

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Band: 14 (1916)
Heft: 2

Artikel: Bericht über die vierunddreissigste Jahresversammlung in Schuls (Unter-Engadin)
Kapitel: Vierunddreissigste Hauptversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft
Autor: [s.n.]
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-157598>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 22.11.2024

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

eine Exkursion im Oberengadin und Puschlav (Bernina-Gebiet) führen.

Die Programme zu diesen Exkursionen sind bereits an die Mitglieder versandt worden.

Für den Vorstand :

Der Präsident, Prof. Dr. H. SCHARDT.

Der Schriftführer, Prof. Dr. A. BUXTORF.

B

Vierunddreissigste Hauptversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft

im neuen Schulhaus in Schuls, den 8. August 1916, vormittags 8 1/4 Uhr.

ERSTER TEIL : Geschäftliche Sitzung.

a) Präsident SCHARDT verliest den *Bericht* über das *verflossene Geschäftsjahr 1915-1916* aus welchem hervorgeht, dass trotz der kriegerischen Zeitläufe die Schweizerische geologische Gesellschaft ihre Aufgabe ohne wesentliche Störung hat erfüllen können. Auch der Mitgliederbestand hat in letzter Zeit wieder eine erfreuliche Zunahme erfahren. Der Jahresbericht wird von der Gesellschaft dankend genehmigt.

b) Nach Antrag der Rechnungsrevisoren (Dr. Jeannet und Dr. Gagnebin) wird ferner die *Jahresrechnung 1915-1916* gutgeheissen, unter Verdankung an Kassier Lugeon. Ferner wird dem vom Kassier aufgestellten *Budget 1916-1917* zugestimmt und der *Jahresbeitrag* für das kommende Geschäftsjahr auf *10 Fr.* festgesetzt.

c) Für den statutengemäss ausscheidenden *Rechnungsrevisor* Dr. JEANNET wird als Ersatz Dr. Hans Hirschi (Zürich) gewählt.

d) *Exkursionen im Unter-Engadin.* — Präsident Schardt teilt mit, dass sich Herr Prof. U. GRUBENMANN aus Gesundheitsrücksichten leider gezwungen sehe, auf Mitbetätigung an der Führung der Exkursionen im Unter-Engadin zu verzichten. Infolge dessen kann die für Donnerstag, 10. August, vorgesehene Exkursion : Ardez-Piz Minschun-Alp Champatsch-Schuls nicht stattfinden. Dagegen erklärt sich Herr Dr. TARNUZZER bereit, die Leitung der für Freitag, 11. August, projektierten Exkursion von Schuls aus nach der Plattamala

und zurück zu übernehmen, freilich müsste sie auf Donnerstag verlegt werden. — Eine Verschiebung der Exkursionen im Ober-Engadin auf ein früheres Datum erwies sich leider als untunlich, da eine Anzahl Teilnehmer erst auf den Abend des 11. August sich in St. Moritz einfinden wird. Die Gesellschaft nimmt von diesen Mitteilungen zustimmend Kenntnis.

e) *Streichung im Handelsregister.* — Da laut neuem schweizerischem Zivilgesetzbuch unsere Gesellschaft nicht mehr im Handelsregister geführt werden muss, beantragt Buxtorf Streichung vorzunehmen. Nach gewalteter Diskussion wird beschlossen, über diese Angelegenheit an der nächsten Hauptversammlung abzustimmen. Da es sich um eine Statutenänderung handelt, muss dieselbe unter den Traktanden der Hauptversammlung den Mitgliedern vorher bekannt gegeben werden.

Schluss der geschäftlichen Sitzung 9¹/₄ Uhr.

Hierauf *Wissenschaftlicher Teil* (bis 1 Uhr), wozu als Präsident Dr. ALB BRUN (Genf) gewählt wird.

Der Präsident, Prof. Dr. H. SCHARDT,
Der Schriftführer, Prof. Dr. A. BUXTORF.

Notiz betreffend die Exkursionen.

Ueber die anlässlich der Versammlung von Schuls ausgeführten *Exkursionen* sei beigefügt, dass sich bei der definitiven Nachfrage für die Exkursion vom Donnerstag, 10. August, (nach der Plattamala) leider nur wenige Mitglieder anmeldeten, so dass Dr. TARNUZZER auf deren Abhaltung und Leitung verzichten musste.

Programmgemäss ausgeführt wurde schliesslich im Unter-Engadin nur die allgemeine Exkursion vom

Mittwoch, 9. August: Schuls-Clemgiaschlucht-Val Mingér-« Sur il Foss », (Leitung Dr. TARNUZZER).

Nach den allgemeinen Veranstaltungen der gesamten Schweiz. Naturf. Gesellschaft im Val Mingér und von « Sur il Foss » (Schweiz. Nationalpark) sammelten sich dann im Laufe des Nachmittags inoffiziell 22 Mitglieder der geol. Gesellschaft in Scarl, von wo aus mehrere unter ihnen noch den nahen, verlassenen Bleigruben Besuche abstateteten.

Donnerstag, 10. August wurde sodann über Alp Sesvenna der Piz Cornet (3033 m) und der Piz Lischanna (3109 m) bestiegen und durchs Val Lischanna nach St. Jon und Schuls abgestiegen. Die Anregung, die Gruben von Scarl, den Piz Cornet und Piz Lischanna zu besuchen war namentlich von

Prof. C. SCHMIDT ausgegangen, nachdem durch den Wegfall der Exkursion nach der Plattamala der Donnerstag frei geworden war. Die Leitung der Lischannatour selber — namentlich des touristischen Teils — hatte in verdankenswerter Weise Dr. P. BECK übernommen, der das Gebiet von früher her kannte.

Freitag, 11. August wurde gruppenweise die Weiterreise nach dem Ober-Engadin angetreten zum Rendez-vous mit Dr. Staub in St. Moritz. Eine grössere Anzahl benützte die Gelegenheit um unter der Führung von Prof. ALB. HEIM einen Besuch der Umgebung von Ardez einzuschalten.

Die anschliessenden *Exkursionen im Ober-Engadin und Puschlav*, Führer Dr. R. STAUB (zirka 30 Teilnehmer), fanden wie vorgesehen vom 12. bis 16. August statt, und zwar konnte, dank der günstigen Witterung, das reichhaltige Programm fast in allen Einzelheiten durchgeführt werden. Näheres siehe im Exkursionsbericht.

Dr. A. BUXTORF.

ZWEITER TEIL: Wissenschaftliche Sitzung.

Zugleich Sektion für Geologie und Mineralogie der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft.

Präsident: Dr. ALBERT BRUN (Genf).

Sekretäre: Dr. ALPHONSE JEANNET und Dr. ARNOLD HEIM (Zürich).

I. — Dr LÉON-W. COLLET (Berne): **L'écoulement souterrain du Seelisbergerseeli.** (Atlas Siegfried 1 : 25 000^e F. 381. Carte géologique spéciale N^o 29^a.)

MM. LUGEON et JÉRÉMINE¹, puis M. BUXTORF², ont vu, avec raison, dans le Seelisbergerseeli, un lac d'origine karsique. C'est une vraie *doline* dans le Gault et l'Urgonien.

Après avoir actionné une scierie, l'émissaire du lac se perd petit à petit dans une faille du Gault. Le 5 mai 1916, à 4 h. 45 m. du matin, 6 kg. de fluorescine furent versés en une fois dans le canal de la scierie. Toutes les sources de la région du Rütli à Treib et de cette localité au Kohltalbach, qui se jette dans le lac des Quatre-Cantons à Rieselten, furent surveillées. Le plongement de l'axe des plis à l'ouest et la présence de nombreuses failles, rendaient toute prognose dangereuse. Le 5 mai, pendant toute la journée, une tempête de

¹ Les bassins fermés des Alpes suisses. *Bull. des Lab. de Géologie, Géographie physique, Minéralogie et paléontologie de l'Université de Lausanne.* N^o 17, 1911.

² Erläuterungen zur geol. Karte der Rigihochfluhkette No. 14. Bern 1916.

fœhn nous empêcha d'effectuer des sondages thermiques le long de la rive gauche du lac d'Uri, pour rechercher la présence possible de sources sous-lacustres.

Le 6 mai, à 11 h. 30 du matin, je constatais avec M. von Moos, ingénieur, une très forte coloration dans l'eau du lac d'Uri, le long de la rive gauche, à l'endroit où les couches de l'Urgonien normal du synclinal de Seelisberg sont absolument horizontales, c'est-à-dire à environ 200 m. au sud de l'extrémité sud de la prairie portant la cote 471. La couleur sortait de fissures du fond par environ un mètre de profondeur, soit probablement au contact de l'Urgonien avec les couches de Drusberg. La température de l'eau du lac, à la surface, était à cet endroit de 7°,95, tandis que sur le fond, à 1 m. 10 de profondeur, au-dessus d'une fissure d'où sortaient des tourbillons colorés, la *température ascendait* à 8°,80. La température de l'émissaire du lac était, le 5 mai 1916, de 10°,2, ce qui explique la température relativement élevée de la résurgence. En dehors de l'influence des sources, la température de l'eau du lac d'Uri était, à 2 m. de profondeur, de 7°,72.

Les autres sources de la région furent observées pendant de nombreux jours par M. von Moos. L'examen au fluoroscope ne révéla aucune coloration. Notons encore que des essais de coloration furent faites, avant nous, sans résultats. On avait probablement négligé d'observer la rive gauche du lac d'Uri ou la quantité de fluorescine employée était insuffisante.

La source sous-lacustre principale pourra facilement être retrouvée par ceux qui seraient désireux de renouveler notre expérience. Elle se retrouve au pied du rocher marqué d'une croix en rouge avec les initiales C. K. et L. H.

