Rapport du Bibliothécaire

sur l'année 1922.

La Bibliothèque a eu, à titre de dons, les publications suivantes:

1° *L. Spartz:* Le service sanitaire à l'Abattoir de la ville de Luxembourg, année 1921.

2° *Rob. Stumper:* Kritische Untersuchungen über Ameisenpsychologie. — Abdruck aus d. Archiv f. Naturgeschichte, Berlin, 1921.

3° *Rob. Stumper:* Le venin des fourmis et l'acide formique en particulier. — Annales des Sc. naturelles, Paris, 1921.

4° *Prof. Dr. Edm. J. Klein:* Sonnige Feiertage an der belgischen Küste. — St. Paulus-Druckerei, Luxemburg, 1921.

5° *M. le docteur Henri Tourneur* a gratifié la Société d'une carte géologique très récente de la Belgique (année 1921).

La S. N. L. est entrée en échange de publications avec la Société entomologique namuroise et avec l'University of Illinois.

La Genèse des Eaux thermo-minérales

de

MONDORF-LES-BAINS

par **M. LUCIUS, Géologue.**

D'une manière générale on peut dire que les sources thermales ne représentent qu'un cas particulier des sources ordinaires. Il n'y a qu'une seule exception à relever, celle des sources thermales hypogènes d'Edouard Suess („juvenile Quellen"). Les relations de ces sources avec les phénomènes volcaniques sont démontrées, d'après ce savant, entre autres par le fait que leur minéralisation ne s'explique pas par la composition des terrains qu'elles ont traversés.

La température des sources ordinaires est, à peu de chose près, égale à la moyenne annuelle du lieu d'émergence. Le degré de minéralisation est très faible et ne dépasse pas 1 g de substances minérales par litre. Les sources thermales ont une température notablement supérieure à celle de la moyenne annuelle, et c'est à cette haute température qu'elles doivent la faculté de pouvoir tenir en dissolution une quantité relativement grande des sels minéraux empruntés au roches qu'elles ont traversées.

Il n'existe pas de relation absolue pourtant entre le niveau de température des sources et la tenue en substances miné-

rales. Il y a, d'un côté, des sources qui ont une eau presque chimiquement pure et une température assez élevée, la source de Pfæffers près de Ragatz par exemple, qui a une température de 38,7° C. La source de Born-s.-Sûre, par contre, qui présente un degré de minéralisation de 12,3 g par litre, n'a qu'une température de 14° C. En réservant la désignation de „thermes" à la première catégorie de sources, celles dont la température est supérieure à 20° C, la source de Born représentera une simple eau minérale, tandis que les eaux de Mondorf-les-Bains, qui ont une température supérieure à 24° C et un degré de minéralisation dépassant 14 g par litre, seront rangées parmi les sources thermo-minérales.

En général, chaque source appartient à un terrain collecteur formé par une roche perméable à surface d'affleurement suffisamment étendue. L'accumulation des précipitations atmosphériques y donne naissance à une nappe d'infiltration qui remplit les interstices de la roche et qui a pour base naturelle une couche imperméable sous-jacente. Si cette couche est plongeante, l'eau d'infiltration suivra l'inclinaison de la couche et sortira seulement à l'endroit où cette couche sera entamée par une dépression des thalwegs.

Les sources thermo-minérales sont alimentées également par une nappe d'infiltration; elles doivent leur température plus élevée au parcours à travers des régions de l'écorce terrestre plus profondes et, par conséquent, plus chaudes. Ce parcours qui est très lent et qui va de pair avec une température élevée, a comme résultat une dissolution abondante de matières minérales appartenant aux roches encaissantes. Le point d'émergence correspond généralement à une fracture de l'écorce terrestre permettant une mise en liberté de l'eau, dont la température est presque égale à celle des profondeurs dont elle sort. Les fractures sont dues normalement à des mouvements du sol permettant à ces nappes chaudes de monter sous l'action d'une forte pression. Le même effet est réalisé artificiellement par les trous de forage; le tube d'un forage peut remplacer le griffon d'une source thermo-minérale naturelle.

La force ascensionnelle d'une source est la résultante de la pression hydrostatique de l'eau et des gaz absorbés par cette eau.

Le système d'une source thermale comprend donc: 1° Une région où la nappe d'infiltration de la source est alimentée. 2° Un parcours souterrain très lent pendant lequel l'eau se charge de substances minérales solubles empruntées aux roches traversées. 3° Le griffon, c.-à-d., l'endroit où la source

trouve l'occasion de jaillir et qui, dans la majeure partie des cas, représente une cassure naturelle de l'écorce terrestre. Nous venons de dire que cet orifice naturelle peut être remplacé artificiellement par un trou de forage.

L'étude géologiques des sources thermo-minérales de Mondorf-les-Bains comprend par conséquent: 1° L'étude du terrain collecteur ou rayon d'alimentation. 2° L'étude de la circulation des eaux d'infiltration dans les profondeurs de la terre où ces eaux sont portées à une température élevée et chargées de principes minéraux actifs. 3° L'étude du trou de forage.

Les conditions d'existence des sources thermo-minérales de Mondorf-les-Bains sont en relation étroite avec la structure géologique du bassin lorrain-luxembourgeois. Tel est d'ailleurs le cas pour toutes les sources minérales naturelles et artificielles de ce rayon. Aussi l'étude détaillée des nombreux forages qui ont été faits pour trouver de la houille dans le sous-sol lorrain, forages qui, dans la plupart des cas, ont aussi donné des sources minérales, ajoutée à celle des sources minérales naturelles de ces régions, a-t-elle mis en pleine lumière la genèse des eaux de Mondorf. Il sera donc nécessaire de résumer la structure de l'unité géologique que représente le rayon lorrain-luxembourgeois.

Ajoutons encore que la relation étroite des sources thermo-minérales avec la tectonique du sous-sol a été mise en évidence, en premier lieu, par l'éminent collaborateur du service géologique d'Alsace-Lorraine, Monsieur Léopold van Werveke.

