

**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:** 107 (1926)

**Vereinsnachrichten:** Section de Géologie

**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:** 12.01.2026

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

## 5. Section de Géologie

Séance de la Société Géologique Suisse

Lundi, 30 août 1926

Présidents: Prof. Dr R. DE GIRARD (Fribourg)

Dr W. STAUB (Berlin)

Secrétaire: Dr J. TERCIER (Fribourg)

Dr R. RUTSCH (Berne)

### 1. JEAN TERCIER (Fribourg). — *Géologie de la Berra.*

Au nord-est du petit massif du Montsalvens, la chaîne de la Berra comporte des épaisseurs énormes de Flysch qui y règne à peu près sans partage.

L'auteur profite de ce que le matériel d'étude provenant de cette région se trouve déposé à Fribourg pour montrer un certain nombre d'échantillons: les roches exotiques sont particulièrement nombreuses et variées; en outre la sédimentation si spéciale du Wildflysch donne lieu à des associations de roches et de fossiles assez curieuses.

La série stratigraphique du Flysch de la Berra est apparemment assez simple puisqu'elle ne comporte que deux termes:

1. Le *Wildflysch*, caractérisé par une sédimentation étonnamment variable où l'on voit des roches zoogènes alternant avec des formations détritiques, grès, brèches, conglomérats, blocs exotiques.

2. Le *Grès du Gurnigel* avec des successions puissantes mais monotones de grès et de schistes entrecoupées de niveaux à grès et brèches nummulitiques.

Ce Flysch, sous les poussées successives qui l'amenèrent jusque sur la Molasse du plateau suisse s'est fractionné en écailles nombreuses qui fréquemment ne se superposent pas directement mais se recouvrent obliquement.

Il faut envisager le Flysch de la Berra comme représentant le remplissage d'une avant-fosse située primitivement en arrière des régions helvétiques mais en avant des nappes austro-alpines. Les plus inférieures de ces nappes, celles du groupe Err-Bernina paraissent avoir contribué pour une large part au comblement de ce géosynclinal, comblement qui a dû être extrêmement actif puisque les quelques milliers de mètres de sédiments ainsi accumulés ne sont attribuables qu'au Lutétien et à l'Auversien, la faune nummulitique recueillie à la Berra ne paraissant pas monter plus haut. Toutefois il n'est pas exclu que certains matériaux exotiques ne proviennent des régions les plus méridionales des nappes helvétiques. Ce fait s'explique si l'on considère que par suite

du rétrécissement du géosynclinal pennique en voie de fermeture, les nappes austro-alpines inférieures se sont trouvées charriées jusqu'au voisinage de l'édifice helvétique. C'est à ce dernier également, représenté dans sa partie sud par les nappes ultrahelvétiques, qu'il faut rattacher les lames tectoniques pincées dans le Wildflysch.

**2. O. BÜCHI** (Hauterive, Freiburg). — *Interglaciale Senseläufe.*

Verschiedene Autoren haben versucht, für die Sense ältere Wasserläufe zu finden, so Gilliéron, Aeberhardt und Bärtschi. Eine eingehende Untersuchung fehlte bis jetzt.

Durch stratigraphische Untersuchung der Molasse-Diluviumkontakte an den Abhängen der Täler und Schluchten ergeben sich Profile alter, verborgener und ausgefüllter Täler.

So lässt sich ein Sensetal feststellen von Guggersbach bei Plaffeyen über Leist zum Galternbach, gegen Mellisried, durch das breite Tal Heitenried—Niedermuhren, gegen Zirkels quer durch die Taverna, gegen Friesenheid—Bösingen.

Ein Nebenfluss entwässerte das Tal Albligen—Ueberstorf, von Schwarzenburg herkommend, floss östlich Wünnewil vorbei gegen Bösingen.

Eintiefung und Ausfüllung dieses Tales fällt in den Beginn der grossen Mindel-Riss Interglacialzeit. Gegen Ende dieser Interglacialzeit floss die Sense auch nach Brünisried ins Galterntal, dann aber gegen Maggenberg bei Tafers, nach Mariahilf-Düdingen ins damalige Saanebett bei Ottisberg. Als Nebenfluss dazu ist bekannt Aergera samt Nesslera von Giffers über Tentlingen dem Tasbergbach entlang. Dieses Flussystem zeichnet sich überall durch grosse Breite und gut verkittete Schotter aus.

Das Tavernatal hat eine komplizierte Geschichte. Das gerade Stück bei Mühlethal entspricht vielleicht einer Ursense, da es zwischen deren Austritt aus den Alpen und deren Mündung in die Saane bei Laupen liegt. Der Langenbitzenbach floss ursprünglich gegen Westen, da das Tal sich von St. Antoni gegen Tafers öffnet. Der Unterlauf der Taverna ist jung in Molasse eingetieft.

Die erwähnten Senseläufe stimmen an relativem Alter und Höhe der Erosionsbasis vollständig überein mit den Aare- und Saaneläufen.