II. — D^r LÉON-W. COLLET (Berne) : **La charge d'alluvions en suspension dans les cours d'eau, de la surface au fond.**

M. RAOUL BOISSIER¹ a montré récemment, pour l'Arve, que la charge des alluvions en suspension augmentait considérablement de la surface au fond. L'Arve ayant un régime torrentiel, il était indiqué de rechercher si le même phénomène se présentait dans un cours d'eau de pente plus faible. J'ai choisi, à cet effet, le Rhône, à la Porte du Scex (station du Service suisse des Eaux avec limnigraphe et courbe de débits).

¹ Le charriage des alluvions en suspension dans l'eau de l'Arve. *Archives des Sciences physiques et naturelles*. Tome XLI. Avril 1916, p. 331-333.

Au moyen d'un appareil spécial, dans la construction du- que je ne puis entrer ici, faute de place, 38 échantillons d'eau furent récoltés de la surface au fond le long de 8 ordonnées du profil en travers. L'opération fut effectuée le 26 mai 1916, pendant la montée d'une vague de hautes eaux et répétée le lendemain à un niveau de 5 cm. plus élevé.

Les résultats ci-dessous montrent l'erreur que l'on peut commettre en calculant le charriage des alluvions en suspension en se basant uniquement sur des prises en surface :

	26 mai 1916.	27 mai 1916.
Charge moyenne de sable en gr. par litre	0,827	0,969
Charge en sable dans le profil en kg. par sec.	325,976	381,830
Charge en sable dans le profil en kg. par sec. en se basant uniquement sur les échantil- lons de surface	205,495	260,669
Différence en kg. par sec. . . .	120,481	121,161
Différence en %/o	37,0	31,7

Dans un mémoire récent¹, j'ai attiré l'attention sur les corrections qui devaient être faites aux mesures effectuées en surface par UETRECHT², pour tenir compte de la varia- tion diurne de la charge, en surface, dans un cours d'eau à régime glaciaire. Les résultats ci-dessus montrent que les chiffres d'Utrecht doivent être encore considérablement majorés pour obtenir la charge réelle de sable dans tout le profil, ce savant n'ayant opéré que sur l'eau de surface.

III. — E. ARGAND (Neuchâtel) : **Sur l'Arc des Alpes occidentales.**

(Voir la note parue sous ce titre dans les *Eclogæ*, tome XIV, p. 145.)

IV. — Dr. LEONHARD WEBER, Belfaux (Freiburg). **Bestim- mung der optischen Konstanten zweiachsiger Kristalle mit Hilfe eines einzigen Prismas beliebiger Orientierung.**

Die optischen Konstanten eines durchsichtigen Kristalls ohne Drehungsvermögen sind durch das Indexellipsoid (= Indikatrix, Elastizitätsellipsoid usw.) völlig bestimmt. Bezogen auf ein rechtwinkliges, mit dem Prisma festverbun- denes Achsensystem (vergl. Figur) schreibt sich seine Gleichung in der Form :

¹Le charriage des alluvions dans certains cours d'eau de la Suisse. *Annales suisses d'hydrographie*. Vol. II. Berne 1916.

²Die Ablation im Rhonegebiet.

$$a_{11} x^2 + a_{22} y^2 + a_{33} z^2 + 2 a_{12} xy + 2 a_{23} yz + 2 a_{31} zx - 1 = 0$$

Hieraus findet man für die Kurve C , in welcher die Wellennormalenfläche von der xy -Ebene geschnitten wird, den Ausdruck :

$$q^4 - q^2 (P_{11} \cos^2 \psi + P_{22} \sin^2 \psi - 2 P_{12} \sin \psi \cos \psi) + (Q_{11} \cos^2 \psi + Q_{22} \sin^2 \psi - 2 Q_{12} \sin \psi \cos \psi) = 0$$

worin zur Abkürzung

$$P_{11} \equiv a_{22} + a_{33}$$

$$P_{22} \equiv a_{33} + a_{11} \quad \text{I}$$

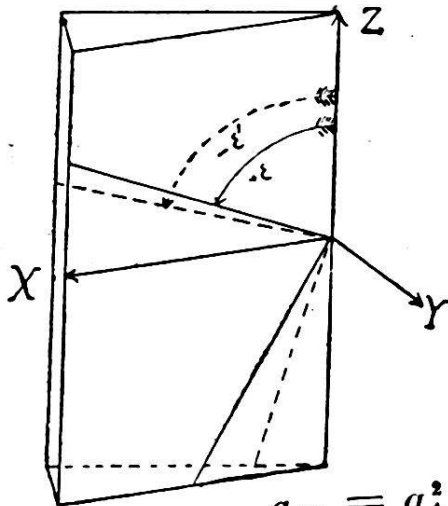
$$P_{12} \equiv a_{12}$$

$$Q_{11} \equiv a_{22} a_{33} - a_{23}^2$$

$$Q_{22} \equiv a_{33} a_{11} - a_{31}^2 \quad \text{I}^a$$

$$Q_{33} \equiv a_{12} a_{33} - a_{23} a_{31}$$

gesetzt ist. Die P_{ik} (und Q_{ik}) lassen sich auf Grund der Beobachtungen am Spektrometer eindeutig ermitteln, falls gewisse Schwierigkeiten, welche sich der praktischen Berechnung entgegenstellen, durch einfache Interpolationen umgangen werden.



Bestimmt man neben den Geschwindigkeiten q_1 und q_2 ($q_1 < q_2$) auch die Schwingungsrichtungen $\varepsilon_1 = \varepsilon$ und $\varepsilon_2 = \varepsilon + 90^\circ$ jener Wellen, deren Normalen parallel zur y -Achse sind, so kommt :

$$a_{11} \equiv q_1^2 \sin^2 \varepsilon + q_2^2 \cos^2 \varepsilon$$

$$a_{13} \equiv (q_1^2 - q_2^2) \sin \varepsilon \cos \varepsilon \quad \text{II}$$

$$a_{33} \equiv q_1^2 \cos^2 \varepsilon + q_2^2 \sin^2 \varepsilon$$

Weiter liefert die Berücksichtigung der Geschwindigkeiten q'_1 und q'_2 ($q'_1 < q'_2$) und Schwingungsrichtungen $\varepsilon'_1 = \varepsilon'$ und $\varepsilon'_2 = \varepsilon' + 90^\circ$ jener Wellen, deren Normalen senkrecht zur anderen Grenzfläche des Prismas sind, die Beziehungen :

$$a_{11} \cos^2 \Gamma - 2 a_{12} \sin \Gamma \cos \Gamma + a_{22} \sin^2 \Gamma \equiv q_1'^2 \sin^2 \varepsilon' + q_2'^2 \cos^2 \varepsilon'$$

$$a_{23} \sin \Gamma - a_{31} \cos \Gamma \equiv (q_1'^2 - q_2'^2) \sin \varepsilon' \cos \varepsilon' \quad \text{III}$$

$$a_{33} \equiv q_1'^2 \cos^2 \varepsilon' + q_2'^2 \sin^2 \varepsilon'$$

wo Γ den Prismenwinkel bezeichnet.

Die Gleichungsgruppen I, II und III bestimmen das Indexellipsoid und damit die optischen Konstanten eindeutig.

V. — MAURICE LUGEON (Lausanne): **Sur l'origine des blocs exotiques du Flysch préalpin.** — Le Flysch qui, à Habkern, contient les fameux blocs exotiques, repose directement sur les schistes nummulitiques priaboniens de la couverture de la nappe du Wildhorn.

Une étude récente de ce Flysch charrié, le long du Löm-bach, torrent qui descend d'Habkern, m'amène aux constatations suivantes: Sous le point 694, signalé par BECK¹, ce Flysch contiendrait, selon cet auteur, à côté de rares cailloux granitiques et de blocs gréseux ou de quartzite, de très nombreux blocs de Crétacé supérieur.

Je considère ces derniers éléments comme des lentilles étirées d'une sédimentation zoogène intercalée stratigraphiquement dans des schistes marneux terrigènes. Seules ces dernières roches sont considérées comme appartenant au Flysch tertiaire par Beck. Pour moi, le tout ne forme qu'une *alternance de deux sédimentations du même âge*. Je trouve la preuve de cette manière de voir dans le fait que plus haut, dans le thalweg du Lombach, on peut voir ces sédiments zoogènes à Globigérines former des alternats innombrables dans les schistes terrigènes. Parfois, les roches à globigérines n'ont que quelques millimètres d'épaisseur. On ne saurait voir, dans ces alternances très multipliées, autant de lames tectoniques ou des blocs exotiques prenant la forme de délits calcaires!

BOUSSAC a pu déterminer que le Flysch à blocs exotiques était lutétien. Or, Beck, au point 694, signale dans les lentilles calcaires la présence de six Aptychus. On doit conclure de cette contradiction que le Flysch avec ses alternances stratigraphiques commence dès le Crétacé, ou bien qu'il existe, dans ce point 694, une lame de Crétacé pincée tectoniquement dans le Flysch, ou encore que les aptychus ont pu être trouvés dans un *bloc exotique* de Crétacé noyé dans ce Flysch, dont une partie des sédiments, soit les zoogènes, ne se distinguent pas du Crétacé, parce qu'ils ont le même faciès.

C'est à l'une ou l'autre de ces deux dernières interprétations que nous nous raccordons.

Or, en remontant le cours du Lombach, non seulement la sédimentation zoogène, en minces alternats ou en lentilles, cesse peu à peu, mais, par contre, les blocs exotiques augmentent en quantité. Autrement dit, la fréquence des blocs exotiques est en relation avec le mode de sédimentation.

¹ P. BECK, Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. *Mat. Carte géol. de la Suisse*. N. s. Livr. XXIX, 1911.

Quand la sédimentation terrigène est exclusive, alors se présentent de nombreux blocs¹.