Les formations de l'âge secondaire du Bon-Pays et de la région de Bitburg s'étendent entre le massif dévonien des Ardennes, situé au N.-O., et celui du Hunsruck qui est situé au S.-E. (Voir la planche N° I.) Au côté sud du Hunsruck se trouvent les formations d'âge permien du bassin de la Nahe, les dépôts carbonifères du bassin de Sarrebruck et les dépôts secondaires du Palatinat et de la région de Saverne. Le grand mouvement tectonique qui s'y manifestait vers la fin du Carboniférien, a affecté toute la région et y a créé les aires de surélévation des Ardennes, du Hunsruck et des Vosges. Mais tandis que au sud et au sud-ouest du Hunsruck la succession des couches est complète, la série est interrompue dans le Bon-Pays luxembourgeois du Dévonien inférieur au Grès bigarré. C'est à cette époque seulement que la mer s'avançait du N.-E. dans la faible dépression qui s'étendait entre les Ardennes et le Hunsruck et y déposait les couches arénacées du grès bigarré. Le grès repose en

discordance sur les couches fortement plissées de l'âge dévonien. Un faciès littoral très prononcé permet de fixer les contours d'une mer peu profonde s'étendant, vers l'ouest, entre les Ardennes et le Hunsruck jusqu'aux abords d'une ligne qui passe à l'ouest de Longwy et qui se dirige dans la direction nord-sud vers les Monts Faucilles.

Cette faible dépression entre les Ardennes et le Hunsruck est déjà tout à fait comblée par les dépôts du grès bigarré. Le calcaire coquillier et le Keuper ne présentent un faciès littoral qu'au bord des Ardennes et à l'ouest du rayon lorrain-luxembourgeois, tandis qu'ailleurs leur faciès est normal et transgresse en discordance angulaire sur le bord du massif du Hunsruck. La phase orogénique du Carbonifèrien supérieur est donc suivie d'une période de lithogénèse qui s'étend jusqu'au Tertiaire. Les plissements du Tertiaire constituent une nouvelle phase orogénique qui donnait naissance à la chaîne des Alpes de l'Europe centrale. Dans les Alpes, les dérangements tectoniques tertiaires se manifestent avec la dernière énergie. Dans le bassin lorrain-luxembourgeois l'effet de ces bouleversements tectoniques n'a eu qu'un faible écho, et les couches triasiques et jurassiques, déposées en strates horizontales, ne subirent qu'un plissement très faible reproduisant, quoique d'une manière fortement atténuée, le relief des couches sous-jacentes des anciens massifs dévoniens et carbonifériens.

Non seulement les plis d'âge tertiaire sont-ils nés sur l'emplacement même des plis de la fin du Carbonifèrien, avec lesquels ils coïncident aussi sous le rapport de la direction, les nombreuses failles dues à ces mêmes mouvements orogéniques ont également une direction conforme à la direction générale de ces anciens plis, c'est-à-dire, à la direction du S.-O. au N.-E.

Grâce à ce ridement, le pays lorrain-luxembourgeois comprend une série alternante de voûtes et de cuvettes faiblement développées et souvent entrecoupées de failles qui se suivent dans la direction du N. au S., dans l'ordre que voici:

1° — Pli anticlinal principal de la Lorraine (Lothringer Hauptsattel). Il n'est que la continuation de l'anticlinal carbonifère de Sarrebruck. La concordance de ces deux plis est prouvée par de nombreux puits de forage qui cherchaient les couches carbonifères sous les couches secondaires. Grâce à cet anticlinal, le grès bigarré, qui, vers l'est, se superpose en discordance au Carbonifèrien, avance vers l'ouest jusqu'au delà de Hargarten, Varsberg et St.-Avold et forme la plaine de Kreutzwald, tandis que le calcaire coquillier avance

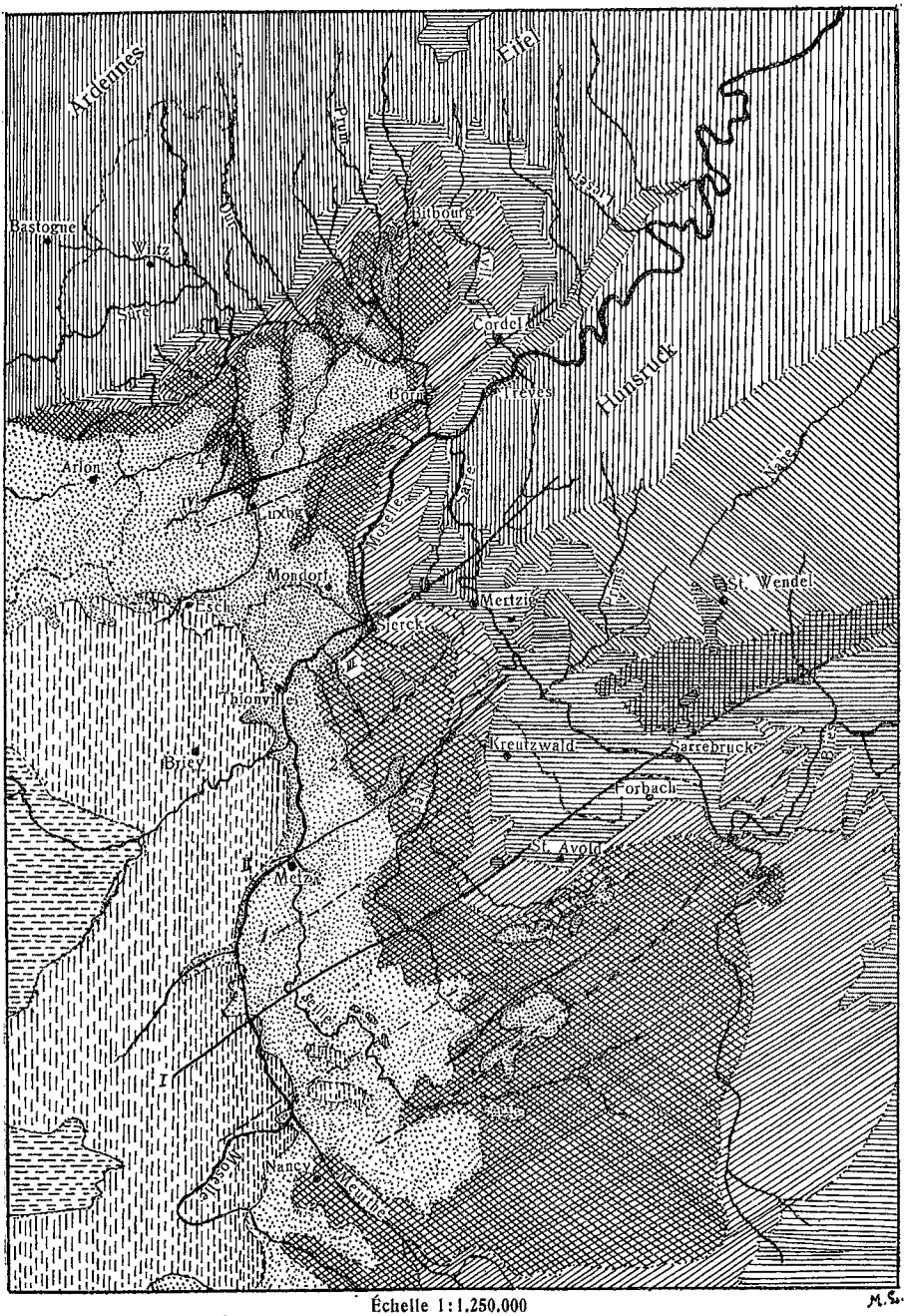

Ardennes
Eifel
Bastogne
Witz
Sure
Prüm
Kyll
Trèves
Hunsrück
Arlon
Luxbg
Mondorf
Esch
Mertzig
St. Wendel
Sierck
Thionville
Briey
Kreutzwald
Sarrebruck
Forbach
St. Avold
Metz
Nancy
Échelle 1:1.250.000
M.S.
Dévonien
Carbonifère
Permien
Grès bigarré
Muschelkalk
Keuper
Liasique
Dogger
Malm
Anticlinaux
Synclinaux

Planche I

jusqu'à Flétrange, le Keuper jusqu'à Remilly et le Lias jusqu'à les Ménils.[1])

2° — Le synclinal de Boulay (Bolchener Mulde).