**3. IMMANUEL FRIEDLAENDER** (Neapel). — *Über einige Vulkane Kolumbiens.*

Über die Geologie Kolumbiens haben Humboldt, Hettner, Stille, Scheibe und Grosse berichtet. Von diesen hat nur Stübel sich eingehender mit den Vulkanen beschäftigt. Die Beobachtungen, die er an den Vulkanen Kolumbiens und Ekuadors machte, waren für ihn die Grundlage für seine bekannte Vulkantheorie. An dieser Theorie erscheint mir die Annahme peripherer Herde richtig, die des monogenen Baues der Vulkane aber falsch zu sein. Der Irrtum ist verständlich, denn der Bau dieser Vulkane und ihr Eruptionstypus ist vom Vesuv-

Ätnatypus stark abweichend. Die Explosionen sind heftiger, die sauren Laven meist sehr mächtig, 50—100 m und mehr, mächtige Gänge, Quellkuppenbildung und Glutwolken sind häufig. Bei den verhältnismässig langen Ruhepausen verschwindet das Lockermaterial durch die Erosion im zentralen Gebiet, so dass der eigentliche Berg fast nur festes Gestein zeigt, während in den Tälern und Ebenen mächtige Schutt-, Tuff- und Aschenmassen abgelagert werden.

Von den drei Kordilleren Kolumbiens hat nur die mittlere junge oder tätige Vulkane. In der Zentralkordillere liegen von N nach S die grossen Vulkane Mesa de Herveo, Ruiz, Quindio, San Isabel, Tolima, Machin. Ich besuchte den Tolima zusammen mit R. Sonder und den Machin allein. Am Tolima kamen wir am Nordabhang nur bis etwa 4400 m. Den Aufbau durch mächtige Laven, die tätigen Fumarolen einer langen Spalte am Nordosthang konnten wir in der Nähe beobachten, die mächtigen Zacken der Gipfelregion, Schnee- und Eisfelder aus geringer Entfernung sehen. Dr. Krüger hatte den Gipfel ein Jahr früher erreicht und den nach W offenen, stark vergletscherten Krater gesehen.

Trotz seiner Höhe von 5700 m ist der Tolima kein grosser Vulkan; über dem nicht vulkanischen Sockel erhebt er sich etwa 1800 m. Bedeutend kleiner ist der 13 km südlich gelegene, bisher meines Wissens in der Literatur nicht erwähnte Machin, auf den mich der Klosterbruder Amable in Ibagué aufmerksam machte. Er hat einen nach SW offenen Sommawall und drei Zentralhügel, liegt mit Ausnahme des Weidelandes im Atrio unter Urwald begraben und zeigt noch schwache Fumarolentätigkeit. Die grosse Frische seiner Formen spricht für geringes Alter.

Den südlichsten Vulkan der Zentralkordillere, den etwa 5700 m hohen Doppelvulkan Huila, habe ich nur von weitem gesehen.

Bei Popayan fängt die etwa 525 km lange Vulkangruppe an, die von Südkolumbien bis nach Nordekuador reicht. Die südkolumbischen Vulkane habe ich zusammen mit Prof. Stutzer besucht. Zunächst Popayan liegt der seit etlichen Jahren vulcanianisch tätige Puracé. Er besteht aus anscheinend stark sauren Andesiten und erhebt sich über einem wenig älteren Eruptivgebiet mit wechselnden Gesteinen, unter denen Dacite vorherrschen, aber auch extrem basische Gesteine vorkommen. Bemerkenswert sind die starken Mineralquellen; der Rio Vinagre soll täglich 38,000 kg Schwefelsäure und 32,000 kg Salzsäure fördern.

An den Puracé schliesst sich die Sierra de Coconuco an; weiter südlich folgt der Sotará, noch weiter südlich eine grosse Vulkangruppe: Tocumbina, Animas, Petacas, Potosí und Doña Juana. Wir besuchten nur den letztgenannten. Er besitzt eine komplizierte topographische Form und Geschichte, hat aber ziemlich einheitliches Gestein. Sein letzter grosser Ausbruch dauerte von 1897 bis 1907 und erreichte seinen Höhepunkt in den Glutwolken vom 20. April und 13. November 1899. Die zweite Glutwolke erreichte eine Länge von 25 km. Die neue Quellkuppe blieb wenigstens acht Jahre in Bewegung.

Weiter südlich folgt ein älteres andesitisch-basaltisches Eruptiv-

gebiet und dann bei Pasto der jetzt tätige Vulkan Galeras. Er ist gefährlich durch seine heftigen Explosionen, bei denen er gelegentlich riesige Blöcke kilometerweit schleudert, und hat in vorhistorischen Zeiten auch Glutwolken produziert. Der Krater ist nach W offen und alle Lavaströme sind in historischer Zeit nach W geflossen. Näheres über den Galeras und die andern kolumbianischen Vulkane werde ich demnächst in der „Zeitschrift für Vulkanologie“ berichten. Die Gesteine des Galeras sind basisch andesitisch bis dacitisch. Weiter südlich folgen noch auf kolumbianischem Gebiet die Vulkane Azufral bei Tuqueres, Cumbal und Chile.

Der kompliziert gebaute Azufral hat einen grossen Kratersee und am Rande desselben eine Quellkuppe mit starker Schwefelbildung. Nach nicht kontrollierten Berichten scheint es, dass die Quellkuppe in langsamer Bewegung ist und in etwa 25 Jahren um 30 m gewachsen ist. Die Gesteine sind andesitisch bis dacitisch, die jüngsten sauer dacitisch.

