

Zeitschrift: Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft =
Actes de la Société Helvétique des Sciences Naturelles = Atti della
Società Elvetica di Scienze Naturali

Herausgeber: Schweizerische Naturforschende Gesellschaft

Band: 97 (1915)

Vereinsnachrichten: Section de Géologie, Minéralogie et Pétrographie

Autor: [s.n.]

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 14.04.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

IV

Section de Géologie, Minéralogie et Pétrographie

(et Séance de la Société suisse de géologie)

Mardi 14 septembre 1915

Introducteur : M. le prof. Ch. SARASIN.

Président : M. Emmanuel DE MARGERIE.

Secrétaires : MM. P. ARBENZ et E. ARGAND.

1. D^r Albert BRUN (Genève). — *Action de la vapeur d'eau sur les roches éruptives à haute température.*

Ce travail a été entrepris à l'occasion de la publication d'analyses de gaz, retirés du Kilauéa : analyses effectuées par MM. Day et Shepherd, de l'institut Carnégie à Washington¹.

Ces Messieurs estiment que les gaz analysés et récoltés par eux représentent l'exhalaison magmatique du volcan.

Or, la présence de l'eau en abondance, la pauvreté en chlore, la richesse en soufre libre et en hydrogène libre, conduisent plutôt à admettre que l'on a affaire à un mélange :

Mélange de gaz magmatiques, de gaz solfataris² et de gaz résultant de l'action de la vapeur d'eau extérieure sur la lave fondue.

En effet, par sa texture géologique, le Kilauéa se prête à l'apport de vapeur d'eau (soufflards) qui, venant lécher la surface du lac, provoque la formation de gaz hydrogénés, réaction qui va être étudiée ci-après.

Il s'en suit que l'origine purement magmatique des gaz des

¹ (Water and Volcanic activity) *Bull. of géol., Soc. of Am.*, 16 Déc. 1912.

² Pour ce cas spécial, voir A. BRUN, *Recherches*, Genève 1911, p. 169.

auteurs américains est bien loin d'être démontrée, si même elle est admissible.

MM. Day et Shepherd voulant donner plus de poids à leurs analyses et en même temps réfuter les observations de Green et celles de M. Brun, plus récentes, sur la non altération des laves au cratère, affirment, avec autorité, que la vapeur d'eau n'a aucune action sur la lave à la température de 1100°.

Ils disent avoir fait l'expérience et écrivent (op. cit. p. 603) :
« The results appears to support our view, for after several
« hours of the most intimate contact between, the gaseous H₂O
« and the lava, no chemical change whatever could be detected
« either in the « basic minerals » or the water... »

M. Brun ne pouvait pas laisser publier une assertion aussi fautive et dénuée de valeur scientifique sans la réfuter énergiquement.

M. Brun a déjà montré, dans une publication antérieure, quelle était l'action de la vapeur d'eau sur la lave du Kilauéa ¹.

Il a repris cette question à l'aide d'un appareil (en quartz fondu) permettant d'étudier cette réaction sous différentes pressions de la vapeur d'eau, et à différentes températures.

La pression pouvant varier de 17 millimètres de mercure à 770, et la température de 800° à 1300°.

M. Brun a constaté que la vapeur d'eau oxyde les laves et les minéraux basiques ferrugineux.

L'action commence vers 800°, et est d'autant plus rapide et intense que la température et la pression sont plus élevés. Avec le péridot vers 1250°, l'on obtient en abondance de l'hydrogène, en proportion quasi théorique.

Il en est de même avec les ponces blanches et les laves expérimentées jusqu'à présent. Avec la ponce du Krakatau l'action est démonstrative à 800°.

En même temps que H₂, il se dégage CO₂ et CO et un peu d'azote. Il se forme aussi HCl et SO₂; ces derniers se retrouvent dans l'eau condensée.

Voici deux exemples, pris entre beaucoup d'autres, donnant la composition des gaz obtenus par l'action de l'eau.

¹ *American journal of Science*, vol. XXXVI, nov. 1913, p. 484 et suiv.

<i>Sur la lave du Kilauéa</i>		<i>Sur le Périidot du Kokohead (îles Sandwich)</i>	
	I	II	Non recherché dans l'eau condensée
SO ₂	0,25	} 26,2	3,5
CO ₂	19,4		1,0
CO	6,4	5,0	95,4
H ₂	74,0	68,0	peu
N ₂	peu	0,4	
	<hr/> 100,05	<hr/> 99,6	<hr/> 99,9

En fractionnant les gaz lors de leur production, on constate que CO₂ et Co mêlés de H₂ se forment tout d'abord, ensuite l'on obtient H₂ presque pur, avec N₂.

Exemple :

Deux grammes de lave du Kilauéa donnent, par l'action de l'eau, 24 ⁵/₁₀ cent. cubes de gaz.

La première moitié contient presque tous les oxydes de carbone, les six derniers cent. cubes sont H₂ pur. Au total on a :

CO ₂	4,3
CO	5,7
H ₂	14,5
N ₂	peu
	<hr/> 24,5

Cette même lave ne donne, par le chauffage seul, que ³/₁₀ de cc³ de gaz par gramme, quantité insignifiante à côté de celle que fournit l'action de l'eau.

Quant aux silicates attaqués, les Périidots deviennent noirs foncés, les ponces blanches deviennent noires couleur charbon.

Les laves ferrugineuses prennent une apparence noire opaque spécialement terne. Le titre Fe₂O₃ augmente.

Comme l'on peut obtenir une quantité considérable de H₂, l'on est conduit à une proportion de gaz émis, par kilogramme de roche, tellement grande, qu'elle est de vingt à quarante fois plus forte que celle des gaz magmatiques vrais, ceux-ci étant mesurés par la densité des ponces du volcan, selon la méthode déjà donnée par M. Brun ¹.

¹ Voir *Recherches*, page 65.

Il s'ensuit donc : que la lave portée à une température suffisante, ou fondue, possède un pouvoir destructeur vis-à-vis de la vapeur d'eau d'origine externe.

Qu'il n'est pas admissible que des quantités appréciables d'eau soient constamment exhalées par le magma (eaux juvéniles), sans que celui-ci, ou sa gaine enveloppante, n'ait conservé la moindre trace de l'action chimique qui vient d'être exposée.

Cette quantité d'hydrogène et son origine expliquent aisément les flammes qui s'observent quelquefois au Kilauéa ; du reste ces flammes de H₂ brûlant sont rares. M. Brun n'en a pas vu, mais a seulement observé des flammes une seule fois (petites hydrocarbonées éclairantes).

Enfin que :

La théorie aqueuse est absolument impuissante à expliquer pourquoi les ponces sont blanches ? Pourquoi les péridots sont inaltérés ? Pourquoi, dans les laves basaltiques, il se rencontre si souvent du fer métallique ?

La théorie anhydre, au contraire, rend compte de ces faits avec aisance.

Une publication ultérieure réfutera encore certaines assertions erronées des auteurs américains ; cette réfutation sortant du cadre de la présente communication n'a pas sa place ici.

M. Brun conclut donc que : *l'argument géologique, si puissant, des roches inaltérées au cratère, n'est en aucune façon ébranlé par l'expérience tout à fait incomplète et insuffisante de MM. Day et Shepherd.*

Le raisonnement tenu par M. Brun (*Recherches*, p. 251), au sujet de la « bordure rouge » au Kilauéa, et les remarques de Lowthian Green (*Vestiges of the molten globe*, 1887), subsistent dans leur entier et avec toute leur valeur.

2. Prof. D^r LS ROLLIER. — *Sur les rivages des mers médio-jurassiques (Callovien-Oxfordien) et médiocrétaciques (Aptien-Albien) en Suisse et dans les régions limitrophes.*

En sortant de son Comité dans lequel j'ai eu l'avantage de siéger durant 25 ans, je désire offrir à notre Société géologique

la primeur de mes résultats paléogéographiques sur la stratigraphie du Mésozoïque dans notre pays et ses alentours en y faisant rentrer tout ce qui a été publié d'important sur ce sujet jusqu'à ce jour. C'est un essai de synthèse qui compare, précise et rectifie ce que nous savons maintenant sur le territoire suivant que j'ai visité dans ses principaux gisements depuis Valence (La Voulte) jusqu'au pied de l'Ardenne et à la Forêt de Bavière (Cobourg et Ratisbonne) et les gisements connus des Alpes. Depuis longtemps j'avais reconnu qu'il était nécessaire d'étudier systématiquement et minutieusement tous nos gisements calloviens et oxfordiens du Jura, surtout ceux du Jura oriental, qui est le plus riche en faits importants pour fixer les anciens rivages des mers jurassiques aux abords du Plateau suisse et dans les Alpes. Les matériaux détaillés de cette étude, qui m'a conduit à des résultats nouveaux, sont à peu près tous rassemblés et prêts pour la publication.

Je ne puis donner ici que quelques lignes importantes de la paléogéographie mésozoïque. Il y a d'abord de singulières coïncidences entre le Médiojurassique et le Médiocrétacique. L'Ap-tien à la fin du Hils reproduit les caractères de régression des mers que l'on peut constater durant le Callovien, à la fin du Dogger. L'Oxfordien et l'Albien possèdent aussi d'une façon remarquable les mêmes caractères stratigraphiques généraux partout où ils ont été étudiés en détail. Tous deux marquent le début d'une nouvelle transgression des mers qui vont établir dans l'étage suivant (Argovien resp. Cénomaniens) le même régime sédimentaire, c'est-à-dire le faciès subpélagique du Malm ou de la Craie.

