

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 18 (1923-1924)
Heft: 4

Artikel: Bericht über die ausserordentliche Frühjahrsversammlung der S.G.G. in Zürich den 10.-12. Mai 1924 : zugleich gemeinsames Kolloquium der schweiz. Hochschulinstitute für Geologie und Mineralogie, mit anschliessender Exkursion ins Wäggitäl

Autor: [s.n.]
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-158263>

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: 17.05.2025

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

nous avons parlé plus haut, de même que l'on a des anticlinaux à noyau de sel apparaissant en Galicie, le long des gradins internes du plateau podolique.

(Pour la tectonique spéciale de cette zone, nous renvoyons à notre note: «Le salifère des Carpathes roumaines et sa tectonique» qui paraîtra sous peu dans les *Eclogae*.)

Bibliographie.

1. SUESS, ED. La face de la Terre.
2. UHLIG, V. Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsber. kais. Akad. Wiss. Wien. Mathem.-naturw. Kl., Bd. CXVI, Abt. I, Juni 1907.
3. REINHARD, M. Die kristallinen Schiefer des Fagaraser Gebirges in den rumänischen Karpathen. Anuarul Institutului Geologic al Romaniei, vol. III, 1909.
4. MURGOCI, G. M. The geological Synthesis of the South-Carpathians. XI^e Congrès Géologique International Stockholm, 1910.
5. MRAZEC, L. et VOITESTI, I. P. Contribution à la connaissance des nappes du Flysch carpathique en Roumanie. Institut géologique de Roumanie. Comptes-rendus des séances, t. III, séance de 2 novembre 1911.
6. REINHARD, M. Quelques considérations sur la position stratigraphique des roches qui forment la nappe bucovinienne en Bucovine et Succava. Institut géologique de Roumanie. Comptes-rendus des séances, t. II, séance du 18 mars 1911.
7. MRAZEC, L. et VOITESTI, I. P. Contribution à la connaissance des nappes du Flysch carpathique en Roumanie. Anuarul Institutului Geologic al Romaniei, vol. V, 1911.
8. VOITESTI, I. P. Aperçu général sur la géologie de la Roumanie. Annales des mines de Roumanie, 1921, Nos. 8 et 9.

Réception du manuscrit le 5 mars 1924.

Bericht über die ausserordentliche Frühjahrsversammlung der S. G. G. in Zürich

den 10.—12. Mai 1924

**zugleich gemeinsames Kolloquium der schweiz. Hochschulinstitute
für Geologie und Mineralogie,
mit anschliessender Exkursion ins Wäggital,
unter Leitung von Herrn Prof. Dr. H. Schardt.**

Die Tagung begann am 10. Mai nachmittags mit einem von schönster Witterung begünstigten *Ausflug über das Albisgütli nach dem Uetliberg*. Die Herren Prof. Dr. ALB. HEIM und Dr. J. HUG erläuterten die geologischen Verhältnisse, ganz besonders die Auflagerung und Ausbreitung des Decken-

schotters am Annaburgweg und Utogipfel. Herr Prof. Dr. P. NIGGLI begrüßte die 77 Teilnehmer zählende Exkursion als Präsident der Geologischen Gesellschaft Zürich mit warmen Worten und lud die Anwesenden zu einem von der Zürcher Gesellschaft freundlichst offerierten Imbiss im Kulmrestaurant ein. Nachdem der Präsident der S. G. G. diesen überaus herzlichen Empfang auf dem Uto verdankt hatte, fuhr die ganze Gesellschaft per Extrazug nach der Stadt zurück.

Am Abend fand im Zunfthaus zur Schmieden die *erste Sitzung* statt. Herr Prof. Dr. A. BUXTORF (Basel) hielt einen Vortrag über „Ergebnisse neuer geologischer Forschungen im nordschweizerischen Jura-gebirge“, und hernach sprach Herr Dr. H. BÜTLER (Genf-Schaffhausen) über „Geologische Beobachtungen im Zentralgebiet der Sahara“ mit Lichtbildern. Beide Vorträge fanden bei den ca. 80 anwesenden Mitgliedern und Gästen grosses Interesse und lebhaften Beifall.

Die *zweite Sitzung*, am Sonntag den 11. Mai vormittags, im Geologischen und Mineralogischen Institut der Eidg. Techn. Hochschule, begann zunächst mit Demonstrationen. Herr Prof. ALB. HEIM demonstrierte sein im Hauptgebäude der E. T. H. aufgestelltes instruktives Relief der Umgebung des Rheinfalls bei Schaffhausen. Sodann folgte eine Besichtigung der Institute und Sammlungen, unter Führung von Prof. NIGGLI, Prof. SCHARDT und deren Assistenten. Zahlreiche Spezialausstellungen von Gesteinen, Apparaten und Modellen, sowie die neu eingerichteten Laboratorien, z. B. dasjenige für Mikrochemie und Lötrohruntersuchungen, fanden lebhaftes Interesse, aber auch die altbekannten, nunmehr in den neuen grossen Räumen der Institute aufgestellten Sammlungen für allgemeine und spezielle Geologie, Stratigraphie, Mineralogie und Petrographie und nicht zuletzt auch die grosse Sammlung geologischer Reliefs bewährten ihre Anziehungskraft. Nach 10 Uhr versammelten sich die ca. 100 Anwesenden im grossen Hörsaal zur Anhörung der Vorträge der Herren SCHARDT, AMSLER, JAKOB und EICHENBERGER.

Zum *gemeinsamen Mittagessen* im Zunfthaus zur Schmieden erschienen 54 Mitglieder.

In der *dritten Sitzung*, am Sonntag Nachmittag, hielten Vorträge oder Mitteilungen die Herren H. JENNY, H. HUTTENLOCHER, R. KOCH, A. BUXTORF, H. LINIGER, ALFR. SENN. Manuskripte reichten ein die Herren C. RENZ, A. JEANNET und C. WIEDENMAYER. Schluss der Sitzung gegen 7 Uhr.

Am 12. Mai folgte eine *Exkursion nach dem Wäggital*, unter Leitung von Herrn Prof. SCHARDT, zum Studium der

geologischen Verhältnisse des im Bau begriffenen Stau- und Kraftwerks. Es beteiligten sich daran ca. 65 Mitglieder und Gäste, darunter viele Studierende der Zürcher Hochschulen. Im Bad Innertal sprach der Präsident dem Leiter der Exkursion den besten Dank des Vorstandes und der Gesellschaft aus. Die Exkursion, die vom Wetter begünstigt war, bot sowohl in technischer, wie geologischer Hinsicht ausserordentlich viel Interessantes (vgl. Exkursionsbericht p. 525).

Referate der Vorträge und Mitteilungen
geordnet nach dem Eingangsdatum der Manuskripte.

1. — CARL RENZ (Lugano): **Aufschlüsse und Fossil-lager im Schaffhauser Malm.**

Seit dem Erscheinen der geologischen Kartenblätter von F. Schalch sind durch Anlage von Wegen oder Änderungen in der Feldwirtschaft eine Reihe neuer Aufschlüsse und Fossilfundstellen geschaffen worden. Auf die hierdurch freigelegten fossilreichsten Vorkommen sei kurz hingewiesen.

Im Bereich der Kalke ma 4 des Blattes Wiechs wurde auf der Hochfläche des Emmerberges zwischen Merishäuser- und Freudental infolge Umwandlung von Wiesen in Äcker ein hier durchziehendes, besonders ergiebiges Fossilager geöffnet. Beim Absuchen der steinigen Äcker, namentlich entlang des Waldsaumes bei Punkt 656, wurde eine im Verhältnis zur sonstigen Fossilführung dieser Schichtengruppe sehr reichhaltige Fauna zusammengebracht. Bei den meist ausgezeichnet überlieferten Cephalopodensteinkernen, unter denen die Oppe-lien dominieren, sind es in erster Linie die Aspidoceraten und Nebroditen, die eine Reihe für den Kanton noch unbekannter Arten enthalten.

Unter derselben Altersstufe wurde die nächsttiefere Schichtenserie ma 3 an der Südhalde des Hemmenthaler-Tales, „Im langen Strich“, durch den Bau eines Waldweges nach dem Griesbacherhof auf eine ziemliche Erstreckung hin angeschnitten und lieferte gleichfalls ein vielgestaltiges Fossilmaterial, in dem sich wiederum mehrere für den Schaffhauser Malm noch neue Typen vorfinden (u. a. von *Aspidoceras*, *Cardioceras*, *Idoceras*). Ergänzt durch gleichaltrige Stücke von anderen Vorkommen des Blattes Wiechs (Tierhag, Breitacker, Stieg ob Hemmenthal, Winterhalde, Hägliloh, Hauhalde ob Beringen, Randenhaus, Wachholderbuck, auf dem hinteren Randen, Annabuck, Ober-Bargen, Freudental usw.) werden die neuen Funde in einer gesonderten paläontologischen Bearbeitung publiziert werden.