3° — L'anticlinal de Metz, dont le flanc sud s'est affaissé le long d'une grande cassure longitudinale dite „faille de Metz" (Metzer Verwerfung).

4° — Le synclinal de Chemery qui n'est que la continuation du synclinal de la Nahe (Mulde von Schemerich).

5° — La voûte de Sierck qui est le prolongement de l'anticlinal du Hunsruck. La voûte de Sierck est caractérisée par des affleurements de quartzite appartenant à l'âge dévonien inférieur. Ils se trouvent dans la vallée de la Moselle et de ses affluents, tout près de cette ville et y forment comme des falaises autour desquelles s'adossent le grès bigarré et le grès coquillier. Ce même quartzite, qui affleure dans la vallée de la Moselle, a été rencontré dans le trou de forage de Mondorf, exécuté de 1841—1846, à une profondeur de 713 m.

6° — Le synclinal de Luxembourg qui a son flanc sud déchiré par une grande faille longitudinale dite „faille de Hespérange", s'étendant d'Audun-le-Tiche par Hespérange jusque dans l'Eifel.

7° — La voûte de Born qui a beaucoup d'analogie avec la voûte de Sierck. Le Dévonien s'avance en forme de coin vers Cordel. Près de cette localité, dans la vallée de la Kyll, affleurent des masses isolées du Dévonien, analogues aux affleurements de quartzite de Sierck. Dans la vallée de la Sûre, en amont et aval de Born, le grès bigarré affleure, marquant de nouveau l'axe de la voûte qui se prolonge vers le S.-O. dans la direction de Walferdange.

8° — Le synclinal de Weilerbach, caractérisé par l'avancement du grès de Luxembourg dans la direction N.-E. jusque dans le rayon de Bitburg dans l'Eifel.

Le noyau des voûtes est donc formé de grès bigarré et même de dévonien.

On a constaté que les voûtes sont plus riches en eaux que les cuvettes, ce qui s'explique par le fait que les voûtes sont plus fortement fissurées et crevassées, à cause de la tension, tandis que, dans les cuvettes, il y a des effets de pression qui font que la roche est plus compacte et moins perméable. Quant à la perméabilité, les „horsts", c'est-à-dire les parties de terre restées en place entre deux zones affaissées et limitées par deux failles parallèles, jouent le rôle de

[1]) Sur la planche I, les anticlinaux sont marqués dans la direction du sûd au nord par les chiffres romains I, II, III, IV, les synclinaux par les chiffres arabes 1, 2, 3, 4.

voûtes, tandis que les fossés, c'est-à-dire, les zones affaissées et limitées par deux failles parallèles, sont comparables aux cuvettes.

Abordons maintenant les relations qui, dans le bassin lorrain-luxembourgeois, existent entre les sources minérales d'un côté, le caractère pétrographique et la tectonique des couches, de l'autre. Nous constaterons les faits suivants:

A. — Sources minérales naturelles.

1° — Des sources minérales naturelles sont connues depuis longtemps sur l'anticlinal principal de la Lorraine, dans le rayon du grès bigarré de la plaine de Kreutzwald à Cochern, Rossbruck, Emmersweiler et Morsbach. Toutes ces sources prennent leur origine dans le grès bigarré.

2° — Le grès bigarré n'affleure pas sur l'anticlinal de Metz. Aussi des sources minérales naturelles n'existent-elles pas sur cette voûte.

3° — Sur la voûte de Sierck, le grès bigarré affleure dans la vallée de la Moselle, tout près de cette ville. Une source minérale prend naissance dans le grès bigarré près du village d'Apach; une autre sort à Basse-Kontz sur une faille qui met en contact le calcaire coquillier et le grès bigarré.

Sur le flanc nord de la voûte, la Moselle a creusé sa vallée entre Ahn et Deysermuhl dans un „horst" de grès coquillier qui s'étend en longue bande entre deux zones affaissées bordées de deux failles parallèles à la vallée. Ce grès perméable donne naissance à un certain nombre de sources minérales qui, très probablement, tirent leur origine du grès bigarré. Le grès bigarré s'y trouve à une faible profondeur au dessous du grès coquillier. Il existe des sources entre Ahn et Machtum, près de Machtum même, dans le lit de la Moselle près de Deysermuhl et, enfin, près de Nittel; celles de Nittel sont au nombre de trois.

4° — Sur la voûte de Born existent aussi des sources minérales qui naissent et qui ont leur point d'émergence dans le grès bigarré. Deux en sortent dans le lit même de la Sûre, une autre jaillit, au bord de la grande route, au sud de la gare de Born.

B. — Sources minérales artificielles.

1° — Un grand nombre de forages ont été pratiqués sur l'anticlinal principal lorrain qui marque la continuation du bassin houillier de Sarrebruck vers l'ouest. Ces forages, exécutés dans le but de rechercher de la houille, s'étendent de Kreutzwald au N.-E. jusqu'à Martincourt au S.-O., cette localité se trouvant à une distance de 10 km à l'ouest de la Moselle. Ces forages, dès qu'ils entraient dans le grès bigarré,

donnaient presque toujours de l'eau minérale qui sortait en source jaillissante toutes les fois que le niveau de la bouche du forage ne dépassait pas la hauteur de la force ascensionnelle de l'eau. Le bassin collecteur de ces sources est formé par la plaine de Kreutzwald, et elles prennent leur origine dans le grès bigarré auquel elles doivent également leur degré de minéralisation.

2° — Sur l'anticlinal de Metz il n'existe pas de forage qui atteigne le grès bigarré.

3° — Sur le flanc nord de l'anticlinal de Sierck se trouvent les deux forages de Mondorf-les-Bains qui ont fourni deux sources thermo-minérales prenant leur origine dans le grès bigarré.

