

# Sektion für Geologie

Autor(en): **[s.n.]**

Objekttyp: **AssociationNews**

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

Band (Jahr): **108 (1927)**

PDF erstellt am: **26.09.2024**

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

## 6. Sektion für Geologie

Sitzung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft

Freitag, 2. September 1927

*Präsidenten:* D<sup>r</sup> A. JEANNET (Neuchâtel)  
Prof. D<sup>r</sup> A. BUXTORF (Basel)  
Prof. D<sup>r</sup> G. STEINMANN (Bonn)  
Prof. D<sup>r</sup> G. B. ESCHER (Leyden)

*Aktuare:* D<sup>r</sup> M. BLUMENTHAL (Chur)  
D<sup>r</sup> J. TERCIER (Fribourg)

### 1. L. DUPARC (Genève). — *Sur la Géologie du bassin houiller du Tonkin.*

Le bassin houiller du Tonkin qui débute à Kébao, décrit un arc de cercle, marqué par l'incurvation des chaînes qui le constituent; dans la partie orientale (Kébao, Hongay) la zone houillère touche la mer. Plus à l'ouest, elle en est séparée par la grande plaine alluviale du delta. Dans ce qui suivra, nous laisserons de côté Hongay et Kébao, et nous ne nous occuperons que de la région comprise entre Qua-Long, Dong-Trieu et Sept Pagodes. Dans celle-ci, les formations houillères se trouvent dans deux chaînes parallèles, continues, orientées est-ouest, séparées par une dépression occupée par des collines rougeâtres et par la vallée du Son-Ky, Qua-Long et Su-dong. La chaîne du nord, qui cote 450 à 1000 mètres, est escarpée du côté sud, en pente douce du côté nord. Les couches qui la constituent montrent leur tranche sur le flanc sud, et plongent au nord de 25° à 35°. La zone des collines, qui mesure 4 à 6 km de large, est constituée par des rides aux formes arrondies, de 200 à 400 m d'élévation. La chaîne du sud, enfin, plus basse que celle du nord, a son flanc le plus abrupt du côté sud également, tandis que vers le nord, les couches descendent en pente douce avec des plongements analogues à ceux de la chaîne du nord. Sur ce flanc, il existe un petit contrefort sur lequel les couches sont inclinées en sens inverse vers le sud. Près de son extrémité ouest, la chaîne s'effile et plonge sous les alluvions de la plaine, pour réapparaître à Dong-Trieu sous forme de petits monticules. La chaîne du sud confine à une première plaine alluviale, suivie par une région curieuse, large de 2 km environ, formée par une série de crêtes uniformes de calcaires, alignées parallèlement, dont la hauteur ne dépasse pas 120 m, séparées par des replats ou des monticules de moindre élévation formés par une roche argileuse et friable, tassée entre les calcaires et érodée localement. Plus au sud, on trouve encore une ou deux collines for-

mées par les mêmes roches, puis la plaine alluviale du delta. Les formations géologiques de la région admises jusqu'à présent, sont: 1. Le Dévonien, représenté par des schistes violacés ou verdâtres, bariolés, donnant par décomposition des argiles rouges. D'après les idées en cours, ils se trouveraient développés dans les collines qui s'élèvent au-dessus du delta, dans les formations qui accompagnent les calcaires, ainsi que dans la vallée comprise entre les deux chaînes. 2. Le Carbonifère, formé par les calcaires de l'Ouralien, avec fusulines. 3. Le Rhétien, qui représente ici le terrain contenant les nombreuses couches de charbon, composé de conglomérats, grès, schistes gréseux et charbonneux, renfermant plus de 30 espèces de plantes fossiles. 4. Les alluvions du delta, représentées par des sables argileux rougeâtres.

Jusqu'à ce jour, on admettait que le Rhétien carbonifère formait un synclinal dans les calcaires et le Dévonien. Plus tard, on donna un profil différent; les deux chaînes du nord et du sud y butent par failles contre le Dévonien, développé dans la vallée qui les sépare, tandis que plus au sud, le même Dévonien et l'Ouralien recouvrent le Rhétien de la chaîne du sud.

Je suis arrivé à une conception toute différente pour les motifs suivants: Quand on se rend de Haïphong à la chaîne du sud, on traverse d'abord les deux traînées de collines formées par les roches jaunâtres ou rougeâtres schisteuses attribuées au Dévonien, puis on entre dans la zone des calcaires carbonifères qui, au nord comme au sud, sont empâtés dans les mêmes roches. Ces crêtes calcaires discontinues sont absolument identiques à celles qui surgissent de la mer dans la baie d'Along, où elles sont dépouillées de toute enveloppe de roches schisteuses. Elles forment une série de vagues qui déferlent en quelque sorte contre la montagne, formée par le Rhétien. Entre ces crêtes, et les ennoyant parfois complètement, comme si le calcaire avait percé au travers, on trouve tassées en synclinaux manifestes les roches attribuées au Dévonien; c'est cette disposition qui nous a engagé, en l'absence de fossiles, à faire de ce Dévonien du permo-trias. S'il n'en était pas ainsi, les lames calcaires n'auraient pas de racines et devraient reposer sur ce prétendu Dévonien, or, c'est manifestement le contraire que l'on observe. Toute la région présente au plus haut degré le caractère d'une série d'écaillés poussées sur le Rhétien qu'elles recouvrent, et par conséquent, toute cette bordure de carbonifère dont les couches plongent invariablement vers le sud, chevaucherait sur le Rhétien du flanc méridional de la chaîne du sud, le contact étant masqué par la première plaine alluviale que j'ai indiquée.