Cela signifie que le transport de ces blocs n'est plus un problème. Ce sont des blocs glissés sur un fond décline vaseux de la mer et *non loin de leur rivage primitif*. Les éléments de grès, d'arkose ou de quartzites à grains verts (oelquarzit) ne sont que des sédiments originels du Flysch brisés par les actions tectoniques, parce que moins extensibles que les marnes qui alternaient avec eux. Cette hypothèse n'est, du reste, pas nouvelle.

Des observations faites dans la zone du Niesen ont amené à voir dans les traînées de blocs, qui n'existent qu'à la base de la série du Flysch, qu'une sorte de brèche de base. Là aussi les blocs ne proviennent pas de très loin.

Il reste à connaître maintenant la source des blocs exotiques.

D'abord, en assimilant les nappes du Niesen avec le Flysch à blocs exotiques d'Habkern, on commet une grave erreur. Et le terme de Nappe Niesen-Habkern, introduit par Beck, donne lieu à des confusions fâcheuses. Ce sont deux unités tectoniques fort différentes l'une de l'autre qui sont associées sans raison.

En voici la preuve :

Dans le bas du torrent de Culand, sur le versant nord de la nappe des Diablerets, j'ai découvert, dernièrement, le Flysch à blocs exotiques absolument semblable à celui d'Habkern. Il y a des éléments granitiques et des lentilles de calcaire à globigérines, ainsi que des quartzites à grains verts. Ces calcaires et quartzites sont absolument inconnus dans les brèches du Niesen.

Or, ce Flysch, type Habkern, repose, par l'intermédiaire d'une lame de calcaire oolithique barrémien à Orbitolines, sur le Flysch de couverture de la nappe des Diablerets, tandis que le Flysch du Niesen est superposé aux ensembles des écaillés des Préalpes internes.

Donc, *le Flysch d'Habkern appartient aux Préalpes internes et avec lui les célèbres couches crétacées de Leimern*. Ces dernières n'ont rien à voir avec les « Couches rouges » des Préalpes médianes. Elles n'ont qu'une similitude, très

¹ J'ai eu la chance de découvrir, pour la deuxième fois, un affleurement de gypse dans le thalweg du Lombach. Ce gypse se trouve rive gauche ; sur lui s'appuie le barrage ou mur de chute n° 7. L'affleurement que j'avais découvert en 1902, avec Golliez, était un peu en amont du confluent du Lombach avec le Traubach. Il était connu de Rutimeyer.

locale du reste, de couleur. Encore une fois, l'analogie de faciès ne signifie pas parenté tectonique.

Or, on connaît aujourd'hui à quelle nappe pennique il faut rattacher la nappe du Niesen. Elle n'est qu'une digitation de la nappe du Grand Saint-Bernard. Les blocs exotiques de la base stratigraphique du Flysch du Niesen ne proviendraient donc que de matériaux arrachés par des actions torrentielles de rides ou géanticlinaux ayant donné naissance à la nappe du Grand Saint-Bernard. On trouve, en effet, de fréquents matériaux de schistes de Casanna dans la brèche du Niesen.

Les Préalpes internes proviennent de racines plus basses et antérieures à celle de la nappe du Grand Saint-Bernard. La nappe du Mont-Bonvin qui constitue une partie des basses écaillés des Préalpes internes sort du sol aux environs de Sion, soit en avant de la zone des schistes lustrés, couverture des nappes penniques.

Ainsi donc, puisque le phénomène du bloc exotique est, en ce qui concerne Habkern, lié à une sédimentation terrigène qui implique un transport peu lointain de ces blocs, ces blocs ne peuvent originellement provenir que des régions où se sédimentait le Flysch, soit de dessous les nappes penniques, ou du front des plus profondes. C'est à cette hypothèse que les considérations ci-dessus nous conduisent. Les blocs de granit d'Habkern ne proviendraient pas de la zone insubrienne, mais de quelque part sous les nappes penniques. Ils forment les éléments grossiers d'une brèche de rivage, de même les blocs de la base stratigraphique du Flysch du Niesen. En ce qui concerne les blocs exotiques du Flysch tertiaire des nappes préalpines, il me paraît que le problème de leur origine et transport est ainsi résolu.

Ont pris part à la discussion : MM. H. Schardt, E. Argand, M. Lugeon ; Arnold Heim, P. Beck.

M. H. SCHARDT constate avec satisfaction que l'explication de la formation des brèches à matériaux dits exotiques, donnée par M. Lugeon, concorde absolument avec celle qu'il a conçue, il y a juste vingt-cinq ans, après avoir abandonné l'hypothèse du transport par les glaciers. Il a pu, tout récemment encore, faire une observation confirmant le mode de formation des couches de brèche, en constatant que les blocs de divers volumes sont associés à des fragments très irréguliers d'argillite feuilletée diversément contournés et dont des parties pénètrent entre les dits blocs. Ce sont des éléments de couches argileuses déposés sur la berge sous-marine qui furent arrachés et mêlés aux amas de blocs glissant dans la proton-

deur après avoir quitté la zone d'érosion. Il a considéré celle-ci, dès 1893, comme une falaise mobile, formant le front d'une nappe de charriage et se renouvelant sans cesse par la progression de celle-ci.

Herr Dr. P. BECK (Thun) erwidert: Herr Prof. Dr. LUGEON stellt seine Ausführungen besonders auf den Umstand ab, dass nach seiner Ansicht der Schichtenwechsel bei Punkt 694 am Lombach nicht durch tektonische, sondern durch sedimentäre Ursachen bedingt ist. Das war auch mein erster Eindruck. Die Konsequenz daraus wäre das mesozoische Alter dieses Wildflysches, entsprechend den Aptychenfunden. Die weitem, in meiner Interlaknerarbeit (*Beitr. zur geol. Karte der Schweiz* 59. Liefg.) dargelegten Beobachtungen aber sind:

29.

1. An mehreren Stellen des Lombaches und des Traubaches, sowie ihrer Seitengraben, beobachtete ich Uebergänge vom normalen und vom graubraunen Mergelschiefer in die schwarzen, glänzenden Wildflyschschiefer. Ihre glänzenden Flächen verdanken sie zahllosen Harnischen, die die ganze Masse durchziehen.... Die schwarzglänzenden Schiefer sind demnach eine *tektonische Umbildung* der oben beschriebenen Flyschschiefer, zu denen sich noch unten zu erwähnende Sandsteine gesellen (l. c. Seite 51, 3 c).

Mit den normalen Schiefen wechseln: a) weiche Sandsteinbänke mit Kohlenschmitzen (l. c. 52, 4 a); b) Grünsandsteine und grüne Quarzite, erstere mit *Lutétien-Nummuliten* (l. c. 50, 2); c) exotische Breccien und Konglomerate, deren Dimensionen oft gewaltig anwachsen (l. c. 50, 1).

2. Die *kretazeischen* Gesteine der frühern « Leimernschiefer », bewiesen durch die erwähnten Aptychen, sind an den meisten Orten so intensiv verquetscht und mit dem unter 1. beschriebenen Flysch durchknetet, dass die kompakten Gesteine, in die sie an vielen Orten übergehen, eher die Ausnahme als die Regel bilden (l. c. 49).

Diese beiden mehrfach vorkommenden Erscheinungen erklären unschwer die fragliche, von mir schon 1908 abgebildete Stelle, als eine ihrer tektonischen Kombinationen. Der schwarzglänzende Wildflysch muss sehr stark ausgewalzt sein. Daher sind die ursprünglich zusammenhängenden Bänke von Sandstein, Kalk oder Konglomerat zerrissen, tektonisch abgeschliffen und zu einzelnen Blöcken deformiert. Der l. c. Seite 50 beschriebene Konglomeratblock lässt sogar die Möglichkeit offen, dass die grossen Habkerngranitblöcke, die man *nur* in starkgestörten Schichten oder verirrt antrifft,

überhaupt nur tektonisch isolierte Komponenten eines gewaltigen Konglomerates seien.

Die Fossilien widersprechen also der Annahme von Herrn Lugeon und die vielfach vorkommenden Gesteinsübergänge erklären das Vorkommen als eine tektonische Bildung des mannigfaltigen Wildflysches.

VI. — RUDOLF STAUB (Zürich). Zur Geologie des Oberengadins und Puschlav.

Lange Zeit hat die geologische Erforschung dieser beiden südlichsten Bündnertäler geruht. Nur wenige Geologen haben sich seit den klassischen Zeiten eines ESCHER, eines STUDER und vor allem eines THEOBALD damit abgegeben, und die über 50 Jahre alte Karte von THEOBALD ist auch heute immer noch die einzige Detailkarte des ganzen Gebietes.

Neuere Arbeiten sind nun aber schon seit einer Reihe von Jahren im Gange, und wäre nicht der Krieg dazwischen gekommen, so stünden wohl einige Detailkarten des Oberengadins ihrem Abschluss nahe. So aber müssen wir uns bescheiden, und es dürfte noch einige Zeit vergehen, bis die Neukartierung von Blatt XX vollendet ist; denn der Krieg sperrt auch bei uns weite Gebiete. Immerhin haben die geologischen, petrographischen und tektonischen Verhältnisse dieser Gebirge reiche Aufklärung erfahren durch eine Reihe von Arbeiten, ich nenne nur diejenigen von ZYNDEL, CORNELIUS und TRÜMPY. Ich selber bin seit einigen Jahren in den Gebirgen südlich des Oberengadins tätig und erwarte nur das Kriegsende, um meine Kartierungen auch im italienischen Gebiet vollenden zu können.

Die Resultate dieser Untersuchungen der Oberengadiner Gebirge sind recht mannigfach, sowohl in stratigraphischer wie petrographischer als auch besonders tektonischer Hinsicht. Ein Hauptresultat ist die Gliederung des Gebietes in Decken, und deren Verfolgung einerseits nach Mittelbünden hinaus, andererseits nach Süden in die Wurzelregion des Veltlins.