Un sondage fait dans le bois d'Avril, près de Moyeuvre, sondage qui visait également la recherche de couches carbonifères, fit découvrir à son tour une source minérale sortant du grès bigarré. Le puits de forage se trouve sur une voûte peu prononcée placée dans le prolongement de l'anticlinal de Sierck.

Si nous considérons la quantité de substances minérales dissoutes dans l'eau de ces différentes sources, nous observerons que ces quantités augmentent dans la direction de l'est vers l'ouest et dans la direction du sud au nord.

Les sources naturelles du rayon de Saverne par exemple ont une teneur en substances minérales de 4,5 g par litre, celle de Cochern, dans la plaine de Kreutzwald, de 7 g, celle de Basse-Kontz de 12,3 g, celle de Born de 12,3 g par litre. Originairement l'état de minéralisation de la source de Born était plus fort, mais elle est mélangée aujourd'hui avec les eaux douces superficielles. D'anciennes chroniques parlent d'une saunerie qui existait du XVIe au XVIIIe siècle dans le voisinage de cette source.

Quant aux sources artificielles, nous trouvons dans les sources situées à l'est du Nied, une teneur en substances minérales de 1,7—3,1 g par litre; dans celles situées entre le Nied et la Seille, il y a 1,4—5,5 g; les sources situées entre la Seille et la Moselle en ont 4,6—8,5 g, dans celle de Martincourt, enfin, qui est située le plus vers l'ouest, la teneur en sels est de 18,8 g par litre.

Les eaux minérales de Mondorf-les-Bains ont jusqu'à 15 g de sels dissous dans un litre d'eau, la source du Bois d'Avril en a 23,9 g.

Parmi les substances en solution, le sel gemme tient la toute première place, sous le rapport de la quantité des substances dissoutes; il y a, à côté, du gypse et du carbonate

de chaux. Les eaux de Mondorf ne sont dépassées, sous le rapport de la teneur en substances minérales, que par l'eau de Martincourt et celle du Bois d'Avril. Mais, si l'eau de Martincourt a 4,49 g de carbonate de chaux par litre, celle de Mondorf n'en a que 0,09 g. L'eau minérale du Bois d'Avril se compose essentiellement de sel gemme et de gypse. Quant aux effets thérapeutiques de ces eaux, celle de Mondorf-les-Bains tient la première place parmi toutes les sources connues du grès bigarré.

Résumons donc comme suit:

1° — Les sources minérales du bassin lorrain-luxembourgeois prennent leur origine dans le grès bigarré auquel elles empruntent aussi les substances minérales qu'elles tiennent en solution.

2° — Les voûtes sont plus fortement saturées d'eau que les cuvettes.

3° — Les quantités de sels en solution augmentent de l'est à l'ouest et du sud au nord.

Grâce à ces faits, la quesion de la genèse de l'eau de Mondorf est entièrement élucidée. Anciennement on avait émis l'idée que l'eau de Mondorf tirait ses principes minéraux actifs des couches du calcaire coquillier. Aujourd'hui on sait donc que le grès bigarré représente le grand bassin collecteur des précipitations atmosphériques qui alimentent toutes ces sources et auquel ces eaux, au cours de leur long séjour sous terre, empruntent, petit à petit, tous les sels précieux qui leur donnent leur haute valeur thérapeutique.

Le grès bigarré est une formation qui doit son origine à une mer très peu profonde caractérisée par le régime lagunaire, et dans laquelle se formaient des dépôts accessoires de sel gemme et de gypse. Un fait intéressant à relever est le fait suivant: Aux endroits où le grès vient à fleur de terre et où il a été soumis depuis longtemps, dans ses parties superficielles du moins, à l'action dissolvante des précipitations atmosphériques, il fournit une eau presque chimiquement pure. C'est que, grâce à la perméabilité propre à cette roche et au grand nombre de fissures qui la traversent, les eaux superficielles ont, depuis longtemps, fini par détruire complètement les traces de sel gemme et de gypse que cette formation contenait antérieurement. Aux endroits, par contre, auxquels les sources émergent d'une plus grande profondeur, ou bien encore dans les cas où le grès bigarré est recouvert de couches plus récentes qui le mettaient à l'abri des eaux superficielles, il donne une eau plus ou moins fortement minéralisée. Les couches plongent vers l'ouest. En s'avançant

donc dans cette direction-là, on trouvera une augmentation du nombre et, par conséquent, de la puissance des couches superposées. Le grès est donc de plus en plus à l'abri de l'action lessivante des eaux météoriques, et les eaux de source en sortent de plus en plus fortement minéralisées.

On a observé également une augmentation du degré de minéralisation des sources du grès bigarré en allant du sud au nord. Ce fait-là ne s'explique pas pourtant par la superposition de couches abritantes de plus en plus puissantes. Il s'y agit plutôt d'une plus grande richesse en sels minéraux des différentes régions de la mer à laquelle le grès bigarré doit son origine. Ces différences, on peut les expliquer par les circonstances suivantes: Nous avons dit plus haut que les plissements des couches triasiques et jurassiques du golfe lorrain-luxembourgeois se seraient formés pendant la phase orogénique du Tertiaire. Mais, pour saisir la réalité de plus près, nous devrons ajouter que, au commencement de l'époque triasique déjà il existait une ébauche de la voûte principale lorraine et de la voûte de Sierck. Le fait est prouvé par une diminution de la puissance du grès bigarré sur l'axe même de la voûte principale de Sierck, tandis que cette assise est très bien développée dans les deux forages de Mondorf. Aussi la différence de niveau entre le grès bigarré supérieur sur l'axe de l'anticlinal, près de Sierck, et celui des forages de Mondorf, différence qui subsiste après qu'on a éliminé celle causée par les failles, prouve-t-elle l'existence d'un ridement qui a eu lieu à l'époque de la formation du grès bigarré. Ces différences de profondeur des mers, au sein desquelles les faibles ridements de l'anticlinal de la Lorraine et de Sierck ne formaient que des croupes sous-marines peu élevées, ont suffi pour amener des différences du degré de minéralisation. En effet, la minéralisation est plus riche sur l'anticlinal de Sierck et celui de Born que sur la voûte principale de la Lorraine, fait qui donne aux sources de Mondorf cette composition excellente au point de placer ces eaux au premier rang parmi toutes les eaux qui tirent leur origine du grès bigarré du bassin lorrain-luxembourgeois.