Der Cumbal hat auf seinem Gipfel zackige Quellkuppen, starke Schwefelproduktion, hin und wieder Rauch und Asche. Eine Reihe jüngerer Ausbruchskrater ist an seiner Flanke nach S angeordnet. Dort findet sich auch das Bett einer alten Glutwolkeneruption. Am 13. Dezember 1923 wurde die Stadt Cumbal durch ein Erdbeben zerstört. Jetzt wird sie in dem erwähnten Tal wieder aufgebaut.

#### 4. F. NUSSBAUM (Hofwil-Bern). — *Glaciale Landformen in den Freiburger Alpen.*

In den Freiburger Alpen, die sich infolge ihres verwickelten tektonischen Aufbaues durch grosse Mannigfaltigkeit des Reliefs auszeichnen, lassen sich mehrere Stadien der Talvertiefung erkennen, die teils auf den mehrfachen Wechsel von Flusswirkung und Vergletscherung im Eiszeitalter, teils auf periodische Hebungen des Gebirges zurückzuführen sind. In weite, offenbar präglacial entstandene Täler sind schmälere, V-förmige Talöffnungen eingeschaltet, die nicht selten glacial bearbeitete Trogformen erkennen lassen, und in den Boden dieser Talformen haben die jungdiluvialen Flüsse jugendliche, enge, meist schluchtenartige Talwege eingeschnitten.

Die glacialen Formen treten uns als übertiefe Trogäder mit Riegeln, Becken, Stufen und Felsrippen und als trogartige Hängetäler mit Karen im Talhintergrund entgegen. Dabei macht sich aufs deutlichste selektive Erosion der Gletscher geltend: In den gleichartig zusammengesetzten Flyschgebieten sind die glacialen Formen reiner entwickelt, als in den durch Wechsel von härteren und weicheren Gesteinsbänken gekennzeichneten Kalkgebirgen, wo überall Gebundenheit an die lokale Gesteinsbeschaffenheit vorhanden ist. In den höheren Gebirgen sind die Karen meist als Treppenkaren ausgebildet. Die Übertiefung des Haupttales beträgt im Mittel 130 m.

#### 5. E. BAUMBEBGER (Basel). — *Die Ramondikalke der Nordschweiz.*

Die Ramondikalke bilden im Berner und Solothurner Jura einen ausgeprägten stratigraphischen Horizont und liegen im Dach der oli-

gozänen Schichtserie. Über ihnen finden wir miozäne Transgressions-sedimente. Das Liegende dagegen stellt eine mächtige Serie von vor-herrschenden Glimmermolassen dar, die jetzt allgemein als Elsässer-molasse (molasse alsacienne) bezeichnet werden. Die oligozänen Glimmer-molassen weisen nun südlich des Rheintalgrabens in breitem Streifen quer durch den heutigen Kettenjura hindurch eine auffällig starke und gleichartige Entwicklung auf. Diese spricht für eine direkte und lang-andauernde Verbindung zwischen der heutigen subjurassischen Zone und dem Rheintalgraben. Beidseitig dieses Streifens mit mächtig ange-häuften Glimmermolassen finden sich Ramondikalke mit nur schwach entwickelter psammitischer Unterlage oder direkt aufruhend auf den terrestrischen Bildungen der eozänen Bohnerzformation. „Brochene Fluh“ bei Waldenburg im Basler Jura einerseits, Undervelier im Berner Jura anderseits sind Beispiele hierfür. Die Ramondikalke und ein nach den Auffassungen der verschiedenen Autoren recht ungleich grosser Teil des Liegenden werden als Delémontien zusammengefasst und ins Aquitan gestellt. Meine Untersuchungen über die Fauna der Ramondi-kalke zeigen nun, dass diese sowie das ganze Delémontien nicht als Aquitan aufgefasst werden dürfen. Wir finden unter den Landschnecken der Ramondikalke (die Süsswasserschnecken fallen als durchgehende, variable Formen nicht in Betracht): *Plebecula Ramondi*, *Ericia antiqua*, *Otopoma triexaratum*, *Canariella lapicidella*, *Amnicola helicella*, welche zum Teil schon tief im Stampien wurzeln und mit den Ramondikalken erlöschen. Noch nie sind in den Ramondikalken Leitformen des Aquitans, wie *Tropidomphalus minor*, *Omphalosagda subrugulosa* beobachtet worden. Nach der geologischen Lage der Ramondikalke und nach ihrer Fauna kann nur oberstampisches Alter (Chattien) in Betracht kommen. Da im Berner und Solothurner Jura das Miozän über die oberstampischen Ramondikalke (Delsbergerkalk) transgrediert, so fehlt somit in diesem Gebiet das Aquitan. Die Bildungen der Aquitanzeit sind hier der Ab-tragung anheimgefallen. Wir müssen mit einer ausgiebigen prävindobonen Erosion rechnen.