2. L. DUPARC et E. MOLLY (Genève). — *Sur la Tectonique de l'Abyssinie.*

Le haut plateau d'Abyssinie dont l'altitude moyenne oscille entre 2200 et 2500 m est, en général, assez accidenté, et recouvert d'anciens volcans en partie démantelés. Il est très profondément raviné par quelques très grandes rivières (Nil bleu, Omo, Aouache) qui reçoivent une

foule d'affluents latéraux. Il est coupé vers le Sud par une dépression NE—SW qui part du golfe de Tadjoura, et forme le désert Dankali occupé par la rivière Aouache. Cette dépression, qui se continue par les lacs Zouaï, Marguerite, Stéphanie et Rodolphe, se prolonge par la grande coupure sud-africaine jusqu'au lac Tanganyka. Elle est jalonnée de cônes volcaniques d'une grande fraîcheur accompagnés de vastes coulées (Bossette Fantalli, Dofane, Assabot). Ces volcans sont actuellement éteints, et dans la phase solfatarienne, dénotant une activité relativement récente. Au Sud de cette dépression se trouve la grande chaîne du Tchertcher qui, du côté Ouest, aboutit dans les plaines du désert Somali. Le Tchertcher présente au Nord, vers le désert Dankali, des escarpements assez brusques, tandis que vers le S, il s'abaisse en pente douce jusqu'aux plaines alluviales du Ouébi-Chébéli. Le massif du Tchertcher, orienté EW, forme en quelque sorte le pendant du massif abyssin orienté NS dont il est séparé par la dépression de l'Aouache.

Le socle du plateau abyssin est formé par les terrains anciens (gneiss, micachistes, etc.) traversés par des roches éruptives acides, ordinairement granitiques, et aussi par des roches basiques (gabbros, péridotites, pyroxénites, etc.). Ces roches sont accompagnées d'une abondante venue filonienne correspondante. Ce soubassement cristallin n'apparaît à nu que de la bordure occidentale du plateau, jusqu'à une faible distance à l'intérieur. Au delà, tout ce plateau est recouvert par une formidable carapace de roches volcaniques tertiaires, telles que basaltes, trachytes, etc., qui sont arrivées à des époques différentes, les trachytes ayant ordinairement précédé les basaltes. Les grands fleuves ont entamé profondément cette carapace, souvent jusqu'au soubassement cristallin. En cheminant de l'Ouest à l'Est, on constate en traversant le plateau, que la carapace éruptive repose directement sur le cristallin. Puis en s'avancant vers l'Est, on voit s'intercaler entre les deux formations tout d'abord des grès rouges que, dans l'Erythrée, les Italiens ont attribué au trias. En continuant vers l'Ouest, les grès sont surmontés par une série calcaire dont l'épaisseur augmente progressivement (gorges du Nil bleu). Enfin, tandis que sur le Baro, dans la coupure qui entaille la partie du plateau faisant face au Soudan, nous avons constaté l'absence totale de formations sédimentaires entre le cristallin et l'éruptif tertiaire, vers l'Est à Balchi, par exemple, la falaise est constituée de haut en bas par des nappes éruptives tertiaires, mais plus au N, à Ankober et au delà, le sédimentaire apparaît sur le bord du plateau entre les deux formations.

Quant à la vallée de l'Aouache, elle est occupée par des roches volcaniques sans doute post-tertiaires et plus jeunes que celles du plateau abyssin, qu'elles recouvrent en certains endroits.

La chaîne du Tchertcher elle-même présente une disposition analogue à celle du haut plateau abyssin ; au sommet, on trouve des roches éruptives tertiaires, puis au-dessous, des calcaires en couches horizontales, reposant sur les grès et concordants avec eux. Ces calcaires appartiennent au jurassique et peut-être au crétacé, et les grès au trias. Ce sou-

bassement sédimentaire repose sur le même socle cristallin granito-gneissique et en discordance; il est traversé par de nombreux filons de pegmatite et d'autres roches. Les formations sédimentaires du Tchertcher sont presque horizontales et plongent très légèrement vers le Sud, tandis qu'au Nord, du côté du désert Dankali, elles sont plissées et fracturées au voisinage de la faille qui longe la base du Tchertcher. De ce qui précède, on peut tirer la conclusion suivante: pendant une période qui s'étend du trias au jurassique, toute une partie de l'Abyssinie était submergée, et c'est pendant cette époque que se déposèrent les sédiments du trias et ceux du Jura. Pendant le crétacé et l'éocène, la mer se retira vers l'Est et vers le Sud, mouvement qui avait déjà dû se faire sentir après le dépôt des grès du trias. C'est vers la fin de cette période de retrait que se produisirent les éruptions volcaniques dont les produits couvrent tout le plateau abyssin. Survint ensuite l'effondrement de la vallée de l'Aouache, compartiment descendu entre deux horsts constitués par le Tchertcher et le haut plateau abyssin. Cet effondrement fut accompagné de nombreuses fractures par lesquelles sont montées les roches éruptives qui ont donné naissance aux volcans qui se trouvent si abondamment dans la zone effondrée de l'Aouache.