Noch ist es nicht lange her, dass das Berninagebirge als ein autochthones Zentralmassiv galt, und noch 1911 wird es von einem Schüler STEINMANN'S als in der Tiefe wurzelnd, als Wurzelland betrachtet. BLÖSCH und ZYNDEL, früher schon ROTHPLETZ, haben dann die Deckennatur dieser Berge im Grossen erkannt, und meine eigenen Untersuchungen ergaben ein immer grossartigeres Bild alpinen Deckenbaues.

Es lassen sich heute im Berninagebirge mit Sicherheit

6 grosse Decken unterscheiden, die zum Teil der penninischen, zum Teil der ostalpinen Deckengruppe zuzuweisen sind. Dieselben sind von oben nach unten: Die Languarddecke, die Berninadecke, die Errdecke, die Selladecke, die Rhätische Decke, die Surettadecke.

Damit baut sich das Berninagebirge auf den höchsten Lappen des Tessinermassives auf.

Die tieferen penninischen Decken: Molare, Simano, Adula, Tambo etc. treten nicht in das eigentliche Berninagebirge ein, ebenso fehlen die höheren ostalpinen Decken, Campo und Silvretta.

Beginnen wir mit der untersten Decke, der Surettadecke. Die Gneise derselben, die im Westen dem Trias-Bündnerschieferzug Splügen-Soglio aufrufen, ziehen in gewaltigen Massen ins obere Bergell. Dieser kristalline Kern der Surettadecke sinkt langsam axial gegen Osten. Darauf legt sich ein langes Band von penninischer Trias: plattigen Sericitquarziten, dunklen Kalken, Marmoren, Rötidolomiten, und darauf die mächtige Bündnerschiefermasse des Avers. In deren südlichen Teilen schieben sich, in der Gegend von Juf, grosse Komplexe von basischen Intrusivgesteinen, Ophiolithen ein, die gegen das Bergell zu so an Masse überhand nehmen, dass sie dort beinahe das ganze Mesozoikum der Surettadecke ausmachen. Diese Ophiolithe bilden die Unterlage der Decken des Oberengadins. Ueber den Murettopass stehen sie in sicherer Verbindung mit den Serpentinien von Val Malenco, die sich ostwärts bis ins Puschlav erstrecken¹. Unter diesen Serpentinien erscheinen in den tief eingeschnittenen Talgründen von Lanzada und Chiesa die unterliegenden Triasgesteine und die Gneise der Surettadecke nochmals als Fenster, als das tiefste Glied des Berninadeckensystems.

Ueber diesen Ophiolithen von Casaccia, Malenco und Puschlav erscheint ein mächtiger Gneiskomplex, der in den Bergen zwischen Muretto und Fex seine grösste Bedeutung erlangt. Es ist dies der kristalline Kern der rhätischen Decke. Derselbe ist durch das Triasband des Piz della Margna-Fedoz in zwei Lappen geteilt, und zieht über den Serpentinien von Malenco durch die ganze südliche Bernina-

¹ In diesen Serpentinien des Puschlav wurde seither anlässlich der von mir geführten geologischen Exkursion der Schweizerischen geologischen Gesellschaft auch ein prachtvoller, äusserst zäher und harter **Nephrit** gefunden, der, wie ich schon früher vermutet, das Muttergestein des Asbestes von Canciano-Quadrata ist.

gruppe durch bis ins Puschlav. Auf diese tiefsten Gneise legt sich im vorderen Fextal eine enorm komplizierte, stark in sich zusammengetauchte Region von kleineren Schuppen, an deren Aufbau sich Gesteine des Deckenkernes, Trias und Lias beteiligen. Das Altkristallin dieser Gebiete wurde von CORNELIUS und mir vorläufig als Malojaserie bezeichnet. Augengneise, Sericitaltbitgneise und Sericitschiefer, seltener Graphitphyllite, Amphibolite und Granatgesteine sind die typischen Vertreter derselben. An der Margna treffen wir auch vor-triadische Marmore. Die Trias besteht aus Sericitquarziten, Rauhwacken, plattigen Kalken, Gips und Rötidolomit. Darüber finden sich oft quartenschieferähnliche Gesteine. Zum Rhät scheinen schwarze Kalke zu zählen zu sein. Der Lias ist in Bündnerschieferfazies entwickelt. Diese Faziesentwicklung treffen wir in allen Schuppen der rhätischen Decke vom Fedoz bis zum Lej Sgrischus wieder. Die Trias der obersten Gneisschuppen hingegen fehlt auf grosse Strecken; an ihrer Stelle schieben sich grosse Massen von Ophiolithen ein. — Ueber die Schuppenregion der rhätischen Decke im Fex und Oberengadin legt sich also eine mächtige Zone von Ophiolithen. Dieselbe besteht aus Grünschiefern und zwar Augit- und Epidotchloritschiefern, Chloritalbit- und Chloritschiefern, Amphiboliten, Diabasen, Diabasporyriten, Serpentinien und Talkschiefern. Besonders zu erwähnen ist der Nephrit von Furtschellas am Piz Corvatsch. In den Ophiolithen finden sich grosse Massen von zum Teil intensiv kontaktmetamorphem Triasdolomiten und Bündnerschiefern: Kalksilikatfelse, Ophicalcite und Kontaktmarmore, wie nördlich des Silsersees am Piz Longhin. Das Alter der Ophiolithe ist postliasisch. — Ueber die Ophiolithzone legt sich endlich, immer noch mit Gneisen und Trias der rhätischen Decke verschuppt, ein ziemlich mächtiger Komplex von jurassischen Schiefern, der sogenannte Schieferkomplex. Daran beteiligen sich liasische Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite, Hyänenmarmore, d. h. umgewandelte Aptychenkalke, und endlich grüne und rote Radiolarite mit bunten Schiefern. Dies ist das oberste Glied der rhätischen Decke im Oberengadin.

Darüber legen sich die ostalpinen Decken des Gebietes. Im Norden liegen dieselben auf den jurassischen Schieferkomplexen, weiter südlich auf den Ophiolithen, und südlich des Piz Corvatsch endlich direkt auf den Gneisschuppen des Deckenkernes. Schieferkomplexe und Ophiolithe der rhätischen Decke keilen also nach Süden zu aus. Gegen Norden aber erlangen sie in den Ophiolithen des Piz Platta und den Schiefern des

Piz Forbisch im Oberhalbstein gewaltige Bedeutung. Diese obern Komplexe haben den südlichen Partien der rhätischen Decke nicht primär gefehlt, sondern sind nur von den vorrückenden ostalpinen Decken von ihrer Gneisunterlage abgescheert und nach Norden verfrachtet worden, wo sie nun im Oberhalbstein, zu riesigen Massen gehäuft, liegen. Südlich des Piz Corvatsch fehlen also die für die rhätische Decke Steinmanns so unentbehrlichen Ophiolithe und Radiolarite, und nur die tieferen Schuppen und der kristalline Kern der Decke lassen sich bis in die Wurzelzone verfolgen.

Als unterstes Glied der ostalpinen Decken erscheint die Selladecke. Sie liegt überall deutlich auf den Dolomiten der rhätischen und lässt sich vom Fextal bis ins Puschlav ausgezeichnet verfolgen. Charakteristisch sind für sie graue Phyllite und Sericitquarzite, Casannaschiefer, und vor allem ausgedehnte Massen von Monzoniten und Banatiten. Dieselben bauen grosse Gebiete der südlichen Berninagruppe auf, so die ganze Sellagruppe, die Cime di Müsella und den Corno delle Ruzze.

Ueber diesem kristallinen Kern erscheint im Fex und Roseg ein Triasband, und darüber die Casannaschiefer und Granite des Piz Corvatsch. Die Granite erreichen südlich des Corvatsch bei der Mortèlhütte ihr primäres Ende, die umhüllenden Casannaschiefer aber setzen sich nach Süden in die der Selladecke fort; der sie trennende Dolomit keilt am Sellapass aus. Nach Norden aber verfolgen wir die Granite des Corvatsch in die Errgruppe und den Albulagranit hinaus, d. h. der Piz Corvatsch gehört zur Errdecke. Die Errdecke vereinigt sich an der Fuorcla Sella mit der Selladecke zu einer Einheit, sie erscheint als obere Abzweigung derselben. — Sedimente der Errdecke sind im Norden am Julierpass in typisch ostalpiner Fazies reich entwickelt. Im Berninagebirge treten nur Fetzen dieser Sedimentbedeckung auf, so Triasdolomite am Piz Surlej und Munt Arlas, am Tschiervagletscher, und liasische Kalkglimmerschiefer am Piz Roseg. Hervorzuheben ist die enorme Mylonitisierung aller Corvatschgesteine.

Ueber diesen Gesteinen der Errdecke erscheint die grosse Intrusivmasse des Piz Bernina, die Berninadecke. Dieselbe baut die höchsten Gipfel des Gebirges, und damit die höchsten Gipfel der Ostalpen auf. Ihr kristalliner Kern lässt sich deutlich in zwei Teile gliedern: eine mächtige Intrusivmasse einerseits, und eine schmalere Zone kristalliner Schiefer andererseits. Die Hauptgesteine der ersteren sind

rote, grüne, bunte und weisse Granite, Syenite, Diorite, Gabbros, Essexite, Monzonite und Banatite, daneben Quarzkeratophyre und Diabase. Die kristallinen Schiefer sind die gleichen wie in der Sella- und Errdecke, nur treten hie und da die Gneise mehr in den Vordergrund. Innerhalb dieser kristallinen Schiefer finden sich auch schon ältere vorpermisch mylonitisierte Granite. An der Grenze gegen die Trias sind schwarze Schiefer, die jedenfalls in das Karbon zu stellen sind, verbreitet; daneben brecciöse Schiefer, die an manchen Orten in typische grobe Verrucanobreccien übergehen. Der Verrucano führt auch die sauren und basischen Ergussgesteine.

