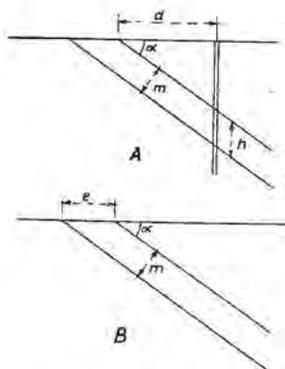


Fig. N° 77.

Les failles. Les failles sont ordinairement indiquées par un trait fort muni d'une flèche qui marque la partie affaissée ou restée en arrière. En tout cas, une faille se reconnaît à la présence d'un contact anormal. Ces contacts peuvent se présenter de différentes façons et l'on peut en déduire l'allure des failles en profondeur.

Dans les terrains horizontaux ou très faiblement inclinés, l'inclinaison de la faille est souvent voisine de la verticale et elle s'incline ordinairement du côté de la partie descendue.

Il en est de même dans le terrain plissé si la faille est transversale, c.-à-d. si la faille est indépendante du plissement des couches. (Figure N° 72 b)

Lorsque dans le terrain plissé la faille est sensiblement parallèle à la direction des plis (faille longitudinale) on peut la considérer habituellement comme un pli-faille. Dans ce cas le contact anormal est marqué par une répétition non symétrique des terrains.

Ainsi dans la figure N° 72 a, la ligne F — f marque un contact anormal puisque le terrain à gauche de cette ligne est remonté par rapport au terrain à droite de la faille. Pour qu'un tel mouvement puisse se produire par accentuation du plissement, il faut que la faille incline vers la gauche d'un angle un peu supérieur à celui des couches. On peut donc poser en règle que la faille incline du côté, où se trouve, à son contact, le terrain le plus ancien.

Comme le charriage du premier genre n'est qu'une amplification d'un pli-faille la même règle vaut aussi pour ce genre de charriage ; mais l'inclinaison du plan de faille et des couches que la faille sectionne est moindre. (Voir Figure N° 75.)

Le charriage du second genre produit par une faille cisailante est plus indépendant des plis secondaires ; en général et dans ses grandes lignes il est parallèle à la direction moyenne des plis, sans suivre étroitement leur allure. (Voir Figure N° 76.)

Discordance de stratification. Dans une discordance de stratification les couches de la série supérieure sont différentes, dans leur allure, des couches de la série inférieure, ce qui est surtout frappant quand la série supérieure se compose de couches horizontales reposant sur une série de couches redressées et plissées.

En géologie appliquée il s'agit surtout de déterminer l'allure probable des couches plissées et cachées sous une vaste couverture de terrain horizontal ou faiblement ondulé.

On peut admettre, d'après le principe de la continuité en direction, qu'une allure déterminée des plis se poursuit sous le manteau de couverture discordante, avec la même direction et dans le même sens d'envoyage. Mais ce principe peut aussi être modifié par deux possibilités. Il peut y avoir changement de direction et modification de sens de l'envoyage.

On peut aussi se guider dans la détermination de l'allure des plis de la série inférieure par l'observation des ondulations posthumes affectant la série des terrains supérieurs. On sait que, d'ordinaire, les plis des époques successives s'orientent à peu près parallèlement et que la tectonique de la couverture est souvent une imitation de la tectonique des couches anciennes. D'après ce principe on s'est guidé avec succès dans des travaux de recherche du bassin houiller lorrain, enseveli sous une puissante couverture mésozoïque.

Dans notre aire de sédimentation la discordance angulaire entre le Mésozoïque et le Dévonien ne se voit que dans la région marginale de l'Oesling où l'on observe le grès bigarré faiblement incliné et ondulé reposer sur le Dévonien dressé et plissé.

Dans le Gutland le puissant substratum dévonien est caché, sauf dans le lit de la Moselle à Schengen et dans les environs de Sierck, sous la couverture des couches mésozoïques légèrement inclinées ou ondulées et brisées par de nombreuses failles.

Tandis que le socle dévonien a subi un plissement énergique, la couverture mésozoïque n'a été affectée que par des mouvements atténués qui ont créé des plis à très grand rayon de courbure, mais correspondant, en direction, aux plis du socle. Il y a superposition de deux cycles tectoniques successifs et les larges ondulations du second cycle épousent l'allure des plis antérieurs. D'après cette disposition les plis du Gutland sont désignés du nom de plis posthumes. C'est d'après ce

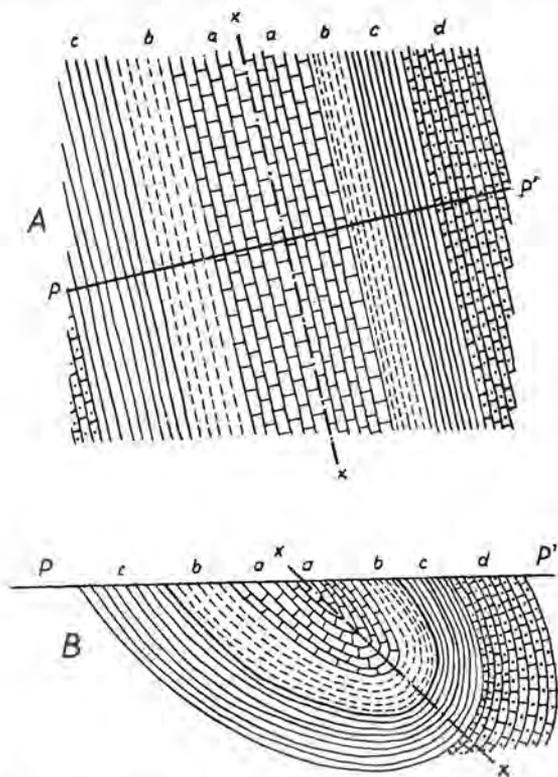


Fig. N° 78. — La largeur différente des bandes de terrain sur une carte (A) représentant la même formation géologique de part et d'autre de l'axe de dissymétrie (x) indique qu'il s'agit ici d'un synclinal déversé. (B)

principe que j'ai construit la carte du socle dévonien sous les couches secondaires du Gutland. (voir : Publication du Service géologique, volume N° 1., planche Fig. 20 : « Der devonische Unterbau der Luxemburger Mulde ».)

Il est indispensable de contrôler les éléments de la coupe directement sur le terrain. Même si la carte dont on dispose est à grande échelle (1/25 000) des rectifications et des ajoutes aux données de la

carte sont possibles, car chaque carte géologique peut être perfectionnée grâce à de nouveaux affleurements. On pourra aussi noter la valeur précise des pendages des couches en tous les points. La carte ne les donne qu'à de larges intervalles.