**6. J. SCHNEIDER (Altstätten-St. Gallen). — *Vier Flussdelta und das Problem der Alpenrücksenkung.***

Nach Dr. Julius Weber (Geologische Wanderungen durch die Schweiz III; S. 284) ist das Delta des Liro und der Mera bei Chiavenna und das der Maggia auffallend schnell aufgeschüttet worden. 1. Das Chiavenna-Delta misst 26,82 km<sup>2</sup>. Rechtsufrig liegt in der Mitte Samolaco. Nach Weber reichte noch zur Römerzeit der Comersee bis Samolaco, das ursprünglich *Summum lacum* hiess. Der Lago di Mezzola wurde erst zirka anno 1500 durch ungeheure Geschiebeanlagerung der Adda vom Comersee getrennt. Die Römer eroberten dieses Gebiet erst vor rund 2100 Jahren. Seither wurde also die untere Hälfte des Delta bei Chia-venna aufgeschüttet und das ganze Delta, dessen Bildung nach Zurück-schmelzen der Gletscher begann, demnach seit wenig mehr als etwa 4000 Jahren. 2. Das Delta der Maggia ist bis Intragna und Ponte

Brolla 10,80 km<sup>2</sup> gross. Wir dürfen jedoch auch den etwas ansteigenden schmalen Ablagerungsstreifen längs der Maggia bis hinauf nach Cevio dazu rechnen und erhalten so das Doppelte. Die durchschnittliche Mächtigkeit dieser ganzen Aufschüttung dürfen wir kaum über 40—50 m veranschlagen. Der Seeteil, etwa  $\frac{1}{4}$ , ist zwar jedenfalls sehr tief, viel weniger jedoch der  $\frac{1}{4}$  im Felskessel bis Intragna hinauf.<sup>1</sup> Die Maggia bringt jährlich durchschnittlich 200,000 m<sup>3</sup> Geschiebe. Die Aufschüttung ergibt demnach, mit 50 m mittlere Tiefe berechnet, 5400 Jahre. Das rasche Abschwemmen aller Moränen nach Gletscherschwund aus allen Schluchten in den Kessel ist nicht berücksichtigt.

3. Bedeutend höhere Zahlen ergeben zwei Delta am Nordrand der Alpen. Das Delta der Reuss vom Urnersee bis Amsteg misst 18,9 km<sup>2</sup>. Auf Grund einer jährlichen Geschiebeführung von 150,000 m<sup>3</sup> der Reuss lässt es Hug ungefähr 12,000 Jahre alt sein. Seedorf lag aber noch in geschichtlich bekannter Zeit am See. Frühere Bergstürze mitberechnet und in Anbetracht der Einschwemmung anfänglich eines grossen Moränenmaterials aus dem Gebiet hinter Andermatt und der Göschenen-alp und der wesentlich abnehmenden Deltatiefe gegen Amsteg zu wird diese Zahl noch sinken. 4. Das Rheindelta vom Bodensee bis Reichenau hinter Chur misst 467 km<sup>2</sup>. Fügen wir dazu Illebene im Wallgau mit 30 km<sup>2</sup> und 15,5 km<sup>2</sup> der Seebene, erhalten wir 512,5 km<sup>2</sup> (vom Seetal ist zuviel berechnet, Betrag aber überhaupt klein). Der Bodensee hat durchschnittlich 90 m Tiefe; das anschliessende Rheintal bis Reichenau jedenfalls nicht mehr als die Hälfte (Molasseschichten fallen im Streichen zum Teil nur wenig geneigt unter das Alluvium; im mittleren Rheintal Reihe grosser Felsinseln). Der Rhein führt einerseits nach Regulierung, anderseits aber nach Verbauung der schlimmsten Wildbäche gegen 3 Millionen m<sup>3</sup> Geschiebe und Sand in den Bodensee. Mit 90 m mittlerer Tiefe ergäben sich um 16,000 Jahre, mit 45 m mittlerer Tiefe um 8000 Jahre (Moränen und Bergstürze nicht mitberechnet).

Nimmt man mit Albert Heim Rücksenkung der Alpen an, welcher dann mehrere Seen zu verdanken sind, so ergibt sich folgende Lösung: die Alpenrücksenkung trat am Nordrand der Alpen, im Gebiete des ausklingenden Schubes früher ein und war schwächer; am Südrand erfolgte sie später und ging tiefer. Der Südrand, die Stoßseite, umfasst viel grössere Gebirgsmassen. Die Schwerkraftwirkung stimmt also damit vollkommen überein. Ebenso erklärt sich daraus ungezwungen, dass Comersee und Langensee viel tiefer sind als Bodensee und Vierwaldstättersee, nämlich 410 m (C) und 372 m (L) gegen 252 m (B) und 214 m (V). Zudem liegt der heutige Boden des Comersees 211 m, des Langensees 176 m unter Meeresniveau. Das konnten Wasser und Gletscher so nicht schaffen, wohl aber die tektonische Alpenrücksenkung. Es sind eingesunkene, am Ende eingebogene pliocaene oder mio-cäne Täler.

<sup>1</sup> Die anderen  $\frac{3}{4}$  haben nur wenige m durchschnittliche Tiefe.