La mer calloviennne est en retrait dans tout le territoire occupé primitivement par celle du Dogger moyen celto-souabe. Cette dernière passe sur les Vosges et la Forêt-Noire; elle s'est étendue d'abord sur toute la Lorraine, l'Alsace, le pays de Bade, la Souabe et la Franconie. Son rivage septentrional est effacé par l'érosion, mais on peut l'admettre non loin du pied S de la chaîne hercynienne avec une communication par Göttingen à travers cette chaîne pour rejoindre le Dogger du Hannovre. Ce dernier doit passer sous Berlin pour se relier à celui de Pologne.

Le bord oriental de cette Mésogée du Dogger est aujourd'hui assez bien conservé au pied W de la Forêt de Bohême et de Bavière sur la ligne Bayreuth-Ratisbonne. A la fin du Callovien (Couches supérieures à *Reineckeia Stübeli*, *Cosmioceras Castor*, etc.) on voit dans cette région, d'après les esquisses stratigraphiques de L. Reuter (Ob. Br. Jura, Taf. D), la côte se rétrécir vers l'W. et ne pas dépasser la méridien d'Amberg. Dans la Souabe, la ligne de rivage du Callovien supérieur est caché par le Malm et la Molassé. Elle apparaît très nette dans le Randen et la chaîne du Mont-Lägern qui est terre ferme sur le bord S de la Mésogée celto-souabe. Du Randen on poursuit ce rivage méridional au S d'une ligne Zurzach-Mönthal-Herznach-Zeglingen-Langenbrouck-Graitery-Rangiers-Baume-les-Dames-Besançon-Salins-St-Claude-Culoz-Trept, où se trouve toujours une surface d'érosion au sommet du Callovien moyen à *Macr. macrocephalus* (resp. sur la Dalle nacrée) et le manque du Callovien supérieur. C'est une ligne très nette de séparation entre le Dogger et le Malm. Tout ce qu'on a dit d'une limite au dessous des Couches à Macrocéphalites ou au-dessus de celles de *P. athleta* ne correspond pas à la réalité. Entre St-Claude et Culoz (Calcaire glauconieux de Chezery et de la Platière), le rivage laisse pénétrer la mer du Callovien supérieur dans la direction de l'E, sous le Plateau suisse, par un détroit qui peut se prolonger en un golfe sur une longueur plus ou moins considérable.

Dans les Alpes, un autre golfe callovien s'avance depuis le midi de la France par Grenoble, Chambéry, Sallanches, Sixt, les Hautes-Alpes vaudoises et bernoises jusqu'à Fernigen (Uri), où l'on trouve des schistes calloviens, puis des oolithes ferrugineuses parfois sporadiques, et se coinçant vers l'E. L'érosion ne permet pas de dire jusqu'où s'étendait vers le S ce golfe du faciès rhodanien ; je pense qu'il devait être assez étroit.

Dans les Préalpes internes et médianes, dans le Rhätikon avec les môles de la Suisse centrale, pas de Callovien à Macrocéphalites sûrement démontré. Nous avons donc entre nos trois golfes deux isthmes ou promontoires, l'un au bord interne du Jura et sous le Plateau suisse, au pied S de l'Albe jusqu'en Franconie, l'autre sur l'emplacement des Préalpes, du

Rhätikon, peut-être relié au premier sous le Plateau bavarois.

Durant l'Oxfordien les eaux marines transgressent insensiblement sur tous les rivages pour les faire reculer dans les terres. Sur plusieurs points du Jura oriental, comme en Franconie, on constate l'inclusion de galets du Dogger supérieur dans tout l'Oxfordien réduit. Puis une ingression du golfe celto-souabe dans les Préalpes externes (Schistes à nodules du Monsalvens-Hohberg), probablement par le Jura entre Vallorbe et St-Sulpice (schistes gréseux oxfordiens à *Cancellophycos*), par où l'Oxfordien pénètre aussi dans les Alpes de Meyringen et d'Unterwald. Le golfe rhodanien de l'Oxfordien pénètre encore depuis les Alpes françaises par les Hautes-Alpes vaudoises, mais sans atteindre les Alpes bernoises, ni les Préalpes romandes. On sait qu'il y a manque absolu de l'Oxfordien à l'W du Kiental (cartes de Gerber & Trösch, Hadrian). Pendant l'Argovien, les territoires émergés sont de plus en plus inondés. Nous ne nous occuperons pas ici des dépôts mésozoïques de la province méditerranéenne.

Pour abrégé cette communication, je ne dirai qu'un mot des mers médiocrétaciques. Je ne crois pas que les dépôts aptiens et albiens des Préalpes (Voralpen) à l'E du lac de Thoue se relie à ceux des Hautes-Alpes vaudoises, comme on l'a cru jusqu'ici, mais à ceux du Jura par Bienne et Ste-Croix. Je considère en effet toutes les chaînes préalpines (« parautochtones ») entre le Kiental et le Rhin au N de la ligne Mürren-Grindelwald-Meyringen-Engelberg-Altdorf-Sargans, avec les chaînes du Pilate, des Alpes de Schwytz, Glaris, les Churfirten et le Säntis, comme un complexe refoulé du Nord et chevauché par-dessus la chaîne enfouie qui relie les Préalpes romandes au Rhätikon. Seules les assises crétaciques plus ou moins bien développées ou conservées des Hautes-Alpes d'Uri, Glaris et St-Gall avec le Calanda peuvent se relier stratigraphiquement avec celles des Hautes-Alpes bernoises et vaudoises. Les Préalpes romandes et le Rhätikon ont été plus ou moins émergés durant l'Aptien et l'Albien, comme encore plus tard à la fin du Crétacique supérieur et pendant l'Eocène. Nous avons donc deux golfes médio-

crétaciques en relation avec la Mésogée anglo-rhodanienne, l'un par le Jura s'étend au N des Préalpes romandes par les chaînes préalpines de la Suisse orientale jusqu'en Bavière, l'autre par les Alpes d'Annecy (Reposoir), les Hautes-Alpes vaudoises, bernoises, etc. jusqu'au Calanda (Untervaz). C'est encore ces deux géosynclinaux qu'occuperont les mers supracrétaciques et éocènes en inondant plus ou moins le promontoire intercalé, tandis qu'elles abandonneront le Jura. La tectonique des Alpes prend une tout autre tournure en s'appuyant sur ces considérations.

3. M. Maurice LUGEON communique les résultats principaux de ses *recherches dans le massif de la Dent de Morcles*.

Il rappelle tout d'abord ses publications antérieures sur l'existence d'une lame cristalline écrasée, qui plane sur le Flysch, et sur l'âge des marbres de Saillon.

Ses nouvelles recherches ont eu pour but de déterminer l'allure exacte du synclinal carbonifère qui se montre plus compliqué que ne l'avait dessiné Renevier. On trouve en effet des plis dans cet ensemble synclinal, plis que l'on peut aisément déterminer en séparant le Permien (Poudingues et schistes lie de vin) du Carbonifère stéphanien. Ainsi dans les pentes situées entre le Rhône et Bez Crettet existent trois grands plis déjetés à noyau Permien. Sur l'arête du Diabley on peut déterminer deux autres synclinaux, et la région des lacs de Fully montre dans le Carbonifère des plissements relativement tranquilles qui forment par leur douceur un contraste impressionnant avec la violence des plis de la nappe qui recouvrent l'ensemble du socle hercynien.

La discordance du Trias sur le socle ancien carbonifère n'est réellement manifeste que près de Sorniot, sous le Grand Chavalard. Ailleurs la concordance est presque constante.

Dans le cœur de la nappe de Morcles, les faits nouveaux découverts amènent une modification considérable de la carte géologique existante, car Renevier avait confondu le Malm avec le Bathonien en de nombreux points. Ce dernier terrain est constitué par des calcaires à silex (Chailles) souvent de

dimensions énormes. On le voit au Grand Chavalard formant le sommet et presque toute la pente orientale; dans les parois de la Seya-Grande Garde; à la pointe d'Aufallaz où les silex jonchent le sol à tel point que l'on croit voir des champs d'ossements; au Petit Muveran. Dans l'Oxfordien-Callovien, on peut retrouver la zone ferrugineuse de Chamosenze dans d'autres points mais beaucoup plus réduite, comme par exemple dans les Vires d'Aufallaz.

Le cœur de la nappe présente de nombreux replis dans le Bathonien et le Bajocien. L'Aalénien est très développé entre Ovronnaz et Leytron; la montagne d'Ardévaz est formée par du Toarcien à *Belemnites acuarius*.

En terminant, M. Lugeon fait remarquer les homologies frappantes que présentent les deux extrémités du massif du Mont-Blanc et celle, occidentale, du massif de l'Aar. On y trouve partout des lames cristallines et une réduction considérable du flanc renversé de la nappe helvétique la plus basse.

4. R. BILLWILER (Zürich). — *Die Haupttypen grosser Niederschläge in der Schweiz.*

Es sollen nicht etwa die lokalen Gussregen von kurzer Dauer, die allerdings die grösste Regendichte liefern, betrachtet werden, sondern die grosse Gebiete umfassenden anhaltenden Regen, welche als *Geländeregen* in unmittelbarer Beziehung zum Relief des Landes stehen. Sie sind a priori anzusehen als die besonders akzentuierten Fälle derjenigen Wetterlage, die für das Niederschlagsregime der betreffenden Gegend von besonderer Wichtigkeit ist; ihre Untersuchung eröffnet uns daher Einblicke in die Niederschlagsverhältnisse überhaupt.

Die *Maximalregen des Alpensüdfusses* wurden zuerst richtig gedeutet, weil sie meist zusammenfallen mit dem Wehen des Südföhns in den nördlichen Alpentälern: die warme und feuchte Luft der Adria wird durch die dann herrschende Druckverteilung gegen den Alpenwall geführt, wo sie beim Aufsteigen ihren Wasserdampfgehalt kondensiert. Tagesmengen von über 200 mm sind dann in gewissen Tälern (besonders im Centovalli und Onsernone) keine Seltenheit. Da die zu Grunde liegende

Druckverteilung im Herbst oft längere Zeit anhält, so summieren sich die hohen Tagesmengen zu enormen Beträgen und erzeugen Hochwasser und Ueberschwemmungen (Beispiele Herbst 1868, Oktober 1907).