Die Intrusivmasse ist jünger als die sie umgebenden Schiefer, wie prächtige Einschmelzzonen, Kontakthöfe, Gänge, Injektionen etc. beweisen. Ihr Alter liess sich an Hand von Verrucanoschollen in Quarzkeratophyr als spätpaläozoisch bestimmen.

Von grosser Wichtigkeit ist die Feststellung einer hercynischen Faltung der kristallinen Schiefer vor der Intrusion der Berninamassengesteine. Deren Gänge durchbrechen am Pizzo Carale eine alte hercynische Falte völlig quer. Wir gelangen also zur Feststellung eines hercynischen Berninagebirges. Aus verschiedenen Gründen muss sich dasselbe über die ganze Region der heutigen ostalpinen Decken Bündens erstreckt haben. Dieses alte Gebirge wurde abgetragen und die Gerölle seiner Gesteine finden sich zum Teil im Bündnerverrucano, zum Teil in den jüngeren mesozoischen Breccien Graubündens. Zur Triaszeit war das alte Berninagebirge die trennende Schranke zwischen helvetisch-penninischen und ostalpinen Triasmeeren, und hier ist also das alte vindelizische Gebirge zu suchen. Durch diese alten Faltungen, die neuerdings auch von TRÜMPY wegen der Ausbildung der Falknisbreccie postuliert wurden, erhalten auch die scharfen Diskordanzen zwischen Trias und Kristallin im Heutal und bei Celerina eine befriedigende Erklärung.

Ueber dem Berninakristallin folgt wenig Verrucano und Buntsandstein, dann die kalkige und dolomitische Trias des Alpvuges. Dieselbe lässt sich gliedern in eine untere Rauh- wacke, einen wettersteinähnlichen grauen oder rötlichen Dolomit, Raibler, einen etwas brecciös modifizierten, rötldolomitähnlichen Hauptdolomit und Rhät in Kössenerfazies. Darüber folgt, zum Teil auf Hauptdolomit, zum Teil auf Rhät, transgressiv die rote Liasbreccie, und endlich schwarze Liasschiefer

in Allgäufazies, die oft von gewissen Gesteinen der Bündnerschieferregion kaum zu unterscheiden sind. Jüngere Gesteine fehlen in der Berninadecke des Oberengadins.

Endlich legt sich über diesen mesozoischen Streifen des Alvzuges im Val Languard und Val del Fain die höchste Decke des Berninagebirges, die Languarddecke. Deren kristalliner Kern besteht neben Graniten, Amphiboliten und grünen Schiefen hauptsächlich aus Paraschiefern und Gneisen. Im Süden zeigen dieselben grosse Aehnlichkeiten mit den Paraschiefern der östlichen Berninadecke. Die sie trennende Synklinale des Alvzuges keilt an der Forcola di Carale aus und Languard- und Berninadecke vereinigen sich also im Süden zu einer einzigen kristallinen Decke. Nach Osten sinkt diese vereinigte Berninalanguarddecke unter die Sedimente von Gessi und Sassalbo, und diese ihrerseits unter die kristallinen Schiefer der Campodecke, welche hinwiederum die Sedimente des Ortler und der Unterengadiner Dolomiten trägt.

Interessant ist die Grenzzone von Bernina- und Languarddecke. Während weiter im Westen im allgemeinen alle Decken axial nach Osten fallen, sind dieselben am Berninapass und im Puschlav in lebhaftere Querfalten gelegt, so dass auf grosse Strecken die tiefere Decke sich über die höhere hinwegwölbt. Schon TRÜMPY hat dies für den Berninapass erkannt, aber diese Querfalten erstrecken sich von dort nach Süden bis über Poschiavo hinaus. Am klarsten liegen diese Verhältnisse am Arlasgrat.

Auch im Norden des Berninagebirges ist die Languarddecke noch dank einer ausgeprägten Deckensynklinale, vor Erosion geschützt, erhalten geblieben, nämlich im Stätzerhügelland und bei St. Moritz.

Damit haben wir in raschestem Laufe die Decken des Berninagebirges durchflogen. Es sei nun noch kurz auf deren relative Lage und ihre Bedeutung im grossen Deckensystem der Alpen hingewiesen.

Den südlichen Abschluss des Berninadeckenlandes bildet das grossartige Deckengewölbe des Malenco und des Passo d'Uer, das sich nach Westen durch den Tessin über den Monte Rosa bis zum Gran Paradiso, nach Osten bis mindestens zu den Hohen Tauern fortsetzt. Von dieser Linie nach S senken sich die bis anhin schwach nördlich fallenden Decken nach Süden, erst flach, dann steiler, und wenige Kilometer südlich davon schiessen alle diese Decken steil in die Tiefe, wo sie wurzeln. In diesen Wurzelzonen sind

die Decken des Berninagebirges weit nach Westen bis ins Tessin und Piemont zu verfolgen. So setzt sich die Wurzel der unterostalpinen Decken des Berninagebirges in die Zone von Ivrea des Westens, diejenige der rhätischen Decke in die Sesiagneise fort, und wir gelangen auf diesem Wege dazu, in den unterostalpinen Decken des Oberengadins die östliche Fortsetzung der Zone von Ivrea, in der rhätischen Decke des Oberengadins dagegen ein Aequivalent der Dent Blanche im Wallis zu erblicken.

Zu interessanten Resultaten führte auch die Verfolgung der rhätischen Decke des Oberengadins nach Norden. Die Schieferkomplexe des Silsersees und des Septimers setzen sich über die Roccabella, Val Natons und Flix in die Bündnerschiefer und Radiolarite von Tinzen und Savognin fort, diese weiter in die Schiefer von Tiefenkastel und Lenz, und diese gleichen Schiefer gibt TRÜMPY als letzte südliche Fortsetzung des Prättigauflyses an. Die Schiefer des Prättigaus wären also danach die mächtigen nördlichen Ausläufer der Schieferkomplexe des Oberengadins und gehörten danach in die grosse rhätische Stammdecke.

Die Ophiolithe des Oberengadins setzen sich fort in die des Piz Platta, und sind auch hier primär tiefer als die Schiefer von Savognin-Tiefenkastel. Die Ophiolithe des Oberhalbstein sind daher nicht direkt mit jenen der Todtalpdecke zu verbinden.

Die im Oberengadin unter den Ophiolithen so verbreitete mächtige Schuppenregion von Gneis, Trias, und Lias findet sich weiter im Norden auch, in den Schamserdecken, die nun als letzte Ausläufer der rhätischen Gneisschuppen, als Abkömmlinge der grossen rhätischen Stammdecke des Oberengadins, zu gelten haben. Die Verbindung der Schuppen des Oberengadins mit denen des Avers und Schams liegt westlich des Septimers am Pizzo Turba. Die Gneise der rhätischen Decke endlich finden ihr Ende im südöstlichsten Avers, sind jedoch auch weiter nördlich noch in grösseren Linsen am Grunde der Schamserdecken entwickelt.

Durch diese Feststellungen erlangt die rhätische Decke eine mächtige Ausdehnung in Graubünden, sie wird zu einer rhätischen Decke im wahren Sinne des Wortes. Diese rhätische Decke ist zu definieren als Deckenkomplex zwischen Suretta- und ostalpinen Decke.

Die ostalpinen Decken des Berninagebirges erreichen heute wenig nördlich des Engadins ihr Ende; aber das sind nicht ihre primären Stirnen. Mächtige Massen von Graniten und Dioriten, von Dolomiten und Liasbreccien der Err- und Berninadecken finden sich noch weit im Norden im Unterengadin und im Prättigau. An der Sulzfluh bilden diese ostalpinen Granite das Liegende der Klippendecke. Wir ziehen daraus den Schluss, dass die Klippendecken des Prättigaus, und damit auch die der Nordschweiz überhaupt, nicht aus einem Faziesbezirk zwischen Penninisch und Ostalpin stammen, sondern dass dieselben weit vorgeschobene, und zum Teil viel jüngere Teile der unterostalpinen Decken Bündens sind.

VII. — Dr. ARNOLD HEIM (Zürich). Die Transgressionen der Trias und des Jura in den nördlichen Schweizeralpen.

Wenn wir die helvetischen Decken und Falten ausgeglättet und die einzelnen stratigraphischen Profile so gut wie möglich auf den ursprünglichen Ablagerungsraum zurückversetzt denken, so ergibt sich, dass die stratigraphische Schichtfolge in der südlichen Fazieszone am vollständigsten, in der nördlichen am lückenhaftesten ist. Diese Lücken sind teilweise durch echte Transgressionen oder Transmersionen erzeugt, die von Süden her, wo das Meer im allgemeinen tiefer und beständiger war, wiederholt nach Norden über den Kontinentalsockel vordrangen. Dazu gehören die Transgressionen der Trias, des Jura und des Eocän.

Die mesozoischen Transgressionen sind durch verschiedene neuere Arbeiten im Gebiet der Zentralschweiz besonders gut bekannt (Tobler, Arbenz, W. Staub, Van der Ploeg). Wir können noch einige Beobachtungen hinzufügen und die Vorstellungen nach den Aufnahmen in der Ostschweiz ergänzen.

W. Staub hat das Verdienst, gezeigt zu haben, dass die Gegend der Windgälle die Rolle eines kristallinen Rückens bildete, an dem von Süden wie von Norden die Sedimente fortschreitend übergreifen, bis zur Ablagerung der Echinodermenbreccie des Bajocien.

Am Scheidnössli beginnt die marine Transgression mit der mittleren Trias. Die dort gefundenen Rippelmarken bestätigen die Ansicht von Van der Ploeg, dass der Rötidolomit ein chemischer Niederschlag der *Seichtsee* ist. Ueber dem Rötidolomit transgrediert der « Opalinusschiefer » (Aalénien).