**3. F. NUSSBAUM (Hofwil).** — *Über die diluviale Vergletscherung der östlichen Pyrenäen.*

In den östlichen Pyrenäen lassen sich — ähnlich wie in den Alpen — die Spuren mächtiger Eisströme und zahlreicher kleiner Lokalgletscher feststellen. Die Täler der Ariège, der Aude, der Tet, der Font-Vive und des Valira von Andorra waren von grossen Gletschern angefüllt, deren Ablagerungen in neuerer Zeit von L. Mengaud, O. Mengel und M. Chevalier beschrieben worden sind; aber über ihre Ausdehnung in den verschiedenen Eiszeiten herrscht noch Unsicherheit. Nach den Untersuchungen des Sprechenden reichte der Ariègletscher während der letzten Eiszeit bis in die Nähe von Foix, der Audegletscher bis Fourmiguères, der Tetgletscher bis Mont-Louis und der Gletscher der Font-Vive bis Puigcerda. Ganz allgemein zeigte die nördliche Abdachung der Pyrenäen eine bedeutend stärkere Entwicklung der Gletscher als die südliche; dies geht sowohl aus der Lage der grossen Talgletscher wie der kleinen Lokalgletscher mit aller Deutlichkeit hervor. Während der Ariègletscher eine Länge von 63 km besass, waren der Font-Vivegletscher, der von der Mont Carlittgruppe gegen Süden abfloss, sowie der Valiragletscher nur 29 km lang. Hinter diesen beiden grössten südlichen Gletschern stehen die andern an Länge bedeutend zurück; so war der Tetgletscher nur 18 km lang; in den Tälern der Noguerra de Cardos und des Rio de Vallfarrera lagen Gletscher von 22 und 20 km Länge. In allen Gebieten dieser Gletscher treten uns schöne Beispiele der „Übertiefung“ der Haupttäler entgegen.

In den verschiedenen Gebirgsgruppen der östlichen Pyrenäen gelang es, eine grosse Anzahl von Lokalgletschern nachzuweisen, und zwar sowohl kleine Kar- wie auch Talgletscher von 5—10 km Länge; ihre

ehemalige Ausdehnung ist teils durch gut ausgeprägte Moränen, teils durch schöne Kare mit Rundbuckeln und Seen festzustellen. Solche Lokal-gletscher lagen in der 2200 m hohen Gruppe des Pic des 3 Seigneurs, westlich Tarascon, in der 2350 m hohen Gruppe des Mont St. Barthélemy, in den nördlichen Ausläufern der Mont Carlittgruppe, im 2450 m hohen Massiv des Pic Madrès, nördlich des Tettales, in der 2780 m hohen Mont Canigougruppe, die sich südwestwärts bis zum 2900 m hohen Puigmal hinzieht. Ferner befanden sich kleine Gletscher an der Tossa de Alp (2530 m) und in der Sierra del Cadi, recht ansehnliche dagegen in dem bis 2800 m hohen Randgebirge zwischen Andorra und der Cerdagne. Sogar das nur 2430 m hohe Massiv des „El Orri“, westlich Seo de Urgel, trug kleine Lokalgletscher.

Diese kleinen Gletscher ermöglichen die Bestimmung der Höhe der diluvialen Schneegrenze; sie lag während der letzten Eiszeit in den nördlichen Gebirgsgruppen bedeutend tiefer als in den südlichen, nämlich in 1700—1800 m; in den südlichen dagegen 2200—2300 m hoch. Dieser beträchtliche Unterschied ist auf die ungleichen klimatischen Verhältnisse der beiden Abdachungen in der Eiszeit zurückzuführen, insbesondere auf bedeutend grössere Niederschläge der Nordseite, wie dies noch heute in diesen Gebieten in ähnlicher Weise der Fall ist.

**4. F. NUSSBAUM (Hofwil).** — *Vorweisung von Lösskindl-Formen aus diluvialem Lehm bei Schönbühl (Kt. Bern).*

In einer Lehmgrube bei der Häusergruppe Längenrüpp, westlich Schönbühl im Moosseetal, wurden von dem kürzlich verstorbenen Arzt Dr. Fr. König zahlreiche Lössmännchen entdeckt, die fast nur aus kohlen-saurem Kalk bestehen und sich durch ihre zierlichen Formen auszeichnen. Neben solchen von 4—10 cm Länge, die an gewöhnliche Lösskindl er-innern und an denen sich Kopf, Hals, Rumpf und gelegentlich Glieder unterscheiden lassen, finden sich stengelige, kreuzartige, kugelige und ringförmige Gestalten; die stengelartigen sind bei 1—1,5 cm Dicke 12—15 cm lang; dagegen haben die Ringformen nur einen Durchmesser von 4—6 cm; kugelige mit schmaler Öffnung sind noch kleiner. In dem ungefähr 1,6 m mächtigen gelben Lehm, der von blauem Ton unterteuft wird, fanden sich ausser diesen Formen auch gekritzte Ge-schiebe. Wir haben es also mit einer innerhalb des Endmoränenbogens von Schönbühl abgelagerten sehr lehmigen Grundmoräne zu tun.

**5. ED. GERBER (Bern).** — *Vorweisung einer neuen geolog. Karte von Bern und Umgebung 1:25,000.* Verlag Kümmerly & Frey, Bern.