L'abondance des sources dans le grès bigarré nous prouve que l'eau forme, dans cette roche, une vaste nappe continue, que tous les interstices y sont saturés d'eau. L'allure de cette vaste nappe souterraine correspond à la perméabilité de la roche, perméabilité qui résulte en premier lieu du grand nombre de fissures qui parcourent le grès dans toutes les directions. Il va de soi que les fissures abondent surtout dans les voûtes et que leur largeur y est plus considérable, à cause

de la forte tension à laquelle la roche est soumise dans les anticlinaux. Dans les synclinaux, par contre, et dans les parties affaissées sous forme de fosses, il y a la tendance contraire, celle de fermer les fissures et de diminuer, par conséquent, la perméabilité de la roche. Il en résulte que les voûtes et les parties surélevées, les „horsts", sont saturés d'eau, tandis que les cuvettes et les fosses sont d'autant moins accessibles à l'infiltration qu'elles sont plus comprimées.

Après avoir fixé ainsi la genèse des eaux thermo-minérales de Mondorf-les-Bains, en nous basant sur la structure du pays lorrain-luxembourgeois, nous allons nous occuper de la question des **trous de forage.**

La localité de Mondorf est située au bord d'une faible dépression dont la partie la moins élevée est occupée par la station balnéaire. La dépression s'efface assez rapidement vers le S.-O. et le N.-E. Ce modelé spécial du paysage est dû à un affaissement tectonique ou fosse d'effondrement bordée par deux failles sensiblement parallèles ayant la direction générale N 35 ° E. La faille qui borde le fossé au nord est connue depuis longtemps. Elle ressort nettement du relief du paysage le long du Schanzberg et se continue vers le N.-E., dans la direction d'Ellange et de Greiveldange, accompagnant la vallée de la Moselle le long des localités de Machtum et de Wellen. Par suite de l'affaissement qui s'est produit le long de cette faille, les argiles à *Arietites obtusus* (Betatone) sont mises en contact avec le grès de Luxembourg. Une seconde faille, dont l'existence a été prouvée définitivement lors du forage de la source en 1913, est à peu près parallèle à la première. Elle sépare la partie basse du parc de Mondorf de la partie haute et se continue dans la direction d'Ellange où elle se perd dans les calcaires du Lias inférieur. Dans le parc même, les argiles à *Arietites obtusus* sont mises en contact avec le calcaire à *Gryphaea arcuata*. Le rejet de cette deuxième faille est donc inférieur à celui de la première, celle du Schanzberg. Elle a un pendage N. sous un angle de 83° et une puissance de rejet de 36 m, ce qui ressort de la comparaison des coupes des deux puits de forage (Voir la planche II).

La pratique a démontré que, sous le rapport de la saturation avec de l'eau, les affaissements jouent le rôle de synclinaux, c'est-à-dire, de compartiments de l'écorce comprimés et, par conséquent, moins accessibles à l'infiltration. En déterminant donc l'emplacement d'un second forage, en 1913, on avait de fortes raisons pour éviter ce fossé et pour choisir l'emplacement de telle façon que le sondage dépassait la faille pour

entrer dans le compartiment non affaissé, avant que le grès bigarré eût été atteint.

Par des recherches préparatoires antérieures aux travaux de forage de 1913 on s'était exactement orienté sur l'emplacement et la direction de la faille du parc, et l'emplacement du puits à forer avait été fixé à une distance de 28 m au nord de la faille. Le forage exécuté antérieurement se trouve à une distance de 5 m au nord de la faille, qu'il traverse à une profondeur de 40 m pour entrer dans le compartiment non affaissé. Ces dates exactes ont été fournies seulement par la comparaison des deux coupes.

Le premier puits a été creusé par Kind, foreur saxon qui a exécuté ce travail de 1841—1846 en poussant le foret jusqu'à une profondeur de 730 m. Le but de ce forage a été la recherche de sel gemme. C'était un travail remarquable, car c'était le trou de forage le plus profond de l'époque. On ne trouvait pas de sel gemme, mais, à une profondeur de 460 m, on vit jaillir une première source minérale qui était d'un débit faible, il est vrai. Arrivé à 502 m de profondeur, une seconde source jaillissait, et son débit était considérable. Si le puits avait été placé à quelques centaines de mètres plus loin vers le nord, vers le milieu donc de la dépression de Mondorf, on n'aurait guère trouvé ces sources jaillissantes; en tout cas le débit en aurait été sensiblement plus faible. Mais comme en 1841 on ignorait encore l'existence de cette faille, on est en droit de se demander si Kind, en faisant le choix de l'emplacement, s'est inspiré du seul hasard? Je crois que non, quoique, sous le rapport de cette question, nous soyons sans données précises.

Le fait est que l'emplacement choisi était tout à fait indiqué, car il y avait depuis longtemps, en cet endroit, des suintements d'eau salée; de vieilles gens de la contrée me l'ont affirmé. Il n'y a pas lieu d'en être étonné d'ailleurs, vu que les failles donnent souvent issue aux eaux de la profondeur.

Le forage de 1841—1846 (source Kind) se trouve donc à 5 m de distance au nord de la faille qu'il traverse à une profondeur de 40 m, pour traverser ensuite toutes les couches triasiques et pour entrer, à une profondeur de 713 m, dans le Dévonien qui est sous-jacent au grès bigarré moyen. La profondeur totale est de 730 m. Le forage de 1913 (source Adélaïde) placé à 28 m de distance au nord de la faille, la traverse à une profondeur approximative de 220 m et se trouve à une distance de 200 m de la source Kind. Le forage

de 1913 s'arrêta dans le grès bigarré moyen, à une profondeur de 589 m.

Après avoir traversé la faille, les deux forages restent dans le flanc nord-est de l'anticlinal de Sierck dont le noyau se compose de quartzite dévonien recouvert de grès bigarré en discordance angulaire, comme il est démontré par la coupe de la vallée de la Moselle et de ses affluents près de Sierck. Dans la profondeur, ces massifs isolés de quartzite forment une masse continue avec le Dévonien qui affleure tout le long de la Sarre inférieure. A l'ouest de la Sarre, le Dévonien est recouvert de grès bigarré moyen et supérieur, et cette roche perméable représente le rayon d'alimentation des sources minérales des environs de Sierck, de la vallée de la Moselle et de la localité de Mondorf. Ces dernières sources, en parcourant le grès sur une étendue de plus de 19 km et en franchissant une différence de niveau considérable se chargent, chemin faisant, de cette riche quantité de principes minéraux actifs auxquels elles doivent à juste titre leur forte renommée et leur haute valeur curative. Or, tandis que, près de Freudenburg, le grès bigarré se trouve à un niveau de 430 m, nous le rencontrons, dans les puits de Mondorf, à une profondeur de 460 m; la hauteur du niveau des puits étant de 198 m, l'eau descend verticalement sur un trajet de 430 + (460—198) =692 m. Cette différence de niveau est due au plongement des couches dans la direction S.-O., additionné au rejet de quelques failles qui s'intercalent entre le rayon d'alimentation et le point d'émergence des sources de Mondorf.