Tagesbeträge von derselben Grössenordnung wie diese Föhn-niederschläge liefern aber auch Situationen, in denen ein Teilminimum über dem westlichen Mittelmeer eine südöstliche, gegen die Alpen gerichtete Luftströmung bedingt. Gute Beispiele für diese im Sommer und Herbst meist von langedauernden Gewittern begleiteten Niederschläge sind: 27. August 1900, 2. August 1902 und 8. Oktober 1913.

Die Maximalregen des Tessin greifen immer auf die *inneren Alpentäler* jenseits des Hauptkammes über. Ganz Bünden nördlich des Rheintales, das Urserental, das obere Wallis und seine linksseitigen Nebentäler nehmen — wenn auch in geringerem Grade — daran teil. So erklärt es sich, dass einige der verheerendsten Rheinhochwasser (z. B. Herbst 1868) zusammenfallen mit solchen der tessinischen Gewässern.

Noch ein anderes cisalpines Gebiet, das *untere Genferseebecken*, geht in seinen Maximalregen zeitlich oft pararell mit dem Südfuss; es hat daher seine grössten Niederschläge meist im Herbst, wie ja auch die Monatsmittel des Niederschlags für Genf ein entschiedenes Oktobermaximum aufweisen.

Im Gegensatz dazu hat die *Nordschweiz* die grössten Tagesmengen meist im Frühsommer. Dem Betrage nach bleiben sie im allgemeinen weit unter denjenigen des Südfusses und nur die allergrössten kommen ihnen näher. Die Untersuchung der vier extremsten Fälle der letzten 50 Jahre (10.—12. Juni 1876, 3. Juni 1878, 19.—20. Mai 1906 und 14. Juni 1906) ergab, dass erstens jedesmal eine nordwestliche Luftströmung herrschte und zweitens, dass jedesmal eine anormale Temperaturverteilung über dem Kontinent bestand, derart, dass das Nord- und Ostseegebiet ungewöhnlich warm, Zentraleuropa und besonders der Alpennordfuss bedeutend kühler war. Das allerdings seltene Zusammentreffen beider Faktoren vermag dann exorbitante Niederschläge zu erzeugen (230 mm am 14. Juni 1910 auf verschiedenen voralpinen Stationen).

Dagegen ist die erstgenannte Bedingung: nordwestliche Winde im Sommer um so häufiger vorhanden. Nordwestliche Winde sind im Sommer über Zentraleuropa sogar die vorwiegenden. *Hann* hat schon vor Jahren den Grund dafür aufgezeigt in dem gegen den Sommer hinsteigenden Luftdruck über dem atlantischen Ozean bei gleichzeitigem Sinken über dem Südosten Europas; damit sind auch die vorwiegende Nässe, Kühle und häufige Trübung unserer Sommerwitterung erklärt. Wenn diese Erkenntnis noch nicht genügende Verbreitung gefunden hat, so sind die Meteorologen selber daran schuld; man sollte eben nicht immer nur ganz allgemein von den vorwiegenden westlichen Winden sprechen, die das Klima Europas bestimmen. Vielmehr sollte man bei jeder Gelegenheit auseinanderhalten die aus ganz anderer Druckverteilung resultierende warme SWdrift des Winters und die geschilderte kühle NWdrift des Sommers. Vielleicht trägt die scharfe Formulierung dazu bei, die *Almstedt* neuerdings aufgestellt hat¹. Er spricht nämlich direkt von einem *Sommermonsun Zentraleuropas*, der beginnend mit dem in der Temperaturkurve ganz Zentraleuropas wohl ausgeprägten Kälterückfall zu Anfang Juni bis gegen die zweite Septemberdekade hin anhält und den Scheitel der Kurve um 1—2 Grad herunterdrückt gegenüber einer idealen Kurvenführung.

In diese Zeit der vorherrschenden NWwinde fallen für den Nordfuss der Alpen wie für ganz Zentraleuropa nicht nur das Maximum der Regenhäufigkeit und -Menge, sondern wie wir gesehen haben auch die extrem grossen Niederschläge. Sobald eine nördliche Komponente des Windes vorhanden ist, sind eben die Bedingungen für eine allgemeine aufsteigende Bewegung der Luft am Alpenwall in viel höherem Masse erfüllt, als bei westlichen oder gar südwestlichen Winden. Denn letztere wehen ja ungefähr parallel dem Streichen des Alpenwalles, während NWwinde senkrecht auf ihn treffen. — Ueber prinzipielle Unterschiede in der Lage der Maximalzone des Nieder-

¹ *K. Almstedt*: Die Kälterückfälle im Mai und Juni. Meteorol. Zeitschrift, September 1914.

schlages zum Alpenkamm — welche von der Höhe des Kondensationsniveaus abhängt — kann hier raumeshalber nicht eingetreten werden¹.

Die Maximalregen der Alpensüd- und nordseite, fallen also zu verschiedenen Perioden und zwar wie zu erwarten in der Jahreszeit, die die grössten mittleren Monatsmengen aufweist. Sie werden auf *beiden* Abdachungen bedingt durch Winde, die senkrecht wehen auf die Längsrichtung der Alpenketten. Ich kann es daher nicht für richtig halten, wenn — auch in führenden Lehrbüchern — wohl der Kürze halber gesagt wird, die beiden Alpenabdachungen seien gut bewässert, weil die Axe der Alpen ungefähr parallel zu den Hauptregenwinden gehe. Um die Unhaltbarkeit dieser Behauptung zu demonstrieren brauchen wir uns nur das Mittelmeer als Landfläche zu denken — wie es ja in früheren Perioden der Erdgeschichte auch schon war — und der Südhang der Alpen wird sofort zur ausgesprochenen Trockenseite.

5. Prof. A. de QUERVAIN (Zürich). — *Zweiter Bericht über die Tätigkeit der Zürcher Gletscherkommission.*

Vor Jahresfrist habe ich an dieser Stelle einen Bericht über die Gründung und erste Tätigkeit unserer Gletscherkommission der Physikalischen Gesellschaft in Zürich gegeben und beabsichtige, diese Mitteilungen auch in Zukunft fortzusetzen; es soll damit auch unsere Absicht bekundet sein, die Tätigkeit der Schweizerischen Gletscherkommission zu unterstützen, zunächst namentlich durch Messungen der Firnzunahme im Gebiet der Ostschweiz. Unser Arbeitsfeld ist vorläufig das Firngebiet der Clariden und des Silvrettamassivs.

Entgegen der Angabe des letzten Berichts gelang letztes Jahr doch noch die Aufstellung aller der für das *Silvrettagebiet* vorgesehenen Apparate. Durch Dr. Billwiller wurde am 10. Oktober 1914 bei der Klubhütte in 2340 m Höhe ein Schnee-

¹ R. Billwiller: Die Niederschläge und Hochwasserkatastrophe vom 14.—15. Juni 1910 und ihre Ursachen. Annalen der schweizer. meteorol. Zentralanstalt 1910.

pegel aufgestellt und gegen den Gletscher zu in 2375 m Höhe ein Mougin'scher Totalisator; ebenso durch Ingenieur Rutgers am 2. Januar 1915 eine Hamberg'sche Schneeboje am Fusse des Silvrettahorns in zirka 2810 m Höhe. Trotzdem infolge des Krieges das Gebiet durch Skifahrer wenig besucht war, erhielten wir doch vom Schneepegel wie von der Schneeboje eine Anzahl Ablesungen; bemerkenswerterweise war bei letzterer schon im Juli der seit Neujahr so reichlich gefallene Schnee wieder verschwunden, als Wirkung des allgemein heissen Frühsommers. Am 25. September 1915 besorgte Dr. Billwiller mit Herrn Landolt die Neuaufstellung des Pegels, die Kontrolle des Totalisators und die Reparatur der immer noch ausgeaperten Boje.

Das *Claridengebiet* ist dieses Jahr von uns dreimal besucht worden; einmal im Juni zu einer Rekognoszierung durch Ingenieur Rutgers, Dr. Billwiller und Herrn Landolt, einmal im Juli durch Ingenieur Rutgers zur Vornahme von Bohrungen mit dem Churchapparat bei der Boje und vom 7.—10. August in einer längeren Kampagne, an der ausser uns dreien noch die Herren Prof. Letsch und Koch als Freiwillige teilnahmen, mit einem ziemlich umfangreichen Programm, das dann auch ganz zur Ausführung gelangte. Das feste Pegel bei der Hütte wurde 100 m vom bisherigen Ort entfernt besser aufgestellt. Auf dem Gipfel des Geissbützistocks in etwa 2720 m Höhe, 1000 m von der in gleicher Höhe befindlichen Boje entfernt, wurde ein Totalisator aufgestellt. Die Boje wurde zur Feststellung der Firnbewegung mit dem Theodolit neu eingemessen und eine eigene kleine Triangulation gemacht, wegen des Verdachtes, dass einer der von uns verwendeten Fixpunkte, das Signal des Spitzalpelistocks auf der topographischen Karte unrichtig eingetragen sei, was sich denn auch bestätigte (Abweichung zirka 250 m). Bei der Boje wurden einige Bohrungen wiederholt. Schliesslich wurde auf dem obersten Teil des Firns, auf dem Plateau unterhalb des Claridenstocks bei 2930 m eine neue Boje aufgestellt, eingemessen und ihre Umgebung mit Ockerflecken versehen.