Die topographische Grundlage lieferte das Überdruckblatt Bern; die Ortschaften Meikirch—Krauchthal—Trimstein—Thörishaus bezeich-nen ungefähr die Eckpunkte. Gegenüber früheren Karten fällt auf, dass die Schuttböden eine starke Zunahme erfahren haben auf Kosten der Molassegebiete. In der Meeresmolasse sind Nagelfluh, Sandstein, Mergel und Muschelsandstein ausgeschieden und leitende Horizonte an-gegeben. Die Abgrenzung gegen die untere Süsswassermolasse (Aqui-

tanien) erfolgte in zweifelhaften Fällen auf Grund des Glaukonitgehaltes. Neu sind die Angaben über die Moräne der vorletzten Eiszeit und die Hinweise über die Rückzugsstadien des Aaregletschers in der letzten Eiszeit. Um nicht Formen zu kartieren, sind die postglazialen Aareterrassen nicht durch Farben, sondern durch Zeichen angegeben. Die Karte bildet eine Zusammenfassung für alles, was Schürf-, Grab- und Bohrarbeiten in den letzten 25 Jahren erschlossen haben.

**6. H. GAMS** (Wasserburg-Bodensee). — *Die Sedimentation in einigen Alpenseen von Niederösterreich und Vorarlberg.*

Lundqvist hat die Seenstratigraphie durch planmässige Anwendung der Bohrtechnik und der quantitativen Pollen- und Mikrofossilanalyse auf eine ganz neue Grundlage gestellt. Über die in Mitteleuropa immer noch vielfach (z. B. in der Vierteljahrschr. d. Zürich. Naturf. Ges. 1927) missverstandenen Methoden und Aufgaben der Mikrostratigraphie vgl. das Referat in der Zeitschr. f. Gletscherkunde. XV, 1927. Verf. zeigt am Beispiel der in 600—1120 m Höhe in den östlichsten Alpen gelegenen Lunzer Seen und des in 1940 m Höhe im Rhätikon gelegenen, zwecks Stauung um über 20 m gesenkten Lünensees, wie fruchtbar die neuen Methoden für das Verständnis der letzten Gletschervorstösse, der postglazialen Wärmezeit und Besiedlungs-, Verlandungs- und Vermoorungsvorgänge in den Alpenseen sind. Schwefeleisengyttja, die er im Lunzer Untersee aus dem vorletzten Interstadial, im Lünensee aus der Wärmezeit fand, bildet sich in subalpinen Seen noch heute. Im Lünensee wird sie von einem jungen Dryaston und mächtigen Kiesschichten überlagert. Näheres in der Internat. Revue d. ges. Hydrobiol. u. Hydrogr. 1927 und in den Verhandl. d. Internat. Ver. f. Limnologie 1928.

**7. ARNOLD HEIM** (Zürich). — *Die artesischen Quellen der Bahrein-Inseln im persischen Golf.*

Der seichte persische Golf gilt mit seinen umgebenden Wüsten als heissestes Gebiet der Erde.<sup>1</sup> Während abseits von den Küsten die Luft trocken ist, kommt im Golf noch eine tropisch ungesunde Feuchtigkeit hinzu, die zwar Nebel, aber selten Niederschläge bringt. Die Siedelungen, worunter Städte mit 50,000 Einwohnern, sind einerseits an Perlfischerei und Handel, andererseits an Oasen geknüpft. Beides zusammen bietet die stark bevölkerte Inselgruppe von Bahrein. Ihr fast unabsehbares Feld von Grabhügeln lehrt, dass sie schon in den ältesten Zeiten der Geschichte besiedelt war.

Woher stammen nun die grossartigen Quellen, die auf diesen Wüsteninseln austreten und sie auf 25 km<sup>2</sup> in Gärten und Dattelpalmenwald umwandeln?

Die Oberflächengestalt der Hauptinsel von 50 km Länge und 15—20 km Breite erinnert an einen flachen Vulkan mit Krater und Zentralerhebung (Dj. Dukhan 132 m). Doch bestehen die Inseln aus

<sup>1</sup> Höchste gemessene Temperatur: 54,2° C bei 48 % Feuchtigkeit, in Basra, 12. VII. 1922.

marinen Kalksteinen, Kreide und Tertiär mit Nummulitenkalk. Diese sind zu einem flachen Schild (domförmige Antiklinale) aufgewölbt.

Die artesischen Quellen treten im nördlichen flachen Vorland der Inselgruppe aus löcherigem Kalkstein hervor und werden in Kanälen abgeleitet. Manche Quellen sind aber auch untermeerisch und werden durch Taucher mit Ziegenhautschläuchen abgezapft. Die bedeutendste Quelle wird Adhari genannt. Ihr Ertrag wurde vom Referenten auf 400 Sekundenliter geschätzt. Die Gesamtmenge der übermeerischen Quellen mag gegen 1500 Sekundenliter betragen. Die Temperaturen schwanken zwischen 28 und 30° C, der Salzgehalt nach Titration des Cl zwischen 1,7 und 1,8 ‰. (Bestimmungen durch Prof. Dr. Ad. Hartmann, Aarau.)

Die eingeborenen Araber glauben an eine Herkunft des Quellwassers von den mesopotamischen Strömen, was jedoch geologisch ausgeschlossen erscheint. Für eine Herkunft aus dem persischen Faltengebirge fehlen alle Daten, und Bahrein selbst ist zu arm an Niederschlägen, um so grosse und konstante Wassermengen zu liefern. Dagegen kann die Ansicht Pilgrims nach den Beobachtungen des Referenten in Ostarabien bestätigt werden. Auch dort (Insel Tarut, Oasen Katif und Hofuf) wurden grosse artesische Quellen ähnlicher Art festgestellt. Alle stammen offenbar vom westlichen Hochland Arabiens, deren Wadis in der Dahna-Wüste endigen. Nach der Temperatur und der Tektonik zu schliessen, passieren die Quelladern die seichte Meerenge zwischen Arabien und Bahrein in etwa 100—150 m Tiefe, um dort an die Oberfläche zu treten, wo die tertiären Kalke durch die erste Falte über Meer gehoben werden.