L'interprétation, dans les détails, des coupes géologiques des deux forages se heurte à quelques difficultés. Aussi l'emplacement des lignes de séparation des différentes assises est-il quelquefois incertain. Les échantillons retirés du forage de 1841—1846 n'ayant pas été conservés avec les soins nécessaires, il nous faut nous baser uniquement sur les données d'un journal de forage par trop sommaire et ne contenant que la description de 43 échantillons pour une profondeur de 730 m. Le sondage de 1913 a été fait d'après le système Raky. Ce système diminue fortement l'exactitude de l'interprétation géologique, vu que la roche détachée au fond par le trépan est charriée vers le haut par un courant d'eau qui tient la masse triturée en suspension. Dans le réservoir qui sert à recueillir ces eaux, les parties sablonneuses se déposent, tandis que les parties argileuses restent en suspension. Les mêmes masses d'eau étant utilisées toujours à nouveau, les différentes espèces de roches sont entremêlées. Voilà pourquoi l'interprétation des lignes de séparation des couches, et

par conséquent, la détermination exacte de la puissance est presque impossible. Pour parer quelque peu à ce grave inconvénient, on eut soin de prélever de temps à autre des épreuves du terrain traversé sous forme de tronçons („carottes") d'une longueur approximative de 1 m. On possède de cette façon des échantillons irréprochables correspondant aux niveaux de profondeur suivants: de 91,80 à 93,60 m; de 139,50 à 140,75 m; de 165,20 à 166,45 m; de 236,70 à 237,20 m; de 316,50 à 317,40 m; de 343,10 à 344,10 m; de 372,90 à 373,90 m. Enfin, entre 398,60 et 513 m, entre 528 et 531 m et entre 576 m et 589,35 m, le forage a été exécuté uniquement d'après le système rotatoire, à l'aide de foreuses à couronne garnie de gros diamants. On peut donc dire qu'à partir de 398,60 m de profondeur jusqu'à la base du trou de forage la série des échantillons en „carottes" est presque complète.

La documentation géologique du forage de 1913 est donc bien autrement sérieuse que celle du forage de 1841—1846. Les échantillons sont conservés à l'établissement thermal même. Il y a également un catalogue renseignant sur les „carottes" et sur les échantillons de roches triturées qui ont été retirés du trou de forage et qui s'y trouvent à la disposition de tous ceux qui s'intéressent aux données géologiques du forage. On trouvera ci-après un

Aperçu comparé sur la nature géologique et la puissance des assises dans les deux puits de forage.

Forage de 1841-1846 (Source Kind)		**SUBDIVISIONS GÉOLOGIQUES**	**Forage de 1913** (Source Adélaïde)	
Profondeur en m	Puissance en m		Puissance en m	Profondeur en m
0,00— 41,50	41,50	Lias inférieur	74	0,0— 74,00
41,50— 54,11	12,61	Rhétien { Marnes rouges	4	74— 78
		Rhétien { Grès	12	78— 90
54,11—156,17	102,06	{ Marnes bariolées (Steinmergelkeuper)	38	90—128
		{ Marnes rouges (Steinmergelkeuper)	28	128—156
156,17—158,85	2,68	Grès à *Equisetum*	—	—
158,85—260,13	101,28	Marnes salifères }	105	156—271
260,13—276	15,87	Keuper inférieur }		
276 —340,04	64,04	Muschelkalk supérieur	59	271—330
340,04—449,98	109,94	Muschelkalk moyen	100	330—430
		{ Grès coquillier	27	430—457
449,98—713,76	264,28	} Grès bigarré supérieur	94	457—541
		{ Grès bigarré moyen		541—589,35
713,76—730	La base n'a pas été atteinte	Dévonien	La base n'a pas été atteinte	—

Le forage de 1841—1846 a traversé 41,50 m de Liasique et 12,61 de grès rhétien, ce qui fait un total de 54,11 m. Le forage de 193 a trouvé: pour le Liasique 74 m, et pour le Rhétien 16 m, ce qui fait en tout 90 m. (Voir la coupe, planche II.) Les deux puits se trouvent sensiblement au même niveau. Cette différence de 37 m s'explique par le rejet de la faille que le forage de 1841 passe à une profondeur de 41,50 m. En passant du Liasique du compartiment affaissé au grès rhétien de la partie restée en place, le forage n'a pu trouver les marnes rouges caractéristiques superposées au grès rhétien, ce qui s'explique par le déplacement même des couches provoqué par la faille. Le puits de 1913 a trouvé, pour ces mêmes marnes, une puissance de 4 m.

La base du Keuper inférieur a été trouvée, dans le forage de 1841, à 276 m, dans le forage de 1913, à 271 m de profondeur. Ces chiffres ne se correspondent pas exactement, ce qui s'explique par le fait que la base du Keuper, dans le puits de 1913, a été passée au trépan avec curage à l'eau continu. Cette manière de procéder a pour effet de masquer la ligne de démarcation exacte. Mais les chiffres se rapprochent suffisamment pour prouver que les deux puits se trouvent dans le même compartiment non affaissé.

Nous avons vu que, d'après le calcul, le forage passerait la faille à une profondeur de 220 m. Les échantillons recueillis à cette profondeur ne permettent pas la confirmation exacte de ce chiffre. Mais les niveaux respectifs de la base du Keuper, dans les deux puits, prouvent qu'à une profondeur de 271 m le forage de 1913 a, en tout cas, passé la faille. En effet, nous constatons qu'à cette profondeur la différence de 37 m qui a été observée dans l'emplacement du Rhétien, a complètement disparu.

Le forage de 1841 a été revêtu de tuyaux en bois de chêne jusqu'à la profondeur de 423 m. D'après le journal de forage, une première source jaillissante, quoique faible, a été trouvée à une profondeur de 460 m, une seconde, avec un débit considérable, à 502 m de profondeur. Le sondage de 1913 a été commencé avec un diamètre de forage de 320 mm. Dans le grès bigarré le diamètre n'est plus que de 182 mm. Une fermeture a été pratiquée à une profondeur de 454 m, pour empêcher les eaux superficielles de s'infiltrer derrière les tubes et de pénétrer au grès bigarré pour se mêler aux eaux minérales.