Les coupes sériées. Les coupes isolées ne renseignent pas beaucoup et il serait hasardé de vouloir appliquer les données d'une seule coupe sur un large espace. Pour éliminer autant que possible l'arbitraire il faut combiner systématiquement des coupes voisines qui se vérifient mutuellement. Il faut construire des coupes sériées qui font voir dans l'espace la forme des objets tectoniques, tandis qu'une seule coupe ne donne qu'un schéma plan.

Pour donner des coupes sériées on dessine un certain nombre de coupes simples suffisamment rapprochées et prises perpendiculaires à la projection horizontale de la direction axiale de l'objet tectonique de la région étudiée. On les place sur le papier les unes au-dessus des autres, avec un décalage vertical et latéral convenable, de manière que la direction axiale soit disposée sur le papier comme en perspective, suivant une ligne fuyante de bas en haut, plus ou moins obliquement.

La planche N° II : *Geologische Querprofile durch das Unterdevon des Oeslings* » annexée au volume N° VI : « *Das Oesling* » des Publications du Service géologique donne un exemple de coupes sériées par le Dévonien de notre pays.

Addenda.

Explication de la figure N° 17 a, page 34.

La détermination de la direction du mouvement de l'eau souterraine est d'une grande importance non seulement pour le choix de l'emplacement d'un captage mais aussi pour rendre compte de l'origine d'une pollution apportée par une cause étrangère et pour éviter le captage dans une eau souillée.

On peut déterminer la direction et le pendage (l'inclinaison) d'une nappe d'eau souterraine au moyen de trois puits qui ne sont pas placés dans une ligne droite d'après le théorème que la position d'un plan dans l'espace est donnée par trois points qui ne se trouvent pas dans une ligne droite.

Pour des raisons pratiques on place les trois puits de façon qu'ils occupent les trois sommets d'un triangle et que la distance entre eux est au moins de 50 m.

Trois cas peuvent se présenter.

1) Le niveau piézométrique de l'eau souterraine est à la même hauteur dans les trois puits. Dans ce cas l'eau souterraine forme une masse en repos en forme de cuvette. Le débit sera en relation avec la grandeur du bassin et avec la puissance de la couche perméable.

2) Le niveau est à la même hauteur dans deux puits, tandis que dans le troisième puits le niveau est à une hauteur différente, ce qui est représenté par (1) de la figure N° 17 a. Dans ce cas on relie les puits dans lesquels l'eau se trouve au même niveau par une ligne droite qui donne la direction du niveau de l'eau c.à.d. l'intersection d'un plan horizontal avec la surface de l'eau souterraine. C'est la ligne qui relie les puits A et B de (1) de la figure N° 17 a. Supposons que le Nord se trouve en haut de la feuille, la direction de la ligne reliant les deux puits A et B et par conséquent la direction de l'eau souterraine observée dans ces puits est SW—NE. Une verticale tracée sur cette ligne de direction donne la direction du pendage.

Comme dans les puits A et B la surface de l'eau est à 8 m au-dessous de la surface plane du terrain et dans le puits C à 10 m, la hauteur de la chute d'eau est de 2 m. Ces données permettront à calculer le pendage de la surface de l'eau en pourcents ou en degrés.

3) Le niveau de l'eau diffère dans les trois puits comme il est indiqué en (2) de la figure N° 17 a où l'on suppose que dans le puits A le niveau est à 10 m, dans le puits B à 7 m et dans le puits C à 6 m de profondeur au-dessus de la surface plane. Dans ce cas on relie par une ligne droite le puits au niveau le plus bas avec celui au niveau le plus haut et on subdivise cette ligne en parties à distance égale. On cherche alors sur cette ligne le point qui correspond au niveau du puits B de la figure et on relie ce point avec le puits. D'après le schéma (1) de la figure cette ligne marque la direction de la surface de l'eau (la direction de l'intersection de la surface de l'eau avec un plan horizontal). Une verticale sur cette ligne donne la direction du pendage de la surface de l'eau. La différence de niveau entre les puits A et B de (2) de la figure mesurée sur la ligne de direction du pendage donne la valeur de la chute de l'eau sur cette distance.

Il va de soi qu'on peut déterminer par le même procédé l'allure d'une couche inclinée qui n'affleure pas.

IX. BIBLIOGRAPHIE.

Dans ce petit ouvrage aucune liste bibliographique, si sommaire fût-elle, n'est donnée parce que cet exposé n'est pas destiné aux spécialistes. Il s'adresse exclusivement à ceux qui, dans les limites de notre petit pays, se trouvent en contact avec des problèmes de la géologie appliquée.

Je me borne à citer ici quelques ouvrages que j'ai utilisés pour la rédaction et qui sont indispensables au lecteur non spécialisé en géologie mais voulant approfondir utilement les notions générales qui sont à la base des problèmes de la géologie appliquée.

FOURMARIER, P. — Principes de Géologie, 3^{me} édition ; Paris et Liège 1952.

— Hydrogéologie, Paris 1940.

IMBEAUX, E. — Essai d'hydrogéologie, Paris 1930.

KEILHACK, K. — Grundwasser und Quellen, 2. Auflage, Berlin 1917.

— Lehrbuch der praktischen Geologie, 4. Auflage, Stuttgart, 1922.

LUGEON, M. — Barrages et Géologie ; Lausanne 1933.

MORET, L. — Précis de Géologie, 3^{me} édition, Paris 1947.

RAGUIN, E. — Géologie appliquée, 3^{me} édition, Paris 1948.

RINNE, F. — La Science des Roches, 3^{me} édition française ; Paris 1950.

SCHENDORF, F. — Verwertung geologischer Karten und Profile ; Berlin 1921.

SINGER, M. — Der Baugrund ; Wien 1932.

STINNY, J. — Technische Geologie ; Stuttgart 1922.

WILSER, J. — Grundriss der angewandten Geologie ; Berlin 1921.