7. ALPH. JEANNET (Neuchâtel). — *Sur la Géologie du Grand Suvagnier (canton de Neuchâtel).*

D'après Th. Rittener,<sup>1</sup> le synclinal du Grand Suvagnier, qui continue au NE celui de l'Auberson, serait simple. Le noyau, constitué par de la Molasse marine, serait enveloppé, de part et d'autre, par les calcaires d'eau douce inférieurs, puis par les marnes rouges et la gompholithe reposant à l'W sur le Portlandien, à l'E sur l'Hauterivien. — La structure est en réalité plus compliquée.

Au point de vue stratigraphique, la Molasse d'eau douce présente les différents niveaux observés dans le bassin de l'Auberson. Les couches à *Melania*, en particulier, y ont été reconnues. La Molasse marine venant normalement au-dessus montre à la base des éléments remaniés de calcaires d'eau douce et des galets crétacés perforés par des mollusques lithophages.

Le synclinal est dédoublé, la Molasse marine y présentant deux bandes synclinales. Il apparaît en outre, le long du flanc W, pincée entre les marnes rouges et les calcaires d'eau douce, une lame de Crétacé moyen, constituée par des calcaires blanchâtres cénomaniens, dans lesquels nous avons récolté deux exemplaires typiques de *Holaster sub-globosus*, ainsi que les fragments d'Ammonites et des Inocérames. En éboulis, nous avons reconnu les grès verts vraconniens à *Ostrea vesiculosa*. Une petite dépression, comprise entre le Cénomanien et les marnes rouges à l'W est probablement attribuable à la présence des marnes albiennes dont les fossiles pyriteux ont été signalés par Douxami (par erreur indiqués comme étant valangiens) et par Rittener.

Les terrains crétacés inférieurs sont à peu près continus au NE et jalonnent ce synclinal par le Petit Suvagnier, l'Etranglée et les parages de la Prise Cosandier près de Buttes. Au Petit Suvagnier, la Molasse marine est représentée par des sables mous. Au NE de l'Etranglée, on observe des conglomérats tertiaires et probablement des calcaires d'eau douce.

Pour expliquer la présence d'une lame de Crétacé moyen dans le synclinal de Grand Suvagnier, on doit admettre qu'un lambeau en a été conservé dans une dépression ayant amorcé le synclinal actuel, lors des érosions supracrétacées et éocènes.

Peut-être convient-il d'attribuer à une lame tectonique, les grès vraconniens signalés par Rittener à la fontaine des Arraudes sous le Franc-Castel,<sup>2</sup> où ils sont intercalés dans l'argile rouge?

8. HS. MOLLET (Biberist). — *Ein alter Senselauf.*

Ähnlich wie der Senselauf unterhalb der Guggisbergerbrücke seinen morphologischen Charakter plötzlich ändert, zeigt der Lauf des Gotteron zwei recht verschiedene Abschnitte. Der cañonartige Teil unterhalb

<sup>1</sup> T. Rittener. Etude géologique de la Côte-aux-Fées et des environs de Ste-Croix et Baulmes. — Matériaux Carte géol. suisse, nouv. sér., livr. XIII, 1902, texte, carte au 1:25,000 et pl. 1, coupe 5.

<sup>2</sup> T. Rittener. Notice sur un affleurement d'Aquitaniens dans le Jura vaudois «Bull. Soc. vaud. Sc. nat.», N° 105, 1892, p. 294—297, pl. XIX—XXI.

Hoyozmühle mit seiner unausgeglichenen, nach Freiburg hinunterziehenden Felsschlucht trägt die Merkmale jugendlicher, postglacialer Entstehung. Oberhalb Hoyozmühle werden die Molassevorkommen am Gotteron zunächst seltener und fehlen sodann gegen das Quellgebiet des Flusses. Bei Hofmatt lässt die Molasse am Gotteron eine gut 750 m breite Lücke offen. Im Bett dieses oberen Abschnittes des Gotteron beobachtet man dagegen fast durchwegs einen blauen, gelegentlich geschichteten Glacialton mit nur vereinzelten geschrammten Geschieben. Es sind diese Tone zur letzten Eiszeit in einen lokalen Stausee abgelagerte Seeletten, welche am Gotteron eine in der Tiefe verborgene alte Felsrinne auskleiden. Gleiche Seeletten beobachtete der Referent übrigens 1922 in 27 m Mächtigkeit über der Molasse der tiefsten Talrinne bei einer 46 m tiefen Sondierbohrung auf Grundwasser im Talboden des Dorfbaches bei Schwarzenburg. Die blauen Seeletten am Gotteron finden jenseits der Wasserscheide Gotteron-Sense ihre Fortsetzung in den ausgedehnten Rutschgebieten längs des Westhangs der Sense von Tannenvorsass bis oberhalb Plaffeien. Hier stossen wir sodann auf das Liegende der Seeletten, bestehend aus den bekannten interglacialen älteren Senseschottern. Nach dem Auftreten des 4000 Minutenliter liefernden Grundwasseraufstosses der Hofmattquelle am Gotteron muss eine Fortsetzung dieser Senseschotter bis mindestens in die Gegend von Hofmatt angenommen werden. Von den Seeletten fast ganz verdeckt, finden sich die Senseschotter tatsächlich im Grabenbach westlich P. 785, wo sie eine Grundwasserquelle von 2000 Minutenlitern Erguss bedingen. Alle diese Momente sprechen für einen alten, schon 1885 von V. Gillieron vermuteten Senselauf. Dieser Lauf zweigt etwa bei P. 788 (Sensematt) vom heutigen Sensebett ab, um in der Richtung über Gute Tanne, Leist und Grabbach in das Gebiet des heutigen Gotteron abzuschwenken.