2. — ALPH. JEANNET et CH. DANIEL JUNOD (Neuchâtel):
**Présence de l'Oxfordien réduit dans l'anticlinal de la
 Tourne (Jura neuchâtelois).**

La galerie de recherche d'eau à la Prise (Baliset) sur Rochefort, exécutée ces dernières années, a permis de constater l'existence de l'Oxfordien réduit entre le Spongitién et la Dalle nacrée, à la distance de 310 m. de l'entrée. Son épaisseur est de 0,60 m. Il est représenté par des calcaires grumeleux, gris en général, du type de ceux du Spongitién. On peut les distinguer grâce à la présence locale d'oolithes et de concrétions ferrugineuses isolées ou en nids, ainsi que par la couleur verdâtre, ocreuse ou brune de la roche en certains endroits. Bien que les fossiles y soient le plus souvent mal conservés, l'un d'entre eux a pu être identifié sûrement. Il s'agit du *Cardioceras Suessi* Siemiradski (Type: *Ammonites cordatus* d'Orb. non Sow. in Pal. franç., Terrains jurass., pl. 194, fig. 1) d'un diamètre de 66 mm. C'est un *Cardioceras* inerme, à côtes fines, ne portant que peu ou point d'accentuation en tubercule au point de bifurcation des côtes. Cette forme existe ailleurs au niveau de *Cardioceras cordatum*; elle prouve que ces calcaires sont à attribuer à l'Oxfordien supérieur. Ainsi tout le reste de l'étage est absent.

L'Oxfordien réduit à faciès grumeleux comme le sont certains bancs spongitiens, n'est pas localisé à ce seul endroit. Il a été reconnu ces dernières années en plusieurs points des Gorges de l'Areuse par l'un de nous (M. le pasteur Daniel Junod). C'est grâce à cette analogie qu'il a passé jusqu'ici inaperçu. Une étude stratigraphique et paléontologique de ces différents gisements est en cours d'exécution.

Neuchâtel, 9 mai 1924.

3. — HANS JENNY (Flums): **Alpine Faltungsphasen.**

Zu verschiedenen Zeiten, periodisch, sind Teile der Erdoberfläche von gewaltigen Faltungen betroffen worden. Die Periodizität dieser Faltungen ist eine heute den Geologen wohl allgemein bekannte Tatsache. Aus dem geologischen Tatsachenmaterial hat man bis heute fast allgemein geschlossen auf relativ kurze Zeiten heftiger Faltung, abwechselnd mit langen Zeiten tektonischer Ruhe. So soll auf eine kurze aber mächtige jungpaläozoische Faltung eine Zeit tektonischer Ruhe, einbegreifend neben dem jüngsten Paläozoikum fast das ganze Mesozoikum, gefolgt sein. In der obern Kreide, dann besonders im Tertiär, soll die jüngste Faltung eingesetzt haben. Eine

Anzahl Forscher setzt sogar in den Alpen die ganze Hauptfaltung ins Neogen.

Der Schluss auf eine kurze Dauer der Faltungszeiten ergibt sich bei einer ersten überschlägigen Beurteilung der stratigraphischen und tektonischen Tatsachen in den jungen Gebirgen. Dringt man aber tiefer ein in die Erkenntnis dieses Tatsachenmaterials, so muss man gewahr werden, dass bei der Annahme kurzer Faltungsdauer für die grossen Gebirgszüge eine Reihe wichtiger Probleme keine Lösung finden können; dass beispielsweise in den Alpen neben den tertiären Faltungsphasen ältere mesozoische Phasen existieren müssen, denen man schliesslich, wenn man sich von den alten übernommenen Anschauungen zu befreien vermag, den Hauptteil an der Faltung zuschreiben muss.

Betrachten wir die paläozoischen Faltungen, die caledonische und die herzynische Faltung. Man hat bis vor kurzem die erstere an die Wende von Silur-Devon, die letztere ins Obercarbon verlegt. Neuere Zusammenfassungen zeigen aber, dass die caledonische Faltung im Untersilur eingesetzt hat, dann andauerte bis ins Mittel- und Oberdevon (A. BORN), dass die herzynische Faltung, beginnend im Untercarbon, in verschiedenen Phasen andauerte bis in Perm (H. STILLE). Zwei ungeheuer lange Zeiten paläozoischer Faltung waren demnach getrennt durch eine kurze Zeit tektonischer Ruhe.

Suchen wir nach Anzeichen der Faltung in den jungen Faltungszonen der Erde und in den Randgebieten dieser Zonen. Zum erstenmal im Mesozoikum scheinen solche in grösserer Häufung vor oder zu Beginn des obern Juras aufzutreten. Intensive Faltung aus diesen weit zurückliegenden Zeiten kennt man aus den jungen Ketten Nordamerikas, dann aus den süd-amerikanischen Kordillern. Oberjurassische Faltung ist, unter dem Namen kimmerische Faltung, bekannt aus der westlichen Verlängerung des Kaukasus, aus der Krim, aus der Dobrudscha, aus dem Vorlande der Ostkarpathen, dann aus dem weiteren Vorlande der Alpen. Interessant für uns sind Befunde, welche in jüngster Zeit von F. KOSSMAT aus den innern Zonen der Dinariden in Mazedonien veröffentlicht worden sind. Die dinarische Faltung hat in jenen Gegenden im untern und mittlern Jura eingesetzt, ist von innen gegen aussen fortgeschritten, derart, dass die innersten Ketten die ältesten, die äusseren die jüngern sind.

Intensive Bewegungen fallen weiterhin in die Zeiten der mittlern und obern Kreide. In Teilen der Alpen und in den Karpathen tritt diese kretazische Faltung in aller wünschens-

werten Klarheit zutage. Auch für das ältere Tertiär müssen wir, wie das von verschiedenen Forschern schon getan worden ist, Faltungsvorgänge annehmen. Sodann folgen die jüngern tertiären Faltungen, deren Bedeutung gegenüber den alten Phasen der Gebirgsbildung man bis heute im allgemeinen weit überschätzt hat, nur weil sie die letztern zu einem Teil überdeckt, verwischt haben; dann weil es ihnen vorbehalten blieb, gewaltige, schon vorhandene Faltenhaufen zum eigentlichen hochragenden Gebirge emporzupressen.

Schon ein kurzer, unvollständiger Überblick lässt uns erkennen, dass in den jungen Gebirgszügen der Erde vom Jura bis ins Tertiär Faltungen vor sich gegangen sind.

Beschränken wir uns auf eine kurze Betrachtung der Alpen, die wir nach üblicher Art einteilen in die Gebiete der helvetischen, penninischen, ostalpinen Decken und das Gebiet der Südalpen. Wenn wir in einem Gebirge, das aus grossen Deckfalten aufgebaut ist, wie die Alpen, durch Betrachtung der Formen der einzelnen Decken, aus der Art wie einzelne Decken andere beeinflusst haben, unsere Schlüsse ziehen, gelangen wir zu einer Ableitung der Bewegungsfolge dieser Decken, ohne dass wir dabei die einzelnen Deckenvorstösse in die geologische Zeitskala einzureihen vermögen. Erst wenn wir auch die stratigraphischen Befunde in unsere Betrachtungen einbeziehen, mag uns eine zeitliche Einreihung vielleicht gelingen. E. ARGAND hat mit der Ableitung der Bewegungsfolge Bernhardsdecke-Dentblanchedecke-Monte Rosadecke-insubrischer Zusammenschub den Weg zur Ableitung der penninischen Bewegungsfolge gewiesen. Beim Weiterbeschreiten dieses Weges sind wir zu einer noch weitergehenden Gliederung der penninischen Bewegungsfolge gelangt. Von L. KOBER, D. TRÜMPY und R. STAUB sind Vorgänge in penninischen und ostalpinen Gebieten zeitlich gegliedert worden; P. ARBENZ hat uns darauf aufmerksam gemacht, dass auch die helvetischen Decken nicht alle auf einmal entstanden sind. Eine Folge fortlaufender Bewegungen hat zur Entstehung der Alpen geführt. Die Alpen sind nicht, wie es behauptet wird, in einem Gusse entstanden, so wenig wie je ein kompliziertes Gebäude in einem Gusse entsteht, mag es nun am Schlusse seiner Bauzeit noch so einheitlich aussehen. Diese Einheitlichkeit des Ganzen beweist uns höchstens, dass solch ein Gebäude nach einem bestimmten Plane gebaut worden ist; über die Länge der Bauzeit gibt sie uns niemals Aufschluss.

Im Gebiete der helvetischen Decken ist eocäner und oligocäner Flysch mit in die Faltung einbezogen worden. Er scheint

die ganze Faltung mitgemacht zu haben. Daraus ergibt sich der Schluss auf nacheocäne Bildung der helvetischen Decken. Anders schon liegen die Verhältnisse im penninischen Gebiet. Auch dort ist Flysch, wahrscheinlich solcher untereocänen Alters. Wie der helvetische, ist er noch von der Faltung mit-ergriffen worden. Dennoch ist seine tektonische Lage eine völlig andere als die des helvetischen Flysches. Während der letztere tief unter und zwischen die einzelnen Deckenkerne eingreift, liegt der penninische Flysch auf dem Rücken des Deckenpaketes, ist von dort unter dem Drucke höherer Decken nach Nord hinaus verfrachtet worden, ist vielleicht auch von dem vorwärtstrebenden penninischen Deckenpaket selbst noch überfahren worden. Nirgends greift er aber zwischen die einzelnen Decken ein, so dass wir zu der Annahme gezwungen werden, es seien penninische Deckfalten schon vor der Flyschablagerung vorhanden gewesen. Genugsam bekannt sind die exotischen Blöcke im ultrahelvetischen Wildflysch. Material südlicher Herkunft, das zum mindesten aus dem unterostalpinen Gebiete stammen muss, ist im Mitteleozän im südlichen Helvetikum zur Ablagerung gekommen. Aus der Art dieser exotischen Einlagerungen im Wildflysch müssen wir auf eine kurze Transportweite schliessen. Über ein noch ungefaltetes, unverkürztes penninisches Gebiet, wie es von der Mehrzahl der Westalpenforscher für diese Zeit noch angenommen wird, kann dieses Blockmaterial nicht hinüber-gelangt sein. Trotzdem stammt es unzweifelhaft aus dem Süden des penninischen Gebietes. Das Vorhandensein der exotischen Blöcke im Wildflysch ist ein Beweis dafür, dass das Penninikum in vormitteloocäner Zeit fast völlig gefaltet war, so dass es von ostalpinen Decken nahezu in seiner ganzen Breite überschritten sein konnte.