TABLE DES MATIERES

	Page
INTRODUCTION	5
I. LES EAUX SOUTERRAINES	9
<i>L'unité hydrogéologique</i>	9
<i>Les caractéristiques d'un bassin hydrogéologique</i>	11
<i>Les éléments distinctifs de l'importance d'une nappe aquifère</i>	12
<i>La composition normale des différents types d'eau potable de notre pays</i>	14
De la perméabilité des roches	18
<i>De l'altération superficielle des roches compactes</i>	21
Le mécanisme d'une nappe aquifère	22
Les effets du captage sur la forme de la nappe aquifère	28
La circulation de l'eau dans un terrain perméable par porosité	29
Les exutoires de la nappe aquifère. — Les sources ...	32
Nappes aquifères des alluvions des fonds des vallées ...	34
<i>Corrélations entre l'eau de la rivière et l'eau souterraine de l'alluvion</i>	35
Les nappes captives	36
<i>L'influence d'un captage sur le comportement d'une nappe captive</i>	38
Nappes aquifères libres dans les terrains perméables en réseau	38
Le captage de l'eau souterraine en nappe libre	42
<i>Captage dans le terrain dévonien de l'Oesling</i>	46
<i>Captage d'une source ascendante</i>	49
L'examen géologique des projets d'adduction d'eau potable	49
<i>Périmètres de protection</i>	51

	Page
II. LES NAPPES D'EAU SOUTERRAINES DU LUXEMBOURG	53
Nos besoins en eau potable	53
A. LES NAPPES AQUIFERES DU MESOZOIQUE DU GUTLAND	55
I. Formations triasiques	55
1. <i>Le Grès bigarré</i>	55
La nappe d'eau douce du Grès bigarré	57
Composition chimique de l'eau du grès bigarré au bord de l'Oesling	59
La nappe d'eau minéralisée du Grès bigarré	59
2. <i>Le Grès coquillier (Muschelsandstein)</i>	62
3. <i>Le Calcaire coquillier principal (Hauptmuschelkalk)</i>	63
Le Grès à roseaux (Schilfsandstein et le Grès rhétien)	64
<i>Le facies littoral du Triasique au bord de l'Oesling</i>	65
II. Le Jurassique	66
<i>Le Grès de Luxembourg</i>	66
<i>Les nappes aquifères mineures du Lias</i>	74
<i>Les nappes aquifères de notre Dogger</i>	75
<i>Les nappes aquifères des alluvions de nos vallées</i>	77
L'UTILISATION RATIONNELLE DE NOS NAPPES D'EAU SOUTERRAINES	78
<i>Le régime légal des eaux souterraines</i>	82
Avant-projet de loi déterminant le régime des autorisations de prises d'eau souterraine	86
Analyses des eaux des différentes nappes aquifères du Gutland	88
Analyses des roches contenant les nappes aquifères du Gutland	98
III. LES FORAGES	103
Système de forage par battage	106
<i>Procédé canadien</i>	106
<i>Procédé pennsylvanien</i>	107
<i>Forage Raký</i>	110

	Page
Forage par rotation	112
<i>a) Forage à la couronne</i>	112
<i>b) Forage au rotary</i>	113
Les recherches d'eau par forage dans notre pays	114
LE PROBLEME DES SOURCIERS ET DE LA BAGUETTE DEVINATOIRE	121
IV. LES GLISSEMENTS ET LES EBOULEMENTS DES TERRAINS	137
Les éboulements	138
Le fauchage ou le balancement superficiel des roches (Hacken- werfen)	139
Les glissements	140
<i>Le rôle des argiles dans les glissements</i>	141
Tassement du sol	143
<i>Les formes et les éléments caractéristiques des glissements</i>	143
Les effets du retrait du sol argi- leux	146
<i>Mesures de protections et remèdes contre les glissements</i>	147
<i>Les mouvements de terrain à Mæstroff (Diekirch)</i>	149
La solifluction	157
Le rôle des rideaux (Recher) et le « soil-érosion »	158
L'influence du sous-sol sur la formation du sol végétal	164
V. LA GEOLOGIE APPLIQUEE AUX TERRAINS DE FONDATION ET DE CONSTRUCTION	167
La roche cohérente comme terrain de fondation	167
L'altération de la roche	168
La disjonction des roches	169
Influence de la tectonique et de la topographie sur la stabilité des terrains à bâtir	171
Inclusions nuisibles à la stabilité de la roche	172
Les roches meubles comme terrain de fondation	173

	Page
L'eau souterraine et les terrains à bâtir	174
Sable boulant	175
Les venues d'eau localisées dans les travaux souterrains et dans les travaux de fondations	176
L'argile comme terrain de fonda- tion	177
Maisons endommagées par le gon- flement et le dégonflement du terrain argileux	178
L'action chimique de l'eau sur les travaux de construction	183

VI. LES MATERIAUX DE CONSTRUCTION ET LEURS PROPRIETES TECHNIQUES EN RAPPORT AVEC LEUR CONSTITUTION GEOLOGIQUE 185

<i>La résistance à l'usure ou la dureté</i>	185
<i>Résistance aux agents atmosphériques</i>	187
<i>Dissolution et transformation chimique</i>	188
<i>La détérioration des roches par les organismes</i>	190
<i>La coloration des roches</i>	190
<i>L'étude microscopique des roches</i>	191
<i>L'étude des pierres dans les carrières et sur les édifices anciens</i>	192
<i>La perméabilité des roches à l'air</i>	192

Les conditions d'exploitation des roches et la disposition des carrières 193

LES CARACTERES DISTINCTIFS DES MATERIAUX NATURELS DE CONSTRUCTION DANS NOTRE PAYS 196

Argiles, schistes et ardoises	196
<i>Région de Martelange</i>	200
<i>Région d'Asselborn</i>	206

Les cailloux roulés ou galets, les graviers, les sables et les grès	208
Le quartzite	212
Le grès quartzeux (Haaselt)	214
<i>Les Grès du Mésozoïque du Gutland</i>	217
Le Grès bigarré et le Grès coquil- lier	217
<i>Le Grès de Gilsdorf</i>	218
<i>Le Grès de Luxembourg</i>	230

	Page
Les calcaires	235
Les gisements de gypse	240
Quelques roches de provenance étrangère	242
<i>Le granite</i>	242
La syénite	244
<i>Les porphyrites quartzifères de Quenast et de Lessines</i>	244
<i>Les basaltes</i>	245
<i>Marbre</i>	246
<i>Le grès de l'Ourthe</i>	246
VII. LES AMENAGEMENTS HYDROELECTRIQUES	247
EXAMEN GEOLOGIQUE DES PROJETS D'AMENAGEMENTS DE NOUVEAUX CIMETIERES ET D'AGRANDISSEMENT DE CIMETIERES EXISTANTS	251
VIII. LA LECTURE DES CARTES GEOLOGIQUES	253
La représentation des terrains et leur allure sur la carte géologique	255
Les coupes géologiques	266
IX. BIBLIOGRAPHIE	273