An der tief im Aarmassiv eingepressten Juramulde von Fernigen folgen über dem kristallinen Gebirge eine Basis-sandsteinbank, darauf transgredierend ein Relikt von Rötidolomit. Darüber transgrediert der Echinodermenkalk des Bajocien, mit einer Basissandsteinbank und Rötidolomitgeröll. Der Rücken der Windgälle setzt sich somit im normalen Streichen über Fernigen nach SW fort. Umgekehrt scheint er sich gegen Osten zu verlieren; Trias und Aalénien breiten sich in einer einheitlichen Zone auf dem überschwemmtten Kontinentalsockel aus. Südlich davon herrschte schon im Lias Meerbedeckung. Wir können uns somit etwa die folgende historische Vorstellung machen :

Perm : gewaltige Anschwemmungen von kristallinem Schutt südöstlich des Aarmassivrückens östlich der Reuss (Verrucano). Marine Trias-Transgression, insbesondere der mittleren Trias, über den Kontinentalsockel mit kristalliner Unterlage, wobei vermutlich der Aarmassivstreifen Windgälle-Fernigen teilweise als Insel bestehen blieb. Zur älteren Liaszeit Regression im nördlichen helvetischen Faziesgebiet, während im südlichen Faziesgebiet das Meer unter fortdauernder geosynklinaler Senkung und Akkumulation von Sandstein und Kalk (mächtiger Lias Magereu-Jochpass, mit Rhät) bestehen blieb. Mit dem Aalénien (bei Vättis schon mit dem Toarcien), greift das Meer abermals wie mit einemmal nach Norden aus, und überholt im Bajocien auch den Rücken Windgälle-Fernigen, der dann bis zur Kreide vorwiegend untergetaucht bleibt. Diese Niveauschwankungen sind wohl als posthume Bewegungen des hercynischen Massivs zu deuten.

Auf die Transgression des Aalénien folgen verschiedene *intrajurassische* bikonkordante und pänakkordante Diskontinuitäten :

1. Diskontinuität zwischen « Opalinusschiefer » und Echinodermenkalk (Aalénien-Bajocien) nördlich des Windgällerrückens.

2. Diskontinuität *unter* dem Eisenoolith des Callovien mit Fehlen des Bathonien, im ganzen Gebiet südöstlich, östlich und nordöstlich des Windgällerrückens.

3. Diskontinuität *über* dem Callovien-Eisenoolith mit Fehlen des Oxford, mit lokaler Ausnahme der Windgälle im ganzen helvetischen Faziesgebiet östlich der Reuss, zum Unterschied der südlichen Fazieszone SW des Engelbergertales.

Inwiefern diese intrajurassischen Diskontinuitäten durch Emersion oder submarine Lückenbildung zu erklären sind, ist zum Teil noch eine Frage für die Zukunft.

VIII. — Dr. ARNOLD HEIM (Zürich). Der Kontakt von Erstfeldergneiss und Trias am Scheidnössli.

Bei neuen Besichtigungen der berühmten, seit Lusser und A. Escher bekannten und von Alb. Heim 1879 zuerst abgebildeten Stelle nördlich Erstfeld, z. T. gemeinsam mit meinem Vater, ergab sich die Notwendigkeit einer Umdeutung der bisherigen Ansichten über den Kontakt von Gneiss und Trias, und dadurch ein neuer Anhaltspunkt über die Entstehung des Erstfeldergneisses im allgemeinen. Insbesondere bedürfen die neueren, gleichzeitigen Beschreibungen von W. Staub¹ und B. G. Escher² der Berichtigung.

An Stelle der von B. G. Escher gezeichneten scharfen Grenze von Gneiss und « Arkose » mit Abschneiden eines Pegmatitganges konstatierten wir einen allmählichen Uebergang des gewöhnlichen, stellenweise bis zur Talsohle hinab gefältelten Erstfeldergneisses in den gleichsinnig gefältelten Gneiss mit Dolomiteinschlüssen. Die gefältelte « Arkose » von W. Staub und B. G. Escher ist mehr oder weniger prätriasisch verwitterter Erstfeldergneiss. Die dolomitischen Einschlüsse sind von Rötidolomit ganz verschieden. Die tieferen Teile sehen pseudoporphyrisch aus, indem sie massenhaft grobkörnige Aggregate von Quarz mit grünlichem zersetztem Feldspat und andere Silikate enthalten, und von frischem verbogenem Biotit durchwoben sind (nähere Untersuchung vorbehalten).

Die scheinbar zusammenhängenden Dolomitbänke sind von Gneiss-Schlieren durchdrungen; die kleineren einzelnen Einschlüsse sehen aus wie angefressen und von Gneiss umflossen. Alle Dolomiteinschlüsse im Gneiss sind völlig massig und zeigen keine Quetschungserscheinungen.

Ueber dem gefältelten Biotitgneiss mit Dolomiteinschlüssen folgt als Ausebnung der alten Gneissoberfläche eine stellenweise aussetzende, höchstens 1 m mächtige Bank von grobem, weisslichem Arkosesandstein mit primär ungestörter Schichtung, ohne Fältelung. Darüber liegt mit scharfer Grenze ohne jede Spur einer Rutschfläche die fast horizontale und ungestörte mittlere Trias. Sie beginnt mit Sandsteinschichten, die von dünnen tonigen Zwischenlagen getrennt sind. Auf diesen fand ich an verschiedenen Stellen, ganz besonders aber an der Basis tadellos erhaltene *Rippelmarken*. Darüber folgen 4,8 m wechsellagernd Sandstein- und Röti-

¹ W. STAUB. Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal. Diss. *Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz*, n. F. Lfg. 32, 1911, S. 22-24.

² B. G. ESCHER. Ueber die prätriasische Faltung in den Westalpen usw. Diss., Amsterdam, 1911, S. 161-165.

dolomitbänke mit kieseligen und tonigen Lagen, dann der kompakte Rötidolomit, zirka 15 m. Auf diesem transgrediert der Dogger, wie W. Staub richtig dargestellt hat.

Die Dolomiteinschlüsse im gefältelten Gneiss sind nach unseren Beobachtungen nicht als Reibungsbreccie der tertiären Faltung (Albert Heim, 1879), noch als Wechsellagerung von Arkose und Dolomit und späterer Infiltration von Rötidolomit-substanz (W. Staub, B. G. Escher, 1911) zu deuten, sondern als *magmatische Einschlüsse*. Ist diese Auffassung richtig, so ist auch der Erstfeldergneiss nicht ein « Imbibitions- und Injektionsgneiss » eines « sedimentären Substratgneisses » (W. Staub), sondern *ein noch im unverfestigten Zustand gefältelter Orthogneiss*. Die oben gegebenen Beobachtungen bestätigen die Ansichten von Sauer, Königsberger und Lotze, die aus anderen Gründen den Erstfeldergneiss als Orthogneiss mit primärer Paralleltexur betrachten. Die kleinen, bisher unerklärlichen Fältelungen mit verdickten Umbiegungen und *beidseitig* reduzierten Schenkeln sind unter seitlichem Druck entstandene *Fluidalfältelungen*. Sie sind genetisch verschieden von den jüngeren Dislokationen grösseren Stiles, die den Erstarrungsgneiss ergriffen haben.

An der Diskussion beteiligten sich E. HUGI (Bern) und H. SCHARDT (Zürich). Herr HUGI weist darauf hin, dass die Einschlüsse vom Scheidnössli in petrographischer Hinsicht mit den Kontaktschollen der Gneise der zentralen und westlichen Aarmassives nicht übereinstimmen. An den Dolomitbrocken des Scheidnössli scheint die randliche Differentiation des Gneisses zu fehlen, welche an den Kontaktschollen der Berner Oberlandes als charakteristische Erscheinung beobachtet worden ist. H. SCHARDT erinnert an die in den Orthogneissen des Simplongebietes so regelmässig in der Nähe des sedimentären Kontakts mit den Triasgesteinen auftretenden Einschlüsse, welche z. T. deutlich als *tektonische* linsenförmige Einquetschungen betrachtet werden müssen, zum Teil aber, besonders die *diffuse Imprägnation* der Gneisse mit Kalk, Dolomit, Anhydrit, neben grösseren Anhäufungen dieser Mineralien, als *Sekretionen* in kleineren und grösseren Hohlräumen des dislozierten Gneisses sich erweisen. Die grösseren Hohlräume haben oft unregelmässige Formen, was dann den Einschlüssen das Aussehen von magmatisch eingeschlossenen Gesteinsbrocken verleiht. Das Vorkommen im Erstfeldergneiss am Scheidnössli könnte wohl auf dieselbe Erscheinung zurückzuführen sein, um so mehr als sie sich parallel einer Abrasionsfläche vorfindet, welche mit transgressiven Sedi-

menten bedeckt ist. Primäre magmatische Einschlüsse würden sich doch nicht ausschliesslich parallel einer Sedimentdecke vorfinden, sondern auch sonst irgendwo im Erstfeldergneiss auftreten. Es wäre also die Frage zu prüfen ob diese Einschlüsse in einem genetischen Zusammenhang mit der den Gneiss überlagernden Sedimenten stehen.