Besonderes Interesse auch hinsichtlich anderweitiger Ver-

wendung dürfen wohl die *Bohrungen mit dem Church'schen Apparat zur Bestimmung der Schneedichte* beanspruchen, da es die ersten Versuche dieser Art sind, im Firngebiet das Wasseräquivalent des festen Niederschlags in Verbindung mit Schneefärbung direkt zu messen.

Ich hatte die Anwendung dieser Methode umso lebhafter befürwortet, als ich bedauerte, dass ich den Apparat nicht schon auf dem Grönländischen Inlandeis hatte verwenden können.

Wir sind nun von den Ergebnissen bisher recht befriedigt. Die Färbung des Firns durch gelben Ocker (zirka 1 kg pro 10 m²) erhält sich mit aller Schärfe; das Bohren bis auf die letztjährige Schicht, also auf 2—2,50 m Tiefe, geht schnell, leicht und sicher vor sich und nach meinen, letzten Herbst in hartem Firn bis 4 m getriebenen Versuchen ist zu hoffen, dass wir nächstes Jahr zwei Jahresschichten erbohren können. Aus einer grossen Zahl von Bohrungen, die an verschiedenen Stellen vorgenommen wurden, ergibt sich, dass der Wasserwert der Jahresschicht bis auf wenige Prozent genau erhalten wird; also mit einer Genauigkeit, die mit andern Methoden wohl konkurrieren kann. Und was besonders wichtig ist: Es erscheint ausgeschlossen, dass in den in Betracht kommenden Höhen irgendwie erhebliche Mengen durch Abfliessen von Schmelzwasser sich der Messung entziehen. Denn die Dichte der Jahresschicht zeigte sich nicht etwa unten am grössten, sondern umgekehrt am kleinsten und nahm nach oben deutlich zu. Die durchschnittliche Dichte bei Boje 2706 m war 0,56, der durchschnittliche Wasserwert 140 cm. Dabei nahm die Dichtung von oben nach unten ab von zirka 0,65 auf 0,45. (Bei diesem Wasserwert fehlt der Betrag der Verdunstung. Dieser kommt für die hier zunächstliegende Frage der Ernährung des Gletschers nicht in Betracht, besitzt aber doch grosses Interesse und soll später auch untersucht werden).

6. Prof. A. DE QUERVAIN (Zurich). — *Note sur quelques recherches récentes du service sismologique suisse.*

a). *Le Pseudosisme météorique du 28 juillet 1915.*

Le 28 juillet, à 10 h. ³/₄ du soir, on a observé en Suisse un

météore très lumineux, dont l'explosion a été suivie, d'après les premières nouvelles, d'un *tremblement de terre* assez étendu. Cette coïncidence étrange m'a engagé à faire une enquête particulière, dont voici les résultats :

Le météore a été vu dans toute la Suisse, mais surtout dans le nord-ouest, le nord-est et la Suisse centrale. Il a été suivi, une à cinq minutes après qu'il ait éclaté, d'une forte détonation qui a été entendue dans une très grande partie de la Suisse, depuis le lac de Neuchâtel (Yverdon) et l'Oberland bernois jusqu'au lac de Constance.

Un grand nombre d'observateurs ont cru ressentir non pas une détonation mais un tremblement de terre très prononcé, faisant vibrer les fenêtres et les portes, et même toute la maison. Ces avertissements de tremblement de terre, en partie indépendants de l'apparition d'un météore, viennent des cantons de Bâle, d'Argovie, de Zurich et des environs du lac des Quatre-Cantons. Ils se groupent très nettement de façon à former la zone centrale de la région plus étendue où l'on a entendu la détonation. Cette constatation nous fait conclure que le prétendu tremblement de terre ne présente autre chose que l'effet maximum de la détonation. Cette conclusion est affirmée par le fait que nos sismographes, à Zurich, situés dans la région sismique, n'ont pas réagi, malgré leur extrême sensibilité et leur bon fonctionnement. Le choc n'est donc pas venu du sol, mais de l'air. Ainsi se trouvent expliqués encore d'autres cas, mystérieux jusque là, de météores suivis de tremblements de terre étendus, comme ceux de Bohême, du 9 novembre 1898 et du 30 janvier 1913, décrits par le D^r Knett, qui croit devoir admettre un tremblement de terre réel.

Il est intéressant de constater que la région pseudosismique est assez excentrique à celle où le météore a très probablement éclaté, c'est-à-dire la Suisse centrale. Cette excentricité s'explique par l'influence qu'exercent, sur le chemin des rayons sonores, la décroissance de température et l'accroissance de la vitesse du vent, avec la hauteur. Ces deux facteurs se réunissaient en effet, ce jour-là, pour déplacer le maximum de l'audibilité vers le nord-est, et pour le faire disparaître assez

vite vers le sud-ouest. L'hypothèse qui fait intervenir dans ces la propagation et la réfraction des ondes sonores dans les très hautes couches de l'atmosphère composées d'hydrogène, ne semble trouver, cette fois encore, aucun appui marqué dans les faits.

b) *Sur la profondeur du foyer d'un tremblement de terre alpin.*

On sait que la détermination de la profondeur d'un foyer sismique est un problème qui, en pratique, est encore à résoudre.

On peut tenter la détermination de l'ordre de grandeur, entre autres, si l'on connaît :

1. L'heure T_e de la secousse dans l'épicentre, à une seconde près ; 2. l'heure T d'arrivée à un observatoire sismique, à quelques dixièmes de seconde près ; 3. la distance d de l'observatoire à l'épicentre, à quelques kilomètres près ; cette distance ne doit pas dépasser beaucoup 100 km ; 4. La vitesse moyenne des ondes sismiques que provisoirement je pose $V = 5,3 + 0,04H$, H signifiant la profondeur du foyer ; le tout en kilomètres. Ces conditions ne sont pas faciles à remplir, surtout la première qui exige qu'on instruisse bien les observateurs.

Pour calculer la profondeur H , en kilomètres, je trouve la formule

$$H = \frac{d^2 - Vm^2(T - T_e)^2}{2Vm(T - T_e)} .$$

Le 15 janvier 1914, j'ai pu me procurer une excellente valeur contrôlée T_e , grâce au directeur des télégraphes de Coire et à ses employés, instruits d'avance pour une constatation de ce genre ; j'ai trouvé $T - T_e = 10,5$, $d = 93$ km. Cela donne une profondeur (maxima) du foyer de 4 km. ; et en faisant varier les conditions dans le sens opposé, mais dans les limites vraisemblables, on obtient la profondeur (minima) de 30 km. La valeur de 36 km. paraît la plus probable. C'est, autant que nous sachions, la première donnée de ce genre, pour un tremblement de terre alpin. (Epicentre au Domleschg, Grisons.) — Voir les détails dans « Annalen d. schweiz. meteor. C. A. 1914 ».

7. J. MAURER, Direktor der meteorologischen Zentralanstalt (Zürich). — *Unsere Nordlichterscheinungen und deren Abspiegelung in der Sonnenfleckenzahl.*

Unstreitig zu den auffälligsten, periodisch wiederkehrenden tellurischen Erscheinungen zählen die Nordlichter; dass sie im vergangenen und in frühern Jahrhunderten in der Schweiz zahlreich und öfters in grosser Intensität beobachtet worden sind, dafür zeugen die Angaben der namhaftesten Chronikschreiber, die Sammlungen in den vielen älteren Beobachtungsregistern, die Nordlichtkataloge usw. Dabei tritt eine Merkwürdigkeit hervor: Während bis zum Jahre 1872 die Nordlichterscheinungen in unserem Breitenstrich, in der Schweiz und in Süddeutschland beinahe etwas gewöhnliches waren, sind sie seither fast unbekannt geworden, ja die heutige jüngere Generation weiss überhaupt nichts mehr davon. In der ganzen relativ langen Zeitspanne von 1875 bis 1914 vermögen wir im ganzen nur drei solcher Nordscheine aufzuzählen, während sie vorher, d. h. vor 1875 bis zum Jahre 1840 beinahe alle ein oder zwei Jahre zum Vorschein kamen. Im Jahre 1870 notierte man nicht weniger als 11 solcher Nordlichter vom Zürichberg aus, im Jahre 1871 deren noch 8 und von 1872 immer noch 5. Seither ist die grossartige Erscheinung höchst selten geworden. Woher diese auffällig starke Intermittenz des Phänomens, die zurzeit in mittleren Breiten tatsächlich beobachtet wird, rührt, darüber vermag die Theorie gar nichts zu sagen.

Eine der schönsten Erkenntnisse von Sabine, Alfred Gautier, Rudolf Wolf und Hermann Fritz war es bekanntlich, dass Sonnenflecken, Störungen der Magnetnadel und Polarlichter in einem engen Zusammenhange stehen. Mit der Anzahl der Sonnenflecken steigt und fällt auch diejenige der Nordlichter und hinwiederum parallel damit geht ebenfalls der ganze elektrisch-magnetische Zustand der Erde. Um das Jahr 1871—1872 war die Fleckenhäufigkeit auf der Sonne von besonderer Stärke; seither hat sie diese Intensität nie mehr erreicht. Entsprechend musste auch die Erscheinung des Nordlichtes in unsern tiefern Breiten beträchtlich zurückgehen; dass sie aber so *minim* sich gestalten würde, wie wir es in den letzten

drei bis vier Dezennien erfahren haben, das bleibt etwas auffälliges. Denn in dieselbe Zeit fallen nach Wolfers Epochentafel doch immerhin noch *drei* ausgeprägte Sonnenflecken*maxima* (1883, 1894 und 1906).