**9. P. ARBENZ (Bern) und FR. MÜLLER (Meiringen).** — *Das Profil des Kirchetrogels bei Meiringen.*

Der Kalk des Kirchetrogels enthält ausser Malm auch noch höchstwahrscheinlich untere Kreide in Form des dichten, hellen sogenannten Oehrlatkalks, ferner Kalkbreccien von gröberem und feinerem Korn, die dem Eozän zugehören dürften. Sie sind identisch mit der nummulitenführenden Breccie von Mürren und verwandten Gesteinen der Wengernalp und führen unmerklich von den mesozoischen Gesteinen der Untergasse in die Kalke und Sandkalke des Eozäns über. Die starke Laminierung aller Gesteine erschwert ihre Unterscheidung im Kirchetrog. Das Tertiär ist in der Aareschlucht ausserdem durch Sandsteine (zum Teil siderolithischer Natur) und dunkle Schiefer vertreten, die in enggepressten Synkinalen den Kalk des Kirchetrogels bis nahe zum Südausgang der Aareschlucht durchsetzen.

**10. P. ARBENZ (Bern).** — *Über Verbreitung und Bedeutung der tauchenden Falten in den helvetischen Alpen.*

Es wird gezeigt, dass tauchende Falten in den helvetischen Decken

zonar verbreitet sind, und zwar besonders in solchen Regionen, die sekundäre Steilstellung der Decken und ihrer Schubflächen erfahren haben. Einen Beweis für ein primäres Abgleiten der Decken darf man in ihnen im allgemeinen nicht erblicken.

**11. WALTHER STAUB (Bern). — *Ergebnisse neuerer Untersuchungen über den Gebirgsbau der Vispertäler.***

Die im Auftrage der geologischen Kommission in den Sommern 1925 und 1926 ausgeführten Untersuchungen auf den Siegfriedblättern Visp, St. Niklaus und Simplon hatten den Zweck, die Lücke in der Kenntnis des Gebirgsbaus zwischen der Simplongruppe im Osten, der Dent Blanche im Süden und dem Aarmassiv im Norden auszufüllen. Das Gebiet war jedoch nicht vollständiges Neuland. Verschiedene Teile sind bereits Gegenstand eingehender Untersuchungen gewesen, so von E. Argand, C. Schmidt, H. Preiswerk, A. Buxtorf, A. Werenfels. Folgendes stand fest:

Die Bündnerschiefer im Liegenden der penninischen Decken (d. h. die Bündnerschiefer der Bedrettomulde), sind südlich der Visp durch drei Gneislappen in drei Teile geteilt. Der nördliche, tiefste Gneislappen bildet den Gneiskopf des Gebüdem (2328 m) ob Visperterminen, selbst nur das westliche Ende der Gantergneisantiklinale, welche zur Monte Leone-Ofenhorndecke gehört. Dieser Gneislappen besteht sehr einheitlich aus einem graugrünen Orthogneis mit kleinen weissen Feldspateinsprenglingen. Er gehört also zu der obersten der drei Simplondecken. Abweichend gebaut sind die, durch die Gantermulde und die Magenhornmulde abgetrennten, Gneislappen von Visperterminen und Gspon-Törbel. Sie liegen über dem Gneislappen des Gebüdem und bestehen in der Hauptsache aus Paraschiefern und Mischgneisen, ähnlich denjenigen, welche sich am Aufbau des unteren Teils der St. Bernharddecke beteiligen.

Während der Gneislappen von Visperterminen, wie der Lappen des Gebüdem auf der rechten Talseite bleiben, tritt die Gneismasse von Gspon-Törbel westlich der Visp gegen Norden vor. Das Streichen verläuft im Talstück Stalden-Visp stellenweise fast Nord-Süd. Dieses Vortreten nach Norden, sowie das Abtauchen der Gneislappen und der Bündnerschiefermulden gegen Westen zu, sind die Folge des starken Axialgefälles, welches alle tektonischen Einheiten der beiden Gehänge der vereinigten Vispertäler in ähnlicher Weise beherrscht.