IX. — Prof. Dr. ALB. HEIM (Zürich). **Die Juramulde von Fernigen.**

Schon HANS CONRAD ESCHER v. D. LINTH kannte ein Kalkvorkommen im Grunde des Meientales im Kanton Uri mitten zwischen den über 2000 m höher ragenden krystallinen Gipfeln des Aarmassives. Dr. Lusser sah 1817 diesen « Urkalk » und besprach ihn 1829. Arnold Escher fand darin bei Fernigen gestreckte auf mehrfache Länge in Stücke zerrissene Belemniten. Müller beschrieb ihn im Jahre 1871 und gab eine sehr dürftige Skizze. Der Sprechende gab 1878 Abbildungen der zerrissenen Belemniten und mikroskopierte das Gestein. Baltzer zeichnete 1880 Profilansichten und fand am Südrand Zwischenbildungen. Mösch fand 1894 auch Ammoniten und sah, dass ein Teil der Kalkmasse nach unten abschliesst, und er unterschied auch dort in derselben verschiedene jurassische Stufen z. T. richtig, z. T. mit Phantasie. Noch viele Geologen haben den Kalkkeil von Fernigen besucht, allein eine genauere Beobachtung und Darstellung blieb aus. Im vergangenen Juli habe ich deshalb z. T. in Begleitung meines Sohnes das Gebiet etwas näher geprüft. Dabei konnte folgendes festgestellt werden :

Die bisherige Meinung, der Kalkkeil sei nach oben geschlossen und nach Westen abgequetscht ist unrichtig. Die Ueberdeckung mit Gneissgehänge- und Moränenschutt hat dies vorgetäuscht. Er setzt 100 bis 150 m mächtig gegen WSW. ununterbrochen unter den Griesengletscher in das Griesenhörnli-Blauberg, wo er auch schon länger bekannt war, fort.

Die Schichtfolgen sind beiderseits, zwar etwas gequetscht, aber ihrer ursprünglichen Ablagerung entsprechend erhalten und zwar von aussen nach innen symmetrisch gelagert : Serizitschiefer, 0 bis 1 m Serizitsandstein, 0 bis $\frac{1}{2}$ m Rötidolomit, *kein Lias*, kein Opalinusschiefer, kein Eisensandstein, auch keine Rutschfläche, dann Basiskonglomerat im echinodermischen und dichten Bajocienkalk mit Rötidolomitgeröllen und grobem Sand und 5 bis 12 m dieses Kalkes mit Kieselknauerschichten ; 1 bis 10 m « Parkinsoni »-Schiefer und Kalk, $\frac{1}{2}$ bis 5 m Callovieneisenoolith, stark chamositisch, darauf mit

scharfer Grenze $\frac{1}{4}$ bis 1 m grossfleckiger Schiltkalk und 10-20 m « Schiltschiefer » (Kalkbänke mit Schieferlagen des Argovien). Dann folgt der stark ausgewalzte und nach oben linear gestreckte Hochgebirgskalk. Die Mulde zeigt acht bis zehn spitze innere Falten. Der verkehrte SE-Schenkel fällt unten 85° , oben noch 60° SSE, der NW-Schenkel steht z. T. senkrecht. Der ganze Kalkkomplex misst 200 bis 250 m Breite. Von irgend einer Kontaktmetamorphose ist keine Spur vorhanden. Die Dislokationsmetamorphose ist sehr gut ausgebildet in Streckung, Sericitisierung und Chloritisierung mit Ausbildung von etwas salinischer Struktur des Malmkalkes.

Der Kalkkeil von Fernigen lässt sich auf 15 km Länge von Inschialp quer durch Gornerental und Meiental verfolgen. Eine so tiefe Einfaltung kann nicht rasch endigen. Ich vermute mit ARBENZ, die östliche Fortsetzung sei in der Windgällenfalte, die westliche im Jungfrau keil zu suchen.

Nach dem Prinzip : Der Vorgang der Einfaltung ist jünger als die Entstehung des Eingefalteten, beweist der Kalkkeil von Fernigen, dass die gewaltige Tektonik des Zentralmassives, im besondern die Steilstellung seiner Gesteine, erst der alpinen (tertiären) Dislokation angehört und hercynisch nur schwach vorbereitet gewesen sein konnte. Fernigen und Scheidnössli zeigen also ganz verschiedene Lokalgeschichte. Das « Scheidnössli » ist ein Stück alten Gneisses mit Transgression der Trias, das bei der alpinen tertiären Aufstauung mechanisch unverändert geblieben ist. Der Kalkkeil von Fernigen dagegen ist ganz nur durch die tertiäre Alpenfaltung tief eingeschleppt, enge gefältelt und von hohen krystallinen Gebirgsmassen umgeben worden.

X. — GERHARD HENNY. *Sur les conséquences de la rectification de la limite alpino-dinarique dans les environs du massif de l'Adamello.*

Il y a plus d'une année, M. Lugeon et moi, avons publié deux articles dans les Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences sur la zone du Canavèse et la limite alpino-dinarique¹.

¹ MAURICE LUGEON et GERHARD HENNY. Sur la zone du Canavèse et la limite méridionale des Alpes. C. R., t. 160, 1915.

Id. La limite alpino-dinarique dans les environs du massif de l'Adamello. *Ibid.*, 1915.

G. HENNY. De Zuidgrens der Alpen, *verslagen van de Geol. Sectie van het Geol. — Mijnbouwkundig Genootschap voor Nederland en Koloniën*, 's Gravenhage, 1915.

Dans ces articles, nous avons rectifié cette limite dans les environs du massif de l'Adamello. Je n'ai point l'intention de répéter ici tout le contenu de ces articles ; je me propose plutôt d'énumérer les résultats de nos recherches, et d'exposer le raisonnement logique qui nous a conduits à ces résultats, et pour finir, je voudrais m'arrêter pendant quelques instants sur les conséquences de ceux-ci pour la géologie alpine.

Nous avons commencé nos recherches dans le Piémont où nous avons suivi la zone du Canavèse. Cette étroite zone, qui se trouve entre la zone Sezia-Lanzo et la zone dioritique d'Ivrée, est, on le sait, extrêmement complexe. Elle contient des granites, des porphyres, des sédiments mésozoïques, des schistes verts, etc. Pendant longtemps elle a intrigué les géologues alpins jusqu'à ce que enfin Argand ait soulevé un coin du voile mystérieux qui la couvrait. C'est lui qui, en y plaçant la racine de la nappe rhétique, l'a nettement définie comme zone de racines. Plus tard Lugeon nous a convaincus qu'elle contient également la racine des Préalpes médianes.

En faisant nos recherches dans la partie occidentale de la zone du Canavèse, nous avons été vivement frappés du fait qu'une grande partie de ces formations telles que des conglomérats, probablement permien, des porphyrites, des calcaires dolomitiques, etc., avaient bien l'aspect dinarique. Les fossiles étant absents ici, nous ne pouvions pas nous prononcer avec certitude¹. Vers l'Est, au contraire, la continuation de notre examen nous montre, près de Dongo, au lac de Côme, des calcaires fossilifères, — que Repossi a nommés dinariques, — ainsi que dans la vallée de la Liro (près de Gravedoná) des conglomérats et schistes type Græden qui sont également dinariques.

Ainsi nous sommes forcés d'admettre que la zone du Canavèse contient des sédiments dinariques.

Et maintenant, se pose une question : Comment ces sédiments dinariques peuvent-ils se trouver dans cette zone ? La seule solution qui nous paraisse satisfaisante est celle-ci : il nous faut admettre qu'un grand anticlinal suit la limite alpino-dinarique, que la zone dioritique d'Ivrée en constitue le noyau et que les formations dinariques de la zone du Canavèse en

¹ Récemment dans une publication, Albrecht Spitz nous déclare avoir trouvé au nord d'Ivrée des « Hierlatzkalke » avec des Belemnites, Pentacrinus et Spiriferina.

ALBRECHT SPITZ, Zur Stratigraphie des Canavese. *Verhandlungen der K. K. Reichsanstalt*. Sitzung vom 2. März 1915.

forment le flanc septentrional. Cet anticlinal, nous l'avons appelé *l'anticlinal insubrien*. Cette hypothèse trouvera plus loin d'autres arguments pour l'appuyer. Mais, si nous admettons celle-ci dès maintenant, *nous sommes forcés de placer aussi les racines des nappes austro-alpines*, — qui sont supérieures à la nappe rhétique, — *dans la zone du Canavèse*.

Au voisinage des calcaires dinariques de Dongo au lac de Côme, nous avons observé un phénomène assez curieux : Au Nord de ces calcaires les couches ont une direction à peu près Nord-Sud. Nous sommes donc forcés d'admettre que la limite alpino-dinarique a, à cet endroit, la même direction. Elle fait donc ici une incurvation très brusque vers le Sud. Ceci est inattendu, car on a représenté jusqu'à maintenant cette limite comme une ligne qui ne pouvait prendre que des courbes à grand rayon.

Est-ce que je me trompe ? mais je me figure que jusqu'ici c'était un sentiment, une hypothèse non formulée, qui régnait : ne pensions-nous pas qu'une ligne séparant de si grands systèmes comme les Alpes et les Dinarides, ne pouvait être qu'une ligne relativement simple. Nous voyons donc qu'il n'est pas nécessaire que la limite alpino-dinarique soit partout aussi rigoureusement droite que Salomon l'a tracée au Nord de l'Adamello.

D'après Repossi, les calcaires d'Olgiasco sur la rive gauche du lac de Côme sont la continuation de ceux de Dongo, tandis que les calcaires de Gravedona au Nord de ceux-ci, qui sont bien probablement une formation alpine — se continuent dans ceux de Dubino, à la sortie droite de la Valtelline. La limite alpino-dinarique passe entre les deux.

Dans la Valtelline, la zone du Canavèse se développe considérablement. Cornélius, par exemple, nous y montre la racine de la nappe rhétique ayant une largeur formidable. Et nous voyons donc que plusieurs zones facilement reconnaissables sortent, en se développant de l'effroyable broyage qui se montre encore de l'autre côté du lac de Côme. La cause du phénomène est à chercher dans la grande descente que font les axes des plis alpins dans cette région. Ici se montre, épargnée par l'érosion, la partie supérieure de leurs racines qui est moins broyée que la partie inférieure. Dans les Alpes occidentales nous ne pouvons observer que cette partie inférieure. Plus loin nos racines se lieront directement avec leurs nappes.

Suivons à présent notre limite vers l'Est. Ici, d'après Termier, elle devrait suivre la faille du Tonale de Salomon.