- Band I. — Die Geologie Luxemburgs in ihren Beziehungen zu den benachbarten Gebieten von Dr. M. LUCIUS. 176 Seiten mit 22 Tafeln, Profilen und Karten, 12 Formationstabellen und 9 Figuren. — 1937.
- Band II. — Beiträge zur Geologie von Luxemburg v. Dr. M. LUCIUS. Les nappes aquifères du Secondaire du Gutland. — Der Luxemburger mesozoische Sedimentationsraum und seine Beziehungen zu den hercynischen Bauelementen. — Ueber das Alter der Oeslinger Rumpffläche. — Die Entwicklung der geologischen Erforschung Luxemburgs (erster Teil). Verzeichnis der Veröffentlichung zur Geologie von Luxemburg. — 383 Seiten mit 7 Tafeln Profilen und Karten, 2 Formationstabellen und 3 Figuren. — 1940. — épuisé.
- Band III. — Beiträge zur Geologie von Luxemburg v. Dr. M. LUCIUS. Die Ausbildung der Trias am Südrande des Oeslings. — Die Entwicklung der geologischen Erforschung Luxemburgs (zweiter Teil). — 330 Seiten mit 1 Kartenskizze, 1 Tafel Profile und einer Formationstabelle. — 1941.
- Band IV. — Beiträge zur Geologie von Luxemburg v. Dr. M. LUCIUS. Die Luxemburger Minetteformation und die jüngern Eisenerzbildungen unsers Landes. — 347 Seiten in 4^o mit 14 Figuren, 14 Photos, 36 Tabellen und 1 Atlas mit 11 Karten nebst 3 Tafeln Profile. — 1945.
- Band V. — Erläuterungen zur Geologischen Karte Luxemburgs von Dr. M. LUCIUS. — DAS GUTLAND. 408 Seiten in 4^o mit 30 Figuren, 10 Tabellen und 4 Tafeln. — 1948.
- Band VI. — Erläuterungen zur Geologischen Karte Luxemburgs von Dr. M. LUCIUS. — DAS OESLING. 176 Seiten in 4^o mit 32 Figuren, 50 Photos, 1 Tafel Profile, 1 Uebersichtskarte und 2 Tabellen. — 1950.
- Vol. VII. — Recherches en vue de la possibilité d'une exploitation industrielle du schiste bitumineux du Toarcien dans le Grand-Duché de Luxembourg par G. FABER. — 170 pages avec 15 planches et figures. — 1947.
- Band VIII. — Zur Morphologie des südlichen Randgebietes der Luxemburger Ardennen von Dr. Max. STEFFEN. — 48 Seiten in 4^o mit 3 Figuren, 13 Photos und 3 Tafeln — 1951.
- Vol. IX. — Quelques aspects de la Géologie appliquée dans l'aire de sédimentation luxembourgeoise par Michel LUCIUS. — 279 pages avec 81 figures et 10 planches. — 1953.

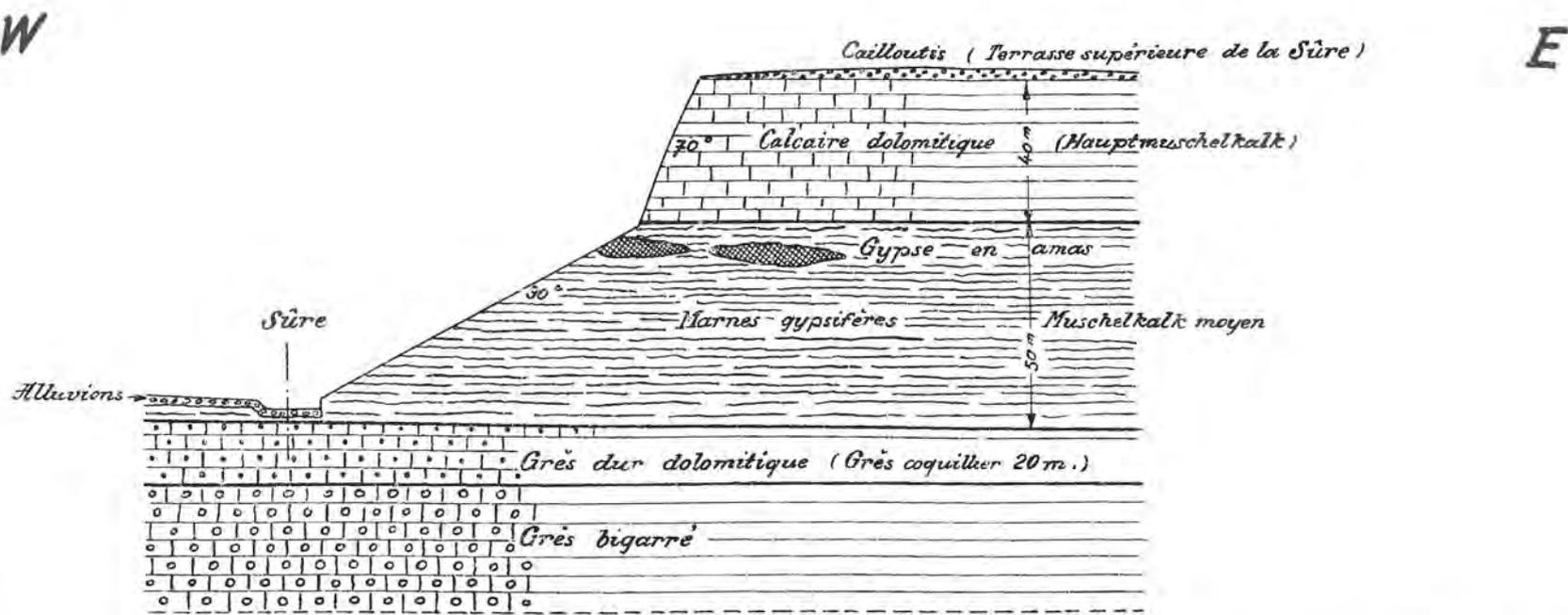
Carte géologique du Luxembourg.

Levers et tracés faits par M. LUCIUS.