Auf Grund der Untersuchungen des Referenten vom Jahr 1924 wurden mit Unterstützung der britischen Regierung bis jetzt 19 Bohrungen abgeteuft, die unter dem Jubel der Bevölkerung bei 50—80 m Tiefe fündig wurden, und an Stelle der abgelegenen und beschmutzten Quellbäche das reinste Trinkwasser, dicht bei den Städten Manama und Muharek, im Überfluss liefern. Nachdem in Nordafrika, Australien und vor allem in den U. S. A. schon seit Jahrzehnten wunderbare Resultate durch artesische Bohrungen erzielt wurden, ist nun endlich auch im arabischen Orient ein erfolgreicher Anfang zum Wohl der Bevölkerung gemacht worden.

8. P. CORBIN et N. OULIANOFF (Paris et Lausanne). — *Présentation de la Carte géologique détaillée du massif du Mont-Blanc.*

Les auteurs n'ont pas envoyé de résumé de cette communication.

9. R. RUTSCH (Bern). — *Eine neue geologische Karte des Belpbergs und seiner Umgebung.*

Der Referent weist die von ihm in den Jahren 1923—25 aufgenommene „Geologische Karte des Belpbergs und seiner Umgebung“ im Maßstab 1 : 25,000 vor. Die im Geographischen Kartenverlag Kümmerly & Frey in Bern erschienene Karte umfasst das Gebiet des Belpbergs,



das Aaretal zwischen Rubigen und Kiesen, einen Teil des Hürnbergs, den Lochenberg und die Haube. Sie ist begrenzt durch die Punkte Belp, Konolfingen-Stalden, Oberdiessbach, Kiesen und Kirchdorf. Die Karte orientiert über die Ausbildung der Molasse und des Diluviums südlich von Bern. Für alle näheren Angaben kann auf die in den Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Bern, Band 1927 (Bern 1928), erscheinende „Geologie des Belpbergs“ desselben Verfassers verwiesen werden.

10. W. HOTZ (Basel). — *Das Profil der neuen Bohrung von Allschwil bei Basel.*

Die 2. Bohrung von Allschwil bei Basel, welche in 2,5 km Entfernung südwestlich von der 1. Bohrung<sup>1</sup> niedergebracht und im Mai 1927 beendet wurde, hat unter den Geröllen und Nagelfluhbänken des jüngeren Deckenschotters das Oligocän von 22 m bis 885 m Tiefe durchfahren. Die Grenze zwischen Stampien (Cyrenenmergel, Melettaschichten, Fischschiefer, Foraminiferenmergel) und Sannoisien liegt bei 614 m.

Das Eocän, bestehend aus 20 m mächtigem Süßwasserkalk (mit Planorben) und darunter einer bolusartigen Feinbreccie von Ton- und Kalkkomponenten reicht von 885 bis 914 m. Hier gelangte man in den kompakten Sequankalk, in welchem die Bohrung noch 8 m vertieft wurde. Sie wurde aufgegeben bei 922,10 m Tiefe.

In Bohrung 2 beginnt das Eocän erst bei 593 m unter Meeresniveau, in Bohrung 1 dagegen schon bei 15 m unter Meeresniveau. Die Basis des Oligocäns liegt somit in Bohrung 2 578 m tiefer als in Bohrung 1. Zwischen den beiden Bohrungen streicht eine bedeutende Verwerfung durch, längs welcher das Gebiet im Westen (Bohrung 2) gegen dasjenige im Osten (Bohrung 1) tief versunken ist.

Verlängert man die am Westrande der Landskronkette<sup>2</sup> auftretenden, SW—NO streichenden Dislokationslinien, längs welchen Malm im Westen gegen Dogger im Osten abgesunken ist, ins Rheintal hinein, so wird man direkt auf das Bohrgebiet von Allschwil geführt und kann die Störungslinie ungezwungen zwischen Bohrung 1 und 2 durchziehen.

Diese Verwerfung würde somit die südöstliche Begrenzung des Beckens von Wolschweiler darstellen, welches Grahmann<sup>3</sup> in der Südostecke des Rheintalgrabens angenommen hat.

Bohrung 1 steht noch auf dem horstartigen Rücken von Basel, der ostwärts bis an die Rheintalflexur reicht. Bohrung 2 dagegen befindet sich bereits im Becken (Graben?) von Wolschweiler.

---

<sup>1</sup> P. Christ: Die Bohrung von Allschwil bei Basel. — Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, X. Lieferung 1924, S. 31.

<sup>2</sup> E. Greppin: Erläuterungen zur geologischen Karte des Blauenberges bei Basel. 1908.

<sup>3</sup> R. Grahmann: Der Jura der Pfirt im Ober-Elsass. — Neues Jahrbuch für Mineralogie usw. Beilage, Band 44, 1920.

11. M. BLUMENTHAL (Chur). — *Bau und Bild des westandalusischen Anteils der Betischen Cordilleren.*

Siehe „*Eclogae geol. Helvet.*“, vol. 20, fasc. 4.