Le forage est revêtu de tuyaux hermétiques jusqu'à une profondeur de 454 m. L'eau minéralisée monte par une colonne en cuivre. Tandis que dans le puits de 1841 l'eau ne sort du

grès bigarré qu'en deux endroits, dans le puits de 1913 le grès bigarré est mis à contribution dans la presque totalité de sa puissance verticale. Mais il existe pourtant une grande ressemblance entre les deux puits. Le puits de 1913 a trouvé une faible source à 464 m, correspondant à la faible source de la profondeur de 460 m du puits de 1841; puis, entre 491 et 512 m, niveau qui correspond à la source principale du puits de 1841, nous voyons sortir 54 % du débit total.

La table suivante donne un aperçu sur les différents niveaux de profondeur ayant fourni de l'eau minérale lors du forage de 1913.

Etage géologique	Profondeur en m du niveau de suintement	DÉBIT D'EAU en litres par minute	
Grès bigarré supérieur	464	4	
	467 —472	31	
	473,15	6	
	491 —492	59	54 % du débit total
	495 —502,65	25	
	505 —508	18	
	510,90—512	17	
Grès bigarré moyen	553 —560	28	
	562 —565	12	
	571,60—580	15	
		Total 215	

La température de la source de 1841—1846 (source Kind) est, d'après une observation du physicien Walferding, faite en 1856, de 25,65° C à une profondeur de 502 m; au griffon, d'après une mesure fait le 20 juin 1847, elle est de 24,75° C, et d'après une mesure faite en août 1913, de 24,45° C.

La température de la source de 1913 (source Adélaïde) est, au griffon, de 23,25° C; à une profondeur de 570 m elle est de 24,50° C.

L'identité de l'eau des deux sources est prouvée: 1° par leurs couches d'origine qui sont les mêmes; 2° par l'analyse chimique [2]); 3° par l'influence que le forage de 1913 a exercée

[2]) L'analyse du chimiste Friedmann, faite en 1917, indique, pour la source Kind (vieille source), un degré de minéralisation de 15,4980 g par litre. Pour la source Adélaïde (nouvelle source) il est de 15,0980 g par litre.

sur le débit de la source de 1841. Le débit de la source Kind était, en 1847, de 606 litres par minute, ce qui est confirmé par une mesure du débit en 1866. En 1896, le débit a diminué en descendant jusqu'à celui de 478 litres, ce qui s'explique par l'effondrement de la tuyauterie en bois de chêne qui devait obstruer, en partie, le trou de forage. En 1913, peu de temps avant que le nouveau forage allait entamer le grès bigarré, le débit de la source Kind était encore de 467 litres; mais, lorsque la source Adélaïde avait atteint un débit de 215 litres, celui de la source Kind n'était plus que de 370 litres, c'est-à-dire, elle avait diminué d'un septième de son débit total avant l'exécution du forage de 1913.

Le niveau du griffon de la source de 1841 est à 198,20 m, celui de la source de 1913 à 198,10 m; la force ascensionnelle de la source de 1913 est de 205 m. En montant 7 m de tubes à l'endroit du griffon, l'eau ne déborde plus, elle prend tout simplement son niveau hydrostatique, et le débit devient nul. Pour chaque mètre de niveau surhaussé le débit diminue de 31 litres.

L'influence de la source de 1913 sur celle de 1841 ne tient pas à l'exiguité du rayon collecteur, car les débits additionnés des deux sources ne représentent qu'une fraction de la nappe d'infiltration totale, ce qui est prouvé par les observations suivantes:

En abaissant le point d'émergence (198,20 m) de la source de 1913, on obtient pour 1 m d'abaissement une augmentation du débit de 30,8 litres par minute. Pour un point d'émergence situé au niveau de 190,80 m, le débit total monte jusqu'à 480 litres, et il n'est que de 215 litres à 198,20 m. L'augmentation est proportionnelle à l'abaissement du point d'émergence et, en portant les relations réciproques de ces deux facteurs sur un graphique, nous aurons une ligne droite, ce qui prouve qu'avec un débit de 480 litres par minute, le débit maximum de la source de 1913 n'est pas encore atteint. Quand une eau jaillissante, c'est-à-dire, une eau qui se trouve sous pression est affectée au-dessus de son débit maximum, le graphique qui exprime la relation entre le débit et l'abaissement du point d'émergence représente une ligne courbe au moment où le débit maximum est atteint. Dans ce cas nous pouvons abaisser le point d'émergence tant que nous voulons, le débit n'augmentera plus, c'est-à-dire, le débit n'est plus proportionnel à l'abaissement du point d'émergence.

La source de 1913 n'a pas atteint son maximum avec le débit de 480 litres par minute. D'ailleurs c'est prouvé par l'expérience. En novembre 1913, une pompe d'une capacité

de 600 litres par minute travaillait pendant deux semaines, sans interruption et sans arriver à faire baisser le niveau de la source de plus de 6 m au-dessous du point d'émergence. Cela veut dire que les fissures du trou de forage qui alimentent la source remplaçaient intégralement les quantités d'eau que la pompe puisait au griffon. Ces fissures sont donc capables de fournir 600 litres par minute. L'influence réciproque des deux sources s'explique par le fait que les deux forages sont trop rapprochés l'un de l'autre. Du temps où la première source existait seule, les eaux minérales qui remplissent tous les interstices du grès bigarré affluaient vers le trou de forage sur un périmètre déterminé, et elles y trouvaient une issue facile. La surface drainée par ce trou de forage avait la forme d'un vaste cercle ayant le trou de forage comme centre et, comme rayon, une ligne d'une longueur x. C'était le rayon d'alimentation spécial de ce forage. Lorsqu'on forait, en 1913, le second puits, qui draine une surface d'un rayon x', on trouvait que $x+x'$ est plus grand que la distance entre les deux puits, les rayons d'alimentation se superposant sur une certaine étendue. C'est ce qui se révèle par l'influence réciproque des deux sources. Cette influence s'exprime par les chiffres suivants:

En diminuant le débit de la nouvelle source (celle de 1913), de 31 litres par minute, diminution à laquelle on arrivait en surélevant le niveau du point d'émergence d'un mètre, le débit de la vieille source (celle de 1841) augmentait de 3,9 litres par minute, à condition que son point d'émergence restât au niveau normal (198,20 m). Quand on augmentait le débit de la nouvelle source de 30,8 litres, en diminuant le niveau du point d'émergence d'un mètre, le débit de la vieille source diminuait de 4 litres, c'est-à-dire, l'influence de la nouvelle source sur celle de 1841 était de 12 $^3/_4$ %.

L'augmentation du débit de l'une des sources ne correspond pas à une diminution de même valeur du débit de l'autre. Cette influence n'est que partielle, parce que chaque source a son rayon individuel, et ces rayons ne se superposent que sur une étendue restreinte. Le nombre de fissures communes aux deux sources n'est pas grand. Et puis il y a que, dans bon nombre de canaux, la résistance de frottement dépasse la différence de pression due à la création de niveaux d'émergence inégaux. L'eau choisit de préférence les couloirs frayés depuis longtemps dans la direction du trou de forage qui forme le centre d'un rayon d'alimentation.