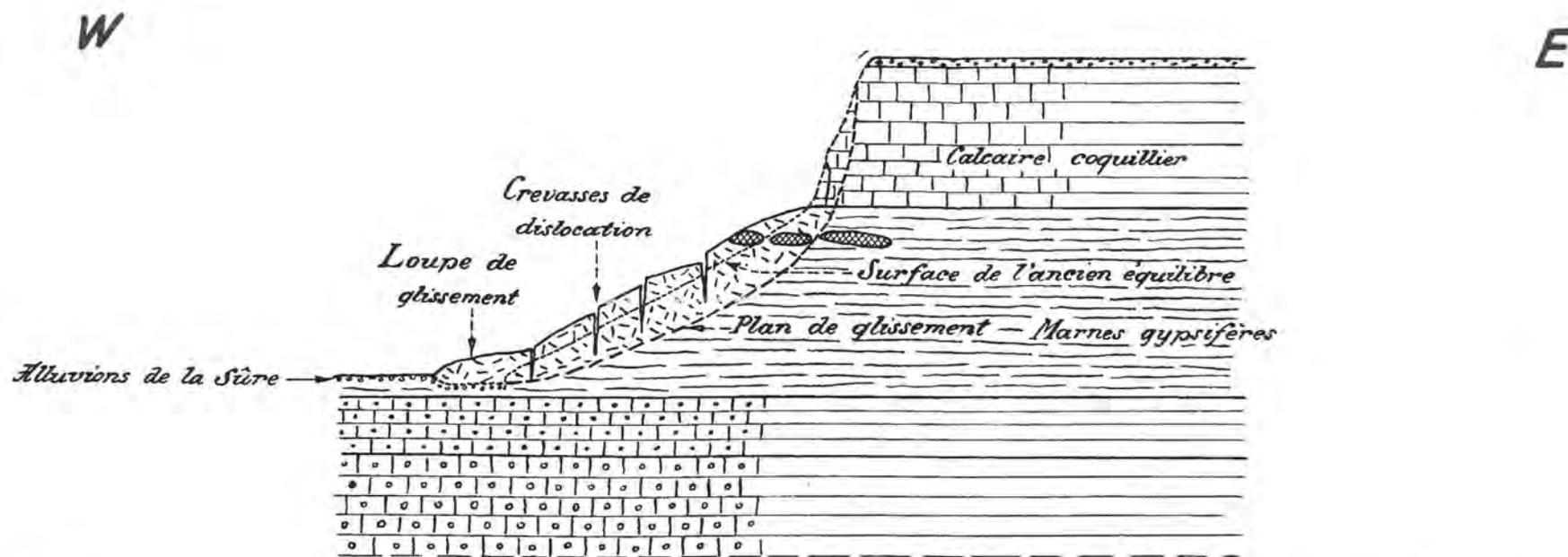
Feuille N° 1 : Esch-s-Alzette ; N° 2 : Remich ; N° 3 : Luxembourg ;
N° 4 : Grevenmacher ; N° 5 : Redange ;
N° 6 : Diekirch ; N° 7 : Echternach ; N° 8 : Wiltz.

Les feuilles N° 1 à 7 au 1 : 25.000 ; la feuille N° 8 au 1 : 50.000.



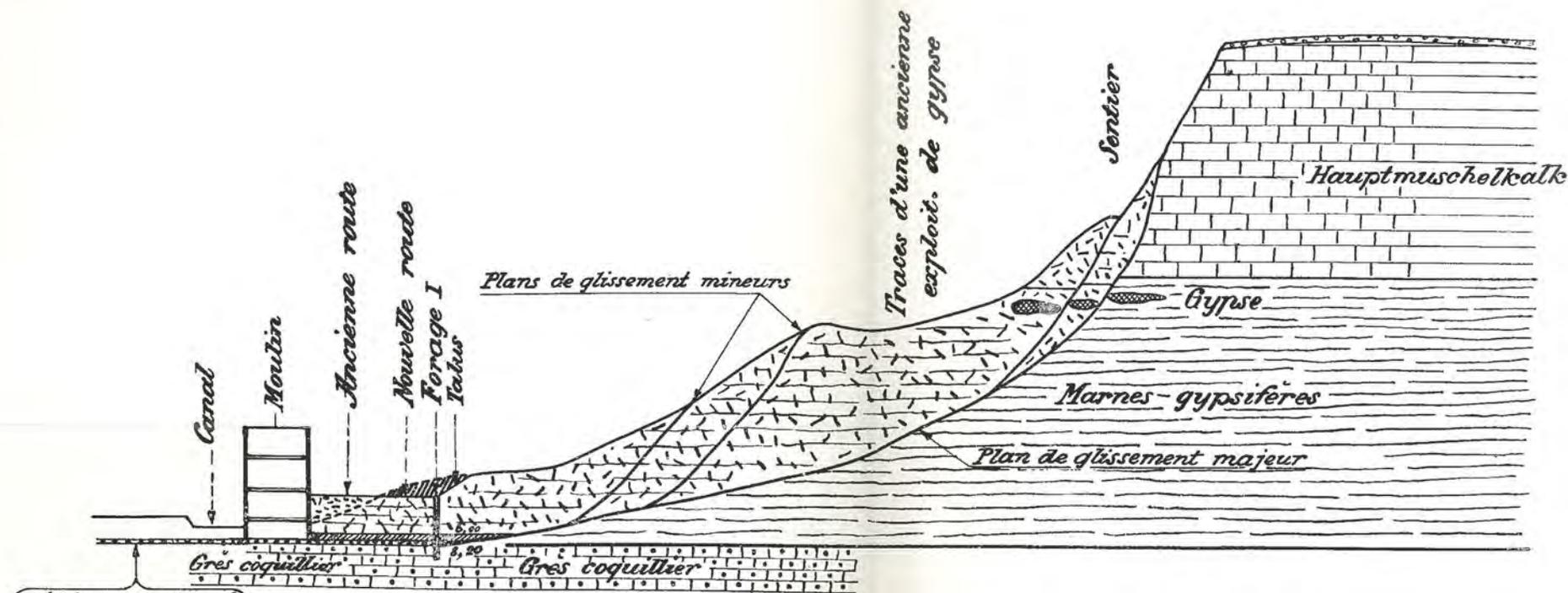
Glissement à Moestroff. - Route n° 19, P.K. 7, 100 - 7, 300. (près du moulin Kettinger).

Coupe normale des couches et situation de la Sûre avant l'intervention d'un glissement. (époque quaternaire).
La rivière a creusé une falaise abrupte au pied du versant droit de la vallée.



Glissement à Moestroff. - Route n° 19, P.K. 7, 100 - 7, 300 (près du moulin Kettinger).