Wir dürfen aber nicht bei der Konstatierung vormittel-eocäner Faltung in den Gebieten der kristallinen Decken stehen bleiben. Die Beurteilung der Art und Verteilung der meso-zoischen Sedimente der penninischen Region bringt weitere Schlüsse. Von einer einigermaßen durchgehenden mesozoischen Sedimentserie, wie sie noch im Helvetikum vorhanden ist, kann man im Penninikum nichts wahrnehmen. Räumlich durch das ganze Gebiet durchgehend sind nur die Bündner-schiefer. Wo in denselben Fossilien gefunden worden sind, gehören sie in den Lias. Wo über denselben sichere jüngere Sedimente festgestellt sind, gehören sie dem obern Jura, der Kreide oder dem Tertiär an. Transgressiv liegen diese jüngern Sedimente auf älterer Unterlage. Ein gewaltiger Schnitt, eine

mächtige Lücke liegt über den Bündnerschiefern, entsprechend einem ersten Stadium der alpinen Gebirgsbildung. Die jüngern mesozoischen, dann die tertiären Sedimente finden sich nicht mehr in derselben weiten Ausbreitung wie die Bündnerschiefer. Während die Bündnerschiefer tief zwischen alle Deckenkerne eingreifen, suchen wir die jüngern Gesteine in diesen Mulden vergeblich. Vor dem obern Jura ist starke Faltung im Penninikum aufgetreten. Nach einer Zeit relativer Ruhe während dem obern Jura ist die penninische Faltung weitergeschritten. Näher auf die Probleme der penninischen Geschichte einzutreten, ist des beschränkten Raumes wegen nicht möglich. Eingehender habe ich dieselben an anderer Stelle behandelt.

Bekannt ist die vorgosauische Entwicklung im oberostalpinen Gebiet. Noch älter als die Entwicklung der oberostalpinen Decke ist diejenige der hochostalpinen. Jünger muss die Entwicklung der unterostalpinen Decken sein. Aber schon vor dem Mitteleocän haben diese das schon gefaltete penninische Gebiet überschritten. Erst nach dem Abschluss der Bildung des kristallinen Deckenbündels hat die Faltung auch das helvetische Vorland ergriffen; in einer ersten Phase zu einem Deckenbündel zusammengelegt, das dann von unterostalpinen Deckschollen und penninischem Flysch überflutet worden ist; in einer zweiten Phase zusammengestaucht und auf die Molasse überschoben.

Vom Lias bis hinauf ins Jungtertiär erstreckte sich die Dauer der alpinen Faltung. In diesem langen Zeitraume haben Perioden der Faltung abgewechselt mit solchen der Ruhe. Langsam, etappenweise, nicht in einem gewaltsamen Paroxysmus, ist das alpine Gebäude entstanden. Sedimentation, Faltung, Abtrag und vulkanische Vorgänge haben in enger, wechsellvoller Zusammenarbeit den gewaltigen Bau geschaffen, dessen Ruinen wir heute vor uns bewundern. Wenn vor mehr als einem halben Jahrhundert weitsichtige Forscher ein jungtertiäres Alter der Alpen angenommen haben, so ist das vollkommen begreiflich. Seither ist aber die Erkenntnis des alpinen Baues vorwärtsgeschritten. Die Ansichten über den Bau der Alpen sind völlig andere geworden, diejenigen über die Entstehung der Alpen sind in den wesentlichen Punkten gleich geblieben. Dass die ganzen Alpen im Tertiär, ja gar im Jungtertiär, entstanden seien, ist eine Vermutung. Beweise für diese Ansicht gibt es nicht, nicht einmal triftige Gründe. Dass Teile der Alpen wirklich und vollständig erst in junger Zeit gebildet worden sind, berechtigt nicht zu der Annahme, es sei der ganze Bau so jungen Datums.

4. — R. EICHENBERGER (Turgi): **Über Faltung und Magmenintrusion im westlichen Gotthardmassiv.**

Das Gotthardmassiv hat zwei Faltungsperioden überstanden, die variszische und die tertiäre.

Der variszische Faltenbau des Massives lässt sich heute noch einigermaßen gut verfolgen an Hand der sedimentären Synklinalzonen, die von NIGGLI und KRIGE zuerst im östlichen Teil des Massives festgestellt worden sind. Während man aber dort mehrere durch Orthogneis-Antiklinalzonen getrennte Synklinalen unterscheiden kann, vereinfacht sich westlich der Gotthardstrasse der Bau des Massives insofern, als nur noch eine Hauptsynklinale das Massiv der Länge nach durchzieht. Diese, die Guspissynklinale, wird am Leckihorn vom Rotondogranit abgeschnitten, setzt aber am gegenüberliegenden Ende des Rotodomassives im Gornerlital wieder ein und ist ohne Unterbruch bis ins Blindental und weiter zu verfolgen. Das variszische Massiv war schon in der mittleren Triaszeit vollständig abgetragen und vom Triasmeer bedeckt. Die triadische Diskordanz ist auf der Südseite des Massives von Airolo bis ins Eginental gut sichtbar.

Die tertiäre Faltung hat das Massiv emporgepresst und die Gneiszonen in Fächerstellung gebracht. Die Diskordanz zwischen Trias und Grundgebirge wurde dadurch wohl etwas verwischt, aber nicht unkenntlich.

Während beiden Faltungsperioden wurden die beteiligten Gesteine dynamometamorph umgewandelt. Es lässt sich im westlichen Teil des Gotthardmassives nachweisen, dass die tertiäre Dynamometamorphose die Gesteine des Massives im allgemeinen nicht mehr wesentlich verändert hat. Dieselben besaßen schon vor der tertiären Alpenfaltung im grossen und ganzen Struktur und Mineralbestand, die wir heute an ihnen beobachten. Die Wirkung der tertiären Dynamometamorphose auf die Gesteine des Gotthardmassives ist vielfach überschätzt worden.

Die granitischen Gesteine des Gotthardmassives lassen sich in zwei Gruppen einordnen:

Die *Granite der ersten Gruppe* erscheinen nie als wohlumgrenzte Eruptivstöcke. Scharfe Grenzen zwischen Granit- und Sedimentgneis lassen sich nirgends feststellen, wohl aber allmähliche Übergänge von einem Gestein ins andere über weite Räume. Das Granitmagma muss sich bei der Intrusion mit Sedimentmaterial weitgehend gemischt haben. Diese Granitmassen bilden die Antiklinalzonen zwischen den varis-

zischen Synklinalen und durchbrechen die letztern nirgends. Sie sind viel stärker metamorph als die Granite der zweiten Gruppe¹⁾, haben also eine Faltungsperiode mehr überstanden als jene. *Die beiden letztern Tatsachen zwingen uns zur Annahme, dass die Intrusion der Granite der ersten Gruppe vor der variszischen Faltung erfolgt sein muss.*

Starke primäre Strukturunterschiede, sowie die weitgehende Vermischung mit Sedimentgneis mögen die Ursachen gewesen sein dafür, dass die variszische Metamorphose aus diesen Graniten so verschieden struierte Gneise schuf. Wir finden, dass in den Eruptivzentren derselben granitkörnige Gneise, porphyrtartig struierte Augengneise und Streifengneise sich oft in rascher Folge ablösen und können im Felde oft beobachten, wie die letztern aus den erstern durch stärkere Auswulzung hervorgegangen sind.

Zu dieser Gruppe der vorvariszisch intrudierten Granite gehören im westlichen Gotthardmassiv die mächtigen Orthogneismassen zwischen Gornerli- und Blindental²⁾ und im mittlern Teil des Massivs die Masse des Gamsbodengneises, welche mit den erstern sowohl in geologischer wie in petrographischer Hinsicht vollkommene Übereinstimmung zeigt.

Die *Granite der zweiten Gruppe* bilden scharf umgrenzte Eruptivmassen, die sich ohne Rücksicht auf petrographische Unterschiede durch das variszische Gneisfaltensystem durchgeschmolzen haben. Im allgemeinen sind diese Granite nur wenig metamorph. Die variszischen Synklinalzonen sind von ihnen abgeschnitten worden. *Dieser Umstand beweist, dass ihre Intrusion nach der variszischen Faltung stattfand* (nach der heute herrschenden Annahme im Jungpaläozoikum). In diese Gruppe der nachvariszisch intrudierten Granite gehören der Rotondogranit, der Lucendro-Tremolagranit, der Cacciola-granit und wahrscheinlich auch der von SONDER³⁾ namhaft gemachte aplitische Granit des Winterhornes. Auch der Quarzdiorit des Sädelhornes im Merzenbachtal ist in diese Gruppe

¹⁾ Am besten kann man das im Gornerlital und am Sädelhorn (Merzenbachtal) sehen, wo hochgradig metamorphe, schiefrige Granit- und Augengneise an fast unveränderten, massigen Rotondogranit resp. Sädelhorndiorit stossen.

²⁾ Vergl. C. SCHMIDT u. H. PREISWERK, Geologische Karte der Simplongruppe, Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Liefg. XXVI, Spezialk. 48, und R. EICHENBERGER, Geologisch-petrographische Untersuchungen am Südwestrand des Gotthardmassivs, Eclogæ Geol. Helv., Vol. XVIII, 3.