Ajoutons encore que la diminution ou l'augmentation du débit de la source de 1841 est de 38,6 litres pour 1 m d'aug-

mentation ou de diminution de la hauteur du point d'émergence normal.

Le débit des sources paraît être indépendant des périodes de pluie ou de sécheresse ce qui attesterait l'étendue du réservoir qui les alimente. Mais comme ces sources sont alimentées uniquement par les précipitations atmosphériques, il n'est que logique de supposer que les changements devront se faire ressentir dans le débit des sources. Mais le chemin à parcourir est tellement long, et le mouvement, à travers les grès, est tellement lent et faible, que ces changements ne se font valoir qu'avec un retard considérable. Comme il a été démontré p. ex., entre autres, pour les sources thermales de Bade (Suisse), ce retard peut être de 12 à 24 mois. Il existe aussi sans doute pour les sources de Mondorf. Il ne nous manque, sous ce rapport, que des observations qui auraient été poussées dans cette direction.

On peut aussi supposer que la quantité de substances minérales dissoutes dans l'eau doit subir de petits changements; cette quantité devra s'élever, quoique dans une très faible proportion peut-être, après une longue période de sécheresse; elle devra s'abaisser par contre quand, par suite d'une augmentation des précipitations atmosphériques, le volume de la nappe d'infiltration vient d'augmenter considérablement. Ces changements ont été constatés ailleurs. Il se pourrait que les différences qu'on a trouvées dans les analyses des eaux minérales de Mondorf qui ont été faites à des époques différentes, seraient à expliquer par ces considérations. Les tables qui suivent vont grouper certains faits isolés qui pourraient être interprétés dans le même sens. Ces faits appartiennent à deux ordres de phénomènes:

1° — Changements de quantité des substances minérales dissoutes dans l'eau de la source Kind.

Analyse	Année	Quantités en g des substances minérales dissoutes dans 1 litre d'eau	Quantités en g du sel gemme dissous dans 1 litre d'eau
Namur.	?	13,5090	8,699
van Kerkhof . .	1848	14,5357	8,8197
van Werveke .	1878	14,3448	8,6774
d'Huart	1907—1908	15,4334	9,4148
Friedmann . . .	1917	15,4980	8,9838
Friedmann . . .	1917	15,0980 (nouvelle source)	8,7134 (nouvelle source)

2° — Changements dans le débit des sources.

Dates	Source Kind (1841)		Source Adélaïde (1913)		
	Niveau du point d'émergence	Nombre de litres par minute	Niveau du point d'émergence	Profondeur du trou de forage	Nombre de lit. par minute
1844	?	701			
13. 1. 1847	—	606			
1866	—	606			
1896	—	478			
14. 6. 1912	198,20	324			
28. 6. „	—	325			
20. 9. „	—	332			
17. 10. „	—	335			
23. 10. „	—	345			
4. 12. „	—	324			
21. 8. 1913	—	467	198,10	465	4
25. 8. „	—	—	—	478	35
26. 8. „	—	—	—	—	40
28. 8. „	—	—	—	492	100
30. 8. „	—	—	—	503	125
31. 8. „	—	—	—	503	143
1. 9. „	—	—	—	511	160
13. 9. „	—	370	—	560—564	206
16. 9. „	—	418	—	570—580	215
18. 9. „	—	394	—	589	—
20. 9. „	—	370	—	—	—

* * *

Les travaux de forage et de captage de l'année 1913, ajoutés à ceux de l'année 1841, ont procuré à la station balnéaire de Mondorf une eau minérale abondante qui assure l'avenir de notre bain national sous ce rapport. Les sources de Mondorf, outre qu'elles ont fourni et qu'elles fournissent encore toujours une matière à études scientifiques des plus intéressantes, représentent, de par leur haute valeur hygiénique et thérapeutique, une part importante de notre patrimoine national. L'étude des vertus curatives de ces eaux n'est pas de notre ressort. Voilà pourquoi nous nous contenterons de relever les appréciations hautement élogieuses des nombreux malades qui, chaque année, y recouvrent leur santé, et celles non moins importantes que ces eaux ont trouvées parmi les médecins du pays et de l'étranger. L'eau de

Mondorf-les-Bains range parmi les eaux les plus renommées de l'Europe; c'est notre „Fontaine de Jouvence" nationale. N'oublions pas qu'il est de notre devoir de la léguer prospère et florissante aux générations à venir.

31. 10. 1922.

Un cas extraordinaire de spongiose de la fonte produite par l'eau minérale de Mondorf-Étât,

par Pierre Medinger, ingénieur-chimiste, Luxembourg.

La conduite en fonte qui, à Mondorf-les-Bains, amène l'eau minérale de la source Marie-Adélaïde à la piscine, s'est trouvée complètement abîmée dans l'espace de trois ans. Les fragments de la conduite qu'on m'a envoyés, je les ai soumis à l'expertise et j'ai pu constater qu'il s'agit d'un cas vraiment extraordinaire de spongiose de la fonte, phénomène que j'avais spécialement étudié et partiellement élucidé au cours des dernières années.[1]) Le phénomène, souvent décrit, mais peu compris jusqu'à ce jour, consiste en ce que la fonte, sans changer de dimension et d'aspect extérieur, devient légère et spongieuse, elle peut être cassée à la main et coupée à l'aide d'un canif. Au point de vue chimique la fonte ainsi transformée ne se compose presque plus que des corps accessoires de la fonte, de ses impuretés telles que carbone, graphite, silice, soufre, phosphore etc.; la plupart de ces ingrédients s'y trouvent à l'état de leurs produits d'oxydation. L'analyse nous révèle une perte en fer de 40 à 70 % et au delà, tandis que les substances accessoires, les impuretés ont atteint jusqu'à huit fois la proportion originale. J'ai été le premier à constater que, si l'on examine ces tuyaux spongieux à l'état frais, c.-à-d., au sortir même du sol, presque tout le fer qu'ils renferment encore s'y trouve à l'état de fer *métallique, finement pulvérisé* et non oxydé. Au contact de l'air ce fer s'oxyde plus ou moins rapidement.

[1]) Les résultats de ces études ont paru dans les Bulletins mensuels de la Société des Naturalistes Luxembourgeois, dans le Bulletin de l'Association des ingénieurs et industriels luxembourgeois, dans les périodiques allemands: Journal für Gasbeleuchtung und Wasserversorgung, Berichte der Deutschen Chemischen Gesellschaft, Prometheus, etc.