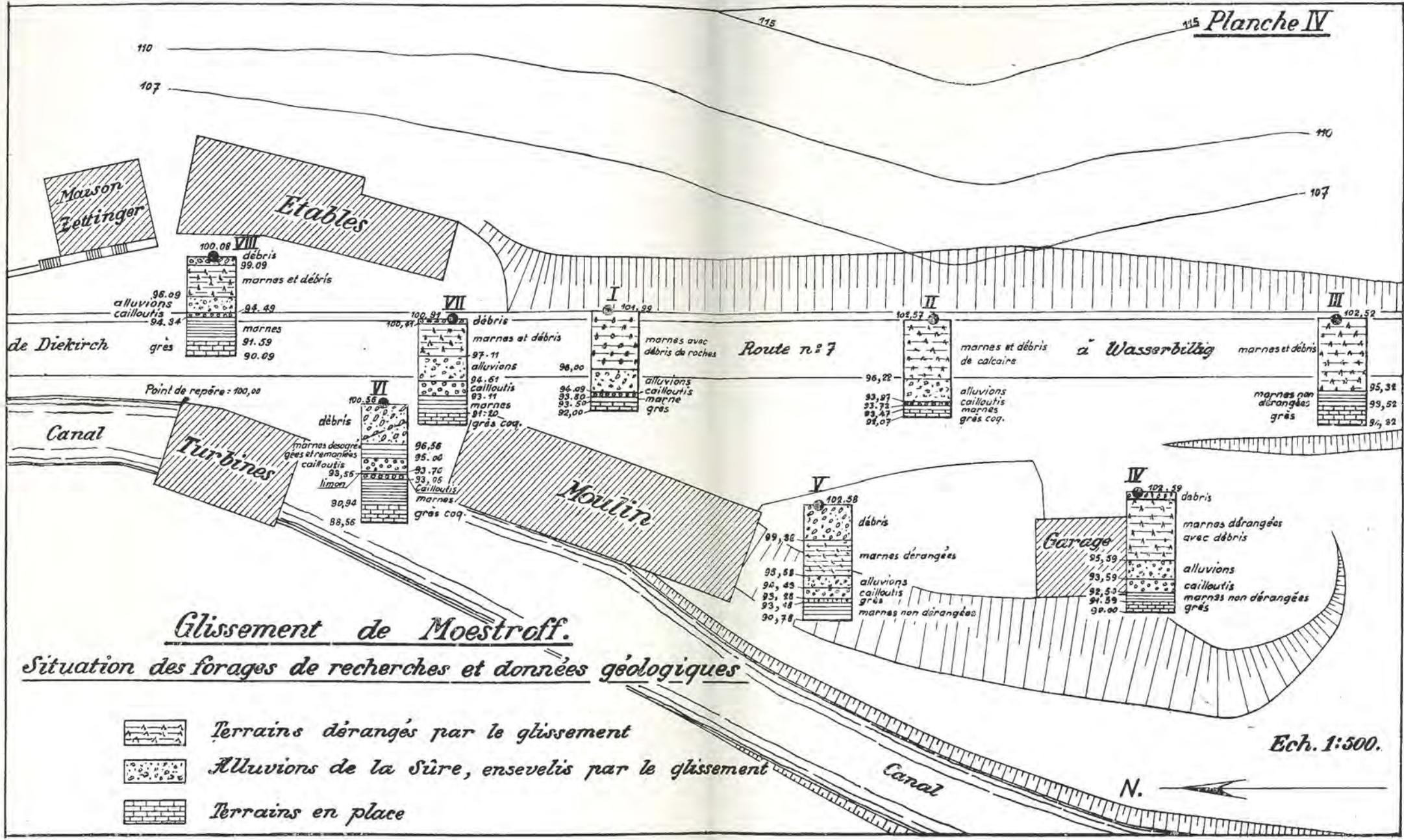
Un éboulement se formait à une époque inconnue, mais très récente dans le sens géologique par suite de l'éroulement de la pente abrupte créée par l'érosion de la rivière dans les marnes gypsifères. Les masses ébouilées remplissaient le lit de la rivière qui était forcée à creuser un nouveau lit dans lequel il coule aujourd'hui.



Dépôts alluvionnés de la Sûre, ensevelis par un glissement quaternaire.

Glissement de Moestroff : Situation actuelle.

 Terrains enlevés pour le redressement de la route



Normal-Profil durch die Luxemburger Trias.

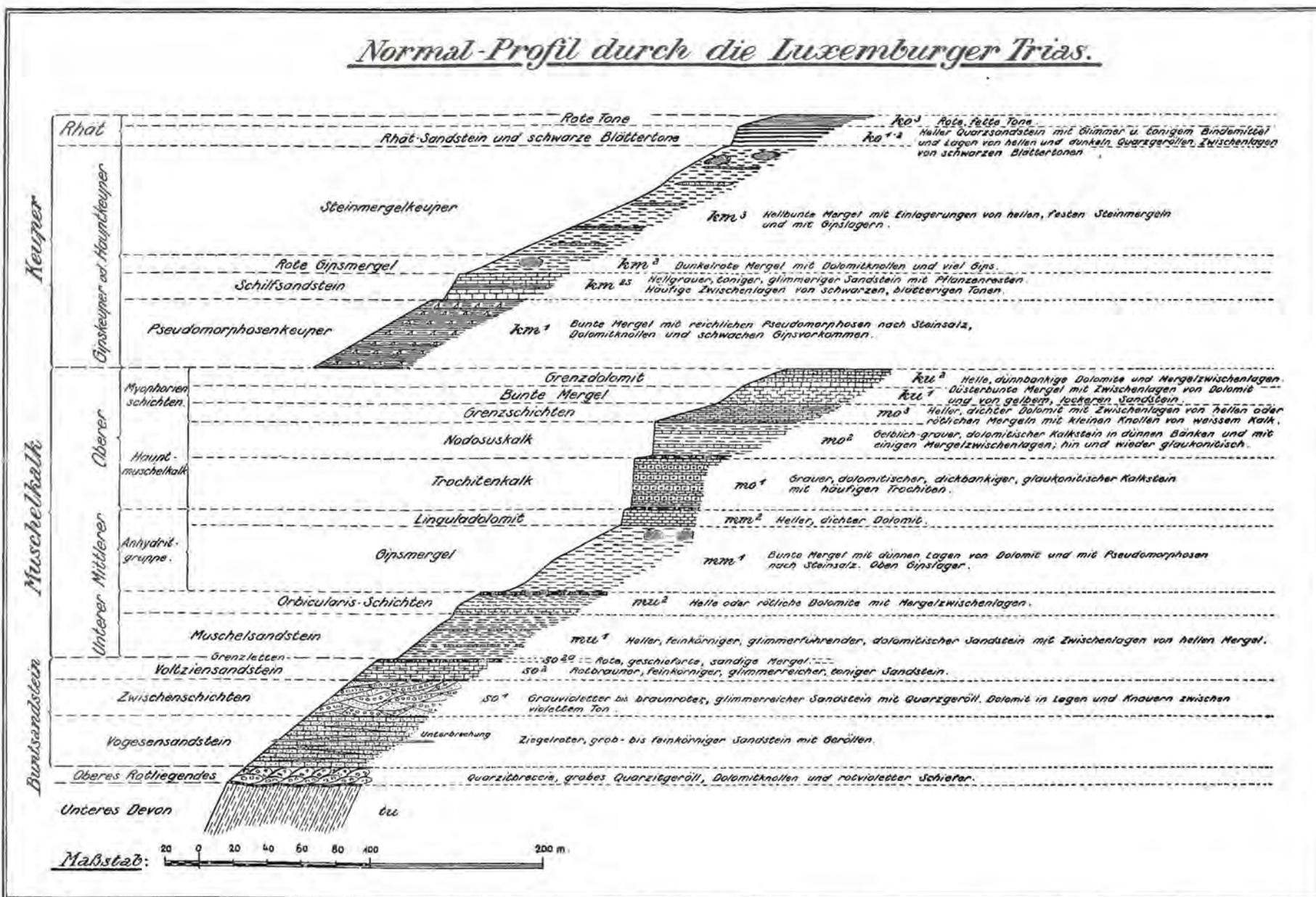


Planche V : Echelle stratigraphique du Trias luxembourgeois.