³⁾ R. A. SONDER, Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spätpaläozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv. Schweiz. mineralog.-petrogr. Mitteil., I.

zu stellen. (Im östlichen Gotthardmassiv haben die jungpaläozoischen Granite im Cristallinagranit und Medelserprotoginitypische Vertreter.)

Die vorstehenden Ausführungen stehen mit der Darstellung, die SONDER (loc. cit.) vom Verhältnis zwischen Faltung und Intrusion granitischer Magmen im Gotthardmassiv gibt, z. T. im Widerspruch. SONDER hält den Gamsbodengneis, den Fibbiagneis¹⁾ und den Gneis von Oberstaffel (ein nach Mineralbestand, Struktur, Textur und geologischem Auftreten vorvariszischer Ortho- oder Injektionsgneis) für jungpaläozoische, nach der variszischen Faltung intrudierte Granite. Durch die Annahme von Stressperioden (nach der variszischen Hauptfaltung) erklärt er die grossen Differenzen zwischen dem Grad der Metamorphosen dieser Gesteine und dem der sicher jungpaläozoischen Granite. Hierzu ist zu sagen, dass die dynamometamomorphen Wirkungen dieser „Stressperioden“ die Wirkungen der tertiären Alpenfaltung um ein Vielfaches übertreffen. Es kann sich also offenbar nur um einen gewaltigen Faltungsvorgang gehandelt haben, und als solcher kommt nur die variszische Faltung in Betracht. Für die Beurteilung, ob ein granitisches Gestein des Gotthardmassivs älter oder jünger ist als die variszische Faltung, ist in erster Linie das Verhalten desselben gegenüber den variszischen Synklinalzonen und den Nebengesteinen von entscheidender Bedeutung. *Diejenigen Granitmassen, welche als Antiklinalkerne zwischen den variszischen Synklinalzonen liegen, sind älter, und diejenigen, welche diese Synklinalzonen durchbrochen haben, sind jünger als die variszische Faltung.* Die ersteren haben verschwommene, die letzteren scharfe Grenzen. Der Gamsbodengneis gehört seinem ganzen Verhalten nach zur ersten Gruppe, ist also vorvariszisch.

5. — C. WIEDENMAYER (Basel): **Zur Geologie von Ostfalcón (Nordwest-Venezuela).** (Mit 2 Textfiguren.)

Im Hügelland von Ostfalcón, das sich zwischen dem untern Tocuyo und der Küste des Caribischen Meeres ausdehnt, treten ausschliesslich tertiäre Sedimente zutage. Ältere (cretazische) Schichten erscheinen erst weiter im W, in der Gegend von San Luis und Churuguara, und im S, in der Gegend von Aroa (siehe Fig. 1).

¹⁾ Da ich die für die Altersbestimmung des Fibbiagneises entscheidenden Grenzen dieses Eruptivkörpers nicht aus eigener Anschauung kenne, habe ich ihn nicht in die Besprechung einbezogen.

Die im genannten Hügelland auftretenden Schichten gehören teils dem Oligozän, teils dem Miozän an¹.) Pliozäne Ablagerungen, die in Westfalcón und im Maracaibobecken mächtig entwickelt sind, fehlen; eozäne, wie sie aus dem Maracaibobecken bekannt sind (Jacksonstufe vom Rio San Pedro und Rio La Palma, siehe Eclogae XVII, p. 342—345), sind möglicherweise im Untergrund vorhanden, kommen aber nicht zum Vorschein. Den grössten Teil der Oberfläche nimmt das



Fig. 1. Kartenskizze von Nordwest-Venezuela. (Die Namen der im Text genannten Lokalitäten sind unterstrichen.)

Miozän ein, das Oligozän erscheint nur als schmales Band in der Axialregion der bedeutenderen Antiklinalzüge.

Während in Westfalcón und im Maracaibobecken die einzelnen Stufen des Oligozän und des Miozän keine wesentlichen lithologischen Differenzen aufweisen, lassen sich in Ostfalcón drei lithologisch verschiedene Gesteinsserien unterscheiden, entsprechend dem folgenden Schema:

¹) Die von Dr. L. VONDERSCHMIDT und mir in Ostfalcón gesammelten Fossilien werden im Basler Naturhistorischen Museum aufbewahrt. Ihre Bearbeitung wird für die Altersbestimmung der einzelnen Horizonte nähern Aufschluss geben.

westlich San Juan, prachtvoll erschlossen. Sie ist eine Deltaformation, bestehend aus sandigen Mergeln, kreuzgeschichteten Sandsteinen und Kalksandsteinen. Von besonderem Interesse sind rein marine, linsenförmige Kalksteineinlagerungen, die an verschiedenen Stellen im Landesinnern, z. B. am Cerro Campana, auftreten. Sie sind von zahllosen, höchstens 1 cm grossen, echten *Lepidocyclinen* angefüllt, während *Helicolen* und *Orthophragminen* fehlen. In den mehr mergeligen Schichten kommen gelegentlich kleine Bivalven und Gastropoden, in den Sandsteinen *Dicotyledonen*blätter vor.

2. Die *Tonmergelserie (Agua Saladaserie)*, ca. 1000 m mächtig, ist durch eine Diskordanzfläche, die stellenweise, z. B. bei Bentura, durch eine verfestigte Austernbank noch besonders gekennzeichnet ist, in eine untere und eine obere Partie geteilt. Die beiden Partien zeigen übereinstimmende lithologische Beschaffenheit. Erst gegen W hin machen sich Unterschiede geltend, indem die untere Partie rascher psammitisch wird als die obere. In Westfalcón, bei Coro und westlich davon, invahiert die sandige Fazies auch die obere Partie, so dass die ganze Serie eine einheitliche Psammitbildung darstellt. Auch ist eine Diskordanz zwischen den beiden Partien dort nicht mehr wahrzunehmen. Noch weiter westlich, im Maracaibobecken, stellen sich dann wieder merglige Gesteine in grösserer Mächtigkeit ein.

3. Die *Kalksteinserie (Capadareserie)* von Ostfalcón besteht in der Hauptsache aus hellem, reinem Kalkstein, der im einzelnen Lagen fast ganz aus *Lithothamnien* zusammengesetzt ist. Nur die basalen Partien zeigen Verunreinigungen und erscheinen teils als Kalksandstein und Konglomerat, teils als Mergelkalk. Hier kommen auch häufig prachtvoll erhaltene animalische Fossilien vor: *Kleinforminiferen*, *Echiniden*, Bivalven, Gastropoden usw. Speziell hervorzuheben sind die Fundorte *Montaña de Gueque*, *Sabanas altas* und *Aguidi* (letzterer für *Kleinforminiferen*).

Die Grenze zwischen Tonmergel- und Kalksteinserie ist ziemlich scharf. Wahrscheinlich entspricht sie einer Transgressionsfläche. Hierauf deutet das Auftreten der eben erwähnten Sandsteine und Conglomerate an der Basis der Kalksteinserie.

Im östlichen Teil von Ostfalcón ist die Kalksteinserie verhältnismässig wenig verbreitet. Sie kommt dort nur in den Synklinalen vor, wo sie den Cerro de Capadare und andere Tafelberge bildet. Im westlichen Teil von Ostfalcón, in der Gegend bei und südlich von Cumarebo, zeigt sie weit grössere

Ausbreitung. Wie schon angedeutet macht auch die Kalksteinserie nach W hin einer mehr sandigen Ausbildung Platz.

Die *Tektonik* von Ostfalcón ist erst in einigen beschränkten Teilgebieten genauer bekannt. Ganz allgemein kann gesagt werden, dass dieses Vorland des westlichen karibischen Gebirges regelmässig gefaltet ist und dass die Intensität der Faltung von S nach N sukzessive abnimmt.

Das Streichen ist im grossen Ganzen EW. Nach W hin sinkt das ganze Faltungssystem langsam ab; darauf ist zurückzuführen, dass die Ausbreitung der Kalksteinserie im westlichen Teil von Ostfalcón soviel bedeutender ist als im östlichen Teil. Im S von Coro biegt die allgemeine Streichrichtung nach SW ab längs einer NS laufenden Linie resp. Zone. Bemerkenswerterweise scheidet diese Zone, die vermutlich eine unterirdische Fortsetzung des Stiels der Paraguanahalbinsel darstellt, das mergelig-kalkige Faziesgebiet von Ostfalcón vom sandigen Faziesgebiet von Westfalcón.

Im westlichen Teil von Westfalcón ist dann das Streichen annähernd NS (Serrania de Trujillo)¹).

6. — H. HUTTENLOCHER (Bern): **Über Mineralbestand und Struktur einiger schweizerischer Erzgänge (chalkographische Untersuchung).**

Es ist notwendig, dass auch unsere schweizerischen Erzvorkommen chalkographisch untersucht werden, da die Untersuchungsweise im auffallenden Licht an polierten Anschliffen²) in die opaken Mineralien ganz unerwartete Einblicke geboten hat. Diese, der Metallographie entlehene Untersuchungsmethode ist erst imstande, über die wahren Erzvorkommnisse einer Lagerstätte erschöpfend zu orientieren, die strukturellen Beziehungen der verschiedenen Erzminerale zueinander und die innerstrukturellen Verhältnisse von jedem einzelnen klarzulegen. Die so gewonnenen Forschungsergebnisse sind nicht nur für den Praktiker, sowohl für den Aufbereitungs- als auch für den Metallhüttenmann, von ganz fundamentaler Bedeutung, sondern sie sind es ebenso für den Bergmann und den rein wissenschaftlich Interessierten.