Die letzten grossartigen Nordlichterscheinungen um das Jahr 1870 herum in der *Schweiz* gehören zu einer merkwürdigen Gruppe hervorragend starken Auftretens des Polarlichtes in unsern Breiten, die in fast kontinuierlicher Folge seit 1830, also beinahe ein halbes Jahrhundert angedauert hat. Ja, nur mit einem ganz kurzen Unterbruch, etwa von 1800—1825, wiederholte sich das starke Auftreten dieses Nordscheins in der Schweiz abermals von 1770—1790. Diese auffällig lange Dauer glanzvoller Polarlichter in der *Schweiz* war auch zugleich eine Periode von zeitweilig überaus heftiger Sonnentätigkeit; es spiegelt sich erstere in den Zahlen der letzteren auffällig wieder. So finden wir nach Wolfers Relativzahlentafel z. B. ums Jahr 1778 die enormen Sonnenfleckenzahlen von 230—240, ums Jahr 1787 (Dezember), die grosse Zahl 174; um dieselbe Zeit waren die Nordlichterscheinungen im Lande geradezu an der Tagesordnung. Aehnlich ums Jahr 1836, 1847 und 1870 haben wir wieder Fleckenzahlen, die nahe an 200 heraufreichen, entsprechend ist auch die Zahl der Nordlichterscheinungen in dieser Zeitspanne überaus gross. Eine graphische Darstellung der Nordlichterscheinungen in der Schweiz zeigt deutlich die beiden grossen Epochen der Nordlichtentwicklung von 1550—1640 und 1770—1875 der letzten drei Jahrhunderte. In nebenstehender kleiner Tabelle findet sich die Zahl der bedeutenderen Nordlichterscheinungen, beobachtet seit 1540 in der Schweiz, zusammengestellt.

Zahl der Nordlichterscheinungen seit 1540.

1530—1540 = 3	1661—1670 = 1	1791—1800 = 0
1541—1550 = 2	1671—1680 = 1	1801—1800 = 2
1551—1560 = 4	1681—1690 = 1	1811—1820 = 4
1561—1570 = 8	1691—1700 = 0	1811—1830 = 1
1571—1580 = 13	1701—1710 = 2	1831—1840 = 19
1581—1590 = 22	1711—1720 = 4	1841—1850 = 14
1591—1600 = 1	1721—1730 = 7	1851—1860 = 11

1601—1610 = 7	1731—1740 = 1	1861—1870 = 24
1611—1620 = 2	1741—1750 = 1	1871—1880 = 14
1621—1630 = 9	1751—1760 = 2	1881—1890 = 1
1631—1640 = 0	1761—1770 = 1	1891—1900 = 1
1641—1650 = 0	1771—1780 = 9	1901—1910 = 1
1651—1660 = 1	1781—1790 = 33	

Wir finden, dass jeweils nach einer starken Erhebung der Nordlichtzahl unmittelbar darauf eine längere Dauer der Erschöpfung eintritt, so nach 1630 bis fast 1760 und ebenso auch nach dem Jahre 1880. Darnach zu schliessen, dürften wohl auch die kommenden Jahrzehnte noch nicht besonders reich an der Erscheinung des Polarlichtes werden in unseren Breiten und entsprechend dürfte sich ebenfalls die Sonnenfleckenkurve nur in bescheidener Höhe bewegen. Es scheint als ob beide Phänomene in den vorausgegangenen starken Maximalperioden von 1770—1870 sich fast völlig erschöpft hätten.

Die bekannten Nordlichtperioden von etwa 55 Jahren und eine noch grössere von 220 Jahren, die *Fritz* seinerzeit aus weitschichtigem Material des ganzen Erdballs abgeleitet hat, treten in den Schweizerbeobachtungen nicht deutlich hervor; dafür scheint unser Material noch lange nicht genügend zu sein. Lässt man die kürzere Periode von etwa 55 Jahren gelten, so dürfte die nächste bedeutende Steigerung der Nordlichterscheinungen bei uns etwa um die Mitte des nächsten Jahrzehntes zu erwarten sein.

Aus einer wiederholten Ueberprüfung aller bis jetzt und seit 1540 zur Verfügung stehenden Nordlichtbeobachtungen in der Schweiz leiten sich folgende Epochen für die Hauptmaxima ihrer Erscheinungen ab. Es sind die Jahre:

Epochen der Nordlichtmaxima in der Schweiz.

1580—1583, 1624—1626, 1726—1727, 1778—1788, 1835—1837 und 1869—1871.

Sie repräsentieren nahe gleichzeitig die Jahre intensiver Sonnenfleckenmaxima, die nach Wolfers jüngst publizierter Epochentafel entfallen auf:

1582—83 (nur aus unserer Nordlichtkurve bestimmt), 1625 bis 1626, 1727, 1778—1788, 1837 und 1870.

8. Prof. Alb. HEIM (Zürich). — *Sektion für Geologie.*

Er legt die von der Schweizerischen Geodätischen Kommission (beauftragter Geodät Herr Dr. *Niethammer*) hergestellte *Karte der Schereabweichungen in der Schweiz*, vor. Es fehlen nur noch Messungen im Kanton St. Gallen, im östlichen Graubünden und im südlichen Tessin.

Der innere geologische Bau des Landes spricht sich deutlich in den Schwereabweichungen aus. Von Basel bis Locarno besteht Massendefekt. Die longitudinalen Niveauschwankungen in der tektonischen Höhenlage sprechen sich in den Schwereabweichungen stärker aus, als die transversalen. Die Schwereabweichungen bestätigen, dass der Jura eine gefaltete abgescherte Decke ist und zeichnen auch den Unterschied von autochthonen Zentralmassiven und Deckenmassiven. Im Osten, wo die höchsten alpinen Decken einsetzen, wird der Massendefekt am grössten. Die Schwereabweichungen bestätigen den Deckenbau der Alpen. Der Vortragende wird seine Darlegungen als « Geologische Nachlese Nr. 24 » in der Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft Zürich erscheinen lassen.

9. Paul GIRARDIN. — *Le relèvement de la limite des neiges, dans les Alpes de Savoie, au cours du XIX^{me} siècle.*

Nous prendrons comme valeur de la limite des neiges, dans les principaux massifs de la Savoie, la limite du névé (Firngrenze) sur le glacier, qui est une des modalités de la limite topographique. Grâce aux cartes à grande échelle et par courbes dont nous disposons aujourd'hui, il est facile de tracer cette limite entre la zone d'alimentation et la zone d'ablation, que décèle en particulier le mode d'attache des courbes au contact du glacier et du terrain.

Pour le versant français du Mont-Blanc nous ne disposons encore que de la cote Barbey, où les courbes de niveau ont été surajoutées après coup. Aussi les chiffres sont-ils sujets à révision. Au glacier d'Argentière, les moraines latérales émergent, près du jardin, à 2900 et même 3000 mètres, mais si l'on étendait à tout le glacier cette limite de 3000 mètres, la plus grande partie se trouverait située au-dessus, dans le dissipateur, et on

ne voit pas comment le glacier s'alimenterait au moyen d'une étroite lisière de névé. Par contre, au glacier de Rognens, son tributaire, la limite est inférieure à 2600 mètres. En adoptant 2850 m. comme limite d'ensemble, on doit se rapprocher de la vérité. Pareille discussion pour la Mer de Glace, où, dans le glacier de Talèfre, des moraines émergent, au Jardin, tout proche de 3000 mètres, nous amène à adopter comme moyenne 2900 m. au maximum, sans doute un peu moins. Si l'on tient pour acceptable l'ancienne limite fixée à 2750 m. par les premiers explorateurs du massif, on voit que le relèvement de cette limite est égal à 100 mètres, 150 par endroits.

L'observation des petits glaciers qui subsistent, sous le Six Carro (2828) et la Pointe du Zennepi (2886), à la Fenêtre d'Arpetta (2860) et à la Pointe des Ecandies (2878) confirme nos chiffres précédents, qui concordent avec ceux de Hess pour le versant valaisan, Saleinaz, 2850 m., Trient, 2880 m. Pour les Aiguilles Rouges, nous sommes encore plus dépourvus au point de vue cartographique. De petits glaciers ont disparu (glacier de la Glière ou de Traversaille), mais ils subsistent encore nombreux dans le massif, si l'on en juge par tous ceux qu'on aperçoit du Buet (voir : le panorama de Jacot-Guillarmod dans le *Jahrbuch* du S. A. C.), et ces glaciers, issus de sommets voisins de 2900 mètres, doivent posséder une limite comprise entre 2700 et 2800 mètres. C'est la comparaison avec Belledonne qui nous guide, où, avec des altitudes exactement comparables pour les pics, nous avons une limite plus basse.

C'est aussi ce que confirment les chaînes extérieures, pour lesquelles la carte de R. Perret, parue dans *La Montagne* (1911) nous renseigne très exactement. Les altitudes restent les mêmes, — Mont-Ruan (2966 m.), — et nous voyons la limite s'abaisser en moyenne à 2450 m., — à 2400 m. même dans les deux glaciers de Foilly, de l'autre côté de la vallée du Giffre. Ce sont les limites du Sântis. Sur les glaciers du Cheval Blanc, la limite actuelle (2500) marque un relèvement de 150 mètres par rapport à l'ancienne (2350 m.).

En Tarentaise, le glacier des Fours donne une bonne indica-

tion pour la limite moyenne en cette région : 2860 m., limite qui se relève dans la région de la Grande Sarrière et de la Haute Isère (3100 et 2950 m.). Aux Sources de l'Isère, la limite actuelle (2900) est à moins de 100 mètres plus haut que l'ancienne (2820).