12. A. BUXTORF (Basel). — *Geologie und Morphologie des St. Eulaliathales in Zentral-Peru.*

Eine ausführliche Inhaltsangabe wird erscheinen in den „*Eclogae geologicae Helvet.*“.

13. JAKOB M. SCHNEIDER (Altstätten, St. Gallen). — *Gletscherfälle und Erosion. Rhonegletscher.*

Die Erosion der Gletscherfälle muss ein besonderes Kapitel der Glacialgeologie bilden. Es ist um so auffallender, dass ihre Behandlung noch nie versucht wurde. Wir wollen damit beginnen. Ich unterscheide zwei Arten Gletscherfälle und stelle folgende zwei Fragen: In welchem Verhältnis zur Erosion des ganzen Gletschers erodieren die Gletscherfälle und welches sind die Hauptunterschiede zwischen Gletscherfall und Wasserfall?

I. Manche Gletscher beginnen mit Gletscherfällen, die unmittelbar an steilen Gebirgswänden unter steilem Firnhang zur Tiefe sinken. Das ist die 1. Art. Zufolge heftigem Sturmfezens und wegen der Gravitationswirkung kann sich da nie eine sehr bedeutende Firnmasse anhäufen. Diese Gletscherfälle haben deshalb wenig Eismächtigkeit, also nur schwache Bewegung und geringen Erosionseffekt. Sie kommen träge unten an, wo jedoch das Eis je nach der Fallneigung sich anhäuft, dadurch mächtiger wird und somit raschere Bewegung und grössere Erosionswirkung erlangt. In diesen Höhen schützt das Eis in wirksamster Weise die Felswand gegen den Wechsel grimmiger Kälte und intensivster Sonnenstrahlung und hält infolgedessen die bezügliche Felsprengung und Abwitterung fern.

II. Die andern Gletscherfälle sind jene, welche nach kurzer oder langer, wenig geneigter Strecke des Gletscherlaufes eintreten. Bei diesen unterscheide ich 1. den oberen, wenig geneigten Teil: das Falldach, 2. die Fallkante, 3. den steilen Felshang: die Fallwand, 4. die unten anschliessende, wenig geneigte Fortsetzung: die Fallbasis, 5. den Kantenwinkel, gebildet durch Falldach und Fallwand, 6. den Fallbasis-Winkel, gebildet durch Fallwand und Fallbasis. — An der Fallwand ist je nach der Tatsache, ob sie ungefähr senkrecht oder zurückliegend ist, der an derselben herabsinkende Gletscher erosiv verschieden wirksam. Die Fallwand des Rhonegletschers hat nach Albert Heim<sup>1</sup> eine durchschnittliche Neigung von 46% („und da und dort senkrecht“), das Falldach 11%, die Fallbasis, Talboden von Gletsch nur 2%. Die Bewegungen des Gletschers sind dementsprechend laut Karten und Text des Vermessungswerkes, herausgegeben von Mercanton: in der Längsaxe auf dem Falldach in 4 Jahren 396 m, auf der Fallkante und an der Fallwand, obere  $\frac{2}{3}$ , 836 m, unterer Teil nur 231 m, also auf dem Falldach

<sup>1</sup> Geographisches Lexikon der Schweiz, Artikel „Rhonegletscher“.

fast doppelt und an den oberen  $\frac{2}{3}$  der Fallwand inklusive Fallkante fast viermal stärker. Zuzufolge physikalischem Gesetz: Wo mehr Reibung, auch mehr Reibungseffekt, ergibt sich daraus, dass Kante und Falldach langsam niedergeschliffen, die Kante zugleich aber mit der Fallwand immer mehr zurückgeschliffen werden, rascher als das Niederschleifen des Falldaches geschieht, indes die Fallbasis stark zurückbleibt. Die Eisverminderung durch Ablation ist bedeutend und summiert sich beim Abstieg zur Basis Jahr für Jahr. Übrigens fand O. Lüschtg, dass der nur wenig mächtige Allalingletscher in den 3 Jahren 1919—1921 maximal 18,4 cm Fels erodierte, im Mittel 3,01 cm.<sup>1</sup> Wir sehen tatsächlich am Rhonegletscher und am oberen Grindelwaldgletscher, sowie am unteren Teil des Gorner- und Monterosa-Gletschers („Bodengletscher“), dass sie angesichts den Felsufern rechts und links die Fallkanten tüchtig niedergeschliffen haben und dass ihre Fallwände stärker zurückliegen als die Felswände zu beiden Seiten. Alle Verhältnisse verglichen mit den Erosionsergebnissen nach Lüschtg — den ersten, direkt erhaltenen Erosionsgrößen — resultiert ein noch nicht langes Alter dieser Gletscherfälle, obwohl sie während dem Quartär schon bestanden haben müssen, in welchem auch die Seitenwände vom Eis überflutet waren. — Bei senkrechtem Eisfall muss die Erniedrigung der Fallkante eintreten ohne bedeutendes Zurückschleifen der Fallwand. Der Gletscher dürfte in diesem Fall über die erste an die Wand gepresste Eismasse hinwegströmen. Daraus ergibt sich ein wesentlicher Unterschied gegenüber dem Wasserfall, bei welchem ausserdem das Wasser von oben nach unten beschleunigt fällt, die Basis auskolkt und durch Zurückpeitschen die untere Fallwand angreift.