Als höhere Einheit liess sich nun über den erwähnten drei Gneislappen die grosse Masse der St. Bernharddecke abtrennen. Auf der Karte des Dent Blanche-Massivs von E. Argand findet sich bei St. Niklaus (im Nikolaital) in der Talsohle unter den Augengneisen der St. Bernharddecke ein Aufschluss von wohl vorherrschend der unteren Trias angehörenden weissen Quarziten in einer Mächtigkeit von 120 m eingetragen. A. Werenfels fand solche weisse, massive Quarzite in grosser Mächtigkeit oberhalb Zeneggen auf Blatt Visp. Während die Aufschlüsse bei St. Niklaus früher als Fenster unter der St. Bernhard-

decke gedeutet worden sind, konnte nun festgestellt werden, dass die Aufschlüsse oberhalb Zeneggen mit denen von St. Niklaus über Törbel und Embd in ununterbrochenem Zusammenhang stehen. Die Dächer von Törbel sind mit grünlichen Serizitquarzitplatten gedeckt, und in Embd, oberhalb Kalpetran, bildet der grünlich-weiße Quarzit den hauptsächlichen Baustein für Häuser und Mauern. Das Quarzitband fällt oberhalb Zeneggen auf Blatt Visp ziemlich steil bergeinwärts und lässt sich unterhalb Birchen verfolgen. Das Schichtgefälle drückt sich sowohl bei Birchen, wie bei der Kapelle St. Anton oberhalb Törbel im Gehänge aus. Kapelle und Kirche von Eischol liegen auf diesem weißen Quarzit, welcher hier, wie bei den Dörfern Zenhäusern und Birchen, von Triasdolomit unterlagert wird und welcher, zusammen mit dem Triasdolomit, den Gneis- und Karbonschieferlappen mit Anthrazit, die „zone houilliére“, von der St. Bernharddecke abtrennt. Auf der rechten Seite des Nikolaitales zieht das Quarzitband unterhalb Grächen durch. Es klettert im weiteren südlich Hohtschuggen steil gegen die Hannigalp empor, um unterhalb der Hannigalp ins Saastal niederzusteigen, wo der Quarzit in vertikaler Stellung etwas unterhalb dem Hotel Hutegg die Saaser Visp quert. Hier lässt sich das helle Band bis gegen das Simelihorn und den Weissengrat verfolgen, wo es etwas südlich des Weissengrates nach Süden aufbiegt und sowohl in axialer Richtung nach Osten, wie über die Cassannaschiefermasse des Mattwaldhorns nach Süden in die Luft streicht.

Über dem Quarzit fand sich nur an einer Stelle ein Dolomitband, nämlich bei St. Niklaus auf der rechten Talseite, oberhalb den Voralpen Fluh und Balmen.

Innerhalb der Gspon-Törbelgneismasse stellte bereits A. Buxtorf ein dunkles anthrazitführendes Karbonschieferband fest. Es trennt eine obere Gneisschuppe von Gspon-Törbel, von einer untern Gneisschuppe aus vorwiegend sedimentären Serizitschiefern von Stalden ab und gibt Anlass zu der grossen Rutschung und Sackung von Staldenried. Während die obere Schuppe, zugleich mit einem Paket von gefalteten, wohl permischem Serizitquarziten, nördlich Törbel, auskeilt, verschmälert sich die untere Schuppe bis Zeneggen zu einem dünnen Keile und bildet den kristallinen Kern der Karbonzone von Birchen-Unterbäch-Ergisch.

Im nördlichen Teile der grossen Gneismasse der St. Bernharddecke treten lange, linsenförmige Lagen von Augengneisen auf, welche sich nach Süden mit der grossen Masse der „Mischabel“- oder „Randa-Augengneise“ vereinigen, zu denen sie gehören. Es erwies sich als zweckmäßig, diese Augengneislagen als „Orthogneise mit ihren randlichen Bildungen“ auf der Karte speziell auszuscheiden. Sie geben, wie die Amphibolit- und Grünschieferlagen, den Verlauf der Gesteinszonen an. Über diesen Augengneisen folgt am Nordhang des Ergischhorns wieder ein Quarzitband, das die Stirnregion der Bernharddecke teilt. Es zeigt an, dass im Norden, bei der Stauung der Bernharddecke am Aarmassiv, diese mächtigste Gneisdecke zerschlitzt wurde. Dieses schmälere und kürzere Triasband steigt vom Gipfel des Emshorns,

westlich des Turtmanntals, durch die Hornschlucht steil ins Turtmanntal hinab, streicht östlich vom Turtmanntal unter dem Ergischhorn durch und keilt etwas südlich der Alp Tschorr unterhalb des Ergischhorns aus.

Augengneisbänder treten auch in der obern Gspon-Törbelgneisschuppe auf, jedoch nur in deren östlichem Teile, im Saastal. Sie deuten auf eine Diskontinuität in der Verbreitung und Ausbildung der Gneismassen, verglichen mit den tektonischen Einheiten, hin. Auch hier nimmt somit die Kristallinität der Gesteine gegen Osten hin zu. Die drei Gneislappen unter der St. Bernharddecke füllen eine Vertiefung hinter dem Aarmassiv aus, die entstand durch das im Verhältnis zum Aarmassiv raschere, westliche Absinken des Gotthardmassivs. Die Gneislappen zeigen Schuppenbau. Im Gegensatz hiezu stellt die Gneismasse der Bernharddecke eine mehr in sich bewegte Masse dar, innerhalb welcher zerriessende Bewegungen fehlen, wogegen zwei ausgesprochene Kluftsysteme den Grad der innern Tiefenbewegung kundtun.