L'existence de cette ligne cependant a été mise en doute par plusieurs géologues, entre autres par Trener. Nous aussi, nous n'avons pas pu trouver une trace de cette ligne qui doit former la limite entre les schistes dits d'Edolo et les schistes dits du Tonale. Ces deux formations cristallines semblent au contraire passer graduellement l'une dans l'autre. Nous ne croyons donc pas à la nécessité de l'existence d'une faille à cet endroit. Mais dans ce cas-là, puisque les schistes du Tonale sont incontestablement une formation alpine, les schistes d'Edolo le sont également. Il faudra donc chercher la limite alpino-dinarique à la limite méridionale de ces derniers schistes.

Nos recherches ont abouti à la conclusion que celle-ci est formée par une écaille dinarique qui, au Sud d'Edolo, est composée de schistes cristallins, surmontés par des quartzites carbonifères, de schistes et conglomérats de Grœden (Permien) et de schistes werfénien très broyés qui sont en contact visible avec les schistes d'Edolo. Ce Werfénien qui s'enfonce sous ces schistes, contient au-dessus de Malonno un gisement de *Naticella costata*.

Nous voyons par le broyage excessif à cette limite que nous avons à faire à une ligne tectonique d'une grande importance et en la poursuivant vers l'Ouest nous ne doutons plus qu'elle soit la limite alpino-dinarique. En effet, quoiqu'elle se dirige d'abord vers le Sud-Ouest, elle rejoint plus loin la Valtelline. Nous observons que partout les couches dinariques plongent de 40° à 50° sous les couches alpines.

Au Sud, sur le versant gauche de la vallée d'Agllione, l'écaille de Malonno repose sur une bande permo-carbonifère. C'est l'autochtone dinarique. Cette bande forme le flanc d'un vaste anticlinal dont l'axe se dirige parallèlement à la vallée. *C'est l'anticlinal insubrien que nous retrouvons à cet endroit.*

De l'autre côté de la Val Camonica, la limite alpino-dinarique suit la val Gallinera où elle se perd dans la grande masse tonalitique de l'Adamello.

La grande question qui se pose maintenant est de retrouver notre limite au delà de ce massif.

Ici, la feuille Cles de la carte géologique d'Autriche nous montre qu'au Nord de la Val di Sole la série triasique dinarique s'enfonce *sous* les schistes cristallins alpins selon le même dispositif de la retombée septentrionale d'un vaste pli qui n'est autre que la prolongation de l'anticlinal insubrien. Vers le Sud, le même phénomène est à suivre jusqu'au Monte-

Sabbione où les couches triasiques tombent avec 30° sous le cristallin alpin qui forme le sommet de la montagne, tandis que l'anticlinal insubrien est coupé par la profonde vallée de Rendena. A l'altitude de 1600 mètres, au-dessus du sentier qui descend du Monte-Sabbione à Giustino et Pinzolo, on voit encore les sédiments triasiques dinariques pénétrer sous le cristallin alpin.

Malheureusement la montagne est couverte plus loin par du Quaternaire. Mais ces couches triasiques, qui se posent à cet endroit normalement sur le cristallin de leur base et qui ont déjà ici une direction Est-Ouest, devront nécessairement contourner la montagne pour atteindre la Val Rendena en amont de Pinzolo.

La limite alpino-dinarique qui devra donc se trouver entre ces couches triasiques et le cristallin qui les surmonte, les suivra à cet endroit. Elle traversera ensuite la batholite de l'Adamello pour rejoindre l'autre bout que nous avons laissé dans la Val Gallinera.

On voit donc que la ligne judiciaire, à partir du Monte-Sabbione vers le Nord, n'est pas une faille normale mais la trace du chevauchement des Alpes sur les Dinarides. Au sud de cette montagne, cette ligne judiciaire n'existe plus comme faille. Elle n'est que la ligne de séparation entre le sédiment dinarique et sa base cristalline sur laquelle elle repose normalement.

Une des conséquences de ces découvertes est que nous avons acquis la certitude que la masse tonalitique de l'Adamello a fait éruption après le plissement alpin. Elle constitue donc avec les diorites de Brusso, près d'Ivrée, les syenites de Biella et les granites de la Disgrazia, une de ces nombreuses éruptions qui ont eu lieu près de la limite alpino-dinarique, après ce plissement.

A l'Est de l'Adamello la limite alpino-dinarique fait donc une brusque incurvation vers le Nord. Cela pourra nous donner quelques indications sur la tectonique de la région de l'Ortler. Nous y devons d'abord considérer le pli en retour alpin. Ensuite, il est à prévoir que dans cette région la poussée principale a agi dans la direction Est-Ouest, si nous admettons qu'elle est perpendiculaire sur la limite alpino-dinarique.

Le phénomène de l'incurvation trouve probablement son explication dans le fait que la grande poussée des Dinarides sur les Alpes, qui a donc agi du Sud au Nord, a trouvé un obstacle. Celui-ci devra se trouver au Nord de l'endroit où

la limite alpino-dinarique s'incurvera le plus vers le Sud. On y remarquera la fenêtre de l'Engadine. Il se peut très bien que cette fenêtre doive son origine à un relèvement de la chaîne hercynienne ; et celui-ci a donc pu être l'obstacle à la poussée.

Pour ce qui concerne la continuation de la limite alpino-dinarique vers l'Est, il m'est encore impossible d'en parler avec un peu de certitude. La guerre m'a empêché de continuer mes recherches dans cette partie des Alpes. Il serait cependant intéressant de nous rendre compte de ce qui pourrait nous attendre de ce côté.

L'idée que nous nous sommes formés sur la zone du Canavèse est que celle-ci est une zone très profonde et très complexe, synclinale dans son ensemble, mais contenant des lames anticlinales qui seraient les racines des nappes. Dans les Alpes orientales, où probablement les nappes supérieures du système alpin sont conservées, le synclinal qui séparera les Alpes des Dinarides sera beaucoup moins compliqué : il pourra même devenir tout à fait simple. En effet celui-ci ne contiendrait plus de racines de nappes. On voit donc que les plus hautes nappes austro-alpines, si l'on pouvait dérouler les plis alpins de façon à redonner aux Alpes l'aspect d'avant leur plissement, ne sont pas très éloignées des Dinarides. Cela pourra nous expliquer la corrélation des faciès des deux systèmes. Il n'est pas impossible, que vers la plaine hongroise où les Alpes et les Dinarides commencent à s'éloigner les unes des autres, notre synclinal de séparation commence à s'ouvrir pour constituer la plaine hongroise elle-même. Il ne serait donc pas étonnant que, à un moment donné, nous ne trouvions plus de zone de racines dans les Alpes orientales.

De tout ce qui précède il découle que la théorie du traîneau-écraseur telle que l'a formulée Termier, n'est plus acceptable. Nous avons au contraire remarqué partout que les Dinarides s'enfonçaient sous les Alpes. Cette très belle théorie cependant nous explique la plasticité des roches, qui a permis aux Alpes leur plissement intense. Il nous faudra donc la modifier. Voici comme je me représente le mécanisme du plissement alpin :

Une poussée vers le Nord, agissant superficiellement, a fait naître des plis plus ou moins réguliers sur l'énorme surface, qui plus tard se rétrécira pour former la largeur actuelle des Alpes. Un de ces plis, plus grand que les autres, a tendance à se coucher vers le Nord. Cette tendance n'est point accidentelle : elle prouve simplement que la résistance a agi dans un point plus bas que la poussée elle-même. Notre pli cepen-

dant ne devient point un simple pli couché : il deviendra plutôt un pli faille, car les roches qui le composent se trouvent en surface et ne sont pas par conséquent assez plastiques pour conserver un flanc renversé. Il en résultera une nappe de recouvrement à la façon de celles de l'Ecosse. Cette nappe, qui pour le moment n'atteindra pas encore la chaîne hercynienne, fonctionnera sûrement comme traîneau-écraseur sur une partie des plis qui s'étaient déjà formés auparavant. Elle les couchera vers le Nord en même temps qu'elle rendra plus plastiques les roches qui les composent. D'après les géologues autrichiens cela se serait passé dans l'anté-Gosau.

On voit donc que jusqu'à ce moment je suis d'accord avec Termier ; je conçois cependant qu'après cette phase, qui est la phase du traîneau-écraseur, d'autres se sont succédé.

La poussée vers le Nord, qui d'abord a agi à la surface, commence à s'abaisser. D'autres nappes se formeront en dessous de notre première nappe : en général selon le dispositif que les nappes qui se formeront plus tard se trouveront plus en profondeur. A ce moment les plus hautes nappes atteindront le massif hercynien et par leur pression feront naître les nappes helvétiques.

La poussée vers le Nord, qui s'est de plus en plus abaissée, fera non seulement redresser les racines des nappes, mais les couchera vers le Sud. A ce moment les Dinarides, c'est-à-dire le pays au Sud de ces racines, sont obligées de se replier elles aussi. D'abord un anticlinal se formera à leur limite septentrionale : ce sera *l'anticlinal insubrien* qui se constituera ; ensuite, puisque la poussée fonctionne en profondeur (Argand a nommé cette poussée la poussée insubrienne) des plis-failles dirigés vers le Sud se formeront.

Si, Messieurs, vous jetez un regard critique sur la façon dont je me représente la formation des Alpes et des Dinarides, vous y trouverez peu de nouveau. Qu'il y a eu une poussée générale du Sud au Nord, c'est Lugeon qui nous l'a montré ; que cette poussée s'est abaissée graduellement, Argand nous l'a expliqué très clairement ; que dans la région de l'Ortler et dans les Grisons on constate des poussées de l'Est à l'Ouest, ce n'est certes pas moi qui l'ai trouvé pour la première fois ; que les nappes austro-alpines ont été les premières à se former, nous l'avons appris par les travaux des géologues autrichiens. La seule chose sur laquelle j'ai voulu attirer votre attention, c'est qu'il existe un rapport très étroit entre ces différents phénomènes. Et je crois que jusqu'à maintenant on s'en est trop peu rendu compte.