Dans la Maurienne, les glaciers des Sources de l'Arc (limite remonte de 2790 m. (r. g.) à 2960 (r. dr.), — du Mulinet (3050 à l'exposition S., 2850 au N.), — des Evettes (2900-2920 ; ancienne, 2820, relèvement, 100 m.), d'Arnés (2840). Derrière le Clapier (2800-2823) sont de précieux indicateurs pour une limite comprise entre 2850 et 2950, mais qui va se relever à 3000 m. et plus dans le massif d'Ambin et dans la région de Modane. Dans la chaîne entre Arc et Isère, protégé pourtant des tempêtes de neige d'Ouest par l'écran de la Grande Cane, la limite ne dépasse pas 2850 m. au N. de Méan-Martin.

Dans la Vanoise, la limite est comprise entre celle du glacier de la Grande Cane (3100 m.) très découvert, et celle du glacier du Col de la Grande Cane, 2820-2840 (relèvement, 100 mètres), très enfermé. La valeur moyenne est fournie par la majorité des appareils, la Grande Motte, 2900, l'Arpont, 2900, la Mahure, 2870, susceptible de s'abaisser encore au Pelvoz (2820, relèvement, 100 mètres), et à la Dent Perrachée (2820-2840) ou de se relever à près de 3000 mètres au glacier de Rosoire, très découvert.

Dans le massif de Pécelet-Polset, de l'autre côté de la vallée de l'Arc à Modane, les limites sont très hautes, en dépit de l'existence du grand glacier de Gébroulay, dans une situation analogue à celle des Fours, où elle varie de 2920 (r. dr.) à 2800 (r. g.). Les glaciers de Chavirée (2960), de Polset (2940-2960), du Bouchet (2960), de Pécelet (2980-3000 et 3020 sur la branche S.), avec un relèvement de 100 mètres, indiquent une limite toute proche de 3000 m.

Ce qui rend nos chiffres très vraisemblables, c'est la comparaison avec ceux du massif des Grandes Rousses, massif extérieur et avancé par rapport aux nôtres, mais massif déjà méridional. G. Flusin, qui disposait de toutes les sources de renseignements possibles, fixe cette limite (limite du névé),

à 2850 m. pour l'ensemble du massif, à 2770 et 2775 m. seulement pour les deux grands glaciers de Saint-Sorlin et des Guirlier. Pour le massif de Belledonne, G. Thurin le place, par certaines inductions, à 2650 m., et à 2950-3000 m. pour le grand massif de l'Oisans.

Pour une partie du massif de Belledonne nous sommes très exactement renseignés aussi par la carte des Aiguilles d'Argentière, du Verger (par *La Montagne*, 1908) qui nous permet de fixer la limite, pour les trois glaciers de Combe Madame, d'Argentière W. et d'Argentière E. à 2500 m. (ancienne, 2450), 2580 et 2650 m., et à 2500-2550 m. pour le massif de la Belle-Etoile. Dans le massif d'Allevard et de Belledonne proprement dit, nous voyons des sommets de 2900 m. environ, portant sur leurs flancs deux glaciers (Rocher-Blanc, 2930 m., triang. Helbronner), trois glaciers (Roches et Bec d'Aiguille, 2889, 2893 m.) et même quatre glaciers (Puy Gris, 2911), c'est-à-dire un à chaque exposition. La limite ne peut guère être au-dessus de 2600 m., ce que confirme l'existence de nombreux petits glaciers sur le massif voisin du Taillefer (2861 + 2745 m.).

Une première conclusion, qui avait déjà été tirée pour la Suisse par Jegerlehner, est que la limite des neiges se relève en allant des massifs extérieurs vers les massifs intérieurs.

Une deuxième conclusion, c'est que la méthode indirecte, planimétrique, de Kurowski, dite « de la hauteur moyenne », nous a paru inacceptable dans son principe, puisqu'elle place la limite *conclue* à 100 ou 150 mètres au-dessus de la limite *observée*, sur le terrain ou sur les cartes. Il faut revenir sagement à l'observation.

En troisième lieu, les valeurs de la limite des neiges, pour les massifs de la Savoie, ont été grandement exagérées par certains auteurs, impressionnés par la disparition de certains glaciers (dont plusieurs sont encore existants), par le recul des fronts, par l'encaissement du glacier actuel entre ses anciennes moraines. Là où ils parlent de 3000 et même de 3200 mètres, la réalité nous ramène à des chiffres bien inférieurs à 3000 mètres.

En dernier lieu, le relèvement de la limite des neiges, indiqué

principalement par les anciennes moraines riveraines, depuis le dernier grand maximum (1818-1855) nous a paru être d'environ 100 mètres, rarement 150, moins, beaucoup moins qu'on ne l'a indiqué parfois. Remarquons que ce relèvement constitue déjà le tiers (parfois la moitié) du relèvement de la limite des neiges depuis le stade de Daun (fin de la glaciation quaternaire) jusqu'à l'époque actuelle et que si ce relèvement avait été plus considérable, la plupart de nos glaciers, petits et moyens, de Savoie, n'existeraient plus.

10. D^r Léon-W. COLLET. — *L'écoulement souterrain du Seewliseen (Uri)*. (Atlas Siegfried, 1:50000, feuille 403. Carte géologique spéciale n° 62.)

Le Seewliseen occupe le fond d'un « cirque », à la base septentrionale de la Grosse Windgälle (Uri). De la vallée de la Reuss, entre Silenen et Erstfeld, ce cirque apparaît sous forme de vallée latérale, suspendue à environ 2000 mètres d'altitude.

La géologie du Seewliseen a été décrite par Walther Staub, dans son mémoire : « Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal im Kanton Uri »¹.

Le lac est entaillé dans la mince plaque du Malm de la nappe du Hohen-Faulen et se trouve dans une fenêtre de l'Eocène autochtone. Il n'a pas d'émissaire superficiel et se vide par des entonnoirs du Malm de la rive droite. W. Staub suppose qu'il existe une communication souterraine entre ces entonnoirs et les deux sources qui sourdent dans le Malm autochtone, au sommet de l'Evital et qui alimentent l'Evibach.

Divers travaux ayant été projetés au Seewliseen, j'ai eu l'occasion d'étudier d'assez près son écoulement souterrain. De prime abord, on ne peut qu'avoir la même idée que W. Staub, à savoir que l'eau de l'Evibach vient du Seewliseen et qu'il doit y avoir communication entre les entonnoirs et les sources. Cependant, lorsqu'on étudie les sources de la Stille Reuss entre Schattdorf et Erstfeld, on se demande inmanquablement si leur eau

¹ *Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz*. Neue Folge XXXII Lieferung, Bern 1911, p. 79.

ne pourrait pas venir du Seewlisee, après avoir contourné le massif de Gneiss d'Erstfeld, probablement sur les « Schiltschichten » ? Cette supposition m'amena à faire surveiller toutes les sources du pied de la montagne, de Schattdorf à Silenen, après avoir coloré à la fluorescéine les entonnoirs de la rive droite du lac, le 29 août 1913.

A 8 heures 20 minutes du matin, 2 kilos de fluorescéine ont été versés dans la perte du petit cours d'eau qui longe le pied méridional du Seewligrat. A 9 heures, 3 kilos de fluorescéine ont été versés dans un des petits entonnoirs de la rive droite, et 5 kilos dans la plus grosse crevasse.

Des observations furent faites à la source qui alimente l'Evibach. Contre toute attente, il n'y apparut pas trace de couleur. Le lendemain, 30 août, je recevais de la Direction des Travaux publics du canton d'Uri le télégramme suivant :

« Seit heute früh 6 Uhr ¹ sind nördliche Quellen der Stillreuss Schattdorf und südlichere Quellenarme dieses Gewässers teilweise grün verfärbt. Quellen in Erstfeld und Silenen sind noch unverändert ».

Dans la suite, aucune couleur n'apparut dans les autres sources, tandis qu'elle se maintenait jusqu'au 31 août dans les quatre sources au pied du Baumgärtli, à 1 kilomètre en ligne droite au S-SW de Schattdorf. *Les entonnoirs de la rive droite du Seewlisee alimentent donc en partie certaines sources de la Stille-Reuss, et pas celle de l'Evibach.* Est-ce à dire que l'eau de l'Evibach ne vient pas du Seewlisee ? Je pense plutôt qu'il y a communication entre le Seewlisee et les sources de l'Evibach, soit par des entonnoirs sous-lacustres ou par des entonnoirs de la rive gauche échappant à l'observation.

La surface du bassin d'alimentation de l'Evibach n'est donc pas de 8,377 km² (Seewlisee + Evibach), comme indiqué dans la publication du Service de l'hydrographie nationale « Régime des eaux en Suisse, Bassin de la Reuss depuis ses sources jus-

¹ Il n'est pas possible de donner le temps exact que la couleur a mis pour aller du Seewlisee aux sources, car ces dernières n'ont pas été surveillées pendant la nuit du 29 au 30, et il est possible que la couleur soit apparue avant l'observation de 6 h. a. m.

qu'à l'Aar. Surfaces » (p. 20), puisqu'une partie des eaux du Seewliseen sourdent en dehors de ce bassin.

11. A. BUXTORF (Basel). — *Geologie des Grenchenbergtunnels.*

Es sei an dieser Stelle verwiesen auf eine demnächst in den Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft Basel erscheinende Arbeit, welche den Grenchenbergtunnel ausführlich behandeln wird.

12. B. G. ESCHER ('sGravenhage, Holland). — *Furchensteine (Galets sculptés), Rillensteine und Mikrokarren.*

Die Oberflächenskulpturen an den drei im Titel genannten Formen werden miteinander verglichen. Was der Verfasser *homogene Aetzung* nannte, tritt oft in der Form einer mäandrischen Rieselung auf. Daneben erscheint in vielen Fällen die *Spaltätzung*, die ausschlaggebend ist für die Beurteilung des Bildungsmodus. Es gelang bis jetzt nicht den Beweis zu erbringen, dass der Sandwind ähnliche Formen erzeugt. Vielmehr deuten durch das natürliche Sandgebläse herauspräparierte Nummuliten auf ganz andere Abnützungsformen. Gewiss gibt es Furchensteine, die unverkennbare Merkmale biologischer Bearbeitung tragen. Diese werden hier nicht behandelt, sondern nur solche die von Forél die Etiketete « Sillons méandriques » bekamen.