Da die in betracht kommenden Mineralien allermeist einfache Verbindungen (Oxyde, Sulfide, Arsenide, Sulfosalze usw.) darstellen, deren Molekularbeweglichkeit unvergleichlich grösser

¹) M. BLUMENTHAL, In der Längsrichtung durch die venezolanischen Anden. Jahrb. des Schweiz. Alpenclub 1923.

²) Hs. SCHNEIDERHÖHN: Anleitung zur mikroskopischen Bestimmung und Untersuchung von Erzen, Berlin 1922.

ist als die der schwer beweglichen Silikate, sind hier die bestimmten Drucken und Temperaturen entsprechenden Mineralkombinationen und Zustände viel eher verwirklicht. Synthetische Untersuchungen und metallographische Verarbeitungen der verschiedenen Systeme erlauben teilweise schon eine genaue Interpretierung derselben. Unter anderem spielen dabei Entmischungserscheinungen eine besonders interessante Rolle, welche hauptsächlich durch zwei Vorgänge bedingt werden, durch Löslichkeitsverminderung mit fallender Temperatur oder durch Auftreten von Umwandlungspunkten.

Es ist nicht beabsichtigt, jetzt hier eine metallographisch ausgewertete Darstellung verschiedener schweizerischer Gangervorkommnisse zu geben, es soll vielmehr bloss die Überzeugung gewonnen werden, dass die chalkographische Untersuchung imstande ist, mit Hilfe weiterer Untersuchungsmethoden uns mineralogisch und genetisch weitgehend zu orientieren; die Untersuchungen müssen an umfangreichem Material vorgenommen werden; erst hernach wird es möglich sein, die Resultate nach bestimmten Gesichtspunkten einzuordnen und auszuwerten. Dass dabei auch die Geologie ihre Vorteile wird ziehen können, scheint mir sehr wahrscheinlich zu sein, da die bei der Erzmineralbildung mitwirkenden geologischen Vorgänge sich genauer mit den als geologische Thermometer bezeichneten Erscheinungen fixieren lassen; als solche sind selbstverständlich nicht nur einzelne Mineralien, sondern bestimmte Mineralkombinationen und strukturellen Verbände aufzufassen. Ausführlicher soll darüber später auf Grund eines bedeutend erweiterten Tatsachenmaterials berichtet werden. Für heute nur einige kurze Untersuchungsergebnisse.

1. Bleiglanz-Zinkblende-Gänge von Goppenstein.

Nach den bis jetzt vorhandenen Angaben¹⁾ über die Erzführung der Gänge besteht diese aus silberhaltigem Bleiglanz, Zinkblende und etwas Schwefelkies. Schon verhältnismässig wenige Anschliffe verraten aber einen beträchtlicheren Schwefelkiesgehalt, als er mit den gewöhnlichen Beobachtungsmethoden zu erwarten ist. Die Bleiglanz-Zinkblendemasse ist allenthalben von korrodierten Schwefelkieskörnern durchsetzt, welche oft bis zu den winzigsten, bizarr geformten Korrosionsresten wahrzunehmen sind. Sehr oft findet man ausserdem Magnetkies, der stets ebenfalls deutlich korrodiert ist, dessen Korrosions-

¹⁾ C. SCHMIDT, Texte explicatif de la Carte des Gisements des Matières premières de la Suisse. Bern 1920.

formen dagegen viel ausgeglichener und abgerundeter erscheinen als beim Schwefelkies. Nicht selten lassen sich Stellen finden, die ganz zweifellose *Umwandlung von Schwefelkies zu Magnetkies* erkennen lassen, gewöhnlich so, dass noch die korrodierte S-reichere Schwefeleisensubstanz den Kern, das S-ärmere Eisensulfid dagegen den Rand der Schwefeleisenrelikte bildet. Bei Betrachtung mit Immersionssystem, bei ca. 500-facher Vergrösserung, lässt sich deutlich wahrnehmen, dass die Umwandlung nach kristallographischer Gesetzmässigkeit, nach hexaedrischem Bauplan sich vollzogen hat. Verworren treten die Verhältnisse dann auf, wenn solche skelettartige Schwefelkiesgebilde im Magnetkies mit letzterem bis zu den allerfeinsten Korrosionsresten durch Bleiglanz angefressen erscheinen. *Bleiglanz* erweist sich hier als allerjüngste Erzbildung, von zweifellos nicht deszendenter, sondern von aszendenter Natur, als ein *primäres Zementationserz*. *Pyrit* ist nicht die letzte sulfidische Bildung, sondern ganz sicher die *älteste*. Die *Erzgangfüllung* ist nicht das Produkt eines einmaligen Mineralbildungsvorganges, sondern ist als ein *mehrphasiger Prozess* zu betrachten; jede neue Mineralbildungsphase führte zu Veränderungen der früher gebildeten Produkte. Auf die Schwefelkiesbildung folgte diejenige von *Zinkblende* und geringer Mengen *Fahlerz*. Vielleicht ist ihr die Umwandlung des Schwefelkieses in Magnetkies zuzuschreiben; es ist aber auch die Möglichkeit vorhanden, dass bis jetzt uns noch nicht bekannte geologische Vorgänge eine Thermometamorphose auslösten und zu der erwähnten Umwandlung führten. Die neu gebildeten Magnetkiese schliessen nicht selten scharf umgrenzte, harte Kriställchen ein, die als *Arsenkies* zu deuten sind.

Der Ag-Gehalt des Goppensteiner Bleiglanzes ist ein sehr wechselnder, nach früheren Angaben 45—300 gr pro T. Er ist chalkographisch sehr charakteristisch nachweisbar, da er nämlich im Vorhandensein von *Silberglanz* begründet liegt und letzterer nach kurzer Anätzung sichtbar gemacht werden kann; dann sieht man aus dem rauh geätzten Bleiglanz fein- und unregelmässig verteilte Pünktchen und Stäbchen, also emulsionenartig verteilte ungeätzte Kriställchen von Silberglanz hervorleuchten. Die Erscheinung hat durchaus das Aussehen von *Entmischungen* oder *Saigerungen*, wie sie der Metallograph nennt; das bei höherer Temperatur homogen im PbS gelöste Ag_2S hat sich bei tieferer Temperatur als Silberglanzkriställchen ausgeschieden; gelegentliche deutliche kleine Hexaederchen von ungeätztem Ag_2S dokumentieren die isomorphe Beziehung beider Sulfide.

Ähnlich wie der Magnetkies in der Bleiglanzgrundmasse Korrosionsformen aufweist, so verhält sich auch die Zinkblende, die oft nur mehr in kleinsten gerundeten Überbleibseln im Bleiglanz erhalten ist.

Die Erzführung der Goppensteiner Gänge, die man geneigt ist, einem einzigen Bildungsakt zuzuschreiben, ist das Produkt einer Reihe einander sich ablösender Mineralbildungsphasen. Als Sukzessionsfolge ergibt sich: Pyrit — Umwandlung in Magnetkies mit Arsenkiesbildung — Zinkblende, Fahlerz — Bleiglanz. Die Entmischung der Silber-Bleisulfidlösung kann vorläufig zeitlich nicht näher präzisiert werden; vermutlich ist sie erst ans Ende der azendenten Mineralbildung, also nach Ausscheidung des Bleiglanzes, zu stellen.

2. Bleiglanz-Zinkblendegänge von Praz Jean (Val d'Hérens).

Bis jetzt sind aus der Literatur von diesem Vorkommen nur Bleiglanz und Zinkblende bekannt. Die chalkographische Untersuchung dagegen lässt ausserdem einen grossen Reichtum an Fahlerz erkennen. In allen Fällen ist Fahlerz ganz ausgesprochen korrodiert, ebenso die Zinkblende; beide scheinen gleichaltrig und deutlich älter als der sie umhüllende Bleiglanz zu sein. Vereinzelt lassen sich Fahlerzindividuen finden, die mit *Kristalliten von Kupferkies* vollgespickt sind; es wird sich dabei um eine *Entmischung des Cu-Fe-Sulfids aus dem Cu-As-Sulfid* handeln. Selbständiges Kupferkies ist bis jetzt noch nicht gefunden worden. Die äusserst feinkristallinen, als Bleischweif bezeichneten Vorkommen im Val d'Hérens, stellen innige Gemische von Zinkblende und Bleiglanz dar; der jüngere Bleiglanz ist ganz durchsetzt von angefressenen Zinkblendereften. Fast alle Vorkommen weisen nach dem Anätzen mit HNO_3 hohen Gehalt an kleinstem und feinstverteiltem *Silberglanz* auf. Dies und die bedeutende Fahlerzführung wird wohl den beträchtlichen Silbergehalt dieser Vorkommnisse bedingen (bis 2500 gr Ag pro T.).

3. Kupfergänge des Val d'Anniviers.

Bei schweizerischen Erzvorkommen findet man zum erstenmal in dem kleinen Aufsatz von J. STAUFFACHER¹⁾ auf

¹⁾ J. STAUFFACHER, Das Wismuthfahlerz „Rionit“ aus der Grube Baicolliou b. Grimentz i. Val d'Anniviers als Beispiel einer wiederholten Zementationsumwandlung. Verh. d. natf. Ges. Basel, XXIX, 1918.

die Mehrphasigkeit der Erzbildung hingewiesen. Seine Ausführungen fussen auf Beobachtungen im auffallenden Licht an Dünnschliffen. Ich vermag aber nicht in allen Teilen seinen Darlegungen Recht zu geben; ausserdem sind Beobachtungen an polierten Erzen eher geeignet, zuverlässige Untersuchungsergebnisse zu liefern. Wie schon STAUFFACHER angibt, ist *Schwefelkies* das *älteste* Erz. Allermeist beobachtet man den Schwefelkies mit ausgesprochenen Korrosionsformen in Kupferkies eingebettet. Kupferkies ist also deutlich jünger. Das in den dortigen Vorkommnissen (Baicolliou, Pétolliou und Biolec) stets mitauftretende Fahlerz dagegen halte ich gegenüber dem Kupferkies nicht für jünger, sondern für gleichaltrig. An zahlreichem Untersuchungsmaterial war mir eine von STAUFFACHER erwähnte Verdrängungspseudomorphose des Pyrits durch Fahlerz nie zu Gesichte gekommen. •Die *Buntkupfererze* sind mit wenigen Ausnahmen *primäre* und mit dem *Kupferkies gleichaltrige* Bildungen. Das geht aus den strukturellen Verbandverhältnissen ganz deutlich hervor.