**14. ARNOLD HEIM (Zürich).** — *Über Bau und Alter des Alpen-Nordrandes.*

Durch den Nachweis E. Baumberger's und H. G. Stehlin's, dass die älteste Molasse der Zentral- und Westschweiz dem Mitteloligocän (Stampien) angehört, und Überschiebungen am Alpenrand auch innerhalb der Molasse auftreten, sind unsere Anschauungen über die subalpine Molasse wesentlich verändert worden. Die seitherigen Arbeiten haben die stratigraphisch-tektonische Verbindung mit Vorarlberg und Allgäu aufgeklärt. Nicht miocäne gefaltete Molasse grenzt an die Alpen, sondern überall oligocäne, ja meistens mitteloligocäne Molasse. Die ältesten Horizonte (Grisiger Mergel, Basis der Horwerschichten Baumberger's) liessen sich auch im Vorarlberg wiederfinden, und entsprechen der unteren Meeresmolasse Gümbels, wie erstmals Richter 1924 erkannt hat.

Während in der Schweiz die alpinen Schubmassen auf das Nagelfluhgebirge gestossen wurden (Rigi, Speer), wird der Kontakt von Molasse und Alpen im Vorarlberg steil, ja selbst nordfallend. Trotzdem lassen sich auch dort Überschiebungen innerhalb der subalpinen Molasse feststellen. Ein noch bedeutend grösseres Ausmass erreichen die Mo-

<sup>1</sup> Zeitschrift für Gletscherkunde, 1926. S. 262.

lasseschubdecken nach Kraus an der Iller (Horndecke, Steineberg-Kammereckdecke). Die Brandung hat dort gewissermassen das alpine Vorland selbst ergriffen.

Die aus der Schweiz vom Referenten 1906 beschriebenen Amputationen am Alpenrand, sowohl der alpinen Seite (Kreide-Flysch), als auch der angrenzenden Molasse, lassen sich auch im Vorarlberg und in Bayern nachweisen. Zwei Beispiele des nördlichen Alpenrandes werden anhand von Zeichnungen erläutert: 1. Das Wäggital, wo ein Sporn von Nagelfluh senkrecht auf die Aubrigfalte zugekrümmt und amputiert ist, wobei sich eine vertikale Schuppe aus Kreide — Eocän — Molasse (?) quer vor die Nagelfluh stellt. 2. Der Austritt der Loisach aus den Alpen, wo Flysch und oberostalpine Decken mittelst schiefer Transversalverschiebungen in die vorliegende, 6 km breite Molassenische hineingeschoben wurden. Diese Amputationen sind zwar von Kraus bestätigt, aber im Gebiet der Iller durch Verwerfungen gedeutet worden, während nach Ansicht des Referenten die Tatsachen an anderen Orten ohne Annahme einer Erosion vor dem Deckenandrang unerklärlich sind. Durch die Amputationen am Südrand der subalpinen Molasse sind die grössten Transversalverschiebungen der alpinen Decken verursacht (Säntis, Loisach).

Von den Randschuppen aus stampischer Molasse abgesehen, die von den alpinen Decken aufgeschürft wurden, sehen wir, dass die Lokaltektonek der alpinen Schubdecken vom oligocänen Molasserand beeinflusst wird, während umgekehrt ein Einfluss einzelner Alpendecken auf die Lokaltektonek der Molasse nicht zu erkennen ist.

Eine besondere Schwierigkeit bietet die Altersfrage. Bekanntlich sind schon in mittelkretazischer Zeit grosse Deckenschübe aus den Ostalpen nachgewiesen (Juvavische Phase). Der Hauptschub der oberostalpinen Decken fällt in die Oligocänzeit, wie besonders die Geröllführung der subalpinen Molasse lehrt. Die erste Phase in der Ausbildung des Alpenrandes mit den Amputationen ist vermutlich altmiocän, denn die vindobonische Molasse greift in den Ostalpen teilweise über den Überschiebungsrand hinweg. Dass aber die Bewegungen in der Molasse fort dauerten, beweist die vertikale Aufrichtung der aquitanen bis vindobonen Molasse (Luzern, Kempten). Diese letzte und vielleicht bedeutendste Faltungsphase der Molasse ist also postvindobon, sarmatisch bis altpliocän. Darauf folgte die Ausbildung der grossen Quertäler, deren Terrassen nur noch in mitteldiluvialer Zeit verbogen wurden (Alpine Randflexur Alb. Heim's).

So gelangen wir mit anderen Forschern dazu, die Entstehung des Alpen-Nordrandes in verschiedene Phasen aufzulösen, die in komplizierter und erst teilweise aufgeklärter Weise ineinandergreifen.

**15. H. MOLLET (Biberist).** — *Die geologischen Verhältnisse der Fundamente der neuen Eisenbahnbrücke der S. B. B. in Solothurn.*

Eine ausführliche Inhaltsangabe dieser Mitteilung wird erscheinen in den „*Eclogae geologicae Helvet.*“.

**16. F. HERMANN (Pinerolo).** — *La nappe de la Dent Blanche et les nappes des schistes lustrés en Maurienne et Tarentaise.*

Une excursion franco-italienne que j'ai faite il y a quelques jours en compagnie de M. Raguin, dans le but d'une meilleure compréhension des points de vue et des méthodes réciproques, a donné ces résultats essentiels :

Nous avons trouvé, peu au-dessus de Pied Montet (vallon de Lent sur Bonneval), une mince lame de gneiss, à continuation visible au NW vers l'Ouille Noire et la Galise, à faciès habituel aux lambeaux pré-triasiques de la nappe de la Dent Blanche dans les régions valdôtaines.