Das Algenwachstum beeinflusst auch nicht indirekt die Skulptur der Furchensteine mit mäandrischer Skulptur und eine Mikrofauna hat hier ebensowenig Einfluss. Im anstehenden Fels werden Furchensteine in der Spritzzone gebildet, auf einem flachen Geröllstrande in der Grenzzone. *Intermittierende Aetzung* dürfte das Agenz sein, das diese feinen Formen (*Mikrokarren*) erzeugt, sowohl in der Wüste als auf lose herumliegenden Blöcken im Timor-Archipel oder am Tödi, als auf Kalkgeröllen am Greifensee oder endlich an Kalkfelsen am Walensee. Durch den « Sog » können fertig ausgebildete Gerölle ganz unter Wasser gezogen und auf die Uferbank (« Beine ») deponiert werden. Unter Wasser bemächtigen sich Algen der

vorspringenden Leisten der Furchensteine und schützen gegen gleichmässigen chemischen Angriff.

Der Vortrag wurde in extenso abgedrückt in der *Eclogæ*).

13. M. H. SCHARDT (Zurich) parle de la *géologie et de l'hydrologie du Tunnel du Mont d'Or*, entre Vallorbe et Longevilles.

Il rappelle d'abord l'intéressante situation de la vallée de Vallorbe, continuation de la vallée synclinale du Lac de Joux, dont elle est séparée par une dénivellation de plus de 200 m. La vallée de Vallorbe est encore remarquable par une dérivation glaciaire de l'Orbe, dont le cours préglaciaire allait en ligne presque droite de Vallorbe au Day, tandis qu'aujourd'hui il est déplacé dans un nouveau lit rocheux beaucoup plus haut que l'ancien et situé à l'ouest de l'ancien cours. Il reçoit là la Jonguenaz également déplacée. Au point où le nouveau cours rejoint l'ancien lit déblayé à l'aval du Day, se trouve la cascade bien connue du Day. Le profil de l'ancien lit, rempli de moraine et dépôts fluvio-glaciaires est nettement visible en amont de l'usine hydro-électrique, bâtie au pied de la cascade.

Le tunnel du Mont d'Or, construit par la C^{ie} P. L. M. de 1910-1914, doit relier Vallorbe directement à Frasnè pour éviter le col de Jougne, haut de 1000 m., en ne passant qu'à 896 m. d'altitude. Le tunnel a une longueur de 6100 m.; il est rectiligne sur la plus grande longueur (5415 m.), tandis du côté SE une courbe d'un sixième de circonférence avec 700 m. de rayon rapproche la sortie de la gare de Vallorbe. L'orientation, sensiblement NW-SE, est à pente unique de 17 pour mille (un peu moins dans la courbe), ce que fait que l'attaque principale a été celle du SE à 816 m. d'altitude, tandis qu'au NE, à Longevilles, 894 m. d'altitude, on n'a pu faire qu'un peu plus d'un km. en descendant, la rencontre s'étant faite à 5050 m. de l'attaque S.

Les données préliminaires sur la géologie faisaient prévoir que le tunnel traverserait la voûte surbaissée du Mont d'Or, en atteignant les couches inférieures du Jurassique moyen, ainsi le représentait aussi le profil préalable, présenté à la C^{ie} P. L. M. par M^r le professeur Collot de Dijon, chargé de recueillir les données géologiques pendant la durée des travaux.

En réalité, dès le premier kilomètre, il a fallu se convaincre que la situation interne de la montagne n'est pas en harmonie avec les allures superficielles des couches. Au lieu de rencontrer une simple voûte surbaissée avec déjettement vers le SE, ainsi que le faisait prévoir la disposition du terrain à la surface, on a traversé successivement deux anticlinaux de Dalle nacrée (Callovien), en atteignant à peine le Bathonien, le premier très aigu, le second plus ouvert. Cela fait supposer une accumulation de marnes argoviennes remplissant l'espace entre la couverture de calcaire séquanien et kimeridgien qui ne trahissent guère ces accidents. Ces replis profonds sont en relation avec le chevauchement de la voûte du Mont d'Or sur le synclinal de Vallorbe, avec repli en de U du flanc chevauché séquanien et kimeridgien. M. Collot considère cet accident comme étant une faille verticale. La traversée du flanc NW du Mont d'Or et d'une partie du Synclinal de Longevilles a révélé également quelques faits inattendus. Il y a tout d'abord un plissement énergique redoublant le Portlandien supérieur et écrasant le Purbeckien. Le synclinal de Longevilles se montre formé de trois petits synclinaux, dont deux renferment au milieu du remplissage néocomien un noyau de molasse d'eau douce et marine.

Les événements ayant suivi les irruptions d'eau ont naturellement suscité l'intérêt général. Non seulement la presse quotidienne, mais aussi les revues scientifiques en ont parlé longuement. Il fallait s'attendre à des fortes venues d'eau après la traversée de la seconde voûte de Dalle nacrée et de son flanquement argovien, car dès l'entrée dans le Séquanien au km. 4,100 de l'attaque SE, on entre dans la zone perméable de la région synclinale des Longevilles. Or, sur le flanc NW du Mont d'Or jaillissent au NE les sources du Bief rouge près de Métabief et plus au SW la grande source du Doubs. La grande invasion ne s'est produite que dans le séquanien supérieur à 4273 m. le 23 décembre 1912, à 6 h. du matin, par expulsion d'un bouchon d'argile remplissant une fissure de 50-60 cm. d'ouverture. Le débit de l'eau monta rapidement à 3000 ls. par seconde, inondant le tunnel et forçant les ouvriers à s'enfuir. Elle retomba en suite le 25 décembre à 700 ls. Mais à la suite de fortes pluies l'eau

remonta dans la nuit de 28 au 29 décembre et dépassa le maximum précédent par 5000 ls., produisant aux environs de l'entrée du tunnel une grande dévastation, particulièrement du cône de déblais ; plus de 17.000 m³ de terrain, qui fut répandu sur les champs au-dessous.

Si la source du Doubs resta indemne, les diverses sources du Bief rouge, fournissant de la force motrices à diverses usines près de Métabief, tarirent presque immédiatement après la percée du 23 décembre. Leur eau française devait se déverser du côté suisse ; le canal du tunnel s'était montré insuffisant, ils eût fallu en construire un nouveau sur plus de 4 km. de longueur. Et surtout les réclamations des usiniers se montant à près de 5 millions de francs, nécessitèrent l'application d'un procédé, proposé par l'ingénieur Sejourné, qui seul pouvait du même coup parer à toutes ses difficultés, soit *la fermeture des ouvertures dans le tunnel*. Un essai préliminaire fut fait le 17 janvier 1913, en obstruant la galerie d'avancement au moyen d'un barrage en forme de coin de 7 m. d'épaisseur, il donna un résultat complètement satisfaisant, car le 20 janvier toutes les sources du Bief rouge entrèrent de nouveau en fonction, accusant dans le tunnel une pression hydrostatique de 84 m. 175. Des essais de coloration avec de la fluorescéine ont corroboré la relation entre les venues d'eau et les sources ; de plus, l'expérience de la fermeture a même permis de mesurer *le volume de cavités* et leur *niveau* dans la montagne. L'exécution des mesures définitives consistant à *aveugler toutes les ouvertures* s'offrant dans les calcaires séquaniens et kimeridgiens et même dans le Portlandien et la construction d'un revêtement maçonné étanche, faisant corps avec le rocher sur une longueur de plus d'un kilomètre, fut longue et difficile. Conduite avec prudence et sagacité, l'entreprise a cependant conduit à un résultat absolument satisfaisant et dès 1914 on pouvait considérer comme réussie une expérience qui fait grand honneur au génie français. Non seulement l'état antérieur des sources de Bief rouge se trouve rétabli complètement, mais par un système de vannes, placées sur les ouvertures principales et reliées entre elles, il sera possible en tout temps de vider de nouveau les cavités souterraines

et répéter l'expérience du 17 janvier 1913. Avec cela on a satisfait les réclamations des usiniers, évité la construction d'un nouveau canal et aplani les difficultés internationales concernant l'écoulement du Bief rouge.

14. Ch. SARASIN (Genève). — *La Géologie des Préalpes internes entre Rhône et Grande-Eau.*

A propos de la stratigraphie de cette région, l'auteur rappelle les caractères généraux de la série triasique-jurassique des Préalpes; il décrit plus en détail ceux du Flysch, qui d'une part paraît être la couverture sédimentaire normale de ces formations mésozoïques, qui d'autre part est inséparable du Flysch du Niesen. Dans ce Flysch se placent à côté des grès et brèches polygéniques qui en forment la partie principale, des schistes noirs à bancs calcaires envisagés par Jaccard comme jurassiques et des calcaires à lithothamnies, très riches par places en orthophragmines et en nummulites, qui contiennent en particulier *Num. Brongniarti* et doivent appartenir au Lutécien supérieur ou à l'Auver sien.

L'auteur fait ressortir le contraste absolu, qui existe entre les formations de la Zone des Cols proprement dites et celles qui constituent la grande écaille mésozoïque du Chamossaire et de la vallée des Ormonts, contraste qui interdit tout raccord direct entre les deux séries. Il montre, par contre, la remarquable analogie du Trias et du Jurassique du Chamossaire avec les formations correspondantes de la nappe de la Brèche, analogie qui permet une assimilation tectonique de l'écaille du Chamossaire à la nappe de la Brèche.