Bezeichnend für diese primären Buntkupferkiese ist ihr innerstruktureller Aufbau: Schon bei geringer Vergrösserung beobachtet man *kurzbänderige Einlagerungen von Kupferkies* vom Aussehen der Perthitbänder im Orthoklas. Man ist geneigt, diese Erscheinung als Eutekt aufzufassen. Bei ca. 500- bis 700-facher Vergrösserung mit Immersionsobjektiv löst sich die Bornitgrundmasse in ein *äusserst feingittriges System von dünnen Kupferkiesspindeln* auf, das mit der strukturellen Beschaffenheit des Mikroklin die grösste Ähnlichkeit hat. Diese Mikrostruktur hat kubische Gesetzmässigkeit und macht durchaus den Eindruck einer *Entmischungerscheinung*. Es ist sehr wohl möglich, dass auch die gröberen, bandartigen Kupferkieseinlagerungen ebenfalls eine Entmischung darstellen (mündlich mitgeteilte Auffassung von Herrn Prof. Niggli).

Die Vorkommen des Val d'Anniviers zeichnen sich alle durch einen relativ hohen Wismuthgehalt aus. Wismuth aber wird nicht in allen Fällen homogen in den Verbindungen des Fahlerzes oder des Kupferkieses gelöst enthalten sein, denn nicht selten nimmt man in den beiden erwähnten Erzen nadelige und büschelförmig aggregierte Erze wahr, die nach den bis jetzt vorgenommenen Untersuchungen als *Wismuthglanz* bestimmt werden müssen. Sie sind mit Kupferkies und Fahlerz gleichaltrig. Biolec ist daran bedeutend reicher; dort spielt als erst gebildetes Sulfid nicht Schwefelkies, sondern *Magnetkies* eine bedeutende Rolle. Auf jeden Fall stellen Kupferkies, Fahlerz, Bornit und Wismuthglanz deutlich primäre, d. h.

hypogene Bildungen dar, und sind während einer jüngern Phase entstanden als Schwefel- und Magnetkies.

Die *sekundären*, d. h. *supergen* Mineralien, verraten ihre Stellung als solche sofort bei Betrachtung ihres strukturellen Verbandes. Hierher gehören Bornit (ohne Entmischungsstruktur), Kupferglanz, Kupferindig und Malachit. Ihr Auftreten ist an Spalten, Risse und Korngrenzen gebunden.

Die gründliche Erforschung einer Lagerstätte darf neben der chalkographischen Untersuchung der gewöhnlichen Dünnschliffuntersuchung nicht entbehren. Letztere bestätigt auch im vorliegenden Falle die Mehrphasigkeit des Bildungsprozesses der Lagerstätte. Die *karbonatischen* Gangarten, wahrscheinlich zum Pyrit gehörig, sind deutlich beeinflusst durch den jüngern Kupferkies, durch das Fahlerz usw. Vor allem aber sind sie durch *Feldspat* liefernde und *Quarz* absetzende Lösungen beträchtlich angefressen und korrodiert. Dieser *jüngern Quarz- und feldspatreichen* Phase ist ein bedeutender Gehalt *feinverteilten Turmalins* und *Apatits* eigen; sie lieferte die Cu- und Bi-Verbindungen. Die Lagerstätte weist deshalb grosse Anklänge an die Vorkommnisse von Dobschau im Böhmischem Erzgebirge auf.¹⁾ Diese zweite Phase, die, ähnlich wie es bei den Siegerländer Spateisengängen der Fall ist, mit der ersten direkt keine näheren Beziehungen hat, und die einen weitaus magmatischeren Einschlag aufweist wie die ältere, steht vielleicht in Beziehung mit tektonischen Vorgängen, welche den ganzen Casannaschieferkomplex in grössere Tiefe gebracht haben mögen.

4. Die Kobalt- und Nickelgänge des Turtmanntales und vom Val d'Anniviers.

Ganz zweifellos stehen diese Gänge genetisch in engster Beziehung zu den vorwiegend Cu-Mineralien führenden Gängen. Auch sie weisen eine frühere karbonatische und eine spätere Quarz-Feldspat-Phase auf.

Hier sind vor allem die innerstrukturellen Verhältnisse der Erzminerale, die unter den Namen von Weissnickelkies, Chloanthit oder Speiskobalt laufen, von besonderem Interesse. Überall haben hier noch Spezialarbeiten einzusetzen, da sich die Verhältnisse teilweise recht kompliziert gestalten und die einzelnen Komponenten und Mineralien in ihrer Mikrostruktur meist recht schwer zu bestimmen sind. Als ein Beispiel sei

¹⁾ JOS. WOLDRICH, Montanistisch-geolog. Studien im Zipser Gömörer Erzgebirge nördl. Dobschau. Acad. d. Sc. Bull. Internat. Prag, 1913.

folgendes angeführt: Eine als *Weissnickel* bezeichnete, vollkommen homogen aussehende Probe, liess sich nach dem Anätzen in mehrere Einzelkomponenten auflösen. Die eine Komponente, durch HNO_3 leicht angeätzt, bildet *ein System von rechtwinklig sich kreuzenden Stäbchen*. Bei geeigneter Ätzung ist es möglich, die ungeätzt erscheinende und hell reflektierende Zwischenmasse der Stäbchen nochmals in zwei Komponenten aufgelöst zu sehen, wovon die eine mehr einen Stich ins Rötliche aufweist. Die Struktur ist körnig. Verwendet man stärkere Objektiivsysteme, so lassen sich *innerhalb der geätzten Stäbchen emulsionenhaft verteilte kleine ungeätzte punktförmige Kristallitchen* erkennen. Eine genauere Bestimmung der einzelnen Komponenten konnte bis jetzt noch nicht durchgeführt werden. Auf jeden Fall ergibt sich aus diesen kurzen Schilderungen, dass man es bei vorliegender Probe sicher nicht mit Weissnickel allein zu tun hat; ausserdem deuten das isotrope Verhalten und die kubische Struktur der stäbchenförmigen Entmischungen auf eine nicht rhombische, sondern kubische Modifikation hin. Ähnliche Beobachtungen lassen sich auch an den übrigen Co- und Ni-Erzen machen.

5. Kupfergänge der Mürtschenalp.

Bis jetzt war es mir nur möglich, mich an spärlichen Proben, aus dem Naturhistorischen Museum zu Bern stammend, zu orientieren. Die Lagerstätte selbst kenne ich noch nicht persönlich. Den Erzgehalt betreffend, scheint sie teilweise Ähnlichkeit mit den Gängen des Val d'Anniviers aufzuweisen, strukturell bestehen erhebliche Abweichungen:

Kupferkies, die Hauptmasse, tritt hier deutlich als *jüngste Bildung* auf; es sind ausgesprochene *Verdrängungen von Buntkupfer durch Chalkopyrit* wahrnehmbar. Dem Buntkupfer *fehlen die Entmischungen* durchaus. Spurenhalt, als deutlicher Korrosionsrest, tritt ein bläulich reflektierendes Mineral auf, das man zunächst als Kupferglanz bezeichnen möchte; bei genaueren Untersuchungen vermisst man jedoch die für dieses Mineral charakteristischen Daten. Höchst wahrscheinlich handelt es sich um Fahlerz. Beim Ätzen mit alkalischer Permanganatlösung entwickelt die Kupferglanzmasse ein pflastrig-körniges Gefüge. Es ist nicht entschieden, ob die beschriebenen Proben dieses Vorkommens primären (hypogenen) oder sekundären (supergenen) Zementationskupferkies enthalten.

Mineralogisch-Petrographisches Institut
der Universität Bern, Juni 1924.

7. — H. BÜTLER (Genève-Schaffhouse): **Quelques observations sur le Cénomanien et le Turonien de la Hamada de Tinghert (Sahara algérien).** (Avec 1 figure.)

La Hamada de Tinghert, entre *El Biodh* et *Timassinin*, se compose de plusieurs plateaux superposés. Les couches du Crétacé moyen et supérieur plongent légèrement vers le Nord-Ouest, de sorte qu'on traverse du Sud au Nord des éléments de plus en plus jeunes.