Quatre lames d'épaisseur inconstante, mais considérable, continuent à représenter cette nappe plus au sud, dans la vallée d'Averole sur Bessans, aux environs de Vincendières, Averole et Refuge d'Averole. Les gneiss de l'une d'entre elles semblent se rapprocher en partie des orthogneiss.

Ces lambeaux sont ennoyés dans les roches vertes à un état „effloché“, que j'ai déjà signalé et mis en relation avec des faits tectoniques généraux.

Ils semblent être la continuation de ceux du Col Rosset et aussi des écailles de la Tour, en Valsavarenche, que mon jeune ami G. B. Dal Piaz vient de découvrir et que j'ai pu marquer approximativement sur mes stéréogrammes valdôtains. Ils représentent donc le lobe M. Emilius de la nappe de la Dent Blanche. Leur relation avec le lambeau de la Ciamarella et les nombreux „efflochages“ gneissiques au sein des masses simiques des vallées d'Ala et d'Usseglio paraît aussi évidente.

Leur situation nucléaire au sein d'une partie de la „nappe des schistes lustrés“ des géologues français me paraît certaine et a semblé persuader mon savant confrère.

Il y aurait lieu de voir dans la masse des schistes lustrés les éléments suivants : 1° dans les parties nord-orientales pélagiques valdôtaines et pennines, un dépôt, autochtone sur la carapace de la nappe du Grand St-Bernard, pas ou peu déplacé, d'épaisseur très modérée d'ailleurs ; 2° une couverture, sporadique d'ailleurs au sein des roches vertes, de la nappe du G. Paradis ; 3° une „nappe des schistes lustrés Dent Blanche—M. Emilius“ ; 4° une „nappe des schistes lustrés Dent Blanche (s. s.)—Toss“. Cette dernière, malgré le violent rebroussement de ses noyaux pré-triasiques sur l'embouchure de la vallée de Suse, comprend encore les masses de la Sassièrè et de Bassac, quant à la partie au-dessus des niveaux de roches vertes qui les séparent du groupe (1°). La nappe Dent Blanche—M. Emilius tend rapidement à s'enfler vers le SW. Toutes deux sont impliquées dans les phases finales du plissement alpin, que j'ai nommées „plissement grai“ dans les régions bordières (et côtières) du complexe résistant Vanoise—M. Pourri.

**17. F. HERMANN (Pinerolo).** — *Les écailles de gneiss de la Pointe Rousse de Verney, aux environs du Petit Saint-Bernard.*

Trois écailles, et un petit affleurement plus externe, dont la plus interne est, ça et là, recouverte de cargneules et quelques marbres,

accompagnées de roches vertes inégalement distribuées dans leurs parties hautes et d'une masse restreinte de gneiss probablement carbonifères à leur base frontale, composées de gneiss granitiques souvent très mylonitisés, posent un nouveau problème, pennique selon toute vraisemblance.

Leur situation sous le flanc renversé frontal de la nappe du Grand St-Bernard permet-elle l'hypothèse d'un groupe d'écaillés arraché à un équivalent local des nappes simploniques? C'est ce que l'étude des échantillons permettra peut-être de décider.

**18. MAURICE LUGÈON (Lausanne).** — *Présence probable de Crétacique d'eau douce dans la Dent de Morcles.*

Sous l'Aptien renversé de la nappe de Morcles, dans la coupe de la Petite Dent de Morcles, existent des bancs de calcaire un peu arénacés que l'on peut attribuer au Gault.

Sous ce Gault apparaît un niveau de couches noires, calcaires sapropéliques et marnes schistoïdes, renfermant des restes organiques qui sont peut-être des graines de chara, et quelques gastéropodes indéterminables. Ce serait une formation d'eau douce. Ces couches forment toute la Grand'vire supérieure qui débouche au haut du glacier des Martinets.

Ce niveau noir domine à son tour une épaisseur d'environ 50 m de calcaires gris lités, à pâte grenue et à patine jaune typique, constituant le Roc Champion. A leur base existent quelques bancs phosphatés et à débris d'ossements.

Renevier avait considéré cet ensemble comme nummulitique parce que ces couches sombres rappellent celles sur lesquelles repose le niveau du Roc Champion et qui sont incontestablement tertiaires. C'est le fameux niveau à vivipares accompagné par des bancs à petites nummulites.

Etant donné le passage, apparent du moins, de ces couches sombres au Gault, je suis porté à considérer ces deux niveaux comme Crétacique supérieur. Ce serait la première fois que l'on signalerait un épisode d'eau douce dans la série helvétique, aussi je fais mes plus expresses réserves en attendant que des recherches nouvelles apportent des preuves péremptoires.

**19. JOOS CADISCH (Basel).** — *Geologische Beobachtungen im Gebirge zwischen Unterengadin und Paznaun (Tirol).*

Siehe „Eclogae geol. Helvet.“, vol. 20, fasc. 4.

**20. H. BÜTLER et AD. JAYET (Schaffhouse et Genève).** — *Notes stratigraphiques sur le Crétacé moyen du Genevois (Haute-Savoie).*

Voir „Eclogae geol. Helvet.“, vol. 20, fasc. 4.