Au point de vue tectonique, Ch. Sarasin a reconnu l'existence, dans les Préalpes internes à l'E. du Rhône, d'un empilement de plis couchés, qu'il a pu grouper normalement en deux groupes séparés l'un de l'autre par l'écaille du Chamossaire.

Le groupe inférieur, qui est développé tout autour du Chamossaire, comprend trois plis, dont le plus élevé représente un vaste encapuchonnement par les formations préalpines de la nappe des Diablerets, et est séparé du pli sous-jacent par un

synclinal de première importance, qui s'emboîte dans le synclinal compris entre les nappes des Diablerets et de Morcles.

Le groupe des plis supérieurs s'intercale entre l'écaille du Chamossaire et la masse du Flysch du Niesen; il s'appuie au S.-E. sur le front de la nappe du Wildhorn, qu'il encapuchonne; il comprend deux anticlinaux couchés et laminés, dans lesquels le Flysch a été décollé de son soubassement mésozoïque et entraîné fort loin au N.-W.

L'écaille du Chamossaire, qui appartient à la nappe de la Brèche, remplit donc ici un synclinal couché profondément enfoncé au S. dans les formations des Préalpes internes et qui s'emboîte dans le synclinal compris entre les nappes des Diablerets et du Wildhorn. Entre cette écaille et les sédiments de la Zone des Cols, la nappe des Préalpes médianes semblent faire complètement défaut; elle a dû être supprimée ici par déchirement, comme cela a été le cas sur de grandes étendues dans le Chablais.

L'auteur signale plusieurs observations faites au contact des formations préalpines et haut-alpines du S. de la ligne du Col de la Croix, observations qui montrent l'existence entre les deux complexes superposés d'une zone imbriquée, formée surtout de Flysch et de Crétacique supérieur préalpins. (Voir pour plus de détails dans *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XL, p. 291-312 et 400-419).

15. D^r R.-C. SABOT (Genève). — *Sur la présence de carbone libre et de carbures dans les produits volcaniques.*

Grâce à l'obligeance de M. Friedländer (Institut volcanologique international de Naples), j'ai eu l'occasion d'étudier, il y a quelques mois, une collection d'échantillons prélevés par lui-même dans la partie méridionale de l'île de Kiou-siou (Japon) et dans quelques petites îles voisines. La première partie de cette étude doit paraître dans le numéro du *Journal de Vulcanologie*, de fin 1915, mais j'ai tenu à communiquer à la Société Helvétique le résultat d'une partie de mon travail, partie particulièrement importante par les considérations théoriques qu'elle entraîne. Je n'exposerai ici que le résultat lui-même,

sans vouloir envisager pour le moment les déductions et les conséquences qui en dérivent.

L'échantillon, qui fera tout particulièrement l'objet de cette communication, provient de la petite île volcanique de Kamije, située à 4 kilomètres environ de Kagoshima, dans le golfe du même nom, et à 1 km. $\frac{1}{2}$ de la côte de l'île de Sakurashima, tristement célèbre par l'éruption de 1914. Il a été prélevé avant cette dernière date. Kamije, que sa forme indique n'être autre chose qu'un cône démantelé, date de l'époque historique. Le sol, entièrement volcanique, est couvert de bombes et de scories de tailles variées. L'échantillon étudié se présentait sous forme d'une masse ovoïde, régulière, scoriacée, de couleur noire brillante et de la grosseur d'un œuf d'oie. La masse peut flotter sur l'eau, mais la poudre, étudiée à l'aide des liqueurs lourdes, donne, pour les diverses fractions, des densités variant de 3 à 1,2.

En coupe mince, on observe un produit hétérogène constitué par les éléments suivants :

- 1° Une masse noire opaque, abondante;
- 2° des grains arrondis, très peu transparents, brun-jaunâtres, isotropes ;
- 3° des amas de petits cristaux très fortement biréfringents, mais dont le peu de transparence et l'abondance des inclusions n'ont pas permis de déterminer la nature ;
- 4° quelques cristaux d'angite et quelques autres, beaucoup plus rares, de feldspath, présentant rigoureusement les mêmes caractères que les minéraux correspondants de l'andésite de la localité.

L'analyse chimique a fourni les résultats suivants :

I. Analyse globale	II. Produit calciné, calcul sur 100
SiO ₂ = 2,72	SiO ₂ = 26,80
TiO ₂ = 0,18	TiO ₂ = 1,77
Al ₂ O ₃ = 1,54	Al ₂ O ₃ = 15,17
(FeO) Fe ₂ O ₃ = 0,84	Fe ₂ O ₃ = 8,28
CaO = 2,50	CaO = 24,63
MgO = 0,49	MgO = 4,83
Na ₂ O = 1,56	Na ₂ O = 15,37
K ₂ O = 0,32	K ₂ O = 3,15
Perte au feu = 89,91	100,00
100,06	

Une prise de 2 gr. a été chauffée au four électrique dans un courant d'oxygène, on a ainsi obtenu par pesée de CO_2 :

$$C = 85,78$$

La différence de 4,13 représenterait donc, soit de la vapeur d'eau, soit des hydrocarbures volatils à basse température, avant que la combustion ne se produise.

Je déduis ainsi que l'échantillon est constitué par du carbone mélangé de divers carbures, ce n'est donc pas autre chose qu'une sorte de coke naturel. Il brûle extrêmement difficilement et, dans la détermination de la perte au feu, le poids constant n'a été obtenu qu'au bout de 30 heures de chauffe environ, au bec Téclu.

Lorsque j'ai communiqué à M. Friedländer le résultat de mes recherches, il m'a certifié que je pouvais absolument exclure toute possibilité de considérer ce produit comme artificiel. Quant à l'origine, voici ce qu'il m'indique :

« On aurait trouvé parmi les produits de la dernière éruption des matériaux d'origine non volcanique, c'est-à-dire des granits et autres roches emportées avec les laves. Les volcans de Kiou-siou sont tous postérieurs à l'époque éocène, et la plupart aussi à l'époque miocène. Dans les dépôts tertiaires de l'île de Kiou-siou, on trouve assez souvent de petites parties de charbon et de lignite. Peut-être que ceci pourrait-il expliquer l'analyse de l'échantillon n° 16 ? »

On pourrait donc considérer cette roche comme une enclave arrachée en profondeur, une partie du carbone se combinant pour donner des carbures avec les éléments du magmas, mais comment admettre dans ce cas la présence de vapeur d'eau comme élément constitutif principal, ceci devient une impossibilité. Le peu qu'il pourrait y en avoir se serait combiné et aurait en tous cas fourni des gaz combustibles !

Faut-il rapprocher de cette étude le fait que la plupart des roches de la même région, que je suis en train d'étudier, sont particulièrement riches en gaz et spécialement en hydrocarbures. L'une d'entre elles répand même une odeur très curieuse lorsqu'on la pulvérise et la poudre s'enflamme légèrement dans le creuset de Pt., lorsqu'on détermine la perte au feu.

16. François DE LOYS (Lausanne). — *Sur la présence de la Mylonite dans le Massif de la Dent du Midi.*

Personne n'ignore que le Massif de la Dent du Midi se compose de trois parties essentielles :

1° d'un soubassement autochtone dont la série stratigraphique va du Trias (Cols du Jorat et d'Emaney) au Malm du Plateau de Mex, au Crétacé de celui de Vérossaz, à l'Urgonien de Collombey et peut-être au Nummulitique dans le haut de la vallée de Champéry ;

2° d'une masse épaisse de Flysch transgressif ;

3° de la Nappe de Morcles.

Les auteurs qui ont précédemment étudié cette région ont fait de la troisième partie un simple pli couché s'enracinant sur place, en avant du massif hercynien du Salentin-Luisin¹. Or, cela ne saurait être ; en effet, entre le Flysch et la Nappe j'ai trouvé dans le Nummulitique une lame cristalline à affleurements sporadiques, très réduits, que, après examen minutieux, j'assimile avec certitude à la Mylonite (granite écrasé) trouvée par le Prof. Lugeon dans le Massif, symétrique, de Morcles. Le point où cette lame est la plus apparente est le Col des Dardeux (2570 m.), situé entre la pointe du même nom — pointe qui termine l'arête de Valère — et la cime de l'Est. De puissance très médiocre, l'affleurement n'excède pas un mètre d'épaisseur et dix mètres de longueur. L'exiguité de ces dimensions, due uniquement au laminage, n'infirme en rien les conclusions que j'ai tirées et qu'on pouvait prévoir d'après les résultats obtenus par le Prof. Lugeon, à Morcles². Il est flagrant en effet, que, si mince soit-elle, cette lame que l'on doit rattacher au massif du Mont-Blanc constitue un mur véritable, empêchant tout enracinement dans une zone plus avancée que le Massif cristallin des Aiguilles Rouges.

Ce qui fait que la coupe (provisoire et schématique) s'établit de la façon suivante :

¹ Voir *Collet* : Les hautes Alpes calcaires, la coupe de la Tour Saillièrè-Dents du Midi, en partie d'après Schardt.

² *M. Lugeon* : Sur la tectonique de la nappe de Morcles et ses conséquences. *C.-R. Ac. Sc.*, Paris, 30 sept. 1912 et *Eclog. geol. Helvet.*, vol. XII, p. 180.

La nappe entière flotte au-dessus des portions avancées du Massif du Mt-Blanc, constituées par le Luisin, le Salantin, etc. et ne peut s'enraciner que dans le synclinal de Chamonix, où a du reste été retrouvé l'Urgonien de Morcles, soit à la Bathiaz soit à Saillon dans la vallée du Rhône ¹.

¹ *M. Lugeon* : Sur l'ampleur de la nappe de Morcles. *C.-R. Ac. Sc.*, Paris, 29 juin 1914.