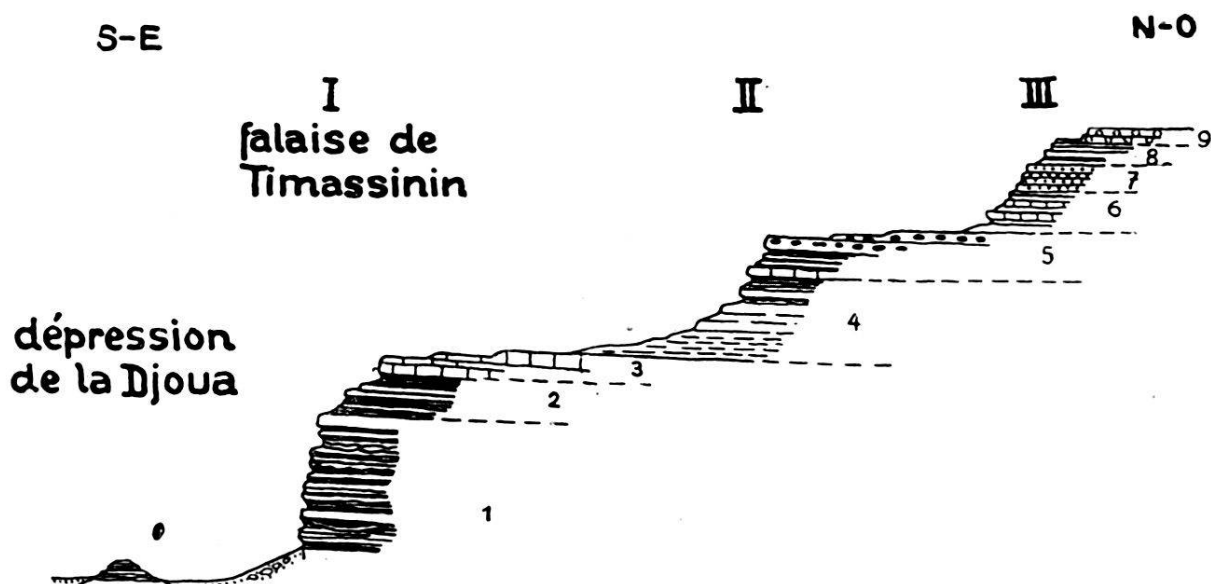
Sur notre itinéraire, la limite méridionale du plateau crétacé se trouve à 2 journées de marche au Sud de Timassinin, aux environs de *l'aïn de Tanelak*. Ce point d'eau est situé sur le flanc oriental d'une voûte anticlinale qui a 100 à 150 mètres de hauteur. Les grès, qui forment le pli, sont probablement d'âge carbonifère. Les grès marneux du flanc oriental, presque verticaux et arasés, forment une terrasse, élevée de 15 mètres au-dessus d'une vaste dépression, qui s'étend à l'Est de l'anticlinal. Au pied du pli et jusqu'à une hauteur de 10 mètres au-dessus du niveau de la plaine de Tanelak, on trouve des coquilles récentes de Mollusques d'eau douce. On constate aussi des couches lacustres horizontales et des anciens cônes torrentiels, entamés par les oueds latéraux de l'anticlinal. La plaine de Tanelak constituait autrefois un lac temporaire.

A 10 kilomètres au Nord de l'aïn, cet ancien bassin est fermé par une falaise qui a une direction Ouest-Est et 15 mètres de hauteur. Elle est formée par des grès rouges, horizontaux, probablement albiens, qui se continuent dans un vaste plateau vers le Nord.

Plus au Nord encore, vers la dépression de la *Djoua*, se superposent des argiles et des gypses bariolées. Aux environs de Timassinin, cette dépression a été décrite en détail par FOUREAU (3).

Sur le parcours de *Timassinin* à *El Biodh*, la caravane rencontre encore trois plateaux superposés.

Les argiles rouges et vertes, qui fournirent à FOUREAU une riche récolte de poissons cénomaniens, affleurent dans la partie inférieure de la grande falaise, à 10 kilomètres au Nord de Timassinin (I). L'abrupt, à cet endroit, mesure environ 65 m de hauteur. Il se termine par quelques bancs massifs d'un calcaire dur et résistant qui forme la surface du premier plateau (voir fig. No. 3).



Profil stratigraphique.

1. Argiles rouges et vertes avec des intercalations de Gypse; visible 40 m
2. id. avec quelques bancs de calcaire marneux 15 m
3. Calcaire massif, jaunâtre, très fossilifère, à *Neolobites Vibrayeanus* (Cénomanien). Le calcaire est composé de débris d'Echinodermes, de Globigerines, de Pulvinulines et de Fissurines 10 m
4. Calcaire blanc, gypseux à *Thomasites Rollandi* (Turonien). La roche est riche en débris d'Echinodermes et en Foraminifères . 30 m
5. Calcaire dolomitique, jaunâtre; riche en débris d'Echinodermes. Quelques intercalations marneuses. Les bancs supérieurs renferment des silex 15 m
6. Calcaire dolomitique, rougeâtre 15 m
7. Grès blanc, siliceux, à grain fin 10 m
8. Calcaire dolomitique, grenu, tendre; un peu phosphaté; quelques lits marneux 8 m
9. Calcaire cellulaire, dolomitique 6 m

L'ingénieur ROCHE de la première mission FLATTERS y avait déjà recueilli des fossiles cénomaniens. (C. R. Ac. Sc. Paris, 20 nov. 1880). Les mêmes fossiles ont été retrouvés par FOUREAU (3) et par CORTIER (8). FOUREAU y a vu encore des ammonites à cloisons simples, mais indéterminables.

Quelques fossiles que nous y avons récoltés, au cours de notre rapide traversée de cette région, nous ont permis de reconnaître le gisement de ROCHE, de FOUREAU et de CORTIER (No. 3 de la coupe de ce dernier auteur). Voici cette faunule:

Anisocardia aquilina (Coquand), variété *Madjeurensis*,

Exogyra flabellata (Goldfuss),

Exogyra columba (Lamarck), petite forme, variété *silicea*.

En outre, le même niveau m'a fourni 4 exemplaires de

Neolobites Vibrayeanus (d'Orbigny).

C'est une forme qui, d'après PERVINQUIÈRE (6), est cantonnée dans le *Cénomanien*.

A une journée de marche plus au Nord-Ouest, on rencontre une seconde falaise (II). Quelques témoins tabulaires la précèdent. (Gours *Ikebrate* de la carte de Foureau.) Au pied de ces gours affleurent des calcaires marneux, gypsifères, qui couvrent le calcaire à *Neolobites*. Par place, la partie inférieure de ces calcaires gypsifères est pétrie de grandes ammonites. Elles sont gypseuses, d'un diamètre de 20 à 30 cm, et leur état de conservation est très mauvais. Un des exemplaires, que j'ai pu ramener et diminuer d'une partie de son dernier tour, est un *Thomasites Rollandi* (Perron).

D'après PERVINQUIÈRE (2, 6), c'est l'ammonite la plus commune du *Turonien* de la Tunisie centrale.

Le Cénomanien se termine donc par les calcaires massifs à *Neolobites*; les calcaires gypsifères qui leur font suite appartiennent au Turonien. Les couches à silex du sommet de la seconde falaise sont sénoniennes, d'après FOUREAU (3) et CORTIER (8).

La troisième falaise (III), qu'on franchit à 35 kilomètres au Sud-Est d'El Biodh, ne nous a fourni aucun fossile. Ces couches appartiennent probablement encore au Crétacé supérieur.

Bibliographie:

1. 1881 ROLLAND, G., Sur le terrain crétacé du Sahara septentrional. Bull. Soc. géol. Fr., 3^e s., t. IX, p. 508.
2. 1903 PERVINQUIÈRE, L., Etude géologique de la Tunisie centrale. Paris.
3. 1905 FOUREAU et LAMY, Mission Saharienne, documents scientifiques.
4. 1906 GAUTIER, E. F., Contributions à l'étude géologique du Sahara. Bull. Soc. géol. Fr., 4^e s., t. VI, p. 729.
5. 1907 GAUTIER, E. F. et R. CHUDEAU, Esquisse géologique du Tidikelt et du Mouïdir-Ahnet. Bull. Soc. géol. Fr., 4^e s., t. VII, p. 195.
6. 1907 PERVINQUIÈRE, L., Etudes de Paléontologie tunisienne: I. Céphalopodes des terrains secondaires. Paris 1907 II. Gastéropodes et Lamellibranches des terrains crétacés. Paris 1912.
7. 1908 GAUTIER, E. F., Missions au Sahara, t. I. Sahara algérien. Paris.
8. 1909 CORTIER, X., et P. LEMOINE. Quelques données sur la géologie du Sahara et du Soudan. Bull. Soc. géol. Fr., 4^e s., t. IX, p. 407.

8. — A. BUXTORF (Basel): **Ergebnisse neuer geologischer Forschungen im nordschweizerischen Juragebirge.**

Der Vortragende referiert über die Resultate der Neuaufnahmen, welche in den letzten 10 Jahren unter seiner Leitung im nordschweizerischen Jura durchgeführt worden sind von folgenden seiner Schüler: E. LEHNER: Siegfriedblatt Bretzwil (vgl. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, N. F., 47. Lieferung, 1920); R. ELBER: Raimeux- und Velleratkette

(Verh. Naturf. Ges. Basel, Bd. XXXII, 1920); W. T. KELLER: Kettenjura zwischen Delsbergerbecken und Oberrheinischer Tiefebene (Eclogae geol. Helv., Vol. XVII, 1922); C. WIEDENMAYER: Juraketten zwischen Balsthal und Wangen a. A. („Beiträge“, N. F., 48. Lieferung, 1923); R. KOCH: Becken von Laufen („Beiträge“, N. F., 48. Lieferung, 1923); P. STAEHELIN: Juraketten bei Welschenrohr („Beiträge“, N. F., 55. Lieferung, 1924); dazu kommen die in nächster Zeit erscheinenden Untersuchungen von A. WAIBEL: Blatt Erschwil („Beiträge“); H. LINIGER: Becken von Delsberg (voraussichtlich in den „Beiträgen“); M. BIRKHÄUSER: Juraketten bei Undervelier und St. Brais (Verhandlungen Natf. Ges. Basel).