Die Steilstellung der Schichten im untern Saastal beim Hotel Hutegg, und der fächerförmige Bau der Gneisschichten an beiden Gehängen des Saastales, auf der Strecke Stalden-Saasgrund, sind als eine Fernwirkung der sich in die Bernharddecke einpressenden Monte Rosadecke zu deuten, welche von der Zone Mattwaldhorn-Rauthorn an südwärts bis Saasgrund Rückfaltung der Gneise mit Nordfallen der Schichten erzeugte.

Die Abweichungen in der Streichrichtung, welche durch den Anprall der Monte Rosadecke vom Saastal ostwärts entstehen, bewirken das Auskeilen in der Längsrichtung mehrerer tektonischen Einheiten gegen den Simplonpass hin, wo die Cassannaschiefermassen des Fletschhorns direkt auf Amphibolite und Gneise des Grieserhorns zu liegen kommen, welche die östlichste Fortsetzung der obern Gspon-Törbelmasse darstellen.

#### 12. A. LUDWIG (St. Gallen). — *Stampische Molasse mit mariner Molluskenfauna am Nordrand des Säntisgebirges.*

Das marine Stampien mit Molluskenfauna (Biltener- oder Horwertschichten) war bisher zwischen Linth und Rhein noch nirgends nachgewiesen. Der Referent entdeckte diesen Horizont in mehreren Tobeln südlich vom Kronberg, zwischen Weissbach und Säntis-Nordrand, zunächst im untern Teil des Rachentobels westlich vom Weissbad, sodann auch in den beiden zirka 1,5 km weiter westlich herabziehenden Eugsttobeln. Die Molluskenfauna gleicht derjenigen von Biltten; doch sind im appenzellischen Stampien die kleinen Cardien weniger häufig; vorherrschend ist Cyrena; es handelt sich um eine Brackwasserfauna.

Alle Molasse zwischen Kronberg und Säntis ist von stampischem Alter.  $\frac{2}{3}$  des hier rund 1000 Meter mächtigen stampischen Schichtkomplexes werden durch graue, gelbliche, rote, gefleckte und flyschähnliche Mergel gebildet; der Rest entfällt auf kalkreichen Sandstein und Kalknagelfluh; letztere ist in mindestens 10, oft weit auseinanderliegenden Bänken vorhanden, dürfte jedoch kaum 150 m Gesamtmächtigkeit erreichen. Die stampische Schichtmasse ist auf die bunte aqui-

tanische Nagelfluh des Kronbergs überschoben und wurde selbst wieder von sekundären Störungen (Wirkung der Säntis-Querbrüche) betroffen. Das Molasseprofil vom Säntis bis zur Stadt St. Gallen hat Ähnlichkeit mit demjenigen vom Pilatus zur Stadt Luzern. Hier wie dort finden wir einen inneren aufgeschobenen stampischen Schichtkomplex und ein äusseres gefaltetes Gebiet mit zwei Antikinalen und einer Synklinale. Doch wurde die 14 km breite appenzellisch-st. gallische Zone weit weniger intensiv gestaut und gefaltet, als die nur 6 km breite entsprechende luzernische Zone. — Die Überschiebung des Stampien in der ostschweizerischen Molasse entspricht der Baumbergerschen Überschiebung in der Zentralschweiz.

**13. RUDOLF STAUB (Fex). — *Über Gliederung und Deutung der Gebirge Marokkos.***

Der Boden Marokkos lässt sich wie folgt gliedern; wir unterscheiden, von Norden nach Süden fortschreitend:

1. Das Rif.
2. Die marokkanische Meseta.
3. Die Ketten des Atlas.
4. Die Tafel der Sahara.

Bisher galten Rif und Atlas als die einzigen jungen, alpinbewegten Ketten Marokkos, marokkanische Meseta und Sahara wurden als alte, seit dem Karbon nicht mehr gefaltete Horste gedeutet. Das Rif erschien als ein Glied der Alpiden und stand nach den bisherigen Kenntnissen mit der Betischen Kordillere Spaniens in Verbindung; die Ketten des Atlas betrachtete man als selbständige Gebirge der grossen südbewegten Kettenschar der Dinariden, und die Tafel der Sahara endlich wurde als deren passives Vorland aufgefasst.

Die Wirklichkeit sieht etwas anders aus. Nicht nur Rif und Atlas zeigen jungen, alpinen Bau, sondern auch weite Teile der marokkanischen Meseta und der nördlichen Sahara. Das Rif gehört nicht zu den eigentlichen Alpiden, es steht in keiner Verbindung mit der Kordillere Südspaniens, es zeigt auch nicht den grosszügigen Deckenbau der spanischen Alpiden. Die Ketten des Atlas sind nicht gegen Süden, sondern deutlich gegen Norden bewegt, ihr Vorland ist nicht der Block der Sahara, sondern die marokkanische Meseta, und auch diese zeigt letzten Endes in ihren einzelnen Teilelementen eine grossartige und ausschliessliche Bewegung gegen Norden hin. Die Sahara endlich erscheint als das aktive Rückland des Hohen Atlas. Eine Südbewegung lässt sich nur im Rif erkennen, sonst zeigt ganz Marokko eine grandiose Bewegung aller Massen gegen Norden. Wir erkennen daher auch hier den gewaltigen Nordstoss Afrikas, der heute als die alles beherrschende Grundursache der alpinen Gebirgsbildung angesehen werden muss.