Normal-Profil durch den Luxemburger Lias.

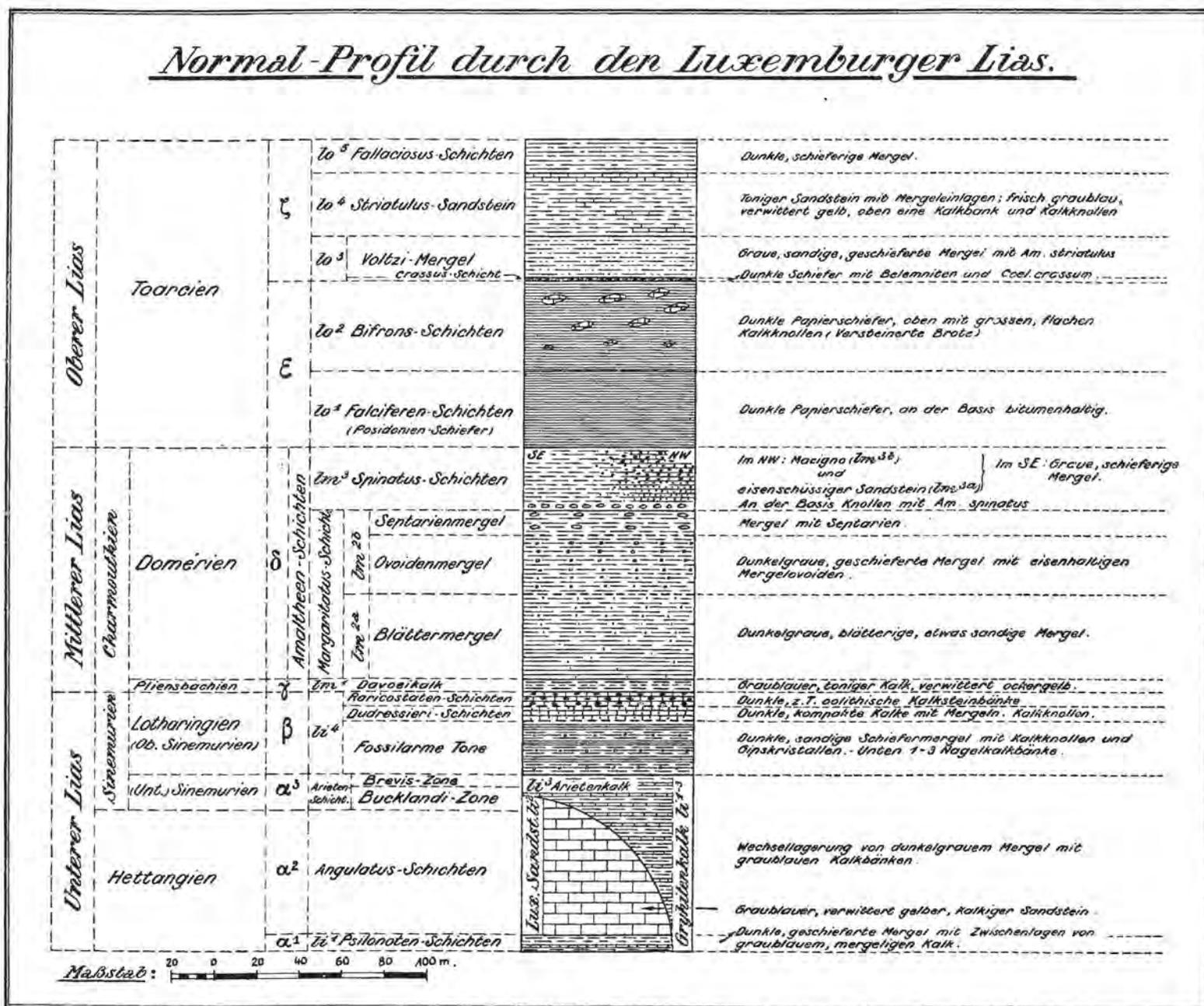


Planche VI: Echelle stratigraphique du Lias luxembourgeois.

Normal-Profil durch den Luxemburger Dogger.

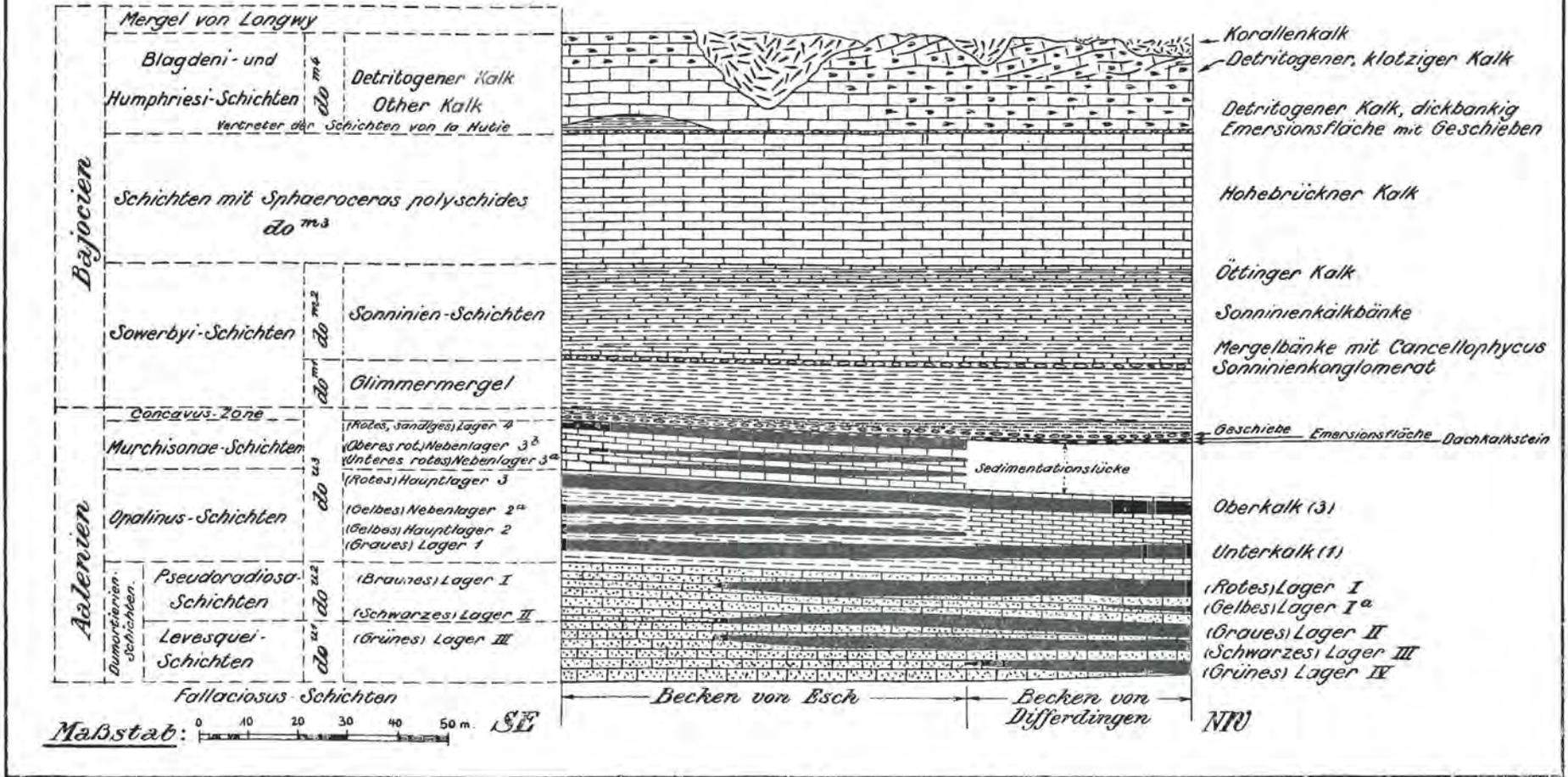


Planche VII : Echelle stratigraphique du Dogger luxembourgeois.

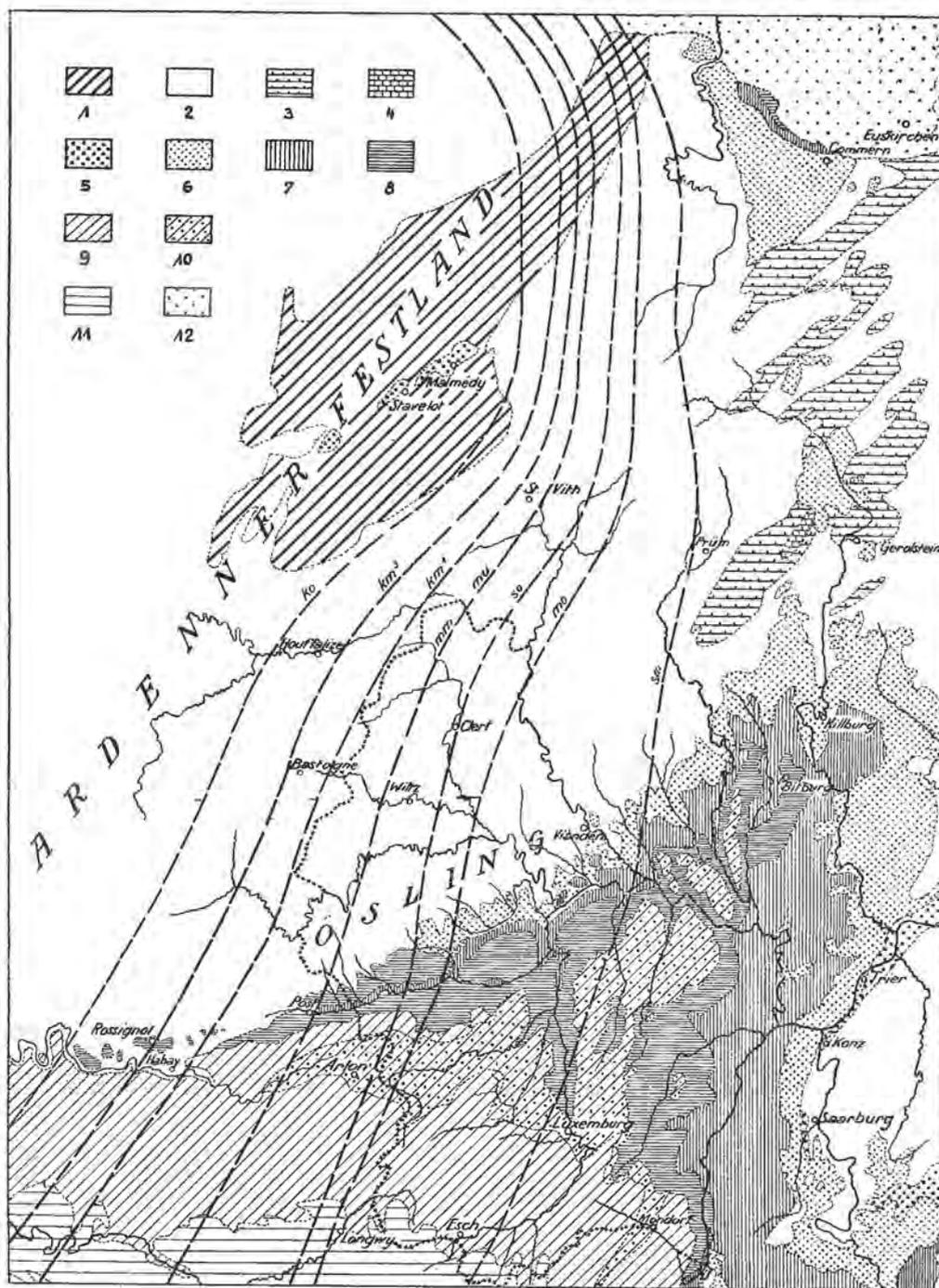


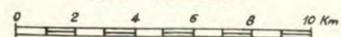
Planche VIII : Direction générale des lignes de rivage du bord occidental de la mer triasique dans la dépression eifélienne — — — —
 lignes de rivage : sm = à l'époque du Grès des Vosges ; so = à l'époque du Grès bigarré ; mu, mm = à l'époque du Muschelkalk inférieur et moyen ; mo = à l'époque du Hauptmuschelkalk ; km' = à l'époque de Keuper à pseudomorphoses ; km² = à l'époque du Keuper à marnolites ; ko = à l'époque du Rhétien.

1 = Cambro-silurien, 2 = Dévonien inférieur ; 3 = Dévonien moyen ; 4 = Dévonien supérieur ; 5 = Permien ; 6 = Grès bigarré ; 7 = Muschelkalk ; 8 = Keuper ; 9 = Lias en général ; 10 = Grès de Luxembourg ; 11 = Dogger ; 12 = Tertiaire.

GRAND-DUCHÉ DE LUXEMBOURG

DISTRIBUTIONS D'EAU.

ECHELLE



LÉGENDE

- Conduites d'eau intercommunales.
- Conduites d'eau autonomes.
- Localités pourvues de conduites d'eau insuffisantes
- Localités sans conduites d'eau.
- Conduites d'eau projetées.



Dressée mars 1953.



Imprimerie de la Cour
VICTOR BUCK, S.à.r.l.
LUXEMBOURG