Die genannten Studien und weitere vom Vortragenden selber teils schon durchgeführte, teils noch weiter zu verfolgende Untersuchungen werden das tektonische Bild des nordschweizerischen Kettenjura in mancher Hinsicht bereichern. Namentlich gilt dies für die Verflechtung der meist ältern, an den Einbruch des Rheintalgrabens gebundenen Störungen mit den jüngern Faltungerscheinungen des Kettenjura. Auch für den Gang der Jurafaltung und deren wahrscheinliche Zerlegung in eine prä- und eine postpontische Phase ergaben sich manche neue Gesichtspunkte.

Zur Erläuterung des Vortrages dienten ein *Entwurf einer neuen tektonischen Karte des nordschweizerischen Kettenjura* und eine *Serie von Querprofilen* desselben Gebietes, in welchen die neuen Ergebnisse zusammenfassend dargestellt waren. Eine Veröffentlichung dieser Karte und Querprofile ist für später vorgesehen, nachdem noch weitere Ergänzungen durchgeführt sein werden.

9. — A. BUXTORF (Basel): **Neue Beobachtungen über die Flussverlegung der Breggia und die Konglomerate von Pontegana (Süd-Tessin).**

Eine Überprüfung der Zusammensetzung und Verbreitung der von ALB. HEIM¹⁾ als Pontegana-Konglomerat bezeichneten groben Nagelfluhbildungen im Nordwesten von Chiasso (Süd-Tessin) hat folgendes ergeben:

I. Die echten Pontegana-Konglomerate, gekennzeichnet durch die durch Entfärbung hellgelb gewordenen, oft blockartigen Liasgerölle, zeigen ihre Hauptverbreitung im

¹⁾ ALB. HEIM, Ein Profil am Südrand der Alpen, der Pliocänfjord der Breggiaschlucht. Vierteljahrsschrift der Natf. Ges. Zürich, Jahrgang 51, 1906.

Gebietsdreieck Cereda—Severnigo—Morbio inferiore (vergl. Karte von ALB. HEIM). Ausserhalb dieses Gebietes ist dann aber noch ein neu aufgefundenes Vorkommen zu erwähnen, das sich 600 m nordöstlich Morbio superiore findet. Unten in den Bachrinnen, die sich vom Wald Verano nordwestwärts gegen die Breggia hinabziehen, ist zwischen den Quoten 430 und 460, bedeckt von Moräne und aufruhend auf Lias, typisches Pontegana-Konglomerat blossgelegt, das sich von den Vorkommen bei Pontegana einzig durch die mehr als 1 Kubikmeter betragende Grösse einzelner Komponenten unterscheidet. Die Nagelfluhbildung füllt hier allem Anschein nach eine östlich der heutigen Breggiaschlucht liegende Erosionsrinne aus, deren Fortsetzung nach Südsüdwesten wir unter P. 455 (bei Morbio superiore), Campagna und Pelada voraussetzen müssen. Mächtige Glazial- und Fluvioglazialbildungen bedecken aber bei Morbio superiore die die Rinne erfüllenden Pontegana-konglomerate; diese treten erst bei Morbio inferiore — hier nun in grosser Breite — wieder zutage. Es gelang nicht, die Pontegana-Konglomerate über den erwähnten Aufschluss hinaus nordwärts zu verfolgen. Die Sohle der alten Rinne muss sich bei Pedriolo rasch nordwärts herausheben, denn in den Bachrinnen zwischen Pedriolo und Caneggia waren keine Pontegana-Konglomerate mehr nachweisbar; hier ruht offenbar die jungglaziale Moräne (oder Fluvioglazial) direkt dem Lias auf. Aus der Grösse der Komponenten ergibt sich, dass der Ursprungsort des Pontegana-Konglomerates in der Gegend nordöstlich Morbio superiore gesucht werden muss; offenbar sind dem Flussgerölle auch Sturzblöcke (Bergsturm Massen) von den Flanken her beigemischt. Gerölle und Blöcke wurden talabwärts verfrachtet und am Gebirgsrand im oben umschriebenen Dreieck als breiter Schuttkegel abgelagert. Da die Konglomeratbildungen an den zum Plaisancien gestellten marinen Pliozäntonen abstossen (Hügel von Pontegana) oder sie überlagern (Cereda), dürfte ihr Alter jungpliozän sein.

II. Diesen alten Pontegana-Konglomeraten stehen scharf gegenüber die viel jüngern Nagelfluh- und Geröllagen, welche östlich Castello San Pietro sich finden als Ausfüllung einer die Breggiaschlucht von NW nach SE querenden Rinne. ALB. HEIM sowohl als S. BLUMER¹⁾ haben diese, gleichfalls von Jungglazial bedeckten Nagelfluhen den Pontegana-Konglomeraten gleichgestellt; allein, es bestehen folgende

¹⁾ S. BLUMER, Über Pliocän und Diluvium im südlichen Tessin. *Eclogæ geol. Helv.*, Vol. IX, No. I, 1906.

deutliche Unterschiede: Die Gerölle dieser Nagelfluh sind von ziemlich gleicher Grösse (durchschnittlich 10—20 cm); grosse Blöcke fehlen ganz. Wie bei den Pontegana-Konglomeraten sind die Gerölle fast ausschliesslich Liaskalk; dieser aber ist nicht entfärbt, sondern bloss oberflächlich gelblich angewittert und weist beim Anschlagen die graue Farbe des frischen Gesteins auf. Unter den Kalkgeröllen fand mein Begleiter, Dr. P. Staehelin, östlich unter Castel San Pietro, ein kleines Gerölle eines noch ziemlich frischen Syenits (aus dem Veltlin stammend); im Gegensatz hiezu sind die im Pontegana-Konglomerat sehr selten auftretenden kristallinen Gerölle grusartig verwittert. Die Frische der Liasgerölle bestimmt mich, die Konglomerate in der Breggia östlich Castel San Pietro als diluvial zu betrachten, und zwar denke ich an mitteldiluviales Alter. Was den Herkunftsort dieser jüngeren Schotter anbetrifft, so möchte ich annehmen, dass die schottererfüllte Rinne ihren Ursprung nicht im Norden hatte, bei Obino (Alb. Heim), sondern im Nordwesten. Und zwar vermute ich, dass in mitteldiluvialer Zeit das nördlich Salorino liegende Tal „La Valle“ das Einzugsgebiet eines in der Richtung Salorino—Castel San Pietro fliessenden Flusses darstellte, als dessen Ablagerungen eben die die Rinne in der Breggia ausfüllenden Schotter aufzufassen sind. Heute wird „La Valle“ nach Mendrisio hinab entwässert; aber die Steilstufe zwischen Salorino und Mendrisio spricht dafür, dass wir es hier mit einem jungen Talstück zu tun haben.

Eine ausführliche Darstellung der oben beschriebenen Verhältnisse, begleitet von Profilen, wird später gegeben werden.

10. — H. SCHARDT (Zürich): **Die geologischen Verhältnisse des Kraft- und Stauwerkes Wäggital zur Erläuterung der Exkursion vom 12. Mai.**

Siehe p. 525—544.

11. — A. AMSLER (Frick): **Tektonik und tertiäre Hydrographie des östlichen Jura.**

Ein ausführliches Referat wird später veröffentlicht werden.

12. — J. JAKOB (Zürich): **Einiges über die Ekmannitminerale.**

Kein Referat eingegangen.

13. — R. KOCH (Basel): **Über Kleinforaminiferen aus dem Tertiär von Ost-Borneo.**

Ein ausführliches Referat wird später veröffentlicht werden.

14. — H. LINIGER (Basel): **Über Gitterfaltung im Berner Jura.**

Ein ausführliches Referat wird später veröffentlicht werden.

15. — ALFR. SENN (Basel): **Über Entstehung und Ausbreitung der rhätisch-unterliassischen Insel im Gebiet zwischen Lago maggiore und Luganersee.**

Siehe Alfr. Senn, Beiträge zur Geologie des Alpensüdrandes zwischen Mendrisio und Varese, p. 550ff.

Die geologischen Verhältnisse des Stau- und Kraftwerkes Wäggital.

Von H. SCHARDT (Zürich).

Mit 3 Tafeln (XVII—XIX) und 6 Textfiguren.

A. Geologische Übersicht.

Das Wäggital, mit rund 15 km Länge, durchschneidet die nördlichen, aber südlicher stammenden helvetischen Deckfalten und die Zone der subalpinen Molasse. Seine Länge verteilt sich ungefähr je zur Hälfte auf diese beiden Gebiete. Der obere Teil — das *Innertal* —, ein altes Seebecken, durch Verlandung trockengelegt, besitzt einen rund 4 km langen und im Mittel 600 m breiten, flachen Boden. Der Ausgang desselben ist eine enge Felsschlucht, im Schräh genannt, welche den Gugelberg im Osten, vom Aubrig oder Auberg im Westen trennt.

Durch Abdämmung dieses Engpasses, der auf der Höhe des Talbodens (835 m) kaum 60 m breit ist, wird nun im Innertal ein See geschaffen, der, bis 900 m gefüllt, 140 Millionen Kubikmeter Wasser aufnehmen kann (Fig. 1, 2 und 3).

Das *Vordertal*, 720 m nördlich vom Gugelberg, liegt auf der Grenze zwischen den helvetischen Kreide- und Eocaenschichten der Gugelberg-Aubrigfalte und der Molassezone. Diese, aus Nagelfluh, Sandstein und Mergel bestehend, bildet mehrere Falten und Schuppen. Die *Aabachschlucht* durchschneidet dieselbe auf eine Länge von etwas mehr als